Els aqüífers càrstics dels Pirineus de Catalunya

Interès estratègic i sostenibilitat

Antoni Freixes i Perich

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (**www.tdx.cat**) i a través del Dipòsit Digital de la UB (**diposit.ub.edu**) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (**www.tdx.cat**) y a través del Repositorio Digital de la UB (**diposit.ub.edu**) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (**www.tdx.cat**) service and by the UB Digital Repository (**diposit.ub.edu**) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

ELS AQÜÍFERS CÀRSTICS DELS PIRINEUS DE CATALUNYA

Interès estratègic i sostenibilitat

Antoni Freixes i Perich

Setembre de 2014

Dr. Alain Mangin, director
Dr. Albert Casas Ponsati, tutor

Programa de Doctorat en Ciències de la Terra de la Universitat de Barcelona

Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica

Facultat de Geologia

Universitat de Barcelona

A la memòria d'en Quim Freixes

A la Pilar Ramoneda, la Laia i la Clara

A les tres del matí partim de l'hostal d'Artiga de Lin, atravessam una fageda i avetar, on los avets i faigs se desafien a qui més amunt puja. Eixos apar que agafen d'aquells la dretura i gallardia. Se veuen flors en totes parts: roses, genciana, llirgues, espècie de lliris muntanyans (*sort*) blaus, que és bona per purga. Més amunt, en la coma de Pomèro, on se veuen grans ramades d'ovelles i bous, és tan frondós, que hi ha l'adagi, a Aran, atribuït a gent rica: "Van farts com les vaques de Pomèro".

Més amunt lo camí es fa aspre i la vegetació se fa més rara. No obstant, hi ha pins talabards i vers jardins de llirgues.

Més amunt hi ha els clots de l'Infern, que s'engoleixen l'aigua.

Sobre, hi ha lo port de Benasc, on en l'any 8 los espanyols esperaven los francesos, i els donaren mala arribada a Espanya.

D'allí es baixa a la Valleta de Benasc, on s'enfonsa el riu del Joeu, que va a sortir a través de la muntanya, a Ull de Joeu, en Artiga de Lin. S'atravessa la vall, on blanquegen com ossos d'eixos gegants, entre pins i grans esteses de talabards i bàlecs.

Des del port de Benasc se veu la Maleïda des del cap fins als peus. Se pot midar lo Goliat de nostres muntanyes des de sos peus coberts de molsa i gespa (en Aran, *gesp*), i pins, fins a son capell de plata, llampurnant als raigs de sol de migdia.

Jacint Verdaguer

Fragment del text *Maleïda*
(De Montgarri a l'Aneto, Apèndix d'Excursions i viatges, 1887)

ÍNDEX

1 INTRODUCCIÓ GENERAL ... 15

1.1 Objectius i justificació ... 15

1.2 Antecedents i metodologia ... 17

1.3 Estructura de la memòria: síntesi i resultats ... 20

1.4 Agraïments ... 23

2 TEORIA I METODOLOGIA ... 31

2.1 Carst: concepte i aproximacions ... 31

2.1.1 Introducció ... 31

2.1.2 Carst: concepte, importància i interès aplicat. Aproximacions en el coneixement del carst: geomorfologia, espeleologia i hidrogeologia. Consideracions epistemològiques ... 34

2.1.2.1 Carst: concepte, importància i interès aplicat ... 34

2.1.2.2 Aproximacions en el coneixement del carst ... 35

2.1.2.3 Consideracions epistemològiques ... 35

2.1.3 El punt de vista hidrogeològic o l'anàlisi de processos del carst ... 36

2.1.3.1 Introducció ... 36

2.1.3.2 Aproximacions actuals en la hidrogeologia del carst: les escoles hidrogeològiques ... 37

2.1.3.3 La recerca hidrogeològica des del marc experimental: els carsts i els perímetres experimentals ... 40

2.2 L'aproximació funcional ... 41

2.2.1 Introducció ... 41

2.2.2 La hidrodinàmica en l'aproximació funcional ... 42

2.2.2.1 Introducció ... 42

2.2.2.2 La llei de Darcy i la seva validesa ... 43

2.2.2.3 L'enfocament sistèmic ... 44

2.2.2.4 Funcionament i estructura del sistema càrstic ... 48

2.2.2.5 Esquematització del sistema càrstic des de la hidrodinàmica ... 59

2.2.2.6 Anàlisi de sèries temporals (AST) ... 61

2.2.3 La hidrogeotèrmia en l'aproximació funcional ... 68

2.2.3.1 Introducció ... 68

2.2.3.2 La temperatura a l'aqüífer càrstic ... 70

2.2.4 La hidrogeoquímica en l'aproximació funcional ... 76

2.2.4.1 Introducció ... 76

2.2.4.2 Conductivitat o mineralització com a variable regionalitzada ... 78

2.2.4.3 Mineralització i contingut iònic de les aigües en el carst ... 80

2.2.4.4 Sistema o equilibri calcocarbònic ... 82

2.2.4.5 Caracterització hidrogeoquímica del cicle hidrològic i dels episodis de crescuda ... 85

2.2.4.6 Isòtops ... 90

2.2.4.7 Esquematització de l'aqüífer càrstic des de la hidrogeoquímica clàssica i isotòpica ... 93

2.2.5 La hidrobiologia en l'aproximació funcional 94
2.2.5.1 Introducció 94
2.2.5.2 L'aqüífer càrstic des de la hidrobiologia 95
2.2.5.3 Consideracions teòriques i aplicades 99
2.3 Tendències actuals en el coneixement i la gestió de l'aqüífer càrstic 101
2.3.1 Hidrodinàmica i modelització 101
2.3.2 Tendències actuals en la recerca bàsica i aplicada del carst 106
2.3.3 Gestió de l'aqüífer càrstic 111
3 SISTEMES CÀRSTICS DELS PIRINEUS DE CATALUNYA 119
3.1 Introducció 119
3.2 Sistemes de la Val d'Aran 121
3.2.1 La Val d'Aran: característiques físiques 121
3.2.1.1 Introducció 121
3.2.1.2 Geologia 123
3.2.1.3 Clima 128
3.2.1.4 Vegetació i sòls 130
3.2.1.5 Els processos i els diferents modelats a la Val d'Aran. El glacialisme i el modelat fluvial. El carst 131
3.2.1.6 Recursos hídrics i sostenibilitat 140
3.2.2 Sistema de Uelhs deth Joeu 141
3.2.2.1 Introducció 141
3.2.2.2 Característiques físiques del sistema 142
3.2.2.3 Hidrodinàmica 156
3.2.2.4 Hidrogeotèrmia[41] 168
3.2.2.5 Hidrogeoquímica 173
3.2.2.6 Cicle hidrològic i crescudes en els Uelhs deth Joeu i el Forat dels Aigualluts: cabal, temperatura i conductivitat 189
3.2.2.7 Conclusions 201
3.2.3 Sistema de la Font de Lastoar 208
3.2.3.1 Introducció 208
3.2.3.2 Característiques físiques 209
3.2.3.3 Hidrodinàmica 214
3.2.3.4 Hidrogeotèrmia 217
3.2.3.5 Hidrogeoquímica 220
3.2.3.6 Conclusions 229
3.2.4 Sistema de les Fonts de Tèrme i Pila 233
3.2.4.1 Introducció 233
3.2.4.2 Característiques físiques 234
3.2.4.3 Hidrodinàmica 241
3.2.4.4 Hidrogeotèrmia 246
3.2.4.5 Hidrogeoquímica 251
3.2.4.6 Conclusions 268
3.2.5 Sistema de la Font d'Aigüèira 275
3.2.5.1 Introducció 275
3.2.5.2 Característiques físiques 276
3.2.5.3 Hidrodinàmica 284

3.2.5.4 Hidrogeotèrmia 291
3.2.5.5 Hidrogeoquímica 294
3.2.5.6 Recursos hídrics, qualitat de les aigües i sostenibilitat 305
3.2.5.7 Conclusions 307

3.2.6 Anàlisi de components principals dels sistemes càrstics aranesos: perspectiva comparativa i aportació als models conceptuals 313

3.3 Sistemes de l'Alt Llobregat i l'Alt Segre 318

3.3.1 Alt Llobregat i Alt Segre: característiques físiques 318

3.3.1.1 Introducció 318
3.3.1.2 Geologia 319
3.3.1.3 Clima 320
3.3.1.4 Processos actuals i del Pleistocè superior 321
3.3.1.5 Recursos hídrics, protecció i sostenibilitat 323

3.3.2 Sistema de les Fonts del Bastareny 324

3.3.2.1 Introducció 324
3.3.2.2 Característiques físiques 326
3.3.2.3 Hidrodinàmica 339
3.3.2.4 Hidrogeotèrmia 351
3.3.2.5 Hidrogeoquímica 352
3.3.2.6 Les respostes hidrològiques naturals del sistema de les Fonts del Bastareny: Bullidor de Sant Esteve, Adou del Bastareny (i sobreeixidor SC-30) i Font del Violí 362
3.3.2.7 Conclusions 403

3.3.3 Sistema de les Fonts del Llobregat 409

3.3.3.1 Introducció 409
3.3.3.2 Característiques físiques 410
3.3.3.3 Hidrodinàmica 418
3.3.3.4 Hidrogeotèrmia 421
3.3.3.5 Hidrogeoquímica 424
3.3.3.6 Conclusions 433

3.3.4 Sistema de la Fou de Bor 437

3.3.4.1 Introducció 437
3.3.4.2 Característiques físiques 438
3.3.4.3 Hidrodinàmica 447
3.3.4.4 Hidrogeotèrmia 449
3.3.4.5 Hidrogeoquímica 451
3.3.4.6 Conclusions 455

3.3.5 La circulació hídrica subterrània de les Penyes Altes de Moixeró 459

3.3.5.1 Introducció 459
3.3.5.2 Marc físic i experimental 461
3.3.5.3 Els brolladors del túnel: caracterització hidrogeològica general 464
3.3.5.4 Galeria de reconeixement 2 (GR2) 473
3.3.5.5 Galeria de reconeixement 3 (GR3) 482
3.3.5.6 GR2 i GR3: anàlisi comparativa 490
3.3.5.7 Conclusions 502

4 CONCLUSIONS GENERALS 509
4.1 L'aproximació hidrològica funcional en l'anàlisi del carst 509
4.2 Grau de carstificació i estructura de drenatge 509
4.3 El factor hidrodinàmic en el potencial de carstificació 516
4.4 Recursos estratègics i sostenibilitat 516
4.5 Prospectiva 519

Notes 523

Bibliografia 537

Annex 1 561

Annex 2 569

INTRODUCCIÓ GENERAL

1 INTRODUCCIÓ GENERAL

1.1 Objectius i justificació

L'objectiu d'aquest treball és realitzar una síntesi de la recerca hidrogeològica experimental desenvolupada els darrers trenta anys en els Pirineus de Catalunya.[1]

Els resultats que es presenten són una part significativa de les investigacions hidrogeològiques realitzades, encara que, per les considerables dimensions del conjunt dels treballs, no s'aporten la totalitat dels resultats obtinguts en els diferents sistemes experimentals (per a una visió més àmplia vegeu a la bibliografia els reports dels projectes europeus i les publicacions més significatives).

L'objectiu bàsic i cabdal ha consistit en la caracterització hidrològica dels sistemes estudiats en els Pirineus de Catalunya, avaluar els seus recursos i reserves hídriques, definir el seu interès estratègic i valor patrimonial, i proposar un enfocament sostenibilista en la seva gestió.

En aquest marc, l'anàlisi del funcionament i l'estructura ha estat fonamental per a definir l'esquema o model conceptual de cadascun dels sistemes i, en aquest sentit, conèixer les particularitats de l'estructura del reservori ha estat essencial en la definició del tipus d'explotació, tant en el seu plantejament general com en la concepció i el disseny dels possibles dispositius de captació.

Dues consideracions justifiquen plenament l'esforç i l'aproximació realitzada en la recerca dels aqüífers càrstics dels Pirineus. La primera és el gran desconeixement hidrogeològic de l'estructura pirinenca a Catalunya, on, pràcticament, no s'hi han desenvolupat recerques hidrogeològiques de tipus prospectiu[2] i, encara menys, de tipus intensiu, com les que es presenten en aquesta tesi.

La segona és que quasi la meitat del territori de Catalunya la formen els Pirineus. Els Pirineus defineixen el territori situat a la part septentrional de Catalunya, amb una extensió aproximada de 15.300 km^2. En efecte, els Pirineus, –de les Serres Exteriors a l'anomenat Pirineu Axial– constitueixen la unitat estructural de major extensió de Catalunya (Muñoz, 1985; Vergés, 1993; Berástegui et al., 1993).

El treball que es presenta no es vol limitar a una caracterització dels sistemes i a una avaluació dels seus recursos, sinó que pretén donar una orientació completament diferent a les possibles iniciatives d'aprofitament dels recursos hídrics de l'àmbit pirinenc. Aquesta orientació és del tot necessària si hom considera els greus problemes que caracteritzen les aigües subterrànies de nombroses àrees del país.

A Catalunya,[3] en les darreres dècades del segle XX,[4] els plantejaments racionals que haurien d'haver caracteritzat l'explotació dels recursos d'aigua en general i, particularment, en el cas de les aigües subterrànies (i no per manca de propostes per part dels hidrogeòlegs) han estat més aviat escassos. La gestió de l'aigua, pràcticament, no ha existit, si el que s'entén per gestió és una explotació racional dels recursos (de la quantitat i la qualitat) alhora respectuosa amb el medi ambient, és a dir, que observés el paper i la importància dels ecosistemes. Els recursos hídrics més aviat s'han posat simplement en explotació i, en general, és difícil parlar pròpiament de gestió. No obstant, cal reconèixer una certa "gestió dels recursos" –de la quantitat– (des del punt de vista conceptual únicament basada en la creació d'infraestructures, per a garantir si més no els abastaments d'aigua potable i el reg a les zones agrícoles, sobretot a les terres de Lleida), però la gestió de la qualitat, pràcticament, no ha existit.[5] Actualment a Catalunya els problemes de qualitat de l'aigua, particularment en determinats aqüífers de l'àmbit de les Serralades Costaneres Catalanes (depressions neògenes i materials quaternaris associats), són realment greus. Aquesta situació és palesa en els aqüífers de l'àmbit d'influència de Barcelona (gran àmbit metropolità de Barcelona i, de forma més extensa, en el conjunt del territori litoral català, sobretot en àrees de marcada influència industrial i d'activitat ramadera). Redreçar aquesta situació no és senzill, però és del tot necessari fer-ho per a no hipotecar definitivament els recursos d'aigua subterrània que han tingut i tenen un paper estratègic, sobretot en situacions crítiques com les sequeres.[6] En aquest sentit, és necessari introduir una gestió racional dels recursos hídrics –una gestió obligatòriament sostenibilista–, és a dir, una gestió que ha d'observar la perspectiva ambiental.

Precisament ara, l'administració de l'aigua catalana, ja disposa d'un Pla de gestió del districte de conca fluvial de Catalunya (aprovat el 23 de novembre de 2010) que té com a objectiu cabdal una gestió sostenibilista de l'aigua, a la pràctica, encara amb un desenvolupament limitat. Mentre al llarg de dècades ha estat incapaç de desenvolupar una gestió racional de la quantitat i de la qualitat dels recursos d'aigua (i de desenvolupar i aplicar els indispensables models de gestió que ni tan sols es disposen). Per part de l'administració o administracions s'ha menyspreat sistemàticament el coneixement com a factor de racionalitat indispensable en la gestió dels recursos hídrics.

És interessant traslladar aquestes consideracions i reflexions als Pirineus i al seu patrimoni hídric subterrani. En efecte, des de la perspectiva de l'ordenació del territori pirinenc, cal observar com un objectiu principal la gestió sostenible dels seus recursos hídrics, sobretot en aquests moments, que sembla que es vulguin plantejar diverses iniciatives racionals en el desenvolupament i organització d'aquest territori (Projecte del Pla Territorial de l'Alt Pirineu i Aran, aprovat el 25 de juliol de 2006; IDAPA, 2005). En aquest sentit, el coneixement del medi físic i, en particular, la recerca del patrimoni hídric adquireixen una interès cabdal. El carst, pel seu considerable desenvolupament,

per la seva originalitat i diversitat i pels seus recursos hídrics, adquireix una rellevància particular en els Pirineus. No obstant, tot el que està passant aquests darrers anys amb el creixement urbanístic de la Cerdanya (i alt Llobregat) i de la Val d'Aran –per esmentar dos espais o territoris pirinencs que són el paradigma de la no sostenibilitat– té molt poc a veure amb la sostenibilitat ambiental i amb una ordenació racional del territori. Així, la ubicació d'equipaments diversos, alguns d'alt risc per al medi, i el creixement desmesurat dels espais dedicats a activitats, com per exemple, l'esquí i segones residències, s'han concretat sense estudis del medi físic, i sense observar el paper dels recursos hídrics i la seva protecció. I, a més, els estudis d'impacte ambiental, en el supòsit que s'hagin realitzat, són moltes vegades insuficients i metodològicament desenfocats.

La situació és realment paradoxal, doncs, en els Pirineus, malgrat la seva extensió, la importància considerable de les litologies d'interès hidrogeològic i el valor patrimonial i estratègic dels seus recursos hídrics (Freixes et al. 1996; Pascual et al., 1996; Freixes et al., 1998, 2000; Freixes, 2003;), els estudis hidrogeològics i la posada en explotació dels recursos hídrics subterranis són més aviat limitats.[7]

Com a una conclusió avançada es pot afirmar que l'estructura pirinenca no disposa, pràcticament, ni d'estudis geològics orientats a la prospecció de recursos, ni de recerques hidrogeològiques aprofundides. Per tant, la síntesi de resultats que es presenta a continuació és només un primer pas en la recerca hidrogeològica dels Pirineus que constitueixen una unitat estructural amb nombroses subunitats de naturalesa calcària de palès interès hidrogeològic. Així mateix, en un futur immediat caldrà insistir en l'observació d'altres litologies donada la gran diversitat de roques consolidades d'interès hidrogeològic i, òbviament, també caldrà considerar els aqüífers al·luvials i fluvioglacials pirinencs per l'interès i les possibilitats que presenten.

1.2 Antecedents i metodologia

L'origen llunyà de tot el treball que es presenta en aquesta tesi cal cercar-lo en l'anada que realitzàrem l'any 1978, encara com a estudiants de geologia i d'hidrogeologia, els meus amics Josep Maria Cervelló i Manel Monterde i jo mateix, a la reunió sobre carst celebrada a Tarbes: *Le karst. Son originalité physique, son importance economique* i a la sortida de camp *Excursion dans le karst Ariégeois*, ambdues activitats organitzades pel Laboratori Subterrani del CNRS (Moulis, França) i *l'Association des Géologues du Sud-Ouest* (França). En el marc de les referides activitats es presentaren per primera vegada i de forma oficial els resultats de la recerca hidrogeològica intensiva realitzada en el Carst Experimental de Baget (Pirineus, França) (fotos 1, 2 i 3) i en els carsts de l'Ariejà (Pirineus, França).

Després de no poques dificultats, l'any 1980, amb el suport de l'aleshores recentment creat Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya (Departament de Política Territorial i Obres Públiques) i de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona, iniciàrem una recerca hidrogeològica i experimental, amb la metodologia d'enfocament sistèmic desenvolupada pel Laboratori Subterrani de Moulis (CNRS, França). La recerca es concretà en un exemple d'aqüífer càrstic en conglomerats calcaris: "Carst Experimental de Rellinars". Aquest sistema, situat en el Parc Natural de Sant Llorenç del Munt i la Serra de l'Obac, constitueix l'expressió més significativa de la circulació subterrània del massís (Llopis Lladó, 1944; Freixes et al. 1983, 1991 a; Freixes, 1986; 1987) (fotos 4, 5, 6, 7, 8 i 9).

Paral·lelament al desenvolupament de la recerca a Rellinars i en anys posteriors, es desenvoluparen recerques de caracterització dels diversos carsts en conglomerats i

gresos calcaris situats a les vores S i N de la Depressió Terciària de l'Ebre (Cervelló i Freixes, 1989, 1992).

L'any 1986, en el marc del Congrés Internacional d'Espeleologia, celebrat a Barcelona, organitzàrem el Simposi Internacional sobre el Carst en Roques Detrítiques de naturalesa carbonàtica. En aquesta reunió s'explicaren els diferents exemples de Catalunya[8] i es visitaren els paleocarsts i els carsts actuals dels conglomerats calcaris de les serres de Montserrat i de Sant Llorenç del Munt i l'Obac. A Montserrat: la cova del Salnitre i la descàrrega natural del carst actual (Mentiroses i Font Gran de Monistrol de Montserrat) i a Sant Llorenç del Munt i l'Obac: el Carst Experimental de Rellinars.[8]

Posteriorment, a finals de la dècada dels 80, des del Servei Geològic de Catalunya (Departament de Política Territorial i Obres Públiques) s'iniciaren recerques en diferents aqüífers calcaris de Catalunya. En aquest context es realitzà un intens treball de camp: es visitaren la pràctica totalitat de les àrees calcàries de Catalunya. Les observacions de terreny es centraren, sobretot, en posar en relleu la importància dels recursos hídrics subterranis, en fer una aproximació al coneixement dels límits de les diferents unitats hidrogeològiques, en conèixer les característiques de les descàrregues dels aqüífers i en valorar les possibilitats d'impulsar el monitoratge de les diferents unitats o sistemes hidrogeològics, per així disposar d'una primera aproximació o caracterització hidrològica.

Més enllà de les observacions realitzades en els carsts i els aqüífers carbonàtics de la Serralada Costera Catalana, depressions neògenes i Depressió Terciària de l'Ebre, l'àmbit dels Pirineus presentava un particular interès. En efecte, l'escàs coneixement hidrogeològic dels Pirineus a Catalunya i l'interès estratègic que podien tenir els seus recursos conduí cap a la recerca dels aqüífers càrstics ubicats en aquesta gran unitat estructural. Els treballs s'han desenvolupat principalment a la Val d'Aran i a les conques altes del Llobregat i Segre, on es va fer un monitoratge dels aqüífers més importants.[9]

Com ja s'ha comentat, a més del suport que les iniciatives tingueren des del Servei Geològic de Catalunya (Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya) i, posteriorment des de la Junta d'Aigües (Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya) fins l'any 2000, el desenvolupament del programa va comptar amb dos importants projectes europeus aconseguits per via de competència: *Exchange of the matter and fluids in karstic media* (ERBCHBICT930308; 1994-1996) i *A multi-disciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies* (ERB4050PL932460; 1995-1997). En la darrera etapa, ha estat el Dr. Albert Casas de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona qui ha donat suport a la recerca realitzada i a la materialització d'aquesta tesi.

La metodologia que s'ha utilitzat en les recerques hidrogeològiques realitzades en els Pirineus és la desenvolupada en el Laboratori Subterrani de Moulis (França), que a Catalunya es posa a punt en el Carst Experimental de Rellinars (Freixes et al., 1983; Freixes, 1986). Es tracta d'una metodologia que ha esdevingut clàssica en la recerca hidrogeològica del carst i que constitueix una de les aproximacions més interessants al coneixement del medi càrstic: escola carstològica i hidrogeològica del Laboratori Subterrani de Moulis (França). En aquesta metodologia el pressupòsit epistemològic bàsic és l'enfocament sistèmic. El sistema és el paradigma de tota la recerca desenvolupada (Mangin, 1975 a, 1975 b, 1976, 1982 b; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Freixes, 1986, 1995 a; Obarti, 1987). Però la recerca també és quantitativa, amb dues característiques fonamentals: és experimental i interdisciplinària. Els processos

hidrològics es quantifiquen a partir de les possibilitats reals de mesura de les diferents característiques de l'aigua (cabal, temperatura, conductivitat, ions majoritaris, isòtops, gasos, elements traça, radioactivitat, microcrustacis aquàtics…). La recerca transcendeix la interdisciplinarietat de l'aproximació hidrològica i esdevé transdisciplinària quan s'introdueixen aproximacions conceptuals i quantitatives en el terreny de la interpretació de les dades experimentals, i en el de la modelització qualitativa o quantitativa: termodinàmica dels processos irreversibles, teoria de les fractals, xarxes neuronals, anàlisi multifactorial, anàlisi de correlació i espectral i, més recentment, l'anàlisi d'onetes i les anàlisis multiresolució i multifractal (Prigogine, 1974; Mangin, 1978 c, 1982 b; Saporta, 1990; Mandelbrot, 1983; Nadal, 1993; Burke, 1995; Labat et al., 1999 a, b, c, 2001, 2002, 2011, 2012).

En aquesta tesi s'ha utilitzat de forma explícita l'enfocament sistèmic com a pressupòsit epistemològic bàsic i el treball hidrològic s'ha realitzat des de tres disciplines: la hidrodinàmica, la hidrogeotèrmia i la hidrogeoquímica. Cal remarcar l'interès de les metodologies de caràcter més pròpiament sistèmic com succeeix amb l'anàlisi d'hidrogrames (segons l'aproximació de Mangin, 1975 a) i l'anàlisi de sèries temporals: anàlisi de correlació i espectral (Mangin 1982 a, c). Les aproximacions des de la hidrogeotèrmia i la hidrogeoquímica també s'han de situar en el marc que defineix l'enfocament sistèmic (Andrieux, 1978; Bakalowicz, 1979 a).

En els exemples estudiats a la Val d'Aran s'ha fet un esforç metodològic en la utilització de traçadors en sistemes hidrològics d'alta muntanya. Posar a punt les tècniques de traçat artificial (fluoresceïna, clorur de liti…) ha servit de base per a la resta d'estudis realitzats a Catalunya i per a la preparació dels programes d'experiències amb traçadors a desenvolupar en un futur immediat en els aqüífers de l'alt Llobregat. Així mateix, s'ha realitzat una aproximació metodològica per a la determinació al camp i al laboratori de les característiques fisicoquímiques de les aigües d'alta muntanya; aquest ha estat un aspecte fonamental en la recerca de les característiques físiques i, sobretot, geoquímiques: baixes temperatures en les diferents parts dels sistemes (conca superficial –mantell nival i aigües superficials– i epicarst, aigües d'infiltració i, particularment, pèrdues, circulació subterrània –zona no saturada i saturada– i descàrrega natural) i una feble o molt baixa mineralització amb totes les particularitats que això suposa: baixes concentracions en bicarbonats, calci i magnesi, baixa força iònica, baixes concentracions en CO_2… (vegeu reports i publicacions).

El desenvolupament de les recerques s'ha concretat en diferents conques en les quals es va fer monitoratge (sistemes de les Fonts del Llobregat, Bastareny, Joeu, Aigüèira i Tèrme-Pila); en el cas dels sistemes de la Fou de Bor i Lastoar, no es disposà d'instrumentació (només s'hi instal·laren escales limnimètriques i s'hi realitzaren aforaments químics), però s'hi realitzà un seguiment sistemàtic de les característiques hidrològiques més importants (Freixes, 1995 b). D'aquestes conques o sistemes càrstics experimentals importants dues han estat considerades de referència: el sistema càrstic de Joeu i el de les Fonts del Bastareny, el primer situat a la Val d'Aran i el segon a l'alt Llobregat. La primera és una conca experimental atlàntica que constitueix una de les aportacions d'origen subterrani més importants de la capçalera de la Garona; la segona és una conca de marcada influència mediterrània situada en el límit de les altes conques del Llobregat i el Segre, però tributària del Llobregat.

Aquestes dues conques experimentals de referència, especialment equipades amb instruments d'enregistrament en continu, han servit per posar a punt determinades metodologies o per desenvolupar-ne de noves. La conca de Joeu ha tingut interès en la caracterització de la dinàmica hidrològica pròpia del sistemes d'alta muntanya que

presenten un important mantell nival temporal (i glaceres de circ a gran altitud) i en la posada a punt de la metodologia per a la realització d'experiències amb traçadors.

La conca del Bastareny fou equipada per a la realització de mesures en un espectre molt ample de característiques fisicoquímiques de l'aigua: cabal, temperatura, conductivitat, ions fonamentals, elements traça, isòtops, gasos dissolts, radioactivitat…); així mateix s'hi realitzà una recerca experimental en un dels seus aqüífers epicàrstics (aqüífer superficial de la Font Tordera). En aquesta conca s'hi desenvolupà el projecte europeu: *A multi-disciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies (1995-1997).*

La caracterització hidrogeològica de la conca experimental de referència de Joeu i de la conca d'Aigüèira, les dues a la val d'Aran, ha facilitat el desenvolupament de treballs de cartografia hidrogeològica i també de cartografies hidrogeològiques de vulnerabilitat amb la metodologia EPIK i la utilització de Sistemes d'Informació Geogràfica (Monterde, 1998 a, b). L'experiència assolida en la realització d'aquestes recerques i cartografies hidrogeològiques ha estat fonamental per posar a punt una metodologia de cartografia hidrogeològica que s'ha utilitzat amb resultats interessants en diferents tipus d'aqüífers (Freixes et al., 1998 c; Geoservei, 2001).

L'experiència en la utilització de la metodologia d'enfocament sistèmic, experimental i interdisciplinària adquirida en la recerca dels aqüífers càrstics dels Pirineus fou determinant a l'hora d'analitzar i cercar les solucions més adequades al fenomen de captura càrstica del riu Cardener que es produí en el diapir salí de Cardona (Freixes et al., 1999; Mangin, 1999).

1.3 Estructura de la memòria: síntesi i resultats

La memòria s'ha estructurat en dues parts perfectament diferenciades. La primera, relativa a la teoria i la metodologia, té com a objectiu més important l'anàlisi de les diferents possibilitats de coneixement del carst i dels seus processos, centrant-se però en la perspectiva hidrogeològica. Des d'aquesta perspectiva hidrogeològica es fa una revisió de l'aportació de l'equip interdisciplinari d'hidrologia subterrània del Laboratori Subterrani de Moulis (França) i s'aborden els continguts de les diferents aproximacions disciplinàries que s'hi han desenvolupat: hidrodinàmica, hidrogeotèrmia, hidrogeoquímica i hidrobiològica. En els darrers 45 anys els coneixements aportats per l'equip de Moulis han esdevingut una veritable escola i la metodologia desplegada i les idees més importants han estat utilitzades per investigadors francesos, així com per equips de recerca de diferents països; les contribucions més significatives d'aquests són també referides i analitzades. Òbviament, hi ha altres contribucions des la hidrogeologia del carst o, emprant una expressió més genèrica, des de la hidrogeologia de les roques carbonàtiques, tant a Europa com a l'àmbit anglosaxó; així doncs, es tracten els models conceptuals i les idees essencials de les diferents escoles europees i anglosaxones, que han constituït en el desenvolupament de la recerca experimental un important motiu de discussió i reflexió. En la línia d'analitzar i contrastar les idees més diverses, es refereixen les contribucions hidrogeològiques que han estat crítiques amb l'enfocament sistèmic –paradigma fonamental dels treballs del Laboratori Subterrani de Moulis– i amb el mateix concepte de carst i els models conceptuals adoptats en la seva descripció. Aquesta part primera, encara que no tingui una explícita intenció epistemològica, estableix una base per a una molt necessària i interessant recerca teòrica i epistemològica del carst, és a dir, per a un treball des de la perspectiva de la hidrologia teòrica.

La segona part correspon al contingut essencial de la memòria, és a dir, a la recerca experimental realitzada en diferents sistemes hidrogeològics dels Pirineus de Catalunya.

Les diferents unitats experimentals investigades se situen a la Val d'Aran i altes valls del Llobregat i Segre.

Els exemples experimentals, com a conseqüència de la seva diferent situació, es caracteritzen per presentar característiques físiques i factors definitoris de naturalesa ben distinta. Aquests contexts tenen diferent naturalesa, tant per la diversitat de les característiques geològiques i climàtiques com de les ecològiques, entre les quals caldria situar els sòls com a factor bioclimàtic. En efecte, d'una part hi ha els exemples de la Val d'Aran que, en pertànyer a la conca atlàntica, presenten unes característiques climàtiques de clara influència atlàntica, que es confirmen en analitzar els règims pluviomètric i tèrmic al llarg del cicle hidrològic. En canvi, els altres exemples, situats també als Pirineus (Llobregat i Segre) però pertanyents a la conca mediterrània, presenten una clara influència, més o menys important, del clima mediterrani.

Encara que els exemples que es tracten són tots de l'àmbit pirinenc també s'han realitzat observacions i recerques hidrogeològiques en el conjunt del país calcari de Catalunya, particularment en sistemes de la vora de la Conca Terciària de l'Ebre: Rellinars (serra de l'Obac), Forat del Vent (Collsacabra), Montserrat i Espluga de Francolí (conglomerats pertanyents al ventall al·luvial de la serra del Montsant). Aquests sistemes constitueixen interessants exemples de merocarst (conglomerats i gresos) i tenen una influència mediterrània més marcada. Les observacions realitzades tenen un interès complementari i contribueixen a contextualitzar les observacions dels Pirineus en el conjunt de Catalunya.

La consideració i estudi de sistemes en contexts diferents –mediterranis i atlàntics– té interès a dos nivells, d'una banda perquè permet una certa anàlisi regional de les característiques de cada exemple posant en evidència l'existència de forts gradients –pluviometria, producció de CO_2…– entre les unitats més properes a la Mediterrània i les atlàntiques, i, de l'altra, perquè permetrà relativitzar la influència de determinats elements i factors en el desenvolupament de la carstificació. La quantificació del grau de carstificació és, precisament, un dels objectius bàsics en cadascuna de les unitats experimentals. La possibilitat de comparar sistemes pròpiament mediterranis amb atlàntics la donen els resultats obtinguts en el Carst Experimental de Rellinars (Freixes, 1986) i els estudis realitzats en els sistemes hidrogeològics d'influència més mediterrània en l'àmbit dels Pirineus que es presenten en aquesta tesi.

El resultats obtinguts al Carst Experimental de Rellinars (Freixes, 1986) han aportat unes referències interessants de cara a les diferents recerques realitzades a Catalunya i particularment als Pirineus.

En efecte, el carst de Rellinars, independentment del seu caràcter de merocarst, és un excel·lent prototipus de carst o d'aqüífer mediterrani. Aquest carst està situat a escassa distància del mar (a uns 30 km) i al vessant septentrional dels conglomerats terciaris de Sant Llorenç del Munt-Obac associats a la Serralada Prelitoral. L'anàlisi dels processos del carst de Rellinars (cabal, temperatura de l'aigua, geoquímica de l'aigua –particularment l'estudi del sistema calcocarbònic– i hidrobiologia –estudi de la deriva–) va permetre definir les característiques fonamentals del funcionament hidrològic i de l'estructura de l'aqüífer.[10]

En el marc de les diferents iniciatives desenvolupades a Catalunya per conèixer la hidrogeologia de les roques calcàries i del carst i, en particular, en les recerques desen-

volupades en aquest treball dedicat als aqüífers de l'alta muntanya dels Pirineus, es poden plantejar quatre grans aspectes d'interès: la metodologia, els resultats experimentals i el models conceptuals, les reflexions en el terreny de la hidrologia teòrica i el valor estratègic dels recursos hídrics i la seva gestió des de la sostenibilitat.

Des del punt de vista de la metodologia –que és d'enfocament sistèmic i hidrològic, experimental i interdisciplinària–, s'han contrastat les possibilitats de l'aproximació que es posà a punt en el carst de Rellinars (Freixes, 1986) en altres sistemes de Catalunya –dels carsts d'influència mediterrània de l'alt Llobregat i Segre als atlàntics de la Val d'Aran–.

Els resultats experimentals (obtinguts en els exemples dels Pirineus de Catalunya) indiquen que els sistemes presenten característiques molt contrastades i il·lustren molt bé l'originalitat i diversitat pròpia del medi càrstic.

Així mateix, el treball ha permès conèixer la carstificació i la hidrogeologia en una diversitat d'exemples en els quals les característiques de l'alta muntanya són menys marcades a l'alt Llobregat i Segre i molt més marcades a la Val d'Aran.

Els exemples estudiats constitueixen una casuística que ha permès analitzar característiques molt diverses en relació amb el funcionament hidrològic i, particularment, en relació amb els processos que s'observen en els diferents sistemes: infiltració ràpida i lenta i la seva importància relativa, infiltració en pèrdues com un tipus particular d'infiltració ràpida, infiltració parcial en una conca i el tipus de complexitat que això introdueix, la influència dels tipus d'infiltració en els processos, el desenvolupament de l'epicarst i l'existència d'aqüífers epicàrstics, les implicacions que té la precipitació sigui en forma de neu o no, el paper del mantell nival segons la seva importància, l'origen i el flux del CO_2 en les diferents parts de l'aqüífer, la circulació a la zona saturada en aqüífers de característiques ben diferents, la diversitat de característiques de les zones de descàrrega de cadascun dels sistemes…

En un dels exemples –Moixeró– ha estat possible la recerca experimental de la circulació de la zona saturada amb punts d'observació al seu interior.

També té un considerable interès l'anàlisi de la situació espacial dels processos de carstificació (dissolució) en el sistema càrstic, és a dir, si la carstificació es desenvolupa en el conjunt del sistema (carst superficial i epicarst, zona no saturada i zona saturada) o bé, de forma més important, en alguna d'aquestes parts del sistema. En aquest sentit, els sistemes aranesos en general, i particularment els de Joeu i Aigüèira, permeten realitzar interessants reflexions.

L'anàlisi del funcionament hidrològic en cadascun dels sistemes ha permès inferir-los una estructura característica, és a dir, conèixer i definir un esquema o model conceptual per a cada sistema o aqüífer.

En definitiva, el treball realitzat ens introdueix en la diversitat i la complexitat que caracteritza el carst i l'aqüífer càrstic i aquests aspectes tenen, així mateix, un marcat interès des del punt de vista teòric i de la hidrologia teòrica.

Des d'aquesta perspectiva teòrica s'han realitzat interessants aportacions des de la mateixa escola de Moulis (Mangin, 1975 a, 1977, 1978 b, c 1982 b; Bakalowicz, 1979 a, 1988; Gèze i Mangin, 1980; Mangin i Bakalowicz, 1990). En aquest sentit, a Catalunya, els treballs realitzats a Rellinars i als carsts d'alta muntanya als Pirineus (sistemes de Joeu, Aigüèira i Tèrme-Pila, Fou de Bor, Fonts del Llobregat i Bastareny) han facilitat

algunes aproximacions teòriques d'interès (Freixes, 1986, 1995 a; Freixes et al., 1998 a, b). Aquestes aproximacions i reflexions s'han realitzat a partir de l'anàlisi de l'estructura tipus dels sistemes (binària o monàdica) i la seva relació o influència en els models hidrogeològics conceptuals que caracteritzen els sistemes; en aquest mateix sentit, la reflexió sobre l'energia i el potencial de carstificació implicats en els processos de carstificació es pot abordar a partir dels conceptes de la termodinàmica dels processos irreversibles (entropia, ordre, desordre, grau d'organització, evolució lluny de l'equilibri…).

Els resultats de la hidrologia experimental introdueixen una altra perspectiva, un altre context en el que situar i utilitzar les observacions de terreny (els aspectes geològics, però sobretot els geomorfològics), que adquireixen un altre valor i profunditat.

Els recursos hídrics subterranis avaluats en els sistemes estudiats tenen un interès estratègic des de la perspectiva de la hidrologia operativa. En efecte, dels diferents sistemes es disposa del coneixement bàsic indispensable, és a dir, d'una bona caracterització hidrogeològica (normalment són suficients les dades d'un cicle hidrològic) com per a definir iniciatives de gestió. A més, en tots els sistemes s'ha realitzat una anàlisi de l'estructura geològica a un nivell inferior de la descàrrega natural amb l'objectiu de conèixer les possibilitats d'existència de reserves profundes.

La utilització dels recursos necessita però d'una aproximació racional, una gestió que observi la quantitat, la qualitat i també el punt de vista ambiental.

En conseqüència, es proposa una gestió sostenibilista d'aquests sistemes, és a dir, una utilització racional, que exigeix iniciatives de protecció i de coneixement que suposaran la realització d'un programa de cartografies hidrogeològiques (i de vulnerabilitat i de risc), així com un programa de sondeigs de reconeixement i d'experiències amb traçadors.

Les parts teòrica i experimental es complementen amb dos annexos: el primer tracta de la termodinàmica dels processos irreversibles aplicada al carst i el segon és un recull de fotografies que il·lustren els aspectes més rellevants dels sistemes càrstics experimentals.

1.4 Agraïments

El director d'aquesta tesi ha estat el Dr. Alain Mangin, professor d'investigació i exdirector del Laboratori Subterrani de Moulis del *Centre National de la Recherche Scientifique* (França) (actualment *Station d'Ecologie Experimental, Moulis-CNRS*). A més de la direcció d'aquest treball, li dec la part més important de la meva formació com a hidrogeòleg del carst, el suport a les meves iniciatives de recerca i una amistat que va més enllà de la nostra relació científica.

El tutor de la tesi ha estat el Dr. Albert Casas, catedràtic de Geofísica del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona. Li he d'agrair el seu constant suport i comprensió, sobretot, quan he travessat per moments difícils. Ell ho sap molt bé. També li dec una part important de la meva formació com a geòleg i hidrogeòleg. Però, el que ha estat i és realment important és comptar amb la seva amistat.

El desenvolupament del treball que es presenta, és en gran part, fruit de l'activitat d'un equip interdisciplinari i, en conseqüència, és el resultat d'un esforç col·lectiu. De forma

cabdal, l'equip ha estat constituït per dos excel·lents professionals de la hidrologia, en Manel Monterde i en Joan Ramoneda. La seva contribució ha fet possible l'immens treball desenvolupat, el qual ha abastat diferents disciplines: geologia, climatologia, hidrodinàmica, hidrogeotèrmia, hidrogeoquímica (geoquímica de les aigües d'alta muntanya), hidrobiologia,[11] tractament de les dades i modelització, cartografia hidrogeològica, cartografia de vulnerabilitat i risc, i aplicació de la tecnologia dels sistemes d'informació geogràfica; la seva aportació ha estat fonamental en tot el treball de camp realitzat i en el monitoratge dels diferents sistemes estudiats i també en la posada a punt de mètodes de mesura d'una gran diversitat de paràmetres, indispensables en la recerca hidrològica a l'alta muntanya i l'anàlisi química de les aigües d'alta muntanya.

La meva sort és que, al llarg de més de 30 anys, quasi mitja vida, he pogut impulsar la recerca del carst a Catalunya amb la seva inestimable col·laboració i suport constants. Els amics Manel i Joan es mereixen, per tant, el meu respecte, reconeixement i agraïment més profunds. La seva aportació en tot el treball realitzat ha estat fonamental.

En el marc de la recerca hidrogeològica realitzada es desenvoluparen dos projectes europeus aconseguits per via de competència.[1] Aquests projectes van permetre comptar amb dos becaris postdoc, el Dr. Jean Pierre Morin i la Dra. Laurence Gourcy, de gran qualitat professional i humana. A la Laurence i al Jean Pierre els vull agrair la seva coratjosa dedicació i col·laboració en el desenvolupament dels projectes i també la seva amistat.

El meu germà Ramon ha realitzat la revisió ortogràfica i d'estil dels textos fins arribar a l'original definitiu. La seva ha estat, en tot moment, una col·laboració inestimable. Li vull agrair la intensa dedicació i generositat, però, sobretot, el suport moral en moments difícils.

L'Albert Martínez, geòleg, estudiós de les estructures dels Pirineus, però també excellent dibuixant, ha tingut cura d'una part molt important de les il·lustracions. La seva ajuda en l'acabament de la tesi i el seu suport i amistat han estat molt importants.

El geòleg i amic Francesc Domingo m'ha aportat nombroses idees i suggeriments sobre la geologia i l'estructura geològica dels sistemes de les Fonts del Llobregat i de la Fou de Bor i també sobre la geologia del massís del Moixeró. Així mateix, ha contribuït en l'anàlisi i en la interpretació de l'estructura geològica profunda de l'aqüífer de les Fonts del Llobregat i en la realització del tall geològic del Túnel del Cadí que s'ha basat tant en les dades aportades per la cartografia geològica del Moixeró com en les obtingudes a partir de l'excavació del túnel (vegeu l'apartat de l'alt Llobregat).

Al geòleg Josep M. Cervelló, amb qui he compartit la inquietud pel carst des de totes les perspectives possibles, li he d'agrair l'impuls de tot el treball realitzat en els paleocarsts de Catalunya i la seva col·laboració en nombroses qüestions d'aquesta tesi; però, finalment, el millor que m'ha passat amb el Josep M. ha estat compartir sense límits la passió per les Ciències de la Terra, particularment les sortides de camp, i sobretot comptar amb el seu suport i amistat incondicionals.

Al Dr. Francesc Calvet, que malauradament ja no es troba entre nosaltres, li dec una part significativa de la meva formació com a geòleg, particularment en roques carbonàtiques. I li he d'agrair el suport en les recerques sobre el paleocarst a Catalunya, així com una gran comprensió cap a les meves iniciatives i una gran amistat.

Els treballs experimentals preliminars al desenvolupament d'aquesta tesi van comptar principalment amb el suport dues institucions: el Servei Geològic de Catalunya-Institut Cartogràfic de Catalunya i la Junta d'Aigües de Catalunya. La tesi s'ha desenvolupat

finalment amb el suport de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona i del Laboratori Subterrani de Moulis (CNRS, França).

Del Servei Geològic he d'expressar el meu agraïment als seus dos caps, Dr. Cai Puigdefàbregas i Dr. Antoni Roca, ambdós recolzaren les iniciatives per a conèixer millor el carst de Catalunya.

Del Laboratori Subterrani de Moulis, on en nombroses estades vaig rebre una inestimable formació metodològica en anàlisi de sistemes i hidrologia experimental del carst, tinc d'esmentar el suport i els suggeriments rebuts per part dels diferents investigadors de l'equip interdisciplinari dedicat a la hidrologia del carst: Dr. Raymond Roux, Sr. Dominique d'Hults, Dr. Claude Andrieux[12], Dr. Michel Bakalowicz i Dr. Alain Mangin.

Al Dr. David Labat matemàtic del Géosciences Environnement Toulouse, Universitat de Toulouse-CNRS-IRD-OMP, li he d'agrair la bibliografia sobre l'anàlisi multifractal aplicat a la hidrologia del carst.

Als amics Dr. Josep Anton Muñoz, Dr. Jaume Vergés i Jordi Cirés, estudiosos de la estructura geològica i de la relació tectònica-sedimentació en els Pirineus, els he d'agrair el seu suport en resoldre nombroses qüestions i la col·laboració en els treballs de camp.

El Dr. Josep Anton Muñoz m'ha ajudat amb les interpretacions i generalitzacions dels resultats de la seva tesi. Li he d'agrair les explicacions sobre les grans estructures tectòniques de l'orogen pirinenc i molt particularment la seva contribució en la realització de talls geològics dels carsts aranesos de Joeu i de Tèrme-Pila i l'anàlisi de detall de la geologia de la zona de descàrrega d'ambdós sistemes. També ha contribuït en l'anàlisi de l'estructura geològica del sistema de les Fonts del Llobregat.

Al Dr. Jaume Vergés li agraeixo els comentaris sobre la seva tesi i nombrosos suggeriments de l'evolució de les conques pirinenques, la tectogènesi de l'orogen i la definició d'unitats estructurals i la seves relacions.

Amb el geòleg Jordi Cirés, de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, he discutit nombroses qüestions relatives a la geologia de la totalitat del sistemes càrstics estudiats i li he d'agrair també la seva col·laboració en el treball de camp per realitzar el tall hidrogeològic de Liat a les ressurgències de Pila i Tèrme.

Al Dr. Joan Palau, que va estudiar en la seva tesi el massís de Marimanha, li he d'agrair els interessants comentaris sobre la geologia del massís i la realització de talls geològics i les anades al camp. M'ha aportat les interessants publicacions realitzades al massís de Marimanha i, sobretot, el seu suport i amistat.

Als també companys de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Mariona Losantos i Xavier Berástegui, els agraeixo la seva ajuda a entendre i resoldre nombroses qüestions sobre la geologia de Catalunya i en particular sobre les formacions calcàries dels Pirineus.

Al company Heribert Florensa, que formava part de la Unitat d'Hidrogeologia del Servei Geològic de Catalunya i, posteriorment, del Servei de Recursos Hídrics Subterranis i Recerca de la Junta d'Aigües de Catalunya, li he d'agrair el seu constant suport i amistat.

Al Dr. Jaume Bordonau li agraeixo la lectura crítica i els suggeriments relatius als apartats sobre el glacialisme i el carst aranès.

Més enllà dels col·laboradors més immediats he comptat amb les aportacions de nombrosos geòlegs i experts en hidrogeologia, molt especialment de Joan Orta i Josep Escobet, bons coneixedors de la geologia del Moixeró i del Túnel del Cadí.

Un agraïment particular al geòleg i hidrogeòleg Jordi Montaner per la seva contribució en la posada a punt de la metodologia de cartografia hidrogeològica.

A tots els companys de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona que m'han donat el seu suport, particularment els pertanyents al Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció geològica.

En el desenvolupament dels projectes europeus he d'agrair especialment el suport dels Doctors M. Bakalowicz (BRGM, CNRS) i M. Monnin (Universitat de Montpellier, Géofluides-Bassins-Eau).

Al Dr. Michel Bakalowicz li dec una part molt important de la meva formació en hidrogeoquímica del carst, les observacions sobre la utilització dels paràmetres de l'equilibri calcocarbònic com a indicadors hidrogeològics i l'aplicació de les anàlisis factorials a les dades geoquímiques de l'aigua. També li haig d'agrair el seu interès i suport perquè l'equip d'hidrogeologia del Servei Geològic de Catalunya participés en projectes europeus de recerca.

Al Dr. Michel Monnin del CNRS-Universitat de Montpellier li he d'agrair la invitació a participar en projectes europeus i el suport en el seu desenvolupament.

A l'espeleòleg Antoni Asensio li agraeixo la informació sobre les cavitats i les surgències de la serra del Cadí i l'alt Llobregat i el suport en el treball de camp.

Al Joan Casamartina i la Roser Gómez, amic i amiga, els agraeixo les fotografies de la Fou de Bor en situació de crescuda.

Als amics espeleòlegs Jordi Farriol i David Camps els he d'agrair el suport en l'exploració de la cova del mall de l'Artiga, situada a 2400 m d'altitud, a la conca del sistema de Joeu, i també les interessants fotografies d'aquest fenomen espeleològic.

A l'espeleòleg i informàtic José Angel Arroyos, la seva amistat i el suport en matèria informàtica.

Al matemàtic i professor Carles Ros l'ajuda en la realització informàtica de les equacions.

Al biòleg i espeleòleg Jesús Gabaldón, amb qui tinc la sort de compartir les inquietuds per l'epistemologia i el sentit de la ciència, li he d'agrair el suport en moments difícils i la seva amistat.

A l'espeleòleg i amic, Jordi Icart, que ja no es troba entre nosaltres, li he d'agrair la informació topogràfica i les fotografies sobre l'avenc de Bargadèra (sistema de Lastoar a la val d'Aran).

A la Sra. Roser Faure li he d'agrair la interessant documentació aportada i el seu assessorament sobre l'aranès.

A l'amic Lleonart Matía, responsable de control de qualitat de l'aigua d'AGBAR, el seu suport a l'experiència de traçat del sistema Tèrme-Pila.

Al Sr. Jordi García, director del Parc Natural del Cadí-Moixeró, l'interès i el suport per a poder desenvolupar les recerques en l'àmbit del parc.

Un agraïment molt especial a tots els espeleòlegs de l'Espeleo Club Sabadell.

També he d'expressar el meu agraïment als experts i científics següents:

Al Dr. Jean Luc Seidel, de la Universitat de Montpellier, la realització de les anàlisis d'elements traça en una gran diversitat d'aqüífers de Catalunya, en el marc dels dos projectes europeus abans esmentats.

A la Dra. Marta Estrada de l'Institut de Ciències del Mar (Consell Superior d'Investigacions Científiques) i als seus col·laboradors, les facilitats donades en la realització de les anàlisis de la fluoresceïna de les experiències realitzades als carsts de Tèrme-Pila i Joeu.

A la Dra. Gemma Rauret del Departament de Química Analítica de la Facultat de Ciències Químiques de la Universitat de Barcelona per la realització de l'anàlisi del Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} i K^{+}.

Als Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona i especialment a la seva directora, la Dra. Montserrat Baucells, la seva contribució en la realització d'analítiques diverses: deuteri i oxigen-18, fluoresceïna, liti i elements traça.

Al Dr. Jorge Wagensberg, professor de termodinàmica dels processos irreversibles i Director científic de la Fundació "la Caixa", li he d'agrair la bibliografia tramesa i els seus comentaris.

Al Dr. Enric Banda, professor d'investigació del CSIC i actualment Director de l'Àrea de Ciència, Recerca i Medi Ambient de la Fundació "la Caixa", que sempre m'ha encoratjat en les meves inquietuds, li he d'agrair el seu suport i suggeriments.

Al Dr. Antonio Pulido-Bosch de la Universitat d'Almeria, per la bibliografia i suggeriments, però sobretot pel suport constant que m'ha donat i per la seva amistat.

Al Dr. José María Calaforra de la Universitat d'Almeria, per la bibliografia facilitada, pel seu suport i amistat.

Així mateix, he d'agrair als Drs. Antonio Pulido-Bosch i José María Calaforra que em convidessin a impulsar la *Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst* (*SEDECK*), indubtablement una de les millors iniciatives dels darrers temps en la comunicació dels carstòlegs i espeleòlegs i en la divulgació i coneixement del carst a nivell de tot l'estat.

Als Drs. Iñaqui Antigüedad i Tomás Morales de la Universitat del País Basc per les seves tesis i la bibliografia aportada i pel seu suport i amistat.

Al Dr. Manuel López Chicano de la Universitat de Granada, la tramesa de la seva tesi doctoral.

Al Dr. Josep Manuel Pascual de la Universitat de Lleida per l'interès, la seva tesi doctoral i la documentació facilitada.

Als Drs. Henry Roques de l'Institut Nacional de Ciències Aplicades de Toulouse, William Back del Servei Geològic d'Estats Units i Jean Charles Fontes de la Universitat Pierre et

Marie Curie de Paris (que malauradament ja no es troba entre nosaltres), la tramesa de bibliografia que tant m'ha ajudat en els diferents treballs realitzats.

Al Dr. Carles Ayora del CSIC per la lectura crítica de l'apartat teòric dedicat a la hidrogeoquímica i pel seu interès i suport.

A l'amic, Dr. Jaume Masoliver, catedràtic de Física de la Universitat de Barcelona per la seva ajuda a entendre diferents aproximacions i tècniques aplicades a l'anàlisi de series temporals: anàlisi no tendència de les fluctuacions, anàlisi d'escala, desenvolupament de sèries de Volterra (Volterra expansions), anàlisi dels moments i identificació dels nuclis (*kernel*).

Als Srs. Carles Farré i Lluís Félez de FECSA-ENDESA, les dades facilitades i el suport al treball realitzat a la Val D'Aran.

Al Sr. Jordi Gavaldà pel seu suport i la informació facilitada.

Al Sr. César Ferrer de la *Confederación Hidrográfica del Ebro* per l'interès i les facilitats en el treball desenvolupat a la Val d'Aran.

Al Dr. José Antonio Cuchí de la *Escuela Politécnica Superior de Huesca* pel seu interès i el suport a les iniciatives de recerca a l'alt Éssera.

Al Dr. Joaquín García-Sansegundo de la Universitat d'Oviedo, els comentaris sobre la geologia de la Val d'Aran.

A la Dra. Alicia Cámara, catedràtica d'Història de l'Art de la UNED, les informacions i la bibliografia sobre l'enginyer Tiburzio Spannocchi.

Als responsables del Túnel del Cadí SA, la informació facilitada i el suport a la recerca experimental.

Al Sr. Jaume Codina, excursionista i bon coneixedor del Moixeró, per la seva col·laboració en el treball de camp i les interessants observacions sobre la Fou de Riu.

Al Sr. Joan Marginet, exalcalde de Riu de Cerdanya, les informacions relatives a les fonts i captacions d'abastament d'aigua potable de Riu.

TEORIA I METODOLOGIA

2 TEORIA I METODOLOGIA

2.1 Carst: concepte i aproximacions

2.1.1 Introducció

Les roques carbonàtiques ocupen una extensió del 10% de les terres emergides, la qual cosa en el context de la Terra ha de considerar-se com a molt important. Aquestes roques han estat i estan sotmeses a l'acció dels processos geodinàmics externs i interns. D'aquesta manera, els carbonats, originàriament formats en grans conques marines, són incorporats per les orogènies a les serralades i formen part de relleus enèrgics. En altres situacions, que resulten d'evolucions geodinàmiques diferents –carbonats en conques d'avantpaís, carbonats posttectònics en estructures de distensió neògenes i quaternàries–, a vegades quasi sense deformació, formen part d'àrees o dominis tabulars i d'escàs relleu, o bé es situen en planes i depressions.

Les deformacions tectòniques modifiquen substancialment la naturalesa sedimentària i diagenètica dels materials carbonàtics i alteren les seves propietats físiques. Així, els carbonats adquireixen, a més de la porositat primària, una porositat secundària constituïda per les discontinuïtats tectòniques que facilita la circulació subterrània de les aigües i els processos de dissolució (*Karst. Important karst regions of the northern hemisphere*, editors Herak i Stringfield, 1972; Ford, 1988, in *Paleocarst*, editors N. P. James i P. W. Choquette; Andreychouk et al., 2009).[13]

Les grans regions càrstiques del planeta estan situades en la seva majoria a les àrees de plegaments alpins: Papua Nova Guinea, Nova Zelanda, sud de la Xina, Kurdistan, Malàisia, Indonèsia, serralades occidentals nord-americanes, Mèxic, Amèrica Central i Antilles, serralada andina, l'Atlas africà i, a Europa, el perímetre alpí circummediterrani:

Bètiques, Pirineus, Pics d'Europa, serralades Ibèrica i Costera Catalana, les Cevenes, els Alps, les serralades dinàriques fins a Grècia, els Càrpats, el Caucas i les grans extensions càrstiques turques del Taurus i Antalya. Altres regions, també importants, se situen en àrees de plegaments més antics (caledonians, hercinians i apalatxians), en les plataformes calcàries paleozoiques del centre dels Estats Units o en els escuts precambrians i cambrians de Brasil i Sud-Àfrica. Aquest conjunt de regions i serralades són, de forma cabdal, els dominis geològics de desenvolupament dels carsts de gravetat o meteòrics, que són els que s'estudien en aquest treball als Pirineus (Mangin, 1978 c; Cervelló i Freixes, 1989, 1992).

La naturalesa i característiques dels processos geodinàmics externs i interns són determinants dels potencials d'erosió. L'acció de les aigües o fluids serà diferent segons siguin les característiques dels potencials d'erosió, produint-se diferents situacions d'interacció aigua-roca o dels fluids amb la roca. Si l'acció és eminentment mecànica, es produirà una erosió mecànica superficial (Mangin, 1975 a; Trudgill, 1985), però si el procés d'erosió és eminentment químic, el fenomen és la dissolució o carstificació. El fenomen de la carstificació pot presentar-se, però, en condicions geodinàmiques ben diverses i el motor pot ser també diferent: gravetat, termoconvecció, químic..., així en resulten els següents tipus: els carsts de gravetat, els litorals (marins) o de potencial químic, els hidrotermals en sentit estricte, els hidrotermals carbogasosos i, finalment, els carsts sulfúrics (Mangin, 1982 b; Bakalowicz, 1979 a, 1986 b; Bakalowicz et al., 1987; Gunn, 1986; Ford, 1988; Hill, 1990, 1995; Ford i Williams, 1989; Dublyansky N.V., 1980, 2000 Dublyansky Y.V 1995; Klimchouk i Ford, 2000; Lowe et al., 2000; Andreychouk et al., 2009). Les característiques físiques relatives al funcionament i l'estructura dels diversos tipus de carsts seran diferents segons el motor i el procés que els hagi originat; en efecte, la distribució dels buits que resulti de la carstificació serà diferent segons el carst sigui de tipus hidrotermal o meteòric (per gravetat). En els carsts hidrotermals i sulfúrics la totalitat o una part dels fluids responsables de l'acció de dissolució pot tenir origen profund (CO_2 de descarbonatació de l'escorça, processos relacionats amb jaciments d'hidrocarburs...).

Aquest treball tracta de la hidrogeologia de les roques carbonàtiques i dels carsts clàssics o meteòrics a partir d'exemples d'alta muntanya dels Pirineus.

La primera part, a la qual correspon aquesta introducció, té com a objectiu sintetitzar els resultats i les idees més importants de les recerques realitzades sobre la hidrogeologia de les roques carbonàtiques i el carst. Per aquest motiu s'han recollit les aportacions tant dels corrents o escoles nord-americana i anglesa com de les franceses, suïsses i de l'antiga Iugoslàvia, per referir, solament, les que són més importants i conegudes.

Aquesta part primera és una síntesi de caràcter molt general. En aquest sentit, la realització d'un treball aprofundit de caràcter estrictament epistemològic aportaria segurament idees crítiques sobre la idoneïtat de les definicions de carst i d'aqüífer càrstic realitzades des de les diferents aproximacions hidrogeològiques i, fins i tot, des d'aproximacions no hidrogeològiques.

En aquests aqüífers, un aspecte molt important és el tipus d'estructura del reservori que constitueix la zona inundada –fissural (o de carstificació incipient o poc desenvolupada), càrstica ben desenvolupada (amb drenatge i sistemes annexos al drenatge), càrstica molt desenvolupada (únicament amb estructura de drenatge) o bé càrstica no funcional–.

A l'aqüífer càrstic, la carstificació és la responsable del desenvolupament de l'estructura de buits que forma el reservori (Freixes, 1993). El desenvolupament més o menys

important de la carstificació determina que existeixen aqüífers amb una estructura de buits ben diferent:

- estructura fissural (o càrstica feblement desenvolupada) i homogènia (amb una funció reservori que pot anar de poc a molt important),
- estructura càrstica (mitjanament o ben desenvolupada) amb elements de drenatge i sistemes annexos al drenatge (amb una important funció reservori),
- estructura càrstica molt desenvolupada (molt evolucionada) constituïda essencialment per elements de drenatge (i absència de sistemes annexos i de la funció reservori) i,
- estructura càrstica desenvolupada, però no funcional (inundació generalitzada del carst, funció reservori important).

L'interès en definir el carst des d'una perspectiva hidrològica permet anar més enllà de la visió descriptiva, parcial o reduccionista que aporten la hidrologia clàssica i la geomorfologia. No obstant això, la reflexió és interessant situar-la en un marc més ampli, com és el de la hidrogeologia de les roques carbonàtiques.

Les aportacions sobre el coneixement de la circulació de l'aigua com a procés fonamental en el medi càrstic s'han analitzat a partir de diferents disciplines: hidrodinàmica, hidrogeotèrmia, hidrogeoquímica i hidrobiologia.

El treball experimental realitzat en diferents aqüífers de Catalunya s'ha concretat principalment des de les aproximacions hidrodinàmica, hidrogeotèrmia i hidrogeoquímica. La hidrobiologia fou abordada solament en un primera aproximació al sistema de Rellinars (Freixes, 1986; Ramoneda i Freixes, 1988). No obstant, també s'han fet filtratges als sistemes de les Fonts del Bastareny, Uelhs deth Joeu i Aigüèira, però pràcticament no s'han treballat les dades obtingudes i, en conseqüència, no es tractaran en aquest treball.

L'aportació de l'equip del Laboratori Subterrani de Moulis (LSM) (CNRS, França): aproximació funcional, ha estat detingudament analitzada i de fet constitueix la columna vertebral dels continguts tractats en aquesta introducció teòrica i metodològica. Això té una clara explicació: els resultats aportats per aquest laboratori constitueixen la contribució més important al coneixement del carst durant les tres darreres dècades del segle XX i, com ja havia estat assenyalat anteriorment (Cervelló et al., 1982; Cervelló i Freixes, 1989, 1992; Freixes, 1993, 1995 a), suposen un trencament conceptual i epistemològic amb les idees clàssiques de la hidrologia i geomorfologia càrstiques (Bachelard, 1974; Popper, 1977; Kuhn, 1977; Moulines, 1982; Freixes, 1995 a).

En efecte, el treball realitzat al Carst Experimental de Baget i en altres unitats del carst de l'Arieja (Mangin, 1978 b, c; Bakalowicz, 1978, 1986 a; Andrieux, 1978; Rouch, 1978) defineix i delimita el carst com a medi físic, quantifica el desenvolupament del fenomen i aporta un model o esquema conceptual que aproxima de forma global la realitat del carst.

Aquesta esquematització, com posteriorment s'ha constatat (Sorriaux, 1982; Bakalowicz, 1988; Mangin 1978 b; Mangin, 1982 b; Freixes, 1993; Cervelló i Freixes, 1992), s'ha demostrat de gran utilitat d'una banda en l'estudi i l'anàlisi de la significació del modelat càrstic i, d'una altra, en l'anàlisi dels paleosistemes càrstics.

2.1.2 Carst: concepte, importància i interès aplicat. Aproximacions en el coneixement del carst: geomorfologia, espeleologia i hidrogeologia. Consideracions epistemològiques

2.1.2.1 Carst: concepte, importància i interès aplicat

La regió natural de *Karst (Kras)* es troba al NE de l'Adriàtic, aproximadament entre Trieste i Ljubljana (Eslovènia) a les províncies anomenades d'Ístria i Carniola de l'antic imperi austrohongarès. Aquesta regió presenta un conjunt de característiques morfològiques i hidrològiques originals que han universalitzat la utilització del topònim *Karst* –Carst, en català– per a definir regions amb una fenomenologia semblant arreu del planeta.

Gèze (1973) defineix el carst com "tota regió constituïda per roques carbonàtiques compactes i solubles (calcàries i dolomies), en les quals apareixen formes superficials (exocarst) i subterrànies (endocarst) característiques"; aquest autor assenyala que als dominis càrstics no si poden aplicar les regles generals de la geomorfologia ni de la hidrogeologia (vegeu Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a).

El concepte de carstificació l'introdueix Gèze (1973) com el conjunt de processos que determinen la gènesi i evolució de les formes superficials i subterrànies d'una regió càrstica (vegeu Mangin, 1975 a).

Més endavant es veurà l'interès que assoleix una definició hidrològica i global del carst (Mangin, 1975 a, 1978 c, 1982 b); aquesta definició consisteix en entendre el carst en el seu conjunt i, en aquest sentit, serà fonamental la unitat escollida per a descriure aquest conjunt. La unitat és el sistema càrstic.

A l'originalitat física del carst i l'interès que suscita la seva complexitat des del punt de vista de la recerca, cal afegir una gran importància econòmica i ambiental (Mangin, 1978 a) i una no menys important significació cultural. En efecte, com molt bé afirma Avias (1978), de les característiques del carst i de la seva important repartició o distribució a les terres emergides en deriva una gran importància econòmica i humana. Per exemple, la zona perimediterrània ha estat el bressol de grans civilitzacions que han crescut en les proximitats de regions càrstiques o en elles mateixes, i és també en aquest domini geogràfic que s'hi desenvoluparen, a l'abric del carst, algunes de les primeres civilitzacions prehistòriques (Freixes et al., 1998 d).

Les diferents característiques del carst o, més genèricament, del país calcari permeten situar la importància i l'interès d'aquests espais en l'ordenació del territori, és a dir, en els estudis de planificació física del territori. Qualsevol iniciativa o plantejament d'ordenació del país càrstic (obra pública: barratges, carreteres, túnels; actuacions urbanístiques en general: nuclis urbans i urbanitzacions de segona residència, polígons industrials, abocadors de residus urbans i industrials...) haurà de considerar l'originalitat del medi càrstic per a poder avaluar les possibilitats reals de viabilitat i els efectes que s'hi produiran.

La importància econòmica ve determinada pel paper de magatzem o trampa, no solament de recursos hídrics sinó també de diferents minerals (hidrocarburs, bauxites, fosforita, carbó, sulfurs metàl·lics diversos...) (Avias, 1978; Mangin, 1978 a).

Els paleocarsts presenten un gran interès pels recursos minerals que s'hi exploten, però també des de la perspectiva de la reconstrucció paleoambiental (i paleogeogràfica) i de l'evolució geològica (Astruc, 1987; Cervelló, en preparació). En efecte, la "memòria" dels paleocarsts[14] ha estat, és i serà en un futur immediat un dels tipus d'enregistrament

sedimentari que més informació pot subministrar de l'evolució dels temps geològics cenozoics: Oligocè-Miocè i, òbviament, del Plioquaternari. La consideració d'aquests aspectes és molt important des del punt de vista de la paleoecologia humana (Canal i Carbonell, 1989). Aquesta perspectiva de treball en l'àmbit dels Pirineus pot ser determinant per establir una successió rigorosa dels esdeveniments, tant des del punt de vista de l'evolució de l'orogen com dels processos geodinàmics externs (Sorriaux, 1982; Astruc, 1987, 1989; Cervelló i Freixes, 1992); en aquesta memòria s'assenyalaran algunes qüestions d'interès relatives a l'evolució dels Pirineus.

2.1.2.2 Aproximacions en el coneixement del carst

En l'actualitat el carst s'investiga des de tres aproximacions diferents: la geogràfica o geomorfològica, l'espeleològica i la hidrogeològica (Mangin, 1975 a, 1985; Freixes, 1993, 1994, 1995 a).

L'aproximació geogràfica o geomorfològica s'ha ocupat, essencialment, de la morfologia superficial del carst i dels mecanismes fisicoquímics: quantitat d'aigua, temperatura, producció de CO_2…, encara que tractats d'una manera parcial. Aquesta perspectiva ha conduït a una classificació climàtica dels carsts (Nicod, 1972; Maire, 1990; Salomon i Maire, 1992; Mangin, 1978 c, 1982 b; Bakalowicz, 1979 a; Gèze i Mangin, 1980; Mangin i Bakalowicz, 1990) i a una anàlisi i concepció antropomòrfica de l'evolució càrstica (formes joves, madures i senils) (Llopis Lladó, 1970; Reynaud, 1971).

L'aproximació espeleològica insisteix en la descripció i l'origen de les cavitats subterrànies, és a dir, de l'endocarst. La seva referència més important són els treballs de Martel (1921), en els quals es considera el riu subterrani com a màxim exponent de l'estructura del carst. En aquesta perspectiva el carst és definit a partir de les observacions a les cavitats (Renault, 1967 a, b, 1968 a, b); aquesta visió del carst que aporta l'aproximació espeleològica és també reduccionista i antropomòrfica.

L'aproximació hidrogeològica estableix la circulació hídrica subterrània com l'aspecte essencial en la definició del medi càrstic, tot introduint el concepte d'aqüífer. La primera referència important la constitueixen els treballs de Meinzer (1923) i, posteriorment, autors com Davis (1930), Swinnerton (1932, 1942) i Ford (1965, 1973).

Des de la hidrogeologia, com s'analitza més endavant, hi ha diverses escoles o aproximacions: les que es basen, en general, en la hidrologia dels medis porosos i en d'altres supòsits (escola anglosaxona, escola de Neuchâtel…) i la que es fonamenta en el coneixement del funcionament del medi hidrogeològic o aproximació funcional.

2.1.2.3 Consideracions epistemològiques

La consideració de les diferents aproximacions o tendències en el coneixement del carst (Mangin, 1984 a; Freixes, 1993, 1995 a) contribueix a clarificar la significació de l'aportació de Moulis –aproximació funcional– particularment des del punt de vista epistemològic i metodològic. En efecte, l'aportació del LSM trenca amb els conceptes i les idees anteriors. Es parteix d'una aproximació de supòsits epistemològics i metodològics diferents.

El carst s'ha d'entendre des de la hidrogeologia, però no des de la hidrogeologia dels medis porosos (llei fenomenològica de Darcy), excessivament restrictiva en les condicions hidrodinàmiques que suposa. El carst, aqüífer o sistema càrstic s'ha d'estudiar a

partir de l'anàlisi dels seus efectes, és a dir, analitzant el seu funcionament o comportament. Això es fa des de les possibilitats teòriques i metodològiques de l'enfocament sistèmic i de l'anàlisi de sistemes. Es tracta de quantificar els processos. La recerca és experimental i té un perfil interdisciplinari (Antiseri, 1972; Kline, 1995). Des de l'enfocament sistèmic i hidrològic s'utilitzen les disciplines que investiguen les diferents característiques de l'aigua: el cabal, la temperatura, la composició química i isotòpica, i la fauna aquàtica. En definitiva, la realitat física –sistema càrstic– que descobreix la hidrodinàmica també és palesa des de la geotèrmia i la química de les aigües subterrànies, així com des del punt de vista biològic o ecològic: el carst és un ecosistema.

Les cavitats –coves i avencs– deixen de ser una referència i, en certa manera, deixen de ser un obstacle epistemològic. En aquest sentit, se supera la concepció espeleològica ja que és una visió limitada del carst. Les observacions que es fan a les cavitats tenen sentit quan se les ubica i contextualitza en el sistema o aqüífer càrstic. Així mateix, té un gran interès la distinció entre el carst funcional o actual i el paleocarst, inactiu des del punt de vista hidrològic en el sentit de la definició de Mangin (Freixes, 1986, 1993; Antigüedad, 1986; Obarti, 1987; Padilla, 1990; Morales, 1991; Andreo, 1997).

2.1.3 El punt de vista hidrogeològic o l'anàlisi de processos del carst

2.1.3.1 Introducció

Aquests darrers anys, en l'àmbit de coneixement de les Ciències de la Terra, s'ha produït una clara inflexió: d'idees estàtiques i fixistes s'ha passat a idees més cinemàtiques i dinàmiques; això ha succeït a nivell dels grans processos geodinàmics com la Tectònica de Plaques, però també en els processos d'origen exogen, en la interacció d'uns i altres (Beaumont et al., 1992), i també en la recerca de la interacció dels processos físics amb la biosfera o ecosfera.

L'estudi dels processos geoquímics (cinètica), per exemple, ha adquirit una importància notòria en l'anàlisi de dominis físics ben diferents de l'escala microscòpica (creixement cristal·lí) a la macroscòpica: metasomatisme i processos associats en la intrusió de plutons i, fins i tot, en la recerca del flux i el transport (transport reactiu) de sistemes hidrogeològics en conques sedimentàries de grans dimensions, conques en distensió... (Lasaga, 1997).

Així mateix, s'han introduït nous punts de vista que han tingut un paper de renovació teòrica, epistemològica i metodològica. Aquest és el cas de l'anàlisi de sistemes dinàmics i la termodinàmica dels processos irreversibles, entre altres (Mangin, 1978 c, 1982 b, 1994 a; Prigogine, 1974; Nicolis i Nicolis, 1987; Freixes, 1995 a; Lasaga, 1997).

En les ciències hidrològiques, així mateix, hi ha hagut una important evolució; concretament, en la recerca dels aqüífers càrstics, Mangin (1975 a, 1978 c , 1982 b, 1998) ha introduït d'una banda el concepte de sistema dinàmic i de l'altra les idees de la termodinàmica dels processos irreversibles (Freixes, 1993, 1995 a). Els sistemes càrstics constitueixen els sistemes hidrogeològics més complexos. En conseqüència, el carst i aqüífer càrstic necessiten de les aproximacions pròpies de l'anàlisi dels sistemes complexos i de la complexitat (Mangin, 1996; Prigogine, 1983, 1991; Wagensberg, 1985; Nicolis i Prigogine, 1992; Prigogine i Stengers, 1983, 1990; Le Moigne, 1990; Solé i Manrubia, 1996; Spire, 2000).

Mangin ha proposat una aproximació fractal per a la modelització i simulació de l'aqüífer càrstic (Mangin, 1986 a, b) i, posteriorment, amb dades experimentals ha posat en

evidència la no linealitat dels aqüífers càrstics a partir de l'anàlisi del seu comportament caòtic (Mangin, 1996).

L'estudi hidrològic del carst des d'una òptica funcional (Mangin, 1975 a, 1982 b, 1984 a, 1986 b; Freixes, 1993; Bakalowicz, 2005) se situa, precisament, en la perspectiva d'una anàlisi global –sistèmica– dels processos que caracteritzen i defineixen aquest medi.

2.1.3.2 Aproximacions actuals en la hidrogeologia del carst: les escoles hidrogeològiques

2.1.3.2.1 Referències històriques: Grund, Meinzer, Martel, Lehmann i Davis

Abans d'analitzar les dues grans tendències en la recerca del carst (aqüífers carbonàtics), es tractaran algunes referències històriques que facilitaran la comprensió de les recerques actuals.

Les idees modernes sobre la hidrogeologia de les roques carbonàtiques es deuen a Grund (1903 in Mangin, 1985), que de manera intuïtiva considerà l'existència d'aqüífers amb importants reserves en el carst (la "Grundwasser") i també particularitats de la dinàmica d'aquests aqüífers amb circulacions preferencials conseqüència dels processos de carstificació (la "Karstwasser").

Martel (1921) refutà les idees de Grund negant les possibilitats aqüíferes del medi càrstic i assegurant que la circulació hídrica subterrània es limitava i tenia com a màxima expressió els rius subterranis, així ignorava l'existència de reserves significatives. Òbviament la visió de Martel, marcadament antropomòrfica, es basava exclusivament en la observació directa a partir de l'exploració espeleològica. Efectivament, les consideracions de Martel se situen clarament dins de l'aproximació espeleològica, molt lluny d'una anàlisi quantitativa i global del carst.

Posteriorment, Meinzer (1923 in Mangin, 1985) establí les bases de la hidrogeologia quantitativa, en les quals l'escola anglosaxona fonamenta les idees sobre l'origen del carst i l'espeleogènesi (Davis, 1930; Swinnerton, 1932; Ford, 1965, 1973).

Lehmann (1932 in Mangin, 1985), en els seus treballs sobre roques carbonàtiques, establí un model conceptual sintetitzant les idees de Martel i Grund, és a dir, d'una banda considerà l'existència d'estructures de drenatge i, de l'altra, la d'estructures de reserva.

En aquestes primeres idees d'innegable interès s'hi troben les referències que han conduït a la configuració de diferents escoles o tendències en la investigació hidrogeològica del carst. D'una banda hi ha l'escola anglosaxona amb importants aportacions nord-americanes, angleses i alemanyes (Quinlan i Ewers, 1985; Ford i Williams, 1989; Smart, 1983 a; Dreybrodt, 1988) i, de l'altra, les dues tendències desenvolupades exclusivament a Europa, l'estructural (Montpellier, França; Neuchâtel, Suïssa) i la funcional (Moulis, França) (Freixes, 1993); no obstant, cal referir també a Europa l'existència de l'escola dinàrica o de l'antiga Iugoslàvia.

2.1.3.2.2 L'escola anglosaxona

A les referències hidrogeològiques històriques s'ha fet al·lusió a aquesta escola que, a partir de les idees de Meinzer, ha interpretat l'origen del carst en base a conceptes

hidrogeològics. Als treballs abans referits caldria afegir els de Shuster i White (1971) i Atkinson (1977), que aporten una classificació dels aqüífers en medis carbonàtics i que en síntesi estableixen una tipologia que va des dels aqüífers de flux difús (d'inexistent o feble carstificació), passant pels de flux mixt (amb flux difús i en conductes), fins als de flux en conductes (amb un desenvolupament important de la carstificació). Òbviament aquests darrers procedirien dels anteriors per evolució i serien conseqüència d'un progressiu desenvolupament de la carstificació.

En treballs més recents diversos autors utilitzen la tipologia de Shuster i White en les seves investigacions i en la sistematització i classificació hidrogeològica dels medis carbonàtics. En aquest sentit són remarcables els treballs d'Ewers (1982), Smart (1983 a), Quinlan i Ewers (1985) i Ford i Williams (1989). Aquests estudis conserven d'una banda una visió excessivament basada en l'observació morfològica del carst i, de l'altra, una conceptualització hidrogeològica preestablerta a partir de les idees de flux difús i flux en conductes. Algunes monografies relativament recents insisteixen en aquests conceptes (White, 1988; White i White, 1989).

Menció a part mereixen les recerques dels hidrogeòlegs del Servei Geològic dels Estats Units d'Amèrica, que s'han ocupat essencialment de la caracterització hidrogeològica de grans dominis regionals, amb interessants aportacions relatives al comportament o funcionament regional en el pla hidrogeoquímic (Back i Hanshaw, 1970). Aquests treballs han aportat resultats molt interessants en la definició i recerca dels carsts litorals o de potencial químic, formats a la zona d'aiguabarreig aigua dolça-aigua salada (Back i Cherry, 1976; Back et al., 1979, 1991,1997). En aquests treballs es proposen models geoquímics i de funcionament de dominis regionals de gran extensió. A més, alguns d'aquests estudis tenen gran interès per la important contribució que suposen en l'estudi de grans conques o macrounitats hidrogeològiques i en la seva caracterització hidrogeològica general o bàsica; no obstant, incideixen escassament en les característiques del medi càrstic, particularment en l'anàlisi de la seva estructura i modelització (Plummer, 1991).

2.1.3.2.3 L'aproximació estructural

L'aproximació estructural considera que existeix una estructura regular de cavitats càrstiques (buits càrstics) i té un valor essencialment aplicat. Parteix, com idea primera, de l'assimilació del medi càrstic al medi fissurat (Kiraly, 1969 in Mangin, 1984 a; Mangin, 1984 a, 1985). Així, el carst es considera, a una certa escala, com un medi homogeni al qual són aplicables les lleis fenomenològiques de la hidràulica (llei de Darcy) i en el qual és possible la modelització mitjançant mètodes numèrics.

La viabilitat de la utilització de les equacions clàssiques es dóna amb la introducció dels conceptes d'equivalència i de medi continu equivalent (Kiraly, 1975, 1978). La modelització basada en aquests conceptes comporta la utilització de paràmetres equivalents representatius de l'heterogeneïtat del medi; així es descriuen els dos tipus de permeabilitat que es consideren en el carst: de fissures i de conductes –segons els autors d'aquesta aproximació– (Drogue, 1963). En no considerar les interrelacions entre els dos dominis de permeabilitats, sorgeix la necessitat d'aplicar el concepte de continuïtat. D'aquesta manera es considera l'existència de dominis que presenten característiques mitjanes, diferents les unes de les altres però que funcionen amb interdependència, és a dir, un medi continu equivalent.

Els models són de tipus malla, segons els quals l'aqüífer es pot compartimentar en unitats menors o malles elementals. Per a cada malla s'introdueixen les següents característiques: permeabilitat, cabal, condicions de potencials i condicions als límits.

Els paràmetres equivalents (emmagatzematge i permeabilitat) s'obtenen amb assaigs de bombament i s'intenta considerar, tant com sigui possible, l'heterogeneïtat del medi càrstic. Mangin (1984 a) realitza uns interessants comentaris crítics sobre la significació de l'emmagatzematge i la permeabilitat en el context càrstic i la seva aplicació en l'aproximació estructural aquí descrita.

Abans ja ha estat apuntat l'interès aplicat de l'aproximació estructural, sobretot en la captació i explotació de reserves en medi càrstic. Alguns estudis són molt representatius, com per exemple la modelització del sistema de la Fontaine de Valcluse (França) i la regularització de la font de l'Areuse (Suïssa). És fàcil comprovar la contradicció existent entre els models ficticis de l'aproximació estructural i les observacions de camp (Mangin, 1984 a): per exemple, el model proposat pel carst de la Fontaine de Valcluse pressuposa l'existència de drens de 3 km d'amplada, possibilitat absolutament allunyada de la realitat. D'aquí, doncs, les limitacions d'aquesta aproximació poc respectuosa amb la realitat del medi i, en definitiva, amb la naturalesa del carst.

L'anàlisi del carst des de la termodinàmica dels processos irreversibles (Mangin 1978 c, 1982 b, 1994 a, 1998) aporta algunes consideracions interessants (vegeu l'Annex 1). En efecte, des d'aquesta perspectiva es relativitza el paper de l'estructura tectònica: la fracturació constitueix un paràmetre d'estat, no una funció d'estat. A més, des de l'aproximació estructural s'ha utilitzat l'anàlisi fotogeològica com a eina en l'estudi de la fracturació, no obstant, cal recordar que aquesta eina facilita informació de les seves característiques en superfície, però no en profunditat. Això fa indispensable un estudi microtectònic que determini l'el·lipsoide de deformació per conèixer així les discontinuïtats en extensió i poder contrastar aquestes amb les utilitzades per la circulació subterrània a l'endocarst (Eraso, 1985); d'aquesta manera es comprova que les discontinuïtats en extensió són particularment favorables a la instal·lació de la circulació subterrània. El flux s'organitza, però a partir d'altres factors (el concepte fonamental és el de potencial de carstificació, vegeu Freixes, 1993, 1995 a). La fracturació no és un factor determinant. Aquestes crítiques reflecteixen les dificultats reals d'adaptar o reduir el medi càrstic al fissurat. En aquest sentit, són molt interessants els resultats experimentals d'Ewers (1982), que demostren que el camp de fracturació i el de permeabilitat no es corresponen.

2.1.3.2.4 L'escola hidrogeològica del Laboratori Subterrani de Moulis: l'aproximació funcional

Aquest punt de vista ha estat desenvolupat des de finals del anys 60 fins a l'actualitat per l'equip interdisciplinari d'hidrologia del Laboratori Subterrani de Moulis. La seva aportació ha tingut una gran incidència en la investigació del carst d'aquest darrers anys a França i altres països (Lepiller, 1980; Mangin i Pulido-Bosch, 1983; Bakalowicz, 1984; Muet, 1985; Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Padilla, 1990; Morales, 1991; López Chicano, 1992; Pulido-Bosch, 1993; Padilla i Pulido-Bosch, 1992, 1993, Padilla et al., 1994; Andreo, 1997).

Des de l'aproximació funcional es considera que hi ha una distribució irregular de buits, una estructura organitzada i jerarquitzada. L'anàlisi de la circulació hídrica és fonamental en el coneixement de l'aqüífer i com a enfocament metodològic s'utilitza de forma explícita l'anàlisi de sistemes.

La contribució d'aquesta aportació serà analitzada detingudament en les diferents disciplines possibles: hidrodinàmica, hidrogeotèrmia, hidrogeoquímica i hidrobiologia i els

seus punts de vista es contrastaran amb les aportacions de l'escola anglosaxona i de l'aproximació estructural.

2.1.3.2.5 L'escola dinàrica o de l'antiga Iugoslàvia

L'escola dinàrica és difícil de definir, doncs tant en la seva trajectòria històrica com en els treballs actuals hi ha aportacions de característiques diverses. Òbviament, depenent dels països (Croàcia, Sèrbia, Montenegro, Eslovènia, Bòsnia-Hercegovina …) les aportacions de l'antiga Iugoslàvia són més properes a la carstologia anglosaxona (Estats Units, Gran Bretanya, Nova Zelanda i Alemanya) o bé poden relacionar-se amb les escoles d'altres països europeus com França, Itàlia o Rússia, entre altres.

Encara que interessa referir-se a les aportacions pròpiament hidrogeològiques de la carstologia de l'antiga Iugoslàvia, cal recordar a Cvijic (1918, 1960), que fou un dels capdavanters del pensament geomorfològic i hidrològic del carst dinàric (Llopis Lladó, 1970; Mangin, 1975 a).

En relació amb l'escola anglosaxona mereixen especial referència els treballs desenvolupats en el context de l'antiga Iugoslàvia, amb una monografia ja clàssica sobre la hidrogeologia del carst (Milanovic, 1981) i una de publicació més recent que s'ocupa fonamentalment de la diversitat d'infraestructures i tecnologies que s'han utilitzat en l'exploració i explotació dels recursos hídrics del carst (Milanovic, 2004).

També cal assenyalar la monografia de Bonacci (1987) que fa especial referència als exemples del carst dels Alps dinàrics i que té un contingut centrat en la hidrologia del carst amb un capítol en el qual analitza diferents aspectes aplicats.

Això no obstant, més recentment a Eslovènia s'ha donat un desenvolupament de metodologies amb referències explícites al Laboratori Subterrani de Moulis (vegeu l'interessant monografia: *Karst hydrogeological investigations in south-western Slovenia*, 1997).

Per finalitzar aquests comentaris sobre l'anomenada escola dinàrica, la monografia coordinada per Kranjc (1997 b), *Slovene Classical Karst - "Kras"*, s'ha de remarcar com un interessant treball amb valor de síntesi, que, en el seu contingut, transcendeix els aspectes hidrològics i geomorfològics del carst eslovè.[15]

2.1.3.3 La recerca hidrogeològica des del marc experimental: els carsts i els perímetres experimentals

La investigació quantitativa del carst o dels medis carbonàtics es pot realitzar o materialitzar amb la creació d'unitats o àrees experimentals, en les quals s'aborda com aspecte fonamental la hidrodinàmica, és a dir, la dinàmica dels volums d'aigua a través de l'aqüífer (zones no saturada i saturada), i també la recerca des de les altres disciplines (hidrogeotèrmia, hidrogeoquímica i hidrobiologia).

Existeixen en general dos tipus d'àrees experimentals: els anomenats "carsts experimentals", en els quals la unitat de treball és el sistema càrstic, i els "perímetres experimentals", que, normalment, faciliten la investigació d'un domini parcial d'un sistema o aqüífer càrstic (epicarst, zona no saturada, una part de les zones no saturada i saturada...).

La idea de carst experimental sorgeix de fet com una conseqüència immediata de l'enfocament sistèmic, que persegueix, per definició, un coneixement global de l'objecte d'estudi. Des d'aquesta perspectiva, el que es defineix com a unitat de recerca és el sistema càrstic (Cazal et al., 1979; Mangin, 1975 a, b, 1976, 1982 b). El carst experimental facilita la utilització d'esquemes o models de caixa negra (vegeu l'apartat d'hidrodinàmica) i la quantificació de les entrades i sortides del sistema; és a dir, el carst es concep com un operador que fa passar la funció d'entrada a la funció de sortida. Així, amb particular èmfasi, s'estudien les respostes a les fonts que permeten conèixer la funció de sortida o hidrograma de cabal. L'anàlisi de les respostes és especialment interessant pel valor o contingut global de la informació de sortida en relació amb el conjunt del sistema. En aquest marc de recerca l'aigua constitueix un vector i un creador d'informació, i es poden estudiar les respostes de diferents característiques, paràmetres o indicadors: temperatura, conductivitat (mineralització), ions fonamentals, elements traça, isòtops i microcrustacis aquàtics. A més, s'estudien les precipitacions de la conca càrstica –tant des d'un punt de vista quantitatiu com qualitatiu– amb l'objectiu de caracteritzar la funció d'entrada del sistema.

L'anàlisi dels diferents paràmetres permet determinar el funcionament i l'estructura i aconseguir un primer model conceptual. A partir d'aquest punt es pot entrar en la recerca de les diverses parts constitutives del sistema: epicarst, zona no saturada (infiltració ràpida i lenta), zona saturada (drens, sistemes annexos...).

Els perímetres experimentals s'estableixen a partir d'un número determinat de punts d'observació de caràcter artificial, generalment piezòmetres, que tallen l'estructura del carst a diferents profunditats (de la zona no saturada a la saturada). Són particularment importants els perímetres experimentals del carst del N de Montpellier: Corconne i Terrier, que han aportat resultats molt interessants i models conceptuals sobre les modalitats de la infiltració en el carst (Botton, 1984).

Els treballs realitzats en els perímetres experimentals (Drogue, 1980) han aportat un model de doble porositat o permeabilitat en el qual es diferencien un flux en fissures i un flux en conductes. Aquest model, que en determinats exemples descriu bé la zona no saturada, s'ha extrapolat a la totalitat del carst, extrapolació difícil d'acceptar si es considera la diferent organització que s'observa a les zones no saturada i saturada.

Als Estats Units d'Amèrica s'han desenvolupat estudis amb monitoratge en conques de diferents regions càrstiques del país, però cal destacar els realitzats al carst de Mammoth Cave, a l'estat de Kentucky. Els treballs desenvolupats en aquesta conca tenen un interès considerable en haver aportat informacions precises tant del funcionament com de l'estructura de l'aqüífer (Quinlan i Ewers, 1985). En aquesta mateixa conca càrstica s'han realitzat treballs des de diferents disciplines (hidrodinàmica, hidrogeoquímica...) dels quals cal destacar el recull publicat per White (1988) i particularment la monografia *Karst Hydrology (Concepts from the Mammoth Cave Area*) de White i White (1989).

2.2 L'aproximació funcional

2.2.1 Introducció

Aquest apartat es dedica a les principals aportacions i resultats de les recerques hidrològiques desenvolupades des del Laboratori Subterrani de Moulis (CNRS, França) i també es refereixen les recerques que s'han realitzat en diferents països, particularment d'Europa, amb el seu suport i/o col·laboració, o bé, senzillament, amb la seva metodologia.

La metodologia de recerca desenvolupada des del Laboratori Subterrani de Moulis es coneix com l'aproximació funcional.

Es fa una síntesi de les recerques realitzades des de finals dels anys 60 fins a l'actualitat. Aquesta síntesi es concreta en diferents apartats que es refereixen a les aproximacions disciplinàries possibles: estudi de la dinàmica dels volums d'aigua (hidrodinàmica), de la temperatura (hidrogeotèrmia), de la química clàssica i la isotòpica (hidrogeoquímica) i de la fauna de microcrustacis de l'ecosistema càrstic (hidrobiologia i ecologia). En l'explicació i desenvolupament de les diferents disciplines s'insisteix de forma cabdal en les metodologies, però també en la seva aplicació i resultats.[16]

2.2.2 La hidrodinàmica en l'aproximació funcional

2.2.2.1 Introducció

L'aspecte hidrodinàmic és fonamental en la investigació hidrogeològica dels medis carbonàtics i del carst. L'anàlisi de la dinàmica dels volums d'aigua a través de l'aqüífer o del sistema és bàsica per a conèixer el seu funcionament i estructura.

La hidrodinàmica, com es veurà més endavant, és així mateix l'aspecte principal en la modelització del carst.

Si es revisa la literatura relativa a la hidrodinàmica dels medis carbonàtics i del carst dels darrers temps es constata que l'anàlisi més aprofundida i rigorosa segueix sent la de Mangin (1975 a, b, 1976, 1977, 1978 c, 1982 b, 1984 a, 1996, 1998). La seva tesi (Mangin, 1975 a) que té com a objectiu l'estudi hidrodinàmic del carst continua sent una referència i encara manté oberts diferents camins de recerca com es desprèn de la lectura de les seves conclusions. Aquest autor ha seguit una línia de recerca oberta a nous camps de coneixement i a les aproximacions més avançades, que ha suposat un progrés constant en les eines metodològiques i, en conseqüència, el seu treball s'ha traduït en una contínua i renovada aportació de coneixement sobre el funcionament i l'estructura del medi càrstic.

A la seva tesi (Mangin, 1975 a) realitza consideracions des d'una perspectiva hidrogeològica general, és a dir, analitza les lleis i principis utilitzats en medis porosos però també aborda les possibilitats d'aplicació de les lleis anomenades fenomenològiques a l'estudi dels medis càrstics, valora les possibilitats d'aplicació de les lleis emprades en medis porosos a la zona saturada del carst (*karst noyé*, segons Mangin, que tindria com a traducció literal: carst inundat) i tracta, així mateix, de les característiques de la circulació a la zona no saturada.

Com aportació de gran interès teòric i epistemològic, Mangin (1975 a, b, 1976, 1978 c, 1982 b, 1984 a) defineix el carst com a sistema i proposa una metodologia basada en l'anàlisi de sistemes, esquematitza el seu funcionament i estructura, estableix un model realista i fa palesa la seva heterogeneïtat, originalitat i complexitat (Mangin, 1986 b, 1994 a, 1996, 1998).

La complexitat de l'aqüífer càrstic s'observa fonamentalment en dues característiques d'aquest medi: una es refereix a la seva estructura organitzada, que té una naturalesa o estructura fractal i l'altra al seu funcionament o comportament caòtic i la no linealitat. Aquestes dues notables i originals característiques han estat objecte de recerca: la naturalesa fractal per Mangin (1986 b) i Paredes et al. (1995, 1996) i el comportament caòtic i la

no linealitat han estat analitzats notablement per Mangin (1996). En tractar de la modelització i de les tendències actuals de coneixement del carst es comentarà com es fa evident el comportament caòtic i la no linealitat que caracteritzen l'aqüífer càrstic (Mangin, 1996).

2.2.2.2 La llei de Darcy i la seva validesa

En relació amb les lleis de la circulació en medi porós, Mangin (1975 a, 1984 b) indica que aquestes consideren un conjunt d'hipòtesis i aproximacions que no sempre són aplicables a la circulació hídrica en el carst. Tant a la zona saturada com a la no saturada, la validesa de la llei de Darcy és fonamental. Quan aquesta llei no es verifica, les equacions que s'obtenen són no lineals i, excepte en casos particulars, condueixen a solucions analítiques impossibles de determinar. Si es consideren les velocitats mitjanes observades en el carst (a excepció dels estiatges), la validesa de la llei de Darcy no és acceptable per a fissures de més de 100 μ i una altura mullada d'1 m; així mateix, les observacions realitzades pels biospeleòlegs indiquen que tant a la zona d'infiltració com a la saturada hi transita fauna de més de 500 μ, per tant, les microfissures i fissures, independentment dels conductes, han de tenir amplades superiors a les 100 μ. En aquestes condicions la utilització de la llei de Darcy és discutible.

En canvi, en els estiatges les velocitats de circulació són molt baixes i la llei de Darcy serà vàlida fins i tot per a fissures superiors a 100 μ.

En el carst inundat és important saber si la circulació és en càrrega o en superfície lliure, encara que sovint sigui difícil posar-ho en evidència. Les relacions entre la velocitat de propagació de les ones de crescuda i la velocitat de l'aigua aporten una solució a aquest problema. Així s'ha de distingir entre transferència i trànsit. La transferència es refereix al pas de l'ona de crescuda i el trànsit al pas real de l'aigua.

L'observació d'un fenomen de marea en la superfície piezomètrica d'un carst inundat suposa necessàriament la verificació de la llei de Darcy. Les observacions hidrològiques indiquen que el fenomen sempre apareix en estiatge.

En el medi saturat cal saber si l'aqüífer és en càrrega o no. En el cas que la circulació es faci en superfície lliure calen nombroses aproximacions, difícilment admissibles en els aqüífers calcaris, sobretot prop dels drens. A més, en el carst hi pot haver circulació en càrrega sense que l'aqüífer sigui captiu.

En el medi no saturat, la importància de l'amplitud de les fissures té un paper determinant en les condicions del flux. Per a fissures amb una amplada superior a 1 cm, el flux és del tipus escorrentia subterrània (potencial de succió inexistent o menyspreable) i no és possible obtenir cap llei. Quan les fissures són estretes el flux és de tipus difàsic (aire-aigua).[17]

La naturalesa de l'estructura del medi càrstic és diferent de la dels medis porós i fissurat. L'estructura del carst es caracteritza per una forta heterogeneïtat espacial, original i particular. El fenomen de la carstificació introdueix un altre tipus d'heterogeneïtat. En efecte, l'existència, a la zona saturada del carst, de dominis de propietats aqüíferes diferents –els drens i els sistemes annexos– fa inviable l'equiprobabilitat d'aquestes propietats en el conjunt de l'aqüífer.

La figura 1 il·lustra sobre les característiques i diferències dels medis porós, fissurat i càrstic (Mangin, 1984 b).

La forta heterogeneïtat que caracteritza els medis càrstics no permet la utilització de la hipòtesi de Dupuit. En el carst, la component vertical de la velocitat pot no ser menyspreable, com així ho demostren les experiències amb traçadors (Mangin, 1975 a). A més, a la zona saturada, alguns dels nivells d'aigua que s'observen no corresponen al nivell piezomètric (vegeu notablement Mangin, 1975 a).

Les lleis que descriuen el flux en medis porosos parteixen de la geometria de l'aqüífer per a determinar les funcions de transferència. Mangin (1975 a), davant de les dificultats d'aquestes lleis per a descriure el flux de l'aqüífer càrstic, proposa invertir el problema, és a dir, proposa determinar les funcions de transferència per així definir la geometria de l'aqüífer.

D'aquesta manera l'aproximació funcional inicià el seu desenvolupament en l'estudi del carst que té l'enfocament sistèmic com a referència bàsica i primera.

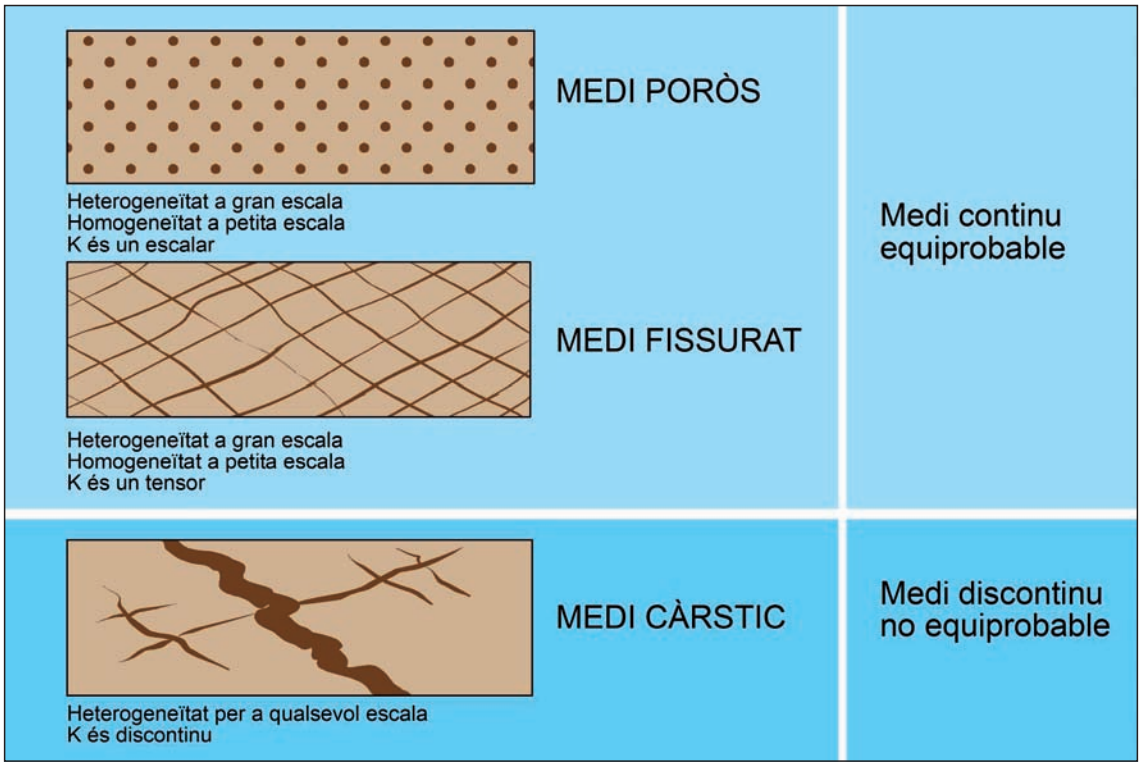


Figura 1: Característiques dels diferents medis aqüífers (Mangin, 1984 b).

2.2.2.3 L'enfocament sistèmic

L'enfocament sistèmic o anàlisi de sistemes (Mangin, 1975 a; 1982 b; Walliser, 1977; Le Moigne, 1990) ha estat el plantejament metodològic adoptat per l'equip del Laboratori Subterrani de Moulis (CNRS, França) amb l'objectiu d'aconseguir un coneixement global del carst, centrat, però, en una recerca hidrològica experimental i interdisciplinària.

Com ja s'ha comentat anteriorment, l'aportació de Moulis suposa un trencament conceptual i epistemològic (Bachelard, 1974) (vegeu Freixes, 1993 i 1995 a).

La utilització primera, explícita i rigorosa de l'enfocament sistèmic en la investigació hidrològica del carst tingué la seva expressió en els treballs de Mangin (1975 a, b, 1976, 1978 c, 1982 b), particularment en la seva tesi doctoral (Mangin, 1975 a). Aquest autor

aplica aquests fonaments epistemològics i metodològics a la circulació subterrània, és a dir, a l'estudi hidrodinàmic del carst. Aquest punt de vista permeté superar les limitacions d'una aproximació basada solament en la Llei de Darcy, com així s'ha explicat anteriorment.

L'aplicació de l'anàlisi de sistemes ha facilitat una definició més precisa del carst, superant les dificultats i mancances d'una conceptualització basada només en l'observació directa del carst: aproximacions geogràfica, geomorfològica i espeleològica.

De l'aportació de l'equip de Moulis (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a; Andrieux, 1978; Rouch, 1978) es desprèn un concepte de carst com a medi heterogeni i original i de característiques difícils de determinar i modelitzar; és a dir, no és fàcil trobar un camí d'aproximació a les característiques del flux càrstic. L'anàlisi de sistemes, amb un desenvolupament important d'eines matemàtiques pròpies de la recerca operacional, possibilita la investigació del carst a partir dels seus efectes, així com fer-ne una definició de continguts diferents.

Des de la hidrodinàmica es treballa amb sèries cronològiques de cabals (o bé de precipitacions), que són una conseqüència o resultat de l'estat del carst (o aqüífer càrstic). La interpretació d'aquestes dades aporta un coneixement del funcionament del carst; és obvi que la carstificació té una estreta relació amb el funcionament. És a dir, l'estructura del medi i la circulació de l'aigua estan estretament relacionades. L'estructura del medi s'identifica a partir de l'anàlisi de la circulació. També és possible treballar amb dades de pressió barològica, nivell piezomètric segons quines siguin les característiques del sistema (Mangin,1988; Marsaud et al., 1993).

El carst analitzat a partir dels seus efectes és considerat, en una primera aproximació, com una caixa negra anomenada sistema; l'efecte analitzat és el resultat d'un procés que es realitza dins la caixa negra. L'estudi s'orienta a partir de models.

El procés correspon a l'esquematització d'un fenomen que experimentarà una variació, contínua o periòdica, en funció del temps (Mangin, 1975 a; Walliser, 1977; Le Moigne, 1990).

Els paràmetres que són a l'origen del procés constitueixen sèries cronològiques, les quals es caracteritzen per un conjunt d'esdeveniments.

Els paràmetres concretats en sèries cronològiques poden ser externs al sistema o interns al sistema. Així, d'una banda hi ha les variables atmosfèriques: precipitacions, temperatures, radiació, humitat... i, d'una altra, les variables del sistema: cabals, nivells piezomètrics, variacions tèrmiques, concentracions químiques, transport sòlid, poblacions d'espècies biològiques subterrànies o superficials...

Des d'un punt de vista teòric, un sistema es pot definir com "tota estructura, dispositiu o procediment real o abstracte, que relaciona mitjançant un pas de temps determinat, una entrada, una causa, una impulsió (de matèria, d'energia o d'informació) amb una sortida, un efecte, una resposta (de matèria, d'energia o d'informació)" (Jacquet, 1971 in Mangin, 1975 a). Un sistema és una agrupació o conjunt d'objectes relacionats per una certa forma d'interacció o d'interdependència regular. El sistema és dinàmic si el caracteritza un procés. Un sistema seqüencial comprèn una entrada, un recorregut o trajecte i una sortida.

Un sistema també es pot definir com "la representació o model conceptual d'un objecte o d'una organització complexa perceptible o no, natural o artificial, considerada com

una entitat funcional que per les seves interaccions internes i externes posseeix una dinàmica pròpia i propietats específiques diferents de la suma lineal de propietats dels seus components" (Humbert, 1979).

Els paràmetres que caracteritzen el sistema són els paràmetres geogràfics, geològics, edàfics, botànics i zoològics.

La impulsió que s'utilitza en hidrodinàmica correspon a les precipitacions (menys, eventualment, l'evapotranspiració).

La resposta la constitueixen els cabals de la descàrrega natural del sistema. El sistema és la unitat que fa passar el hietograma a l'hidrograma i es caracteritza per la funció de transferència. Aquesta funció es coneix com a resposta impulsional i és l'hidrograma unitari.

Per enfocar els problemes es disposa de dos tipus de paràmetres: uns caracteritzen les sèries cronològiques i, els altres, el complex físic del sistema.

Cal una definició i classificació dels paràmetres i, a partir d'aquests, utilitzar un model per descriure els esdeveniments observats. El model, utilitzat com un instrument, constitueix una representació més o menys simplificada d'un conjunt de fenòmens. Els models poden ser matemàtics, físics, numèrics i analògics (Mangin, 1975 a; Cazal et al., 1979). El model s'ha de decidir en funció del problema plantejat. Si es consideren les variacions aleatòries dels fenòmens, cal introduir el concepte de probabilitat en la formulació del model.

Abans d'aplicar models probabilistes és indispensable una aproximació determinista; en aquest cas les relacions causa-efecte es consideren com a variables de la física clàssica.

A partir de models deterministes i en funció del problema plantejat es poden utilitzar "models paramètrics", que comporten un mínim d'hipòtesis sobre la física de transferència; mitjançant aquests es pot treballar principalment amb models conceptuals basats en teories o conceptes físics del comportament del sistema, per exemple estructures-reservori que s'omplen i es buiden (Mangin 1975 a; Cazal et al., 1979; Humbert, 1979).

El sistema es pot definir com un operador que fa passar la funció d'entrada a la de sortida. El problema consisteix en investigar la forma matemàtica de l'operador.

Les magnituds d'entrada i sortida són funcions del temps i s'anomenen: e(t) i s(t); són funcions vàlides per a tots els valors de t, però nul·les per a $t < t_0$. Així, per a cada excitació definida per la funció e(t) s'obté una resposta definida per s(t). Aquest operador és una distribució funció del temps, Z(t). La funció de sortida correspon a un producte de distribució (Schwartz, 1965).

$s = Z * e$, anomenada convolució.

En una excitació, e(t), inicialment nul·la, aquesta esdevé molt gran durant un temps molt curt i novament torna a ser nul·la.

Així: $s(t) = Z(t)$

Z(t) és la resposta a la impulsió unitat, resposta impulsional o hidrograma unitari, és a dir, la funció de transferència del sistema.

Les propietats del sistema que influencien la funció de transferència són la invariabilitat en el temps, la linealitat i l'existència de retroaccions (vegeu Mangin, 1975 a).

L'aplicació al carst dels conceptes de l'anàlisi de sistemes porta a definir el sistema càrstic. En el carst, el procés és la circulació de les aigües. Les precipitacions brutes o eficaces constitueixen la funció d'entrada; la reaparició de les aigües a la superfície correspon a la funció de sortida.

El sistema definit a partir del procés és la unitat relativa a la circulació de les aigües.

Mangin (1975 a) defineix el sistema càrstic com "la conca en la qual les circulacions subterrànies de tipus càrstic s'organitzen per constituir una unitat de drenatge" (Mangin, 1975 a, b; Cazal et al., 1979); aquest drenatge o estructura de drenatge desemboca a una o algunes fonts (font principal i trop-pleins).

Aquesta definició és de fet la de conca hidrogeològica d'una font càrstica o d'un grup de fonts, obligatòriament relacionades les unes amb les altres.

El sistema no necessàriament estarà constituït de manera exclusiva per terrenys càrstics. Però, els terrenys no càrstics pertanyeran al sistema únicament quan la totalitat del flux és drenada pels terrenys càrstics. En el cas d'una circulació superficial amb pèrdues solament parcials, el sistema no comprendrà la conca aigua amunt; aquestes pèrdues són entrades suplementàries al sistema. L'estudi d'un sistema d'aquestes característiques és complex, ja que la funció de transferència és no lineal.

Es plantegen diferents tipus de problemes: d'una banda en relació amb el mateix sistema i, de l'altra, en relació amb les sèries cronològiques de les dades d'entrada i sortida.

Quan s'escull un sistema per a la seva recerca no necessàriament sempre és fàcil la seva delimitació i definició. Un altre aspecte important és conèixer a priori la homogeneïtat o heterogeneïtat del sistema: s'ha de fer una anàlisi del conjunt i en els punts d'observació que aportin informació representativa de les variacions espacials. Així mateix, és important la recerca en sistemes de característiques i situació ben diferents.
Les funcions d'entrada i sortida es relacionen a partir de la funció de transferència. El marc de treball és el d'una recerca intensiva. El procés és la circulació de l'aigua. La funció d'entrada la determinen les precipitacions i la de sortida la variació del cabal.

Si el sistema és lineal:

$$Q = Z * e$$

$$Q(t) = \int_0^t e(\tau) Z(t-\tau) d\tau$$

τ (temps de resposta del sistema)

La funció Q és pot determinar perfectament. No obstant, e és problemàtica. Es pot establir a partir de les precipitacions brutes o bé a partir de la infiltració eficaç.

En el primer cas s'integren al sistema els mecanismes d'evapotranspiració que, en realitat, no en formen part i poden deformar la funció de transferència del sistema. En el segon cas cal determinar l'evapotranspiració per obtenir la infiltració eficaç. Les aproximacions de càlcul es poden basar en fórmules empíriques, semiempíriques o bé en l'anàlisi física del fenomen (mètode de Thornthwaite).

Quan existeixen fenòmens de retroacció han de ser degudament considerats en l'anàlisi del funcionament del sistema.

La determinació de la funció d'entrada és un primer problema. Aquest obstacle es supera mitjançant vàries funcions de transferència que seran ajustades a la funció de sortida per aproximacions successives, amb dades aproximades de la funció d'entrada (Mangin, 1975 a).

Aquestes consideracions indiquen les dificultats que té una aproximació hidrodinàmica global i la necessitat i l'interès d'utilitzar altres paràmetres (temperatura, ions majoritaris, isòtops,...) per aconseguir una millor definició del funcionament del sistema. Les sèries cronològiques dels diferents paràmetres expressen a la sortida del sistema no solament les influències pròpies als paràmetres sinó també les degudes al sistema càrstic, ja que aquests paràmetres estan lligats a la circulació de l'aigua. Tots els paràmetres tenen com a comú denominador contribuir al coneixement de la constitució del sistema en un marc de recerca interdisciplinària.

2.2.2.4 Funcionament i estructura del sistema càrstic

2.2.2.4.1 Anàlisi de sistemes i estructura de l'aqüífer

Les propietats de les roques carbonàtiques els confereixen una organització dels buits particular. Aquesta organització és una jerarquització dels buits, no obstant la localització, importància i geometria del buits no pot ser determinada a priori (Mangin, 1975 a).

Per això les lleis hidrodinàmiques relatives a un espai o domini local (una part del sistema) no poden ser utilitzades per a una anàlisi global. Aquesta només és possible a partir d'una eina conceptual basada en el càlcul de probabilitats i implica una certa homogeneïtat (Matheron, 1984). Si aquesta no es dóna, les lleis fenomenològiques no tradueixen la realitat dels fets. D'aquí doncs que cal estudiar el carst en tant que aqüífer, no per les seves característiques intrínseques sinó a partir dels seus efectes. Així s'introdueix el concepte de sistema i és possible la utilització d'algoritmes (Mangin, 1975 a, b, 1976,1982 b).

L'anàlisi de sistemes permet resoldre problemes relatius a les variacions de cabal a les fonts sense que hi hagi necessitat d'explicitar els mecanismes de transferència.

La funció de transferència global es pot utilitzar si es pot ajustar a una sèrie cronològica suficientment llarga.

A partir d'un número limitat de paràmetres directament i fàcilment observables és possible determinar les característiques de qualsevol sistema considerat.

Això comporta un coneixement aprofundit dels mecanismes que controlen les circulacions (flux) i les estructures-reservori en el carst.

La utilització de l'anàlisi per convolució no dóna resultats satisfactoris quant a la funció de transferència, fent-se difícil reconstituir la funció de sortida; posteriorment Mangin (1984 c), com es comenta més endavant, en tractar de l'anàlisi de sèries temporals, determina la funció de transferència a partir de la correlació creuada pluja-cabal.

Alguns autors assenyalen que les característiques d'una conca condueixen a considerar el sistema hidrològic, d'una manera general, com no lineal. En aquestes condicions l'hidrograma unitari solament aportarà una idea aproximada de l'hidrograma de crescuda i el principi de superposició ja no serà aplicable.

Afouda (1974) prefereix utilitzar el concepte d'operador de transferència o de funció de transició que no pas el de funció de transferència. L'estudi de sistemes no lineals indica que les sortides poden ser aproximades, combinant varis subsistemes.

A partir d'aquestes consideracions, Mangin (1975 a) orienta la investigació a la comprensió del funcionament dels aqüífers càrstics. El concepte de sistema és el principi fonamental de base per la seva naturalesa heurística. Determinats aspectes de la transferència s'aborden amb l'aplicació del concepte de sistema.
Una primera aproximació consisteix en subdividir el sistema en subsistemes. En un moment donat de la història del sistema, els seus subsistemes poden considerar-se aproximadament lineals. La subdivisió parteix de les característiques constitutives de tot aqüífer, és a dir, de l'existència de dos dominis físics: la zona no saturada i la zona saturada (figura 2). En efecte, les lleis de flux no són les mateixes en els dos medis, però tota l'aigua ha de passar obligatòriament per la zona saturada.

La relació entre els dos subsistemes es pot esquematitzar:

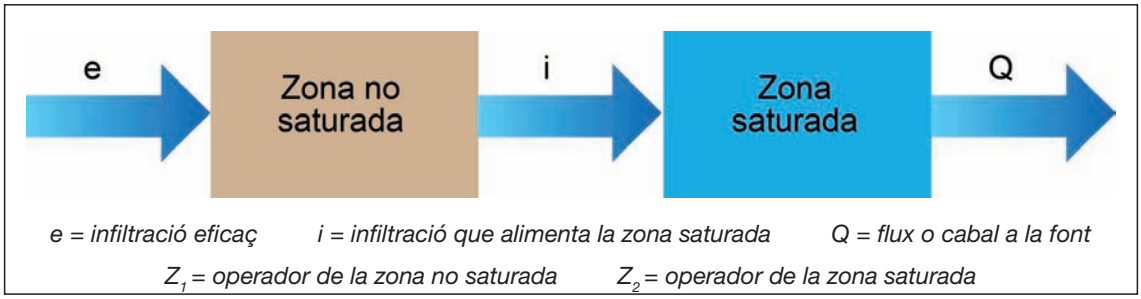


Figura 2: Representació esquemàtica d'un sistema aqüífer.

Segons l'àlgebra de convolució es pot establir aquest sistema d'equacions:

$$i = Z_1 * e$$

$$Q = Z_2 * i$$

Al marge de la qüestió de la linealitat, es disposa de dues equacions amb tres incògnites: i, Z_1 i Z_2 , i tres variables independents. La resolució del sistema d'equacions exigeix conèixer una de les variables.

Z_2 és la més fàcil de determinar, ja que i és quasi impossible d'analitzar; a més, les lleis del medi saturat es poden abordar més fàcilment.

Per a fixar Z_2 s'apliquen models conceptuals que expressin les funcions de sortida obtingudes que estiguin d'acord amb les lleis de flux suposades i amb les observacions puntuals a l'espai realitzades a la zona saturada.

Mangin (1975 a) realitza aquestes consideracions suposant condicions de linealitat, no obstant, també indica que hi ha dubtes que aquestes condicions es respectin.

Els resultats obtinguts a partir de la perspectiva sistèmica han conduït a una primera aproximació de representació de l'aqüífer càrstic i el seu funcionament (Mangin, 1975 a).

Aquesta representació ha facilitat un marc de recerca de les formes càrstiques i de la seva significació i evolució. Abans de passar a l'estudi dels operadors de transferència de la zona saturada, cal analitzar els mitjans per detectar la unitat del sistema, aspecte determinant per a la seva definició (Mangin, 1975 a; Freixes, 1993, 1995 a).

2.2.2.4.2 La unitat del sistema càrstic

La unitat del sistema és un aspecte fonamental per a l'aplicació de models destinats a comprendre i simular el seu funcionament.

Mangin (1971 a, 1975 a) proposa dos mètodes per abordar, quantitativament, la definició del sistema.

Aquests mètodes són l'anàlisi de relacions correlatives i l'anàlisi de cabals classificats.

L'anàlisi de les relacions correlatives cerca les relacions existents entre punts d'observació diferents: surgències, sobreeixidors, piezòmetres i aigües superficials. Quan aquestes relacions s'estableixen, s'està d'acord amb el concepte de sistema com a "conjunt o agrupament d'objectes relacionats per una certa forma d'interacció o interdependència regular".

L'anàlisi dels cabals classificats permet investigar l'existència de punts de descàrrega d'aigua tipus trop-plein o d'aportacions no controlades a partir de les dades de cabal de la font principal.

L'anàlisi de sèries temporals, en particular el correlograma creuat pluja-cabal, també contribueix a la determinació de la unitat i a la definició del sistema (Mangin, 1975 a).

Finalment, com a tècnica puntual, és molt important la utilització de traçadors artificials en la delimitació i definició del sistema.

2.2.2.4.3 Anàlisi d'hidrogrames

2.2.2.4.3.1 Introducció

L'anàlisi d'hidrogrames realitzada des de diferents punts de vista i amb hipòtesis i aplicacions de models diversos ha constituït una aproximació històrica i clàssica en l'estudi hidrodinàmic del carst (Schoeller, 1962, 1965; Milanovic, 1981; Mangin, 1975 a; Pulido-Bosch, 1987).

L'interès de l'estudi dels hidrogrames és que constitueix una aproximació global al sistema. Aquesta aproximació global esdevé particularment interessant si es fa des

del marc metodològic de l'anàlisi de sistemes i en el sentit de les idees de Mangin (1975, a) expressades més amunt. En efecte, la utilització del concepte de sistema condueix a la recerca de l'hidrograma unitari. En aquest sentit, dos camins són possibles: un consisteix en definir directament l'operador de transferència mitjançant aproximacions successives utilitzant les funcions d'entrada i de sortida del sistema, l'altre estableix la forma de l'operador de transferència però treballant amb els hidrogrames reals.

L'aportació hídrica de les fonts càrstiques ha estat, generalment, assimilada al cabal base dels hidrogrames dels cursos superficials i, a partir d'aquesta consideració, aquesta circulació o flux de base traduiria la superposició o juxtaposició (vegeu Mangin, 1975 a) de dos magatzems o reservoris de propietats distintes: un representaria la xarxa de conductes i l'altre la de fissures. Mangin (1975 a) adopta una posició crítica respecte d'aquestes idees i les considera del tot discutibles. El mateix autor assenyala que l'hidrograma de tota font càrstica no correspon solament al cabal base sinó que comprèn també la circulació en crescuda. Així, en la significació que habitualment es dóna al flux de les fonts càrstiques, s'observa una confusió entre les idees d'espai i temps. L'hidrograma està determinat per dos tipus de flux, un ràpid (circulació de crescuda) i l'altre diferit (cabal base), i no per l'existència de diferents reservoris connectats (Mangin, 1975 a).

Un altre aspecte a remarcar és que les dimensions dels buits no estan, en absolut, lligades a les velocitats del flux ni a les de les propagacions de càrregues (vegeu Mangin, 1975 a).

Els mètodes per a conèixer l'operador de transferència es basen en dos principis: un és determinista i l'altre intenta aconseguir una representació aproximada de l'hidrograma real amb una expressió analítica. En cap cas l'objectiu és determinar l'hidrograma unitari, sinó ajustar models a l'hidrograma real per així introduir paràmetres en la definició de les característiques del sistema.

Varis autors (Mangin, 1975 a; Pulido-Bosch, 1987; Padilla, 1990) s'han ocupat dels tipus de models necessaris per a abordar l'operador de transferència, del seu desenvolupament i de la seva aplicació a sistemes reals.

Els models poden ser conceptuals o bé basats en la dinàmica de la zona saturada.

Dels conceptuals en destaquen dos: el de Maillet (1905 in Mangin, 1975 a) i el de Tison (1960 in Mangin, 1975 a). Tant en un com en l'altre es considera que la relació entre la càrrega i el cabal és lineal.

L'equació de Maillet és: $Q_{(t)} = Q_0 e^{-\alpha t}$; Q_0 és el cabal d'inici de l'esgotament i α el coeficient d'esgotament. El model que condueix a la fórmula de Maillet està format per un reservori que es buida a través d'un tap porós.

L'equació de Tison és: $Q_{(t)} = \dfrac{Q_{(0)}}{(1+\alpha t)^2}$. El model que permet arribar a la fórmula de Tison està definit per un dipòsit ple de sorra d'amplada L i longitud infinita en el qual l'aigua circula a través d'una paret perforada.

Els models basats en la dinàmica de la zona saturada suposen una difusió horitzontal i una circulació macroscòpica unidimensional (de direcció horitzontal). Se suposa unes condicions de validesa de la llei de Darcy i l'equació de difusió pren la forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2},$$

en la qual h és la càrrega, t el temps, x la distància i D la difusivitat hidràulica.

A partir d'aquesta equació, varis autors han establert equacions diverses per expressar el buidat de la zona saturada (*nappe*); així Boussinesq (1904 in Mangin, 1975 a) i Schoeller (1962) arriben a equacions anàlogues a les de Tison o Maillet, segons quines siguin les característiques particulars de l'aqüífer.

El problema de tractar totes les condicions (condicions inicials, condicions als límits, la naturalesa de l'aqüífer, la geometria...) fa l'anàlisi quasi impossible.

2.2.2.4.3.2 Aplicació als hidrogrames de les fonts càrstiques

La utilització de models en l'estudi d'hidrogrames s'ha centrat sobretot en la part terminal de la corba de recessió, és a dir, en l'esgotament. Això ha conduït nombrosos autors a intentar explicitar el conjunt de la corba de recessió. La hipòtesi fonamental es troba en els treballs de Schoeller (1962, 1965). Aquest autor, a partir dels conceptes de xarxa de conductes i xarxa de fissures (Renault, 1967 a, b, 1968 a, b), introduí dos tipus de permeabilitat: una relativa als conductes i l'altra a les fissures. Arribant a la següent expressió de la corba de recessió:

$$Q_{(t)} = Q_{01} e^{-\alpha_1 t} + Q_{02} e^{-\alpha_2 t} + Q_{03} e^{-\alpha_3 t} + \ldots$$

Mangin (1975 a) planteja nombroses objeccions a aquest model:

- un model de dos reservoris com l'indicat no conduiria a l'expressió referida. Les càrregues dels dos dominis haurien de ser independents mentre que les observacions de terreny indiquen que això no és així. L'equació resultant és una sola exponencial i no la suma de dues. Les experiències en models reduïts i les realitzades per analogia elèctrica assenyalen així mateix que l'equació resta formada solament per una exponencial.

- els conceptes de conductes i fissures no són assimilables als de drenatge i zones drenades.

- les expressions proposades no consideren la zona inundada en règim influenciat, així els mecanismes d'infiltració no són considerats. Mangin afirma que, si es considera el sistema en el seu conjunt i s'aplica un model de dos reservoris, aquests representen la zona d'infiltració i la zona saturada. Per tant, la descomposició de l'hidrograma en dues components una de buidat de conductes i l'altra de fissures, no respon en absolut a la realitat dels fets.

2.2.2.4.3.3 Anàlisi d'hidrogrames: problemes i possibilitats

Tenint presents les consideracions fins aquí realitzades, una primera qüestió que se suscita és quina aproximació és la més correcta per a l'anàlisi matemàtica dels hidrogrames. És a dir, s'ha d'evitar pressuposar unes característiques físiques determinades i s'ha d'intentar que les hipòtesis siguin respectuoses amb la naturalesa del medi. En aquest sentit, Mangin proposa una aproximació amb equacions que tinguin un sentit real, és a dir, físic.

Les idees de l'estructura de l'aqüífer càrstic que es desprenen de l'òptica sistèmica (és a dir, d'introduir algoritmes matemàtics) són molt interessants pel seu paper orientador del plantejament que cal utilitzar.

En efecte, anteriorment, en tractar de l'enfocament sistèmic en la recerca del carst, s'ha comentat que el sistema càrstic es considerava format per dos subsistemes: Z_1 o subsistema infiltració i Z_2 o subsistema zona saturada (carst inundat).

La forma de la infiltració no es coneix, no obstant es pot intentar d'abordar a partir de models conceptuals (vegeu notablement Mangin, 1975 a) que permeten fixar la zona saturada i cercar representacions d'hidrogrames en certes condicions.

Mangin (1975 a) aborda l'estudi de l'hidrograma a partir de la consideració de diferents models, que en síntesi són:

a) model simple pel carst inundat,
b) model basat en l'estudi del mecanisme d'intermitència de Fontestorbes i
c) model suposant una relació no lineal cabal-càrrega.

a) model simple pel carst inundat

Es parteix de la equació fonamental que expressa el buidat d'un dipòsit a través d'una membrana porosa:

$$Q = C\ h$$

i s'introdueix un cabal per a la infiltració $q_{(t)}$ que arriba al carst inundat.

S'estableix l'equació de balanç, s'apliquen les transformades de Laplace i posteriorment el teorema de convolució de Borel i s'arriba a l'equació:

$$Q_{(t)} = Q_{(0)}\, e^{-\alpha t} + \alpha \int_0^t e^{-\alpha(t-\lambda)}\, q(\lambda) d\lambda$$

Si se suposa q = constant, es pot arribar a l'equació:

$$Q_{(t)} = Q_{(0)} e^{-\alpha t} + q\left(1 - e^{-\alpha t}\right)$$

i, si s'expressa $\left(Q_0 - q\right) = Q_{R_0}$, s'obté l'equació:

$$Q_{(0)} = q + Q_{R_0} e^{-\alpha t}$$

que és l'expressió clàssica que permet explicitar el sentit físic d'alguns paràmetres. Així, Q_0 és el cabal inicial del carst inundat i la integració de $Q_0 e^{-\alpha t}$ és el valor del volum de la reserva al moment inicial.

En crescuda $q \rangle Q_0$ i Q_{R_0} és negatiu; en decrescuda $q \langle Q_0$, Q_{R_0} és positiu.

1) Quan q = 0, s'obté l'equació de Maillet:

$$Q_{(t)} = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Aquest model està ben adaptat a l'estudi dels esgotaments. La major part dels hidrogrames poden ser abordats a partir d'aquest model.

2) Si es proposa una equació simple per a la infiltració:

$$q = q_0 e^{-\alpha t}$$

a partir d'aquesta es pot arribar a l'equació proposada per Thirriot:

$$q(t) = q'_0 [e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}]$$

Aquesta equació, però, té alguns problemes, doncs una part de la infiltració no segueix una llei tan simple. En el cas del model simple per a la zona inundada s'arriba a l'equació de Maillet que s'adapta bé a l'anàlisi d'esgotaments, però no a la situació de crescuda.

b) model basat en l'estudi del mecanisme d'intermitència de Fontestorbes

Els models simples proposats permeten abordar el funcionament en situació d'esgotament del sistema (equació de Maillet), ja que en aquestes condicions presenta un comportament lineal; en situació de crescuda no és així.

Les observacions realitzades a la font del sistema de Fontestorbes (Arieja, França) permeten considerar un altre model. En efecte, l'estudi del mecanisme d'intermitència que s'observa al sistema de Fontestorbes posa en evidència unes característiques hidrodinàmiques originals en el comportament de la zona inundada. Els resultats de l'anàlisi matemàtica realitzada per Mangin (1969, 1973, 1975 a) constitueixen indubtablement una de les aportacions més interessants d'aquest autor. Aquests resultats el portaren a definir una estructura organitzada en drens i sistemes annexos a la zona saturada del carst.

A continuació es comenten sintèticament les idees més interessants relatives a l'estudi del fenomen d'intermitència.

Segons Mangin hi ha una relació entre el mecanisme d'alimentació i el període del fenomen. La forma de l'hidrograma el porta a determinar la funció de transferència.

Així l'hidrograma de la font (vegeu figura 17 de la 3ª part de la tesi de Mangin, 1975 a) es caracteritza per l' equació:

$$y = A e^{-ax} \cdot \sin(\omega x + \varphi_0)$$

Des del punt de vista del funcionament es constata l'existència de fortes pèrdues de càrrega en els sistemes annexos i en les connexions amb el dren, els gradients hidràulics són molt elevats (600 per 1000). S'observa, així mateix, com les masses d'aigua que constitueixen els sistemes annexos continuen alimentant el dren, mentre que les condicions de càrrega d'aquest no ho haurien de permetre. Aquest comportament posa en evidència l'existència de forces d'inèrcia que caracteritzen la circulació de la zona inundada.[18]

Els fenòmens d'inèrcia constitueixen un desequilibri momentani que afecta el conjunt del drenatge i alguns sistemes annexos.[19] Les aportacions han de ser considerables perquè el desequilibri es produeixi, amb una variació de carregà important en el drenatge. Si no és així, els sistemes annexos segueixen l'evolució de "posada en càrrega o descàrrega" del dren (els piezòmetres ho indiquen bé).

El càlcul es desenvolupa suposant una relació lineal entre càrrega i cabal. Mangin conclou que, segons la duració de les variacions de càrrega al dren, el model a utilitzar serà diferent i caldrà considerar o no els fenòmens d'inèrcia.

c) model suposant una relació no lineal cabal-càrrega

A Fontestorbes, en estiatge i en situació d'esgotament es pot considerar una relació lineal entre càrrega i cabal, però en situació de crescuda i decrescuda les velocitats mesurades i calculades obliguen a prendre una relació no lineal entre càrrega i cabal. Mangin no arriba a desenvolupar aquesta aproximació, doncs ho considera innecessari ja que no aporta res de nou a les conclusions abans avançades.

Conclusió dels models analitzats:

Com a consideració final cal assenyalar que les fortes limitacions a l'hora de caracteritzar formalment el funcionament de la zona d'infiltració (és impossible treballar amb totes les funcions) imposen que l'anàlisi s'hagi de portar a terme exclusivament amb les corbes de recessió.

2.2.2.4.4 Estudi de les corbes de recessió

A continuació es sintetitza l'aproximació utilitzada per Mangin (1975 a) que és la que s'ha aplicat en l'anàlisi dels hidrogrames dels sistemes estudiats en aquesta tesi.

Aquesta metodologia ha estat aplicada en nombrosos treballs a França i a Espanya (Fabre, 1983; Puyoô, 1985; Muet, 1985; Marchet, 1991; Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Pulido-Bosch, 1987; Obarti, 1987; Padilla 1990; Morales, 1991; Andreo, 1997).

La corba de recessió es pot definir com la part decreixent de l'hidrograma.

A l'interior del sistema hi ha dos subsistemes: zona no saturada, amb un cabal de sortida q, i zona saturada, amb un cabal de sortida Q.

En tot hidrograma es pot considerar que en el màxim de crescuda $q = Q$ i que la corba de recessió respon a la situació de no igualtat $q < Q$. Les dues parts que defineixen la corba de recessió són la decrescuda (mentre hi ha infiltració) i l'esgotament (quan no hi ha infiltració).

L'anàlisi que es proposa estableix el supòsit que la pluja cessa a la punta de crescuda i que la recessió és en règim no influenciat.

Si no és lineal, el sistema càrstic es pot representar per la sèrie integral de Volterra (Amorocho, 1963). Amorocho considera que un sistema no lineal pot ser aproximat per un de lineal. A partir d'aquestes consideracions, Mangin (1970, 1975 a) realitza tres aproximacions:

La primera es pot concretar en l'equació de Volterra:

$$Q_{(t)} = \varphi_{(t)} - \lambda \int_0^t \varphi(\tau)\, q(t-\tau)\, d\tau$$

en la qual $\varphi_{(t)}$ i $q(t-\tau)$ es consideren la representació d'una família de funcions.

Aquesta equació resol bé el problema plantejat si el sistema és lineal. Si el sistema és no lineal, apareix una indeterminació en el moment d'inici de l'esgotament i el problema és de difícil solució.

Una segona aproximació suposa prendre una sola funció per $\varphi_{(t)}$ idèntica a la que s'obté per a l'esgotament. D'aquesta manera és possible caracteritzar l'esgotament i els paràmetres de la funció tenen el sentit físic determinat pel model.

La tercera aproximació consistirà en determinar:

$$-\lambda \int_0^t \varphi(\tau)\, q(t-\tau)\, d\tau,$$

sota la forma d'una sola funció $\psi_{(t)}$ i caldrà determinar la realitat física dels paràmetres introduïts.

Per a les corbes de recessió, Mangin (1975 a) arriba finalment a l'expressió:

$$Q_{(t)} = \varphi_{(t)} + \psi_{(t)}$$

$\varphi_{(t)}$ es refereix al carst inundat i solament té sentit en l'esgotament.

$\psi_{(t)}$ tradueix l'efecte de la infiltració a través de la font del sistema (és a dir, la funció infiltració modulada per la transferència a través de la zona inundada).

Si el sistema és no lineal, els paràmetres de les funcions seran variables segons les crescudes i els esgotaments analitzats, no obstant, sempre serà possible definir la forma de la funció que caracteritzarà el tipus de carst.

2.2.2.4.4.1 Les funcions utilitzades per a l'estudi de les corbes de recessió. El significat dels paràmetres

La funció $\varphi_{(t)}$:

L'equació més adequada (enfront de la de Tison, per exemple) per a descriure l'esgotament de la zona saturada del carst és la funció exponencial de Maillet:

$$\varphi_{(t)} = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Q_0 no té cap sentit físic doncs és el resultat de l'extrapolació de la corba d'esgotament fins a la punta de crescuda. Per a la determinació del volum dinàmic caldrà prendre un Q_0 amb sentit físic.

α és el coeficient d'esgotament i il·lustra sobre l'extensió del carst inundat i les pèrdues de càrrega que afecten la circulació en aquest.

La funció $\psi_{(t)}$ és una funció empírica. Mangin (1970) va determinar els paràmetres de la funció homogràfica que s'expressa:

$$\psi_{(t)} = q_0 \frac{1-\eta' t}{1+\varepsilon t}$$

que es defineix entre $t_0 = 0$ i $t_i = \frac{1}{\eta'}$

El valor t_i correspon a la durada de la decrescuda. Considerant que la decrescuda dóna pas a l'esgotament, quan la infiltració s'anul·la, t_i correspon a la durada de la infiltració després del pas de la punta de crescuda. Per tant, η' es pot relacionar amb la durada o la velocitat d'infiltració.

El coeficient ε que caracteritza la importància de la concavitat de la corba s'anomena coeficient d'heterogeneïtat; quan és elevat indica que la decrescuda a l'inici molt ràpida s'alenteix a continuació considerablement.

$\psi_{(t)}$ facilita una imatge de la infiltració a través del drenatge; per tant, $\psi_{(t)}$ expressa la "infiltració".

$\varphi_{(t)}$ es refereix a la posada en reserva o a la circulació dels sistemes annexes capacitius i poc transmissors (segons Mangin, 1975 a; Bakalowicz i Mangin, 1980).

Q_0 a la funció $\varphi_{(t)}$ no és exactament el cabal inicial del carst inundat a la decrescuda i, a més, el màxim de cabal per a la reserva no se situa en el moment de pas de la punta de crescuda. Els sistemes annexos poden continuar sent alimentats mentre la decrescuda s'amorteix. Així mateix, entre el moment de la punta del cabal base i l'esgotament, la corba molt probablement pot no ser una exponencial conseqüència dels fenòmens d'inèrcia i les pèrdues de càrrega quadràtiques. No obstant, $\varphi_{(t)}$ pot ser considerada com un bona aproximació del cabal base. I, a la funció $\psi_{(t)}$, q_0 no representa exactament el cabal de la infiltració en el moment que la decrescuda comença.

Indubtablement les precisions apuntades al significat real dels paràmetres i la seva interpretació constitueixen una de les aportacions originals i notables de Mangin (1975 a).

A l'expressió $\psi_{(t)}$, $\frac{1-\eta' t}{1+\varepsilon t}$ és independent de l'amplitud de la crescuda i solament intervenen dos paràmetres η' i ε. Es construeix la corba $y = \frac{1-\eta' t}{1+\varepsilon t}$ per vàries decrescudes;

si el sistema càrstic no és lineal, i en funció de les aportacions, s'obtenen vàries corbes $y_1, y_2, y_3 \ldots$, la família Y formada pel conjunt d'aquestes corbes pot caracteritzar el tipus de carst estudiat (vegeu notablement Mangin, 1975 a; Bakalowicz i Mangin, 1980).

2.2.2.4.4.2 Aproximació a les reserves de la zona saturada: el volum dinàmic

A partir de l'estudi de les corbes de recessió es poden realitzar diversos càlculs sobre paràmetres o característiques hidrogeològiques i sobre la importància de la zona saturada.

A partir de l'equació escollida per al cabal base: $Q = Q_0 \ e^{-\alpha t}$

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 \, e^{-\alpha t} \qquad V = \frac{Q_0}{\alpha \ (C)}$$

El volum dinàmic és una aproximació a les reserves de la zona saturada del carst.

2.2.2.4.4.3 Classificació dels sistemes càrstics segons els índexs "i" i "k"

L'anàlisi d'hidrogrames i, de forma particular, l'anàlisi de les corbes de recessió han fet possible una classificació dels sistemes càrstics (vegeu notablement Mangin, 1975 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Mangin, 1994 a). Així, s'han introduït dos índexs "i" i "k" . L'índex "i" informa de les característiques de la infiltració al sistema (de la conca i l'alimentació del sistema) i "k" de la seva capacitat de regulació.

El càlcul de les reserves d'esgotament informa sobre la importància del carst inundat (zona saturada). Per tant, per expressar el valor relatiu del carst inundat Mangin (1975 a) va proposar introduir una relació sense dimensió, que anomena "k" i que és la relació entre el valor màxim de les reserves d'esgotament (d'un o varis cicles) i el volum de trànsit mitjà pel període considerat. Aquesta relació expressa bé la capacitat de regulació de l'aqüífer; aquest índex, que varia entre 0 i 1, també indica el grau de carstificació del sistema.

En l'anàlisi de la corba de decrescuda es pot utilitzar una part de la funció:

$\psi_{(t)} = q_0 \dfrac{1-\eta' t}{1+\varepsilon \ t}$, és a dir , $y = \dfrac{1-\eta' t}{1+\varepsilon \ t}$ que varia de 0 a 1.

Així es pot definir un índex o coeficient "i" que correspon al valor de $y = \dfrac{1-\eta' t}{1+\varepsilon \ t}$ per a t = 2 dies. L'índex "i" expressa com es fan les aportacions hídriques al sistema i també il·lustra sobre la seva complexitat.

A partir dels dos índexs o coeficients: "i" i "k", Mangin (1975 a, 1994 a) proposa un assaig de classificació (figura 3):

Grup I ($k < 0.1$; $i < 0.5$): sistema molt carstificat aigua avall, xarxes espeleològiques molt desenvolupades.

Grup II ($0.1 < k < 0.5$; $i > 0.5$): xarxa espeleològica ben desenvolupada que aigua avall connecta amb un important carst inundat.

Grup III ($k < 0.5$; $0.25 < i < 0.5$): sistema més carstificat aigua amunt que aigua avall amb retard en l'alimentació com a conseqüència de terrenys no càrstics, de l'existència d'un mantell nival o de dipòsits sedimentaris.

Grup IV (k < 0.5; i > 0.5): domini dels sistemes complexos.

Grup V (k > 0.5): domini dels sistemes no càrstics o escassament carstificats (aqüífers carbonàtics porosos i fissurats).

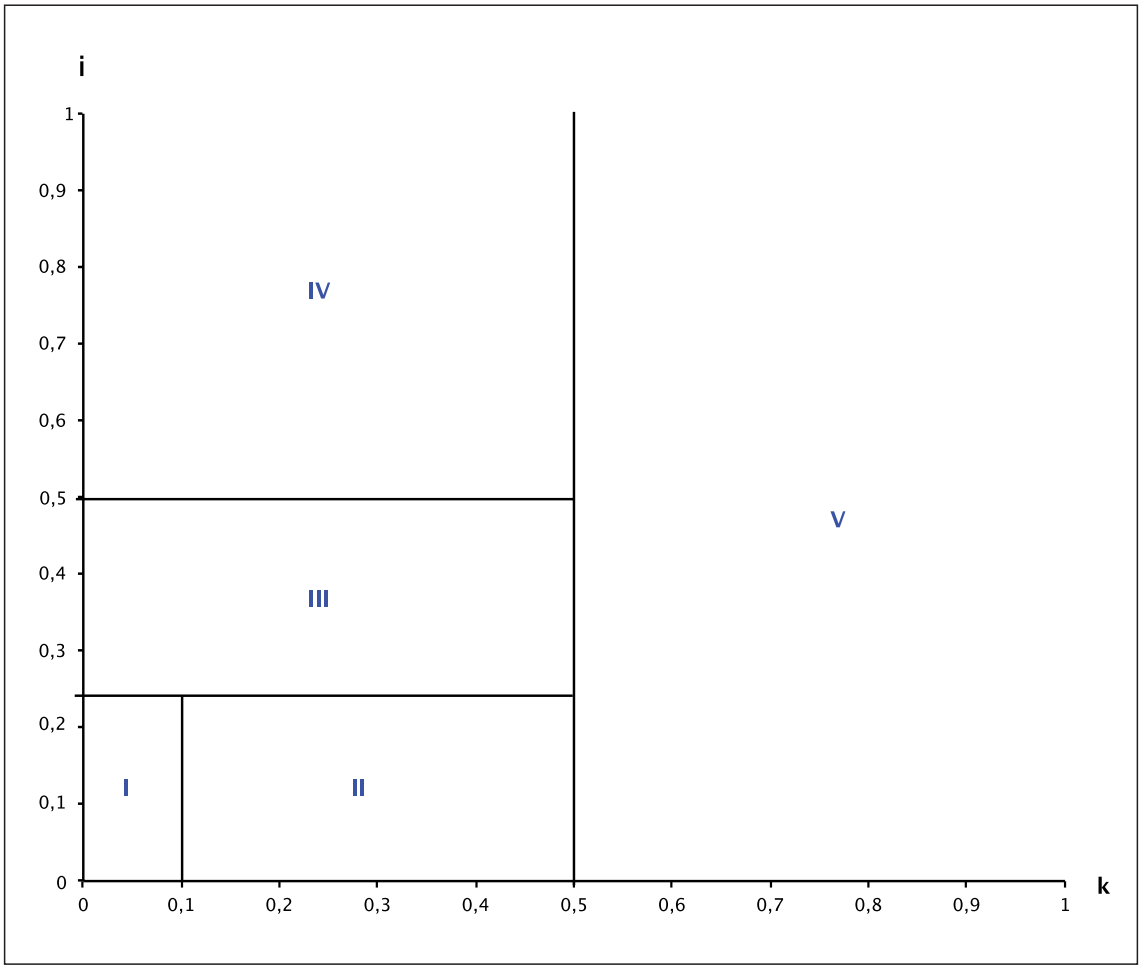


Figura 3: Classificació a partir dels índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a, 1994 a).

2.2.2.5 Esquematització del sistema càrstic des de la hidrodinàmica

Les recerques realitzades des de l'enfocament sistèmic i amb diferents tècniques i metodologies de la hidrodinàmica (anàlisi de relacions correlatives, anàlisi de cabals classificats, experiències amb traçadors i anàlisi d'hidrogrames) han fet possible proposar un interessant esquema del sistema o aqüífer càrstic, així com un model realista (Mangin, 1975 a) (figures 4 i 5). En efecte, les recerques intensives realitzades al Carst Experimental de Baget i en altres aqüífers de l'Arieja, particularment en el carst de Fontestorbes, han portat a esquematitzar el funcionament i l'estructura del sistema.

L'esquema o model conceptual del sistema presenta les següents parts: la conca no càrstica, la zona d'infiltració o no saturada i la zona saturada o inundada. Mangin (1975 a) defineix a la zona no saturada: la infiltració ràpida i la lenta i a la zona saturada: l'estructura de drenatge i els sistemes annexos al drenatge (vegeu apartat 3 de Teoria i metodologia).

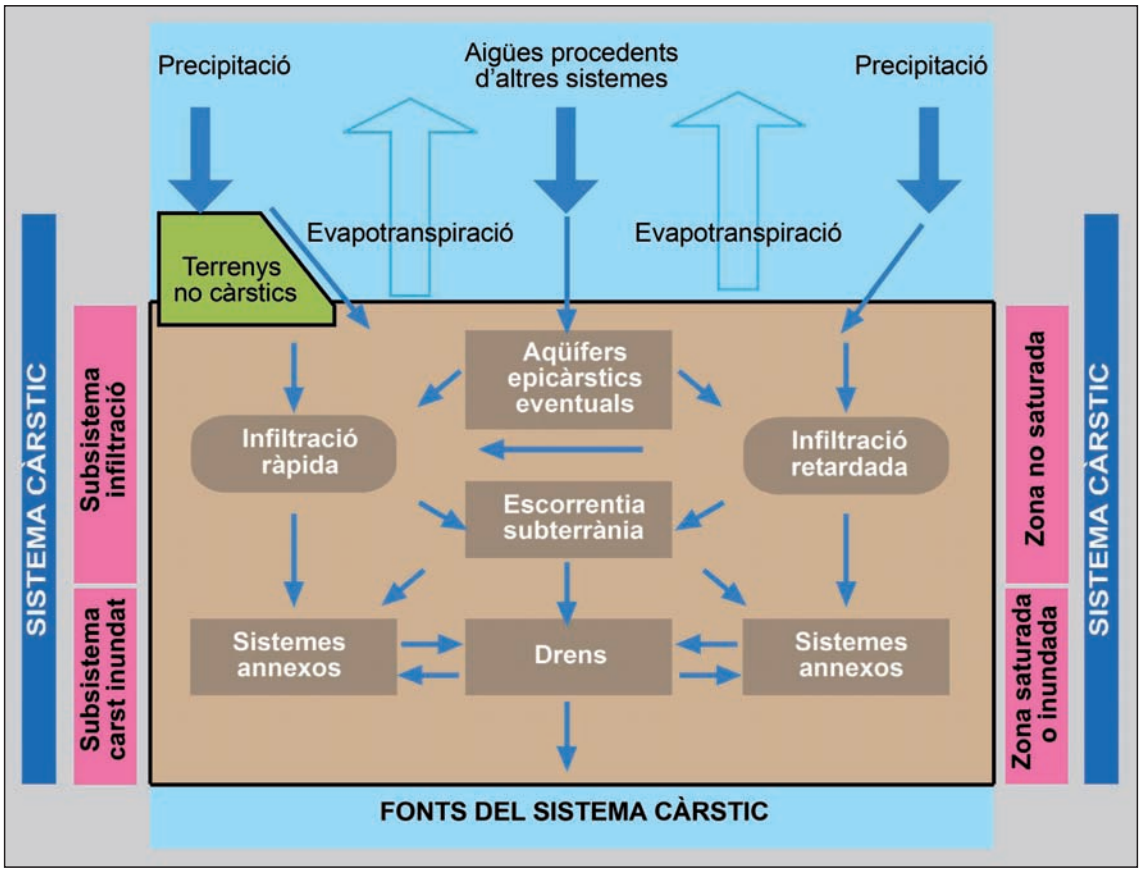


Figura 4: Esquematització d'un sistema càrstic (Mangin 1975 a).

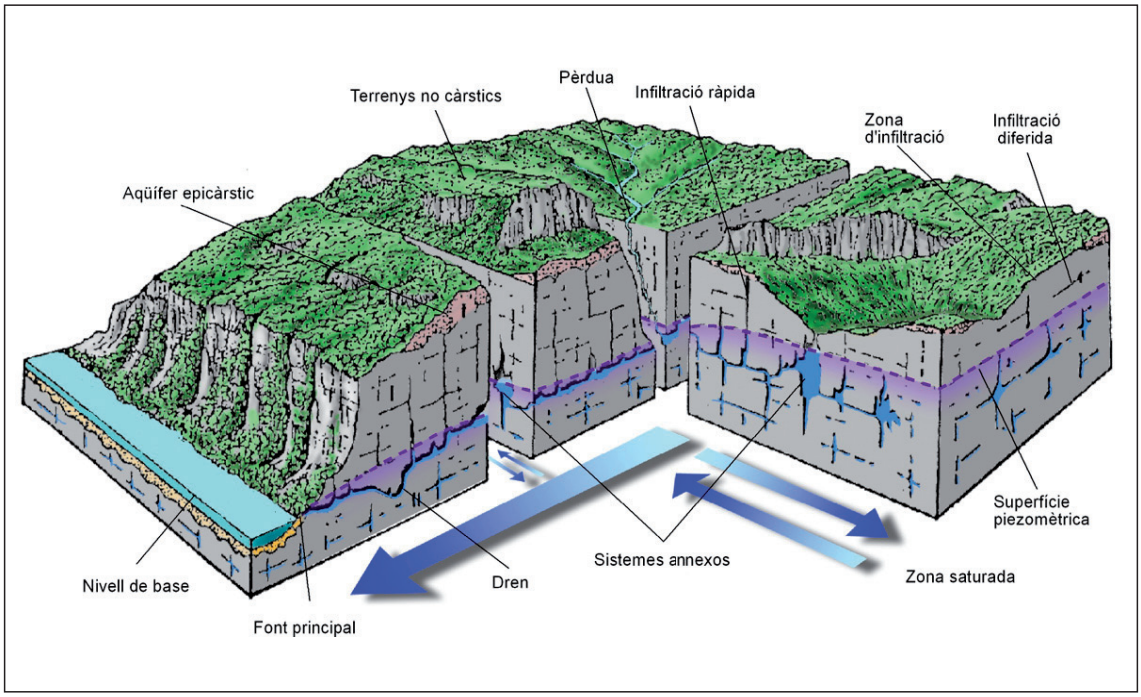


Figura 5: Model realista d'un sistema càrstic (Mangin 1975 a).

2.2.2.6 Anàlisi de sèries temporals (AST)

2.2.2.6.1 Introducció

A l'anterior apartat s'ha comentat l'interès de l'estudi d'hidrogrames d'aqüífers carbonàtics en general i càrstics en particular, centrat sobretot en l'anàlisi de les corbes de recessió. No obstant això, un dels problemes que presenta l'anàlisi d'hidrogrames és que no és possible determinar l'hidrograma unitari, la importància del qual és òbvia ja que defineix i sintetitza les característiques essencials del funcionament i l'estructura de qualsevol sistema hidrològic. L'anàlisi de sèries temporals permet, a partir del tractament de les funcions d'entrada i de sortida del sistema, anar molt més enllà que l'anàlisi de les corbes de recessió en la caracterització de la hidrodinàmica de l'aqüífer càrstic i en l'establiment de models conceptuals amb base experimental i estadística.

Com s'explica més endavant, la correlació bivariable creuada, mitjançant el correlograma creuat, facilita la determinació de la resposta impulsional del sistema, és a dir, de l'hidrograma unitari.

El tractament estocàstic de sèries temporals s'inscriu absolutament com una tècnica pròpia de l'anàlisi de sistemes i, per tant, està perfectament adaptat a l'anàlisi dels objectius proposats en el marc epistemològic i metodològic definit per l'enfocament sistèmic.

Els autors que van desenvolupar les bases d'aplicació de la teoria de l'anàlisi de sèries temporals foren Box i Jenkins (1974).

Després, tot un seguit d'autors van aplicar aquesta eina a la recerca hidrològica, destacant Yevjevich (1972). Una de les primeres i més interessants aplicacions a hidrogrames de sistemes càrstics fou realitzada per Dreiss (1979, 1983), aquesta autora fa una utilització explícita de l'anàlisi de sistemes (*An aplication of systems analysis to karst aquifers*) i s'ocupa essencialment d'obtenir els correlogrames senzills i creuats i "la funció de transferència" a partir d'un model lineal basat en la derivació per deconvolució de la funció de Kernel (Neuman i Marsily, 1976).

Les possibilitats d'anàlisi matemàtica de les funcions d'entrada i sortida del sistema càrstic ja foren considerades a la tesi de Mangin (1975 a) amb l'objectiu d'obtenir la funció de transferència; no obstant, l'autor assenyalava que els mètodes basats en les transformades de Laplace o Fourier no conduïen a una comprensió satisfactòria dels mecanismes de transferència.

Posteriorment, serà precisament Mangin (1981 a, b, 1982 a, b, c, 1984 c) qui proposarà uns mètodes originals i descriptius adaptats a l'anàlisi de sèries temporals d'aqüífers càrstics.

Mangin aplicà les anàlisis de correlació i espectral, senzilla i creuada, a les sèries temporals d'entrada i sortida (o funcions d'entrada i sortida), que en el carst estan constituïdes per les precipitacions i els cabals respectivament.

Padilla (1990), a la seva tesi, que constitueix un treball notable, va encara més enllà en el tractament de sèries temporals introduint noves possibilitats i conceptes com el de correlograma sintètic.

A continuació es sintetitzen els aspectes essencials en què es fonamenta l'aplicació de l'anàlisi de sèries temporals a l'aqüífer càrstic i els resultats més interessants que pot aportar.

2.2.2.6.2 Anàlisi univariable o simple

2.2.2.6.2.1 Correlograma

El correlograma correspon, una vegada discretitzada una sèrie cronològica (x_1, x_2, x_3... x_n), als diferents coeficients d'autocorrelació r_k (k = 0, 1, 2, 3... m). Quan k = 0, r_k = 1. La determinació del truncament m no està basat en conceptes teòrics; a la literatura es pren m = n/3 (n = longitud de la sèrie cronològica). La recerca empírica ha conduït a la millor estimació possible del truncament m, comprovant-se que per aconseguir un òptim en els resultats cal aplicar m < o = n/3.

Per al càlcul del coeficient d'autocorrelació Yevjevich (1972) proposà:

r_k = Cov (x_i, x_{i+k}) / Var x_i, com un valor aproximat,

i sobretot,

r_k = Cov (x_i, x_{i+k}) [Var x_i, Var x_{i+k}] $^{-1/2}$, com un valor més correcte.

No obstant, Mangin (1984 c) assenyala que els coeficients de correlació així calculats no tenen bondat en les seves propietats matemàtiques, doncs influeixen la inversibilitat, és a dir, es produeix una disminució de la influència d'una dada respecte de les altres, conseqüència del seu allunyament. D'aquí que proposi la utilització de les formules de Jenkins i Watts (1968):

$$r_k = C_k/C_0 \text{ amb } C_k = n^{-1} \sum_{1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$$

i k = 0, 1, 2, 3... m.

2.2.2.6.2.2 Espectre

La densitat espectral energètica d'una funció aleatòria estacionària s'obté a partir de la transformada de Fourier de la funció d'autocorrelació (Teorema de Wiener-Kinchine). Aquesta densitat espectral és (representa) la repartició de la variància segons les freqüències. La seva expressió és:

$$S_f = 2\left[1 + 2\sum_{k=1}^{k=m} D_k\, r_k \cos 2\pi F k\right]$$

k, té sempre la mateixa consideració.

F, és la freqüència considerada (si el pas escollit és j, F = j/2 m).

r_k es la funció d'autocorrelació.

D_k es una funció de ponderació (filtre de Tukey).

2.2.2.6.3 Anàlisi bivariable o creuada

2.2.2.6.3.1 Correlograma creuat

El càlcul es realitza anàlogament al del correlograma simple i amb el mateix valor de truncament m. La correlació, en l'anàlisi creuada, es realitza entre dues sèries discretitzades. La primera (x_1, x_2... x_m) és la causa de la segona (y_1, y_2... y_m).

Les fórmules han estat proposades per Box i Jenkins (1974). Com que no existeix simetria entre les correlacions de x en y (anomenades $r_{x,y}$ o r_{+k}) i les correlacions de y en x (anomenades $r_{y,x}$ o r_{-k}), el càlcul es realitza des de -m fins a +m.

$$r_{+k} = r_{x,y(k)} = \frac{C_{x,y(k)}}{S_x S_y} \text{ amb } C_{x,y(k)} = n^{-1} \sum_{1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

$$r_{-k} = r_{y,x(k)} = \frac{C_{y,x(k)}}{S_x S_y} \text{ amb } C_{y,x(k)} = n^{-1} \sum_{1}^{n-k} (y_t - \bar{y})(x_{t+k} - \bar{x})$$

$$S_x^2 = n^{-1} \sum_{1}^{n} (x_t - \bar{x})^2 \text{ i } S_y^2 = n^{-1} \sum_{1}^{n} (y_t - \bar{y})^2$$

Si x_t és una funció aleatòria pura, el correlograma creuat representa la resposta impulsional del sistema, és a dir, l'hidrograma unitari.

2.2.2.6.3.2 Espectre creuat

L'asimetria del correlograma creuat per als k positius i negatius condueix a expressar l'espectre com un número complex.

espectre (f) = $k_{x,y\,(f)}$ - i $q_{x,y\,(f)}$

f és la freqüència (f = j/ 2 m)

i és el número imaginari.

$k_{x,y}$ és el coespectre i es pot expressar:

$$k_{x,y(f)} = 2\left[r_{x,y(0)} + \sum_{1}^{m} (r_{x,y(k)} + r_{y,k(k)}) D_{(k)} \cos 2\pi fk\right]$$

$q_{x,y(f)}$ és l'espectre de quadratura i s'expressa:

$$q_{x,y(f)} = 2\left[\sum_{1}^{m} (r_{x,y(k)} - r_{y,k(k)}) D_{(k)} \sin 2\pi fk\right]$$

$D_{(k)}$ és el filtre de Tukey.

L'espectre també és pot expressar:

$$\left| S_{x,y(f)} \right| = \sqrt{K^2_{x,y(f)} + q^2_{x,y(f)}}$$

$$\theta_{x,y(f)} = \text{arctg} \left[\frac{q_{x,y(f)}}{K_{x,y(f)}} \right]$$

2.2.2.6.3.3 Funció de coherència i de guany

L'espectre simple pot ser interpretat com el valor de la variància per a cada freqüència i l'espectre creuat com el valor de la covariància. Així es poden definir dues funcions a partir de cadascun d'ells.

$C_{x,y(f)} = \dfrac{S_{x,y(f)}}{\sqrt{S_{x(f)}\, S_{y(f)}}}$, correspon a una correlació per a cada freqüència i constitueix la funció de coherència.

$g_{x,y(f)} = \dfrac{S_{x,y(f)}}{S_{x(f)}}$, és la funció de guany i és un paràmetre semblant a un coeficient de regressió entre les dues sèries.

Les anàlisis de correlació i espectral posen en evidència tot un conjunt de característiques (Mangin, 1982 c):

El correlograma simple expressa la dependència dels esdeveniments entre ells, per a intervals de temps més i més grans. Quan el correlograma tendeix ràpidament a zero, caracteritza esdeveniments independents uns dels altres (procés quasi aleatori). Quan el correlograma decreix lentament indica un fenomen molt estructurat i una memòria pels esdeveniments. El concepte de memòria en matèria d'informació és equivalent al de reservori en hidràulica.

L'espectre és la descomposició de la variància per a diferents freqüències; detecta les tendències seculars, estacionals i aleatòries. L'existència de tendències o bé de cicles es deu fonamentalment a la funció d'entrada (les precipitacions); així és possible observar com la informació es modifica o altera. L'amplificació dels cicles és en relació amb la regulació del sistema. L'anàlisi espectral també il·lustra sobre els mecanismes de transferència.

El temps de regulació és una magnitud que s'obté a partir de l'anàlisi espectral. És la duració de la influència d'una impulsió pluja unitària sobre el sistema. Aquesta magnitud és inversament proporcional a la importància de les reserves.

El correlograma creuat és la resposta impulsional del sistema. Per tant, el correlograma creuat aporta una bona representació de l'hidrograma unitari. Així un sistema mal dre-

nat es caracteritza per un correlograma creuat més aviat allargat (resposta allargada o extensa) i un sistema ben drenat es caracteritza per un correlograma més aviat punxegut i poc allargat o extens.

En síntesi, el correlograma senzill fa palès l'efecte de memòria, és a dir, el grau d'organització del drenatge; l'espectre il·lustra sobre el filtratge de la informació o el grau de carstificació; el temps de regulació i el correlograma creuat (hidrograma unitari) aporten informació de la relació pluja-cabal.

A més, la funció de coherència aporta informació sobre la linealitat del sistema i la funció de guany aporta una idea sobre la dinàmica de les reserves.

2.2.2.6.4 Aplicacions de l'anàlisi de sèries temporals

La metodologia d'aplicació de l'anàlisi de sèries temporals als aqüífers càrstics proposada per Mangin (1981 a, b, 1984 c) ha estat amplament utilitzada en aqüífers de característiques diverses. Dos treballs són especialment remarcables: Mangin (1982 a) i Mangin i Pulido-Bosch (1983). El primer (Mangin, 1982 a) analitza el comportament hidrodinàmic dels aqüífers pirinencs de l'Arieja (Aliou, Baget, Fontestorbes) contrastant les possibilitats de l'anàlisi de sèries temporals enfront de la deconvolució (Marsily, 1978; Mangin, 1981 a) i l'anàlisi de les corbes de recessió. En aquests treballs s'utilitzen el correlograma i l'espectre per estimar les reserves de la zona saturada i de la part superior del carst (aqüífer epicàrstic, aqüífers en dipòsits glacials…), les quals es relacionen amb les característiques o naturalesa de l'aqüífer; s'analitzen els diferents comportaments segons l'estat del sistema (fluctuacions de les reserves) i, així mateix, s'indica l'existència d'anomalies entre estructura i funcionament, per exemple al sistema de Fontestorbes, on s'observa una no adequació entre estructura i funcionament: en efecte, l'estructura càrstica que s'observa a la zona saturada o carst inundat té relació amb un paleofuncionament, doncs no s'observa, actualment, un bon drenatge del domini inundat de l'aqüífer (Mangin, 1978 c, 1982 a, b) insistint en les anomalies, la funció de coherència il·lustra sobre l'existència de discontinuïtats hidrodinàmiques.

El segon treball, de caràcter exhaustiu quant a la metodologia, és el de Mangin i Pulido-Bosch (1983), que té l'interès d'aplicar l'AST a exemples de funcionament i de contexts completament diferents: els Pirineus de França i els dominis mediterranis andalús i valencià. Els exemples mediterranis estudiats en aquest treball es caracteritzen per tenir reserves hídriques importants, una estructura homogènia, o predominantment homogènia, i una organització del drenatge rudimentària o quasi inexistent o d'escàs desenvolupament i, segons els autors, es poden descriure a partir de la modelització clàssica per mètodes numèrics. Posteriorment, tot un conjunt de treballs de gran interès s'han realitzat en aquesta direcció aplicant les tècniques de la deconvolució o bé mètodes numèrics (Pulido-Bosch et al., 1987; Pulido-Bosch, 1988, 1989; Pulido-Bosch i Padilla, 1988 a, b; Pulido-Bosch i Benavente, 1987; Padilla, 1990; Padilla i Pulido-Bosch, 1988, 1990). Aprofundint en tot el que fins aquí s'ha exposat, es pot assegurar que els exemples mediterranis, tot i presentar, en molts dels sistemes, una important carstificació en superfície (important desenvolupament de l'exocarst, com succeeix, per exemple, al Torcal d'Antequera d'Andalusia i, amb característiques diferents, al Simat de Valldigna del País Valencià), no presenten carstificació en profunditat o, en tot cas, aquesta no és funcional. Contràriament, els exemples pirinencs d'Aliou i Baget es caracteritzen per tenir una estructura de drenatge ben desenvolupada; en el sistema de Fontestorbes, aquesta estructura també existeix, no obstant, el drenatge no és perfecte; Fontestorbes és un aqüífer complex, captiu i de reserves molt importants

(20 a 26 hm^3). Aquestes consideracions són molt importants i de fortes implicacions tant en l'aspecte conceptual com en l'aplicat. En efecte, des d'un punt de vista conceptual, sobretot pel que fa a la mateixa definició del carst i de l'aqüífer càrstic (vegeu les definicions de carst i d'aqüífer càrstic de l'aproximació funcional, aportades per Mangin (1975 a, 1982 b) i també les corresponents definicions de l'escola anglosaxona (Quinlan i Ewers, 1985; Ford i Williams, 1989; Klimchouk et al., 2000)); més endavant, a l'apartat de modelització, es tractaran aquestes qüestions (Freixes, 1993, 1995). Des d'un punt de vista aplicat, que l'estructura del reservori sigui homogènia o heterogènia determina les possibilitats de l'exploració i explotació i, en definitiva, de la gestió dels recursos d'aquests aqüífers.

Un tercer treball d'interès defineix els aqüífers càrstics a partir dels conceptes de diversitat i originalitat que els caracteritzen (Mangin, 1982 c). A partir de sèries cronològiques de llarga duració (més de cinc anys), estableix un comportament o funcionament mitjà dels diferents exemples (amb efecte de memòria, banda espectral, temps de regulació i hidrogrames unitaris ben diferents) que permet establir en el domini dels aqüífers càrstics, segons l'autor, una classificació amb quatre tipus principals: Aliou, Baget, Fontestorbes i Torcal.

Mangin (1982 c) defineix l'originalitat a partir de les característiques del drenatge i assegura que les anàlisis de correlació i espectral permeten precisar-ne l'origen, la importància i la incidència.

La comparació amb els sistemes hidrològics superficials és molt interessant per les grans analogies que presenten els seus correlogrames amb els dels aqüífers d'estructura de drenatge desenvolupada, no obstant, en els aqüífers càrstics l'estructura cal considerar-la en tres dimensions.

El treball de Mangin (1982 b), al qual ja s'ha al·ludit en parlar de l'enfocament sistèmic, insisteix en l'interès de l'AST i realitza una interessant reflexió en el terreny conceptual d'aquests tipus d'aqüífers.

Des del punt de vista de la dinàmica de les reserves que es posen en evidència per l'efecte de memòria (correlograma), es poden distingir i generalitzar dos grans tipus de comportament:

- un **comportament de "filtre pas baix"**: les variacions d'altes freqüències són eliminades. Les fortes pluges no originen fortes crescudes, però determinen un augment de les reserves. És característic dels sistemes inercials, és a dir, capacitius i poc transmissors.

- un **comportament de "filtre pas alt"**: les variacions d'altes freqüències passen, les variacions de baixes freqüències s'atenuen i les variacions anuals no existeixen. Les pluges intenses originen fortes crescudes sense que hi hagi un creixement notable de les reserves. Es tracta de sistemes poc inercials, és a dir, molt transmissors i poc capacitius.

Al primer grup hi pertanyen aqüífers amb reserves importants: Torcal i Fontestorbes, i al segon aqüífers ben drenats com Aliou i Baget.

Hi ha sistemes que presenten algunes particularitats com el trencament que s'observa en els pendents de determinats correlogrames; aquest és el cas del sistema del Simat de Valldigna (Serra Grossa, València). La inflexió no és sinó una indicació de la comple-

xitat de l'estructura del sistema. Així s'identifiquen dos tipus de circulació, una pròpia de crescudes, més o menys marcades (comportament a curt termini que caracteritza la part primera del correlograma) i l'altra que indicaria l'existència de reserves d'una certa importància (comportament a llarg termini que caracteritza la segona part del correlograma) (Mangin i Pulido-Bosch, 1983).

L'exemple del Torcal, que segons les classificacions de Mangin (1975 a, 1982 c) pertanyeria als aqüífers no càrstics (o escassament càrstics), presenta una carstificació superficial amb un desenvolupament molt important que ha estat objecte de nombrosos estudis des de la perspectiva geomorfològica. Aquestes dues consideracions sobre el Torcal –una important morfologia superficial i un funcionament hidrològic comparable al que s'observa en els medis hidrogeològics porosos o fissurats– introdueixen una clara paradoxa: es pot considerar el Torcal un carst des d'un punt de vista conceptual, però no un aqüífer càrstic de del punt de vista quantitatiu? És possible aquest desdoblament en la caracterització del Torcal? Què es podria dir, més enllà del que ja es coneix, sobre l'escassa o feble carstificació (pràcticament inexistent?) que hi ha a les parts profundes de l'aqüífer?

L'anàlisi de sèries temporals ha estat aplicat, com fins ara s'ha explicat, a l'estudi del funcionament i l'estructura del sistema càrstic, és a dir, al conjunt del sistema, a partir de les funcions d'entrada (precipitacions) i de sortida (cabals a les fonts). És a dir, no s'havia aplicat a un domini particular del flux en el context de l'aqüífer càrstic fins el treball de Mangin (1988), que constitueix una primera i interessant aplicació a la recerca de la infiltració i, per tant, a la caracterització de les modalitats de flux de la zona no saturada; aquesta recerca es realitzà a partir de dades experimentals del carst de Tarascó i presenta l'interès afegit d'utilitzar, per primera vegada, paràmetres com la pressió i la temperatura ambiental; concretament s'utilitzen com a funció de sortida les dades de l'estació de mesura de cabal del Salò Negre de la cova de Niaux (aportació situada en una fissura a la volta de la cavitat). Les conclusions més importants són les següents:

- es constata que la modalitat del flux observada és una infiltració lenta i que aquesta constitueix un flux difàsic aire-aigua.

- la pressió té un paper significatiu no menyspreable en les equacions que descriuen el flux, contràriament al que es creia.

- es demostra l'existència d'un reservori superficial: l'aqüífer epicàrstic, del tot necessari per a comprendre els valors d'evapotranspiració observats al carst. Aquest aqüífer té un paper regulador important.

- la vegetació alimentada pel reservori superficial intervé en la seva regulació i, per tant, en els mecanismes de la infiltració. En aquest sentit, l'exemple estudiat il·lustra sobre la complexitat dels processos de la infiltració i el paper de la vegetació (ecosistema bosc) i també en la importància de les modificacions que poden ser introduïdes per l'home (vegeu Mangin, 1988). Les variacions de cabal observades a la cova de Niaux (a 300 m de profunditat) tenen una estreta relació amb l'evapotranspiració que, en aquesta part dels Pirineus, depèn, quasi exclusivament, de la vegetació.

Aquesta investigació il·lustra molt bé sobre la importància de la zona fronterera del carst –funció tampó– i de la implicació de l'ecosistema bosc en la regulació de l'aqüífer epicàrstic i, en conseqüència, de la infiltració.

2.2.2.6.5 Classificació dels aqüífers càrstics segons l'anàlisi de correlació i espectral

Aquesta classificació (Mangin, 1984 a, b, c, 1994 a, 1998; Mangin i Pulido-Bosch, 1983) es basa en la caracterització que s'obté de cada sistema o aqüífer a partir de l'anàlisi de correlació i espectral. La classificació es fonamenta en les següents característiques: efecte de memòria, rang espectral, temps de regulació i hidrograma unitari (o correlograma creuat pluja-cabal). Els tipus de sistemes o aqüífers considerats en la classificació van dels càrstics més evolucionats: Aliou, als no càrstics: Torcal, passant pels mitjanament o moderadament carstificats: Baget i Fontestorbes, respectivament.

La classificació observa els tipus d'aqüífers següents (figura 6):

- **Aliou** (sistema molt carstificat i evolucionat i ben drenat)
- **Baget** (sistema mitjanament carstificat, però ben drenat)
- **Fontestorbes** (sistema de mitjana a moderada carstificació amb drenatge imperfecte)
- **Torcal** (sistema no càrstic, absència de drenatge)

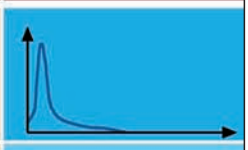
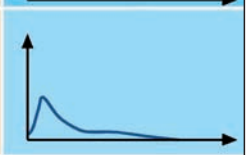
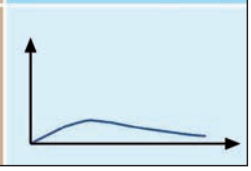
TIPUS	EFECTE DE MEMÒRIA (r=0,1-0,2)	BANDA ESPECTRAL (f de truncament)	TIPUS DE REGULACIÓ	HIDROGRAMA UNITARI
Aliou	Reduït (5 j)	Molt ampla (0,30)	10-15 dies	
Baget	Petit (10-15 j)	Ampla (0,20)	20-30 dies	
Fontestorbes	Gran (50-60 j)	Estreta (0,10)	50 dies	
Torcal	Considerable (70 j)	Molt estreta (0,05)	70 dies	

Figura 6: Classificació dels aqüífers càrstics segons l'anàlisi de sèries temporals (Mangin, 1985).

2.2.3 La hidrogeotèrmia en l'aproximació funcional

2.2.3.1 Introducció

Com succeeix amb la hidrologia i la hidrodinàmica del carst, Schoeller (1962) aporta una interessant anàlisi de la temperatura del flux hídric subterrani en medis calcaris. Aquest autor utilitza la temperatura com una aproximació al coneixement del funcionament dels sistemes hidrogeològics en roques calcàries.

Schoeller (1962) analitza les fonts de calor responsables del camp tèrmic subterrani i la temperatura de les aigües d'infiltració, defineix les zones d'heterotèrmia i homotèrmia, estudia la temperatura de l'aigua i la seva evolució en medis porosos, fissurats i càrstics, proposa models d'evolució segons les característiques geomètriques dels aqüífers, i també tracta de la temperatura de les fonts i la seva interpretació. A continuació es resumeixen les consideracions generals realitzades per aquest autor.

Les fonts de calor que condicionen la temperatura de les roques són el flux solar i el geotèrmic. La part més superficial del terreny està sotmesa a l'aportació provinent del flux de calor solar (0.18 cal/cm^2 · s), que es propaga en el sòl per ones tèrmiques diàries fins a una certa profunditat neutra, constituint-se així el límit inferior de l'anomenada zona d'heterotèrmia. La temperatura d'aquesta zona està influenciada per nombrosos factors: altitud, latitud, naturalesa del sòl, exposició del relleu, vegetació, episodis plujosos, presència o absència de mantell nival, etc (Schoeller, 1962). L'evolució de la temperatura en profunditat a la zona d'heterotèrmia és de tipus sinusoïdal (vegeu Botton, 1984).

Per sota d'aquest domini s'hi troba la zona d'homotèrmia, que rep la influència permanent del flux de calor d'origen profund (1.3 · 10^{-6}/cm^2 · s). La densitat d'aquest flux és molt menys important que la del flux solar i d'aquí que sigui el flux intern el que aporta a les aigües totes les calories que s'incorporen en el seu recorregut subterrani. Així doncs, l'energia calorífica adquirida pels medis travessats per les aigües subterrànies, amb els quals aquestes tendeixen a l'equilibri tèrmic, té una pluralitat d'orígens.

Schoeller (1962) realitza nombroses consideracions de caràcter general per a una correcta interpretació de la temperatura observada a les surgències. Així, afirma que en molts aqüífers (horitzontals, sota una topografia inclinada, o de disposició ascendent), la temperatura de l'aigua a la surgència ha de ser teòricament igual a la temperatura de la zona neutra. A més, la temperatura mitjana anual de l'aire ha de ser molt propera a la temperatura mitjana anual de l'aigua a la font. I la temperatura de la zona neutra del sòl i la temperatura mitjana anual de les surgències és, generalment, superior a la mitjana anual de l'aire. Aquest valor lleugerament superior, de 0.1 ºC a algun grau, varia segons les condicions: vessant, altitud...

Les fonts en vessant S poden presentar temperatures de vàries dècimes a 1 ºC o 2 ºC superiors a les situades en vessant N.

La vegetació també pot influir en la temperatura del sòl; la presència d'un estrat herbaci o d'un forest important incideixen de manera significativa. Així, les fonts situades en zones boscoses són més fredes, fins a 1 ºC o més, que les dels dominis desforestats.

La latitud constitueix un altre factor important. La temperatura mitjana de l'aire, la de la zona neutra del sòl, la de les fonts i la de pous de més de 20 m de fondària són funció de la latitud.

Donat que la temperatura de la zona neutra, que és superior a la temperatura mitjana anual de l'aire, varia en funció de l'altitud, amb la temperatura de les fonts succeeix exactament el mateix.

La situació més elevada de la zona de recàrrega dels aqüífers en relació amb les surgències fa que aquestes puguin ser alimentades per aigües més fredes infiltrades a altituds considerables. La influència serà molt diversa segons les característiques de l'estructura de l'aqüífer (tipus de permeabilitat, geometria general...).

La temperatura observada a les fonts pot ser més de 5 ºC inferior a la que s'espera. Òbviament, que les surgències presentin o es caracteritzin per valors de temperatura més o menys baixos dependrà de la geometria general de l'aqüífer. Si l'estructura és descendent, les fonts seran, generalment, hipotermes, i si l'estructura és ascendent seran hipertermes.

En el seu recorregut subterrani, les aigües travessen zones de temperatura constant amb les quals tendeixen a l'equilibri tèrmic. La temperatura de les aigües d'alimentació (infiltració) pot ser molt variable i pot incidir en les característiques tèrmiques de les aigües subterrànies tot imprimint una forta variabilitat. Aquesta influència i variabilitat pot, fins i tot, observar-se a les surgències. Les surgències de temperatura variable s'anomenen heterotermes i les de temperatura constant homotermes. Les variacions de temperatura poden presentar essencialment dos tipus de periodicitat: diària i anual. En nombrosos aqüífers la variabilitat a la surgència no és sinó un reflex de la dinàmica tèrmica de la zona d'heterotèrmia.

En aqüífers de tipus fissurat i porós la variabilitat de la temperatura de les aigües d'alimentació (és a dir, el senyal d'entrada) es pot amortir completament com a conseqüència de la baixa velocitat del flux subterrani i no arribar a la surgència. Contràriament, en els aqüífers en medis amb discontinuïtats importants i carstificats, la temperatura de les surgències pot experimentar una forta variabilitat, tot i circular l'aigua a una certa profunditat.

Algunes surgències del Jura i la Fontaine de Valcluse constitueixen exemples molt il·lustratius. La surgència d'Orbe pot presentar variacions d'11.2 ºC i la de Moullière de 4.5 ºC. La Fontaine de Valcluse[20] presenta variacions entre els 8 ºC i els 15 ºC, és a dir, de 7 ºC i, excepcionalment, l'any 1902 es va observar una variació de 16 ºC (Schoeller, 1962). Les variacions esmentades no responen en absolut a la zona d'heterotèrmia, doncs la descàrrega es realitza per punts molt concrets i els cabals són elevats[21].

Schoeller (1962), defineix diferents tipus de surgències segons la temperatura:

- fonts hipertermes o termals: $T > Tma + 4º$, o $T > Ts + 2º$
- fonts ortotermes: $T = Tma + 4$ º, o $T > Ts + -2º$
- fonts hipotermes: $T < Tma$, o $T < Ts - 2º$

2.2.3.2 La temperatura a l'aqüífer càrstic

En l'aproximació funcional desenvolupada pel Laboratori Subterrani de Moulis, la geotèrmia de les aigües subterrànies ha estat una de les disciplines bàsiques (Andrieux, 1978).

Els treballs de geotèrmia es desenvoluparen sobretot al Carst Experimental de Baget, com succeeix amb les altres disciplines. La metodologia aplicada al carst experimental de Baget, tant per l'enfocament general com per la tecnologia instrumental que s'utilitza, té com a referència els treballs sobre el clima subterrani desenvolupats per Andrieux (1969). Aquest autor defineix una aproximació quantitativa del clima subterrani rigorosa i conceptualment renovada, i proposa diferents models climàtics segons les característiques de l'endocarst i el seu context. Andrieux (1969) trenca amb una visió del clima subterrani basada exclusivament en observacions i consideracions de caràcter estrictament espeleològic i insisteix en el paper que té el context físic de les cavitats, particularment la dinàmica hidrogeològica.

Andrieux (1976, 1978) enfoca la recerca de la temperatura de l'aqüífer càrstic a partir de l'experiència adquirida en els estudis climàtics del carst i amb els fonaments de l'anàlisi de sistemes.

L'àmbit de coneixement de la temperatura en medis hidrogeològics calcaris correspon al de la geotèrmia de les aigües subterrànies superficials (Andrieux, 1976).

Les investigacions de la temperatura en el carst s'han realitzat principalment en dos tipus d'espais físics experimentals: d'una banda els carsts experimentals, en els quals es materialitza una aproximació global al sistema que analitza l'evolució de la temperatura i les respostes tèrmiques a la font principal i sobreeixidors, i de l'altra, els perímetres experimentals que permeten l'estudi de determinades parts del sistema o aqüífer, com per exemple les característiques del funcionament de la zona no saturada (modalitats de la infiltració).

A més d'aquest tipus d'àrees experimentals, s'han realitzat seguiments anàlegs (amb equipament que facilita un enregistrament en continu o bé amb mesures discontínues) en punts d'observació singulars, com determinades cavitats des de les quals ha estat possible estudiar els dos tipus d'infiltració fonamentals característiques de la circulació subterrània en medi càrstic. Algunes investigacions particularment rellevants són les realitzades a la cova de Santa Catherine (que es troba en els límits del Carst Experimental de Baget) (Fleyfel, 1979; Fleyfel i Bakalowicz, 1980) o a la cova de Niaux (Andrieux, 1974, 1977, 1979), i també el treball de síntesi sobre la infiltració i el medi ambient subterrani de Mangin i Andrieux (1988); aquests punts d'observació es localitzen ambdós a la zona no saturada del carst. La investigació realitzada per Andrieux a la galeria dels Clastres de Niaux caracteritza un escolament que ha estat definit com una infiltració ràpida: es tracta d'una aportació de tipus zenital a través d'una diàclasi situada a la volta de la galeria; la temperatura presenta una amplitud absoluta de 2.27 ºC i una amplitud relativa en situació de forta pertorbació de 0.5 a 0.6 ºC (figura 7). Les investigacions de Fleyfel (1979) a la referida cova de Santa Catherine permeten definir una circulació de tipus lent, més concretament una infiltració lenta; el mateix autor defineix aquesta circulació com a lenta i de tipus difàsic a partir de la hidrodinàmica i de la hidrogeoquímica. Les figures 8 i 9 il·lustren els dos tipus de resposta observades: una és característica del període hivernal i l'altra del període primavera-estiu. La resposta 1 caracteritza un augment de la temperatura correlatiu de la puja de la crescuda i indica l'existència d'un efecte de descàrrega; a la resposta 2 s'observa una disminució de la temperatura associada a l'augment de cabal i indica l'arribada o la incidència d'aigües de menor temperatura procedents de l'interior del massís (vegeu pàgina 87; Fleyfel, 1979).[22]

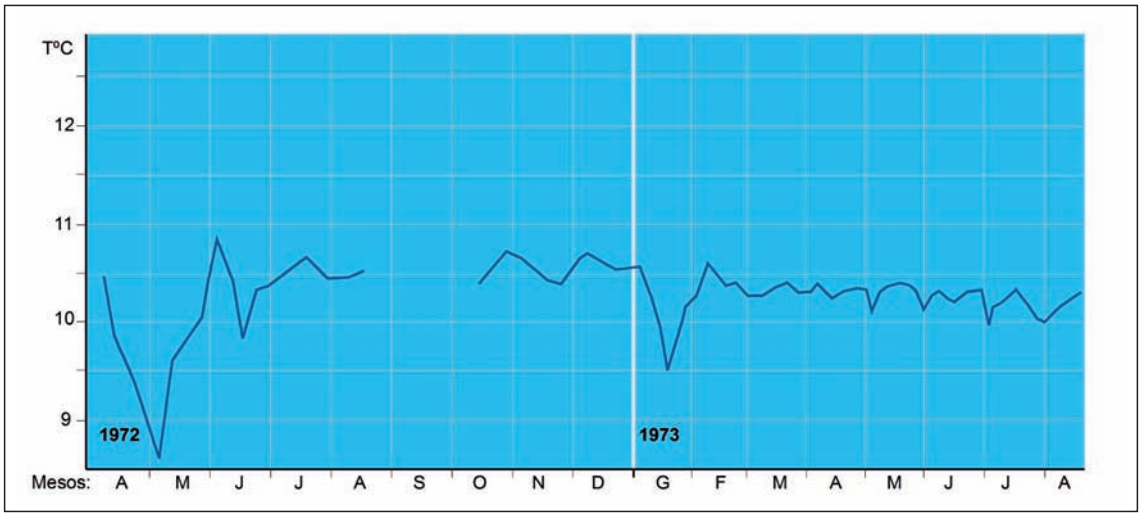


Figura 7: Evolució de la temperatura de l'aigua d'infiltració a la cova de Niaux (Andrieux, 1979).

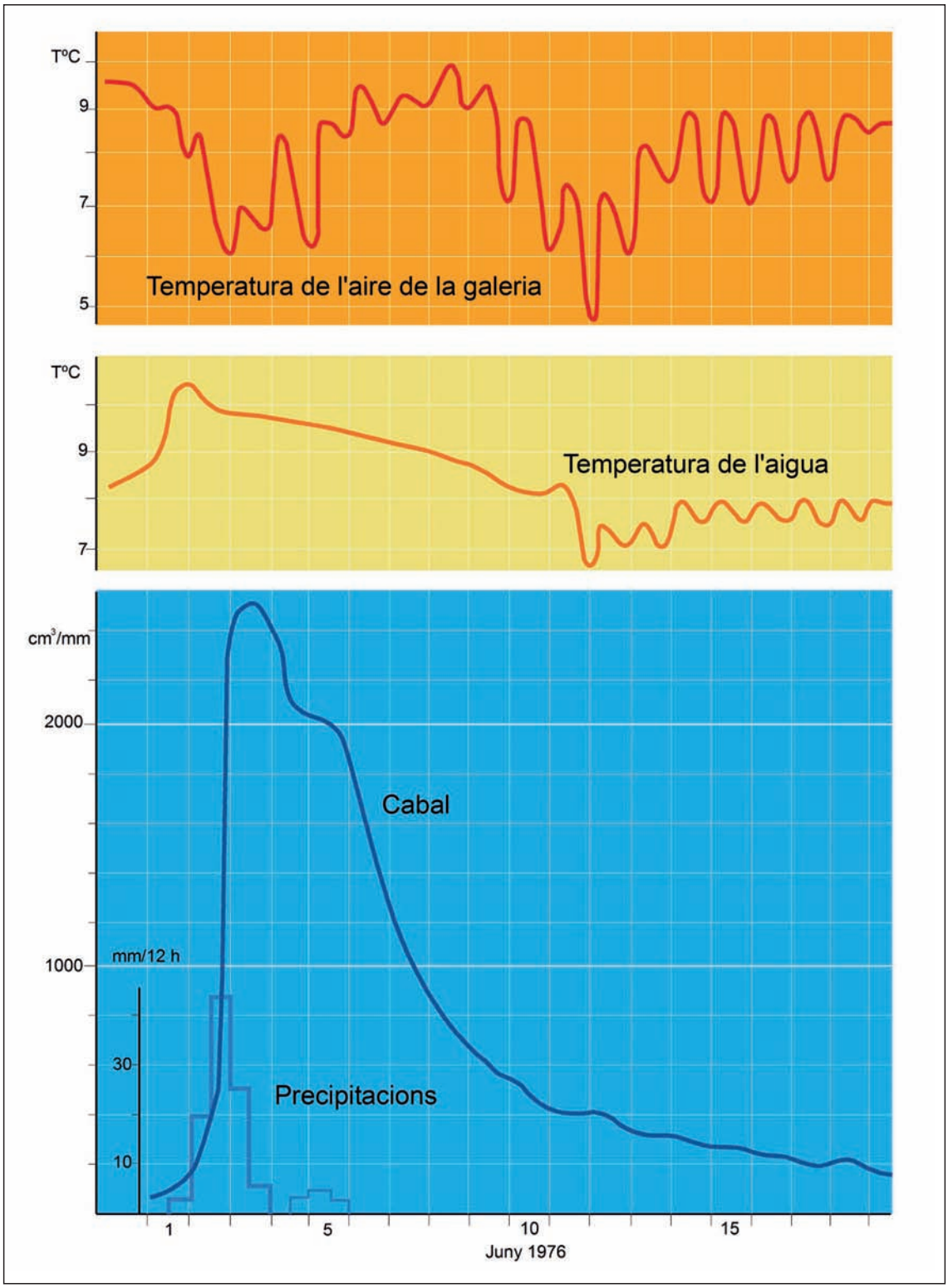


Figura 8: Evolució de la temperatura en una crescuda de l'hivern de 1976 a la zona no saturada de Baget (Fleyfel, 1979).

Les condicions i característiques generals que cal considerar en la interpretació de la temperatura en una surgència en medis fissurats i carstificats s'han exposat seguint les idees de Schoeller (1962). No obstant, les dades de temperatura de les fonts càrstiques facilitades per aquest autor són puntuals i isolades i, tot i facilitar la constatació i observació de fenòmens de tipus general, el seu caràcter no sistemàtic no permet l'anàlisi

del funcionament dels sistemes, i encara menys abordar amb possibilitats l'anàlisi de l'estructura d'aquests. El desenvolupament de recerques experimentals i de mesures sistemàtiques de la temperatura ha facilitat el coneixement del funcionament i l'estructura dels sistemes hidrològics. Més concretament, els treballs d'Andrieux (1972, 1976, 1978) il·lustren molt bé les possibilitats que ofereix la investigació de la temperatura en el coneixement de la dinàmica i l'estructura de l'aqüífer càrstic, amb resultats paral·lels als obtinguts des del punt de vista hidrodinàmic (Mangin, 1975 a).

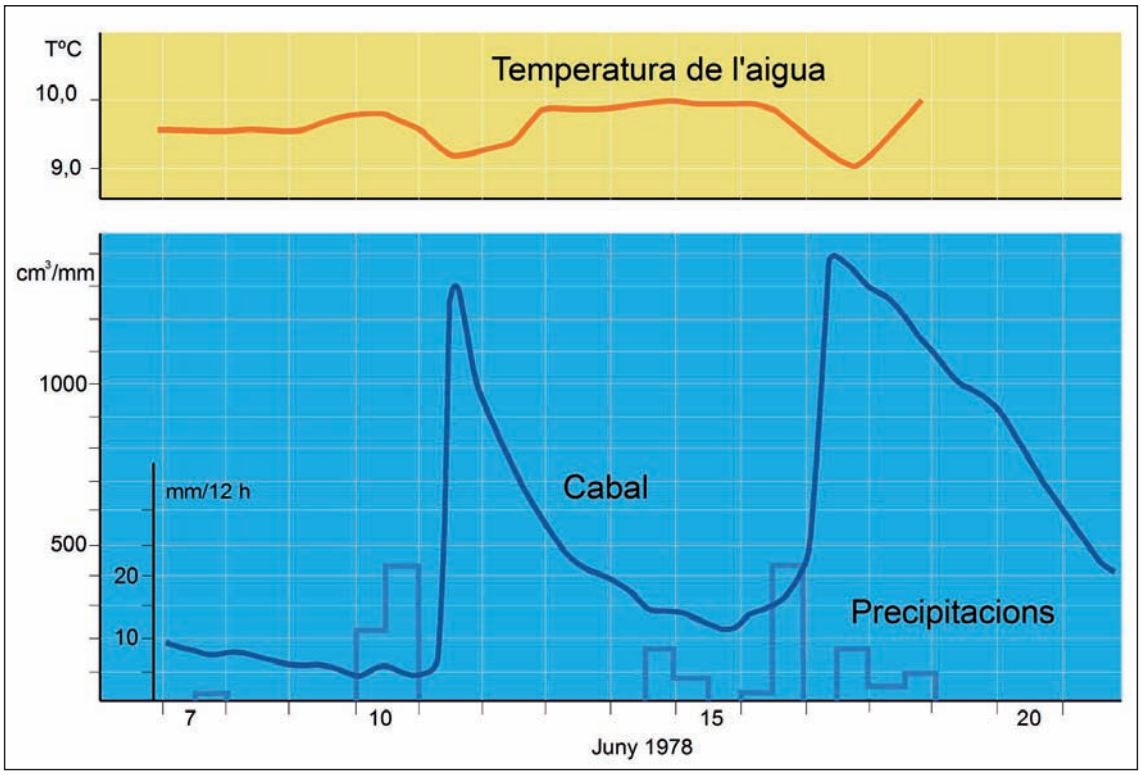


Figura 9: Evolució de la temperatura en una crescuda de la primavera de 1978 a la zona no saturada de Baget (Fleyfel, 1979).

Andrieux (1976) basa la recerca en dos tipus de dominis temporals: d'una banda l'anàlisi global del cicle hidrològic i, de l'altra, l'anàlisi de les respostes tèrmiques durant els episodis de crescuda que experimenta el sistema. Aquestes recerques s'han desenvolupat essencialment en el sistema càrstic de referència de l'Arieja, és a dir, al Carst Experimental de Baget. Els resultats es concreten en els següents aspectes: la constitució o estructura del carst inundat, el mecanisme de la infiltració i la importància i el funcionament del carst inundat. En síntesi, els resultats més interessants són els següents:

- constitució o estructura del carst inundat: es constata per exemple que els sobreeixidors (la Peyrère i la Hillere) de sistemes annexos situats en vessants distintes, N i S respectivament, presenten temperatures ben diferents, més elevades per al sobreeixidor de vessant S que per al de vessant N. Les temperatures de la surgència principal, en canvi, són el resultat d'una barreja més o menys homogènia d'aigües procedents de les diferents parts constitutives del sistema. A la zona saturada es posen en evidència dos tipus d'estructures: els drens i els sistemes annexos. El sistemes annexos són absolutament independents però tenen estreta relació amb el drenatge.

- mecanisme de la infiltració: a les respostes tèrmiques durant les crescudes el pas de l'ona de crescuda es tradueix en una elevació de la temperatura (efecte de descàrrega amb impulsió d'aigües més calentes de la zona saturada) (figura 10) . És a dir, l'observació de l'evolució de la temperatura permet constatar la distinció entre transferència (transport d'energia) i trànsit (transport de l'aigua). Al màxim de crescuda i a la decrescuda hi ha una forta disminució de la temperatura que tradueix la incidència més important d'aigües d'infiltració ràpida. No obstant, la influència de les aigües d'infiltració no es limita solament a aigües de trànsit ràpid, els efectes continuen a la part inferior de la decrescuda per la incidència d'aigües d'infiltració retardada. Així es caracteritzen, doncs, dos tipus d'infiltració: ràpida i retardada.

- importància del carst inundat: en les crescudes, malgrat que la participació d'aigües d'infiltració ràpida és important, les variacions de la temperatura de l'aigua no són importants (0.3 a 0.5 ºC). Efectivament, hi una resposta amb implicació d'aigües d'infiltració i d'aigües de la zona saturada. Aquesta feble amplitud té relació amb la importància del carst inundat (4 hm^3). Contràriament, en el sistema d'Aliou, que constitueix un sistema ben drenat, quasi sense reserves, l'amplitud tèrmica és de 2.5 ºC.

- funcionament del carst inundat: les observacions relatives al trop-plein del sistema annex de la Peyrère permeten constatar les relacions existents entre el drens i els sistemes annexos. En efecte, en aquest punt, a l'inici de la crescuda, la temperatura és elevada, d'11.8 ºC, però al cap d'un cert temps la temperatura baixa fins a 9 ºC. Aquesta disminució de la temperatura solament és explicable si les aigües evacuades provenen del drenatge. La conclusió és que durant la crescuda la circulació entre el dren i els sistemes annexos s'inverteix.

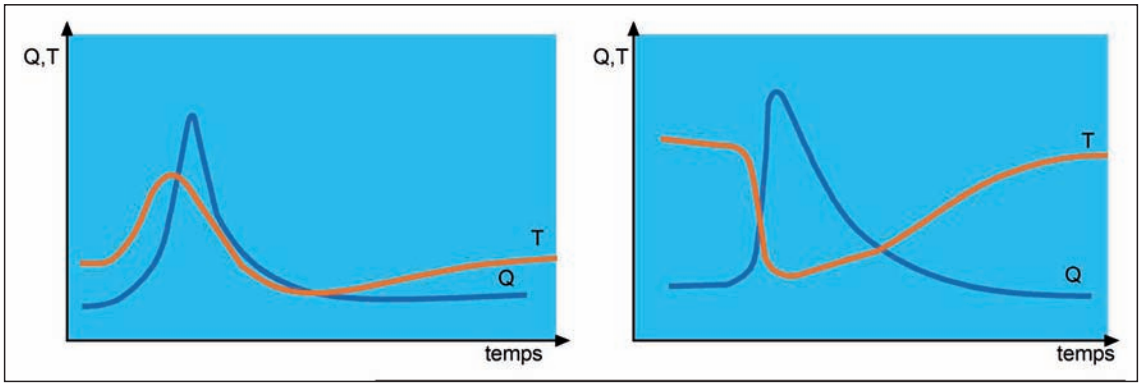


Figura 10: A l'esquerra l'augment de la temperatura en crescuda indica l'existència d'efecte de descàrrega (reserves importants) i a la dreta la disminució de la temperatura en crescuda indica l'absència d'efecte de descàrrega (reserves inapreciables) (Andrieux, 1978).

L'interès dels treballs d'Andrieux i els resultats més importants obtinguts al Carst Experimental de Baget (França) que s'han sintetitzat es concreten en una definició de les característiques funcionals de l'aqüífer càrstic basada exclusivament en la temperatura, però els resultats van en realitat més enllà, doncs possibiliten una esquematització de l'aqüífer càrstic anàloga a la realitzada des de la hidrodinàmica (Mangin, 1975 a). Com a valoració final cal remarcar el caràcter paradigmàtic dels treballs realitzats per Andrieux (1972, 1976, 1978), doncs han estat la referència primera de les investigacions posteriors. Efectivament, l'anàlisi de la temperatura a les surgències del carst ha aportat

resultats interessants en nombrosos altres sistemes. L'exemple de Rellinars (Freixes, 1986)[23] va permetre definir l'estructura d'un aqüífer desenvolupat en conglomerats calcaris amb unes característiques de funcionament i carstificació molt originals. Tissot i Tresse (1978), al sistema de Vernau (França), posaren en evidència un aqüífer amb una zona saturada de volum dinàmic reduït i amb una important implicació de les aigües d'infiltració ràpida en els episodis de crescuda. El treball de Muet (1985) té un gran interès pel fet d'aportar dades de temperatura de les entrades i sortides del sistema de Baglour; Muet interpreta els efectes del senyal tèrmic d'entrada –pèrdua de la Couze– en el senyal tèrmic de sortida –surgència de Baglour.

Una part dels resultats relatius a les dades de la temperatura dels aqüífers aranesos objecte d'estudi en aquesta tesi han estat publicats (Freixes et al., 1998 a b, 2000). Les conclusions es refereixen principalment a l'interès de les distribucions de freqüència de la temperatura en la caracterització del grau de carstificació dels aqüífers, anàlogament al que succeeix amb les distribucions de la conductivitat (Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980). Com s'analitzarà més endavant en tractar dels sistemes càrstics aranesos, de l'alt Llobregat i de l'alt Segre, les distribucions de tipus unimodal correspondrien a aqüífers sense carstificació (o de carstificació molt incipient) i les distribucions clarament polimodals (amb dues o més modes ben definides) indicarien sistemes amb diferents graus de desenvolupament de la carstificació.

En els perímetres experimentals del N de Montpellier (Botton, 1984) es va realitzar una investigació aprofundida de la temperatura de l'aigua en medi càrstic mitjançant sondatges que penetraven les zones no saturada i saturada. Aquesta recerca va permetre conèixer el comportament original de les zones d'heterotèrmia i d'homotèrmia en el medi càrstic, les dificultats d'establir uns límits precisos entre ambdues zones i la inviabilitat de procedir a la seva caracterització per analogia amb el medis porosos.

Els dos camps de sondatges, la Corconne i Terrieur, estan situats en el sistema càrstic de Lez a Montpellier (França). Es tracta d'un sistema de gran complexitat (Bakalowicz, 1979 a) i té interès des de la hidrogeologia operativa, doncs un original dispositiu de captació permet un bombament en continu (2 m^3/s) de la zona saturada assegurant l'abastament de la ciutat de Montpellier, amb més de 220.000 habitants, i el manteniment d'un cabal ecològic aigua avall de la font de Lez, que és la descàrrega natural del sistema (Freixes et al., 1998 d).

A continuació se sintetitzen els resultats més interessants sobre l'organització tèrmica de l'aqüífer càrstic a partir dels resultats dels dos camps experimentals del sistema de Lez (Botton, 1984):

- la zonació tèrmica vertical definida en medi porós (model de Stallman) és excessivament rígida per l'aqüífer càrstic; les manifestacions de flux extern i intern, com el seu límit d'influència teòric, són àmpliament deformades per la circulació subterrània, sobretot a la zona profunda.

- l'amplitud de la variabilitat de la temperatura està en funció del tipus de circulació. Es distingeixen dos tipus d'infiltració anàlogament als resultats d'Andrieux (1976) abans exposats: la infiltració lenta i la ràpida.

- quan la infiltració és lenta (retardada) l'aigua està en equilibri tèrmic amb la roca; la temperatura presenta una gran homogeneïtat (variacions de l'ordre solament de 0.1 °C). Aquests escolaments són característics de zones de feble permeabilitat (fissures). Les temperatures són quasi independents dels episodis hidrodinàmics (crescudes).

- la infiltració ràpida caracteritza els drens, presenta fortes amplituds (varis graus). Hi ha una estreta relació entre els esdeveniments hidrològics i l'evolució de la temperatura. Segons els períodes hi ha inversió del gradient tèrmic (i del gradient hidràulic): en estiatge, les zones laterals (matriu) escalfen el dren i, en crescuda, el dren refreda la matriu.

- la transmissió d'energia es fa essencialment per conducció. L'aigua és doncs el vector dominant, conseqüència de la seva gran conductivitat tèrmica.

- el flux extern emmascara la influència tèrmica de les infiltracions a la zona superficial, mentre que a la zona profunda les circulacions es manifesten de manera més espectacular si el flux geotèrmic evoluciona linealment.

2.2.4 La hidrogeoquímica en l'aproximació funcional

2.2.4.1 Introducció

La geoquímica de les aigües subterrànies constitueix una interessant disciplina o aproximació a l'estudi hidrològic del carst: en primer lloc perquè l'aigua és un creador i un vector d'informació i, en segon, perquè la carstificació és un procés eminentment químic i, per tant, el coneixement de la química de l'aigua és essencial en la recerca de la gènesi del carst.

L'aigua és un creador d'informació, és a dir, interacciona amb la roca calcària que constitueix l'encaixant a través del procés de dissolució –controlat pel sistema químic calcocarbònic– i alhora és un vector d'informació, en tant que transporta una informació química d'unes parts a altres del sistema: de la conca d'alimentació a la descàrrega natural. El paper de vector de l'aigua s'inicia a partir del primer marcatge que l'afecta, és a dir, amb l'adquisició d'una mineralització (i gasos en dissolució), encara que feble, en la seva fase líquida a l'atmosfera. Aquests dos atributs de l'aigua contribueixen a conèixer les característiques del flux hídric. De fet, el mateix sistema calcocarbònic és un informador hidrogeològic de primer ordre.

El paper de les aigües sobre el substrat carbonàtic, com a fenomen essencial de la carstificació, ja el recollí Gèze (1973) a la definició de carst: *région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques*. Bakalowicz (1979 a) refereix a la seva tesi una definició de l'abat Paramelle que data de 1856 i que ja recull el concepte de dissolució: *les grottes on été produites par l'action érosive des courants d'eau souterrains, qui ont peu à peu détaché et entraîné les parties tendres et solubles des masses calcaires*.

El punt de vista de la geoquímica de l'aigua –i en particular, el paper del CO_2– ha estat molt important en la interpretació de l'origen del carst, però, sobretot, cal remarcar els treballs realitzats aquestes darreres dècades, en els quals el contingut químic de l'aigua –elements majoritaris, traces, isòtops i radioactivitat– s'ha utilitzat no solament com a informador del flux, sinó també de l'estructura dels aqüífers, és a dir, de l'organització espacial de l'aqüífer càrstic (Bakalowicz, 1979 a; Fleyfel, 1979; Lepiller, 1980; Botton, 1984; Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Surbeck i Medici, 1990; Surbeck, 1990, 1994; Morin, 1995; Surbeck i Eisenlohr, 1995; Andreo, 1997; Monnin et al., 1998).

Des d'una perspectiva històrica cal esmentar diverses aportacions amb un contingut teòric important i que han estat fonamentals en les recerques realitzades posteriorment

en conques i sistemes experimentals. Aquests autors són Trombe (1952), Garrels i Christ (1965), Jacobson i Langmuir (1970 i 1974 in Bakalowicz, 1979 a), Langmuir (1971) i Roques (1959, 1961, 1962 a, b, c, 1963, 1969 a, b, 1972, 1973). L'aportació de Roques il·lustra molt bé la complexitat de les reaccions i de la cinètica dels equilibris del sistema calcocarbònic (vegeu notablement Bakalowicz, 1979 a).

D'aquests autors, són particularment remarcables els treballs de Roques i Langmuir, que desenvoluparen quasi simultàniament el càlcul de paràmetres fonamentals com l'índex de saturació i consideraren el paper dels parells d'ions en els diferents equilibris del sistema calcocarbònic.

Els treballs de Roques (1969 a, b, 1972) i Roques i Ek (1973) han estat fonamentals en la recerca del sistema calcocarbònic. Roques fa una important contribució teòrica i desenvolupa recerques experimentals al laboratori però considerant i intentant reproduir les condicions naturals que caracteritzen el carst. Així mateix, els resultats dels seus treballs són en bona part traslladats per ell mateix a l'estudi de nombrosos exemples (Roques, 1959, 1967, 1973). De la seva aportació són especialment remarcables el concepte de pCO_2 equilibrant, el càlcul del pH d'equilibri i la definició d'un índex de saturació: ΔpH = pH mesurat - pH equilibri. La investigació dels processos de transferència (Roques, 1969 a, b) és també un dels aspectes d'interès dels seus treballs.

Posteriorment, en la mateixa línia d'investigació dels equilibris químics del sistema calcocarbònic, es desenvoluparen als Estats Units d'Amèrica nombrosos treballs de gran interès, sobretot perquè aportaren uns valors molt aproximats de les constants de l'equilibri calcocarbònic (Stumm i Morgan 1970; Plummer et al., 1975). Pel tractament general que dóna als equilibris del sistema calcocarbònic en diferents medis hidrològics, té un gran interès el treball de Butler (1991). Així mateix, Gunn (1986) realitza una interessant síntesi sobre els processos de dissolució en la gènesi del carst basant-se principalment en les contribucions de l'escola anglosaxona. Dels autors amb aportacions teòriques recents sobre els equilibris químics i els processos de dissolució en el carst cal referir Dreybrodt (1988, 2000) i Sauter (2000).

Al llarg de les dècades dels 70, 80 i 90 del segle passat s'han desenvolupat a França importants treballs sobre la geoquímica de les aigües en medi càrstic (vegeu Bakalowicz, 1984 i Crampon i Bakalowicz, 1994). Una vegada més aquests treballs tenen com a referència la important aportació de l'equip del Laboratori Subterrani de Moulis (CNRS, França). En efecte, en el laboratori de Moulis, a partir d'un conjunt important de treballs entre els quals destaquen els de Trombe (1952), Roques (1969 a, 1969 b, 1972), Roques i Ek (1973), Miserez (1973) i Schoeller (1962), es concretà una metodologia de treball rigorosa amb l'objectiu d'abordar les característiques químiques de les aigües del carst, però des d'una òptica hidrogeològica. L'enfocament sistèmic, igual com passava amb la hidrodinàmica, aporta a la hidrogeoquímica una perspectiva d'anàlisi global dels processos geoquímics en el carst i de la seva relació amb els processos més generals de la carstificació.

Les investigacions hidrogeoquímiques realitzades a Moulis (França) es van ocupar en una primera etapa d'enllestir una metodologia analítica orientada a la recerca geoquímica d'aigües específicament càrstiques i d'aconseguir, així mateix, una metodologia en la interpretació de les evolucions dels ions majoritaris durant els episodis de crescuda i el cicle hidrològic (Bakalowicz, 1974, 1975; Aminot, 1974, 1975; Bakalowicz i Aminot, 1974). Aquests treballs posaren de relleu l'interès i la significació de determinats paràmetres en la recerca hidrològica del carst, com per exemple el pH i la conductivitat (mineralització) mesurats en continu, així com els diferents ions en solució: HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ i K^+, mesurats de manera discreta.

El volum més important de la investigació es va desenvolupar al sistema experimental de Baget (Arieja), encara que també en altres unitats hidrogeològiques de la mateixa Arieja: Fontestorbes, Aliou… Els resultats més importants d'aquest treball es varen concretar sobretot a la tesi de Bakalowicz (1979 a). Aquesta tesi és la síntesi de tot el treball sobre hidrogeoquímica del carst realitzat a Moulis fins a la seva publicació. L'autor aborda les següents qüestions cabdals: la química de les dissolucions i la isotòpica, amb especial èmfasi en l'estudi del sistema calcocarbònic (com aspecte essencial des de tots els punts de vista: és a dir, tant en la investigació del flux i de l'estructura de l'aqüífer càrstic com de la seva gènesi), l'origen i el paper del diòxid de carboni, la definició de l'aqüífer càrstic des de la hidrogeoquímica, l'esquematització del funcionament i l'estructura l'aqüífer, i l'origen de l'aqüífer càrstic.

A Moulis, paral·lelament a les investigacions de Bakalowicz, es desenvoluparen els treballs de Fleyfel (1979) i Eberentz (1975) que es comentaran més endavant. A partir dels treballs realitzats al Laboratori Subterrani la metodologia de l'aproximació hidrogeoquímica s'aplicà a una gran diversitat d'exemples d'aqüífers càrstics en el conjunt de França (Lepiller, 1980; Botton, 1984; Muet, 1985; Marchet, 1991) i, també, de forma molt important, a l'estat espanyol (Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Morales, 1991; López Chicano, 1992; Andreo, 1997).

Més recentment, com abans ja s'ha comentat, s'han desenvolupat noves recerques sobre el CO_2 i el seu paper en el carst (Bourges et al., 2001). El control de les variacions de CO_2 en cavitats situades a la zona no saturada indiquen que la transferència aerodinàmica pot ser un procés important de la dinàmica del sistema càrstic. Els paràmetres meteorològics i la geometria de les cavitats controlen els bescanvis entre l'atmosfera subterrània i l'exterior. Aquest treball (Bourges et al., 2001), que aporta noves i interessants idees sobre la dinàmica del CO_2 a la zona no saturada del carst, necessita d'un aprofundiment en el sentit de relacionar el nou model o esquema dinàmic del CO_2 amb el coneixement hidrològic que ja es disposa del rol del CO_2 en les diferents modalitats d'infiltració (ràpida i lenta) i també amb els processos de transferència del CO_2 en profunditat (a la zona saturada) i la gènesi del carst.

2.2.4.2 Conductivitat o mineralització com a variable regionalitzada

Entre les diverses aportacions metodològiques de Bakalowicz (1976, 1977 a, 1979 a), destaca la utilització de paràmetres globalitzadors (conductivitat, mineralització o bé el TAC o el TH; fins i tot, d'ions com el calci amb un pes específic important en la mineralització) del contingut químic de l'aigua com a variables regionalitzades (Matheron, 1965; Delhomme, 1976, 1984; Samper i Carrera, 1990). L'interès d'aquests paràmetres i de la seva variabilitat a les fonts càrstiques al llarg del cicle hidrològic, o simplement en els esdeveniments de crescuda, és que permeten abordar les característiques del funcionament i, sobretot, el grau de desenvolupament de l'estructura de l'aqüífer (grau d'organització) o el que és el mateix, el grau de carstificació.

La utilització de la variabilitat química (variacions estacionals) en els aqüífers càrstics ja havia estat objecte de consideració per diversos autors (Shuster i White, 1971; Ternan, 1972), el quals intentaren relacionar-la amb l'estructura de l'aqüífer; aquests autors introduïren el coeficient de variació de la duresa per distingir els aqüífers càrstics segons la seva estructura (el coeficient de variació és la relació entre la desviació estàndard i la mitjana de la variable considerada). Així, la duresa de l'aigua o la mineralització s'entén o es considera implícitament, segons Shuster i White, com una variable que respon a una llei de distribució única (Bakalowicz, 1976, 1977 a, 1979 a); no obstant, en realitzar les

distribucions de dades experimentals de la conductivitat o de la mineralització de diferents exemples es constata que cada aqüífer presenta la seva pròpia forma o distribució, la qual pot ser unimodal dissimètrica o bé polimodal (Bakalowicz, 1976). Aquest fet obliga a rebutjar el mètode de Shuster i White per a analitzar les diferències entre aqüífers; en efecte, el càlcul de la desviació estàndard no té sentit en les distribucions polimodals.

L'anàlisi de la significació de les corbes de distribució de la freqüència de la conductivitat o mineralització ha estat realitzada per part de Bakalowicz en diversos treballs en un nombre limitat d'exemples (Bakalowicz, 1976, 1977 a) i, de forma més general i exhaustiva a la seva tesi, utilitzant, a més de la conductivitat o mineralització, el bicarbonat, la duresa total (TH), el calci i el magnesi (Bakalowicz, 1979 a). A la figura 11 es poden veure les distribucions de diferents exemples de França estudiats per l'esmentat autor. Les distribucions de tipus unimodal (sistema d'Evian) caracteritzen aqüífers d'estructura homogènia, estructura constituïda per porus o fissures, i d'inexistent o feble desenvolupament de la carstificació. Quan hi ha dues o més modes (sistemes de Baget, Aliou...) ben definides, les distribucions caracteritzen sistemes amb carstificació ben desenvolupada i d'estructura heterogènia. L'existència d'una polimodalitat acusada assenyala una carstificació i, també, una estructura complexes (sistemes de Fontestorbes, Valcluse, Bernatas i Yeux).

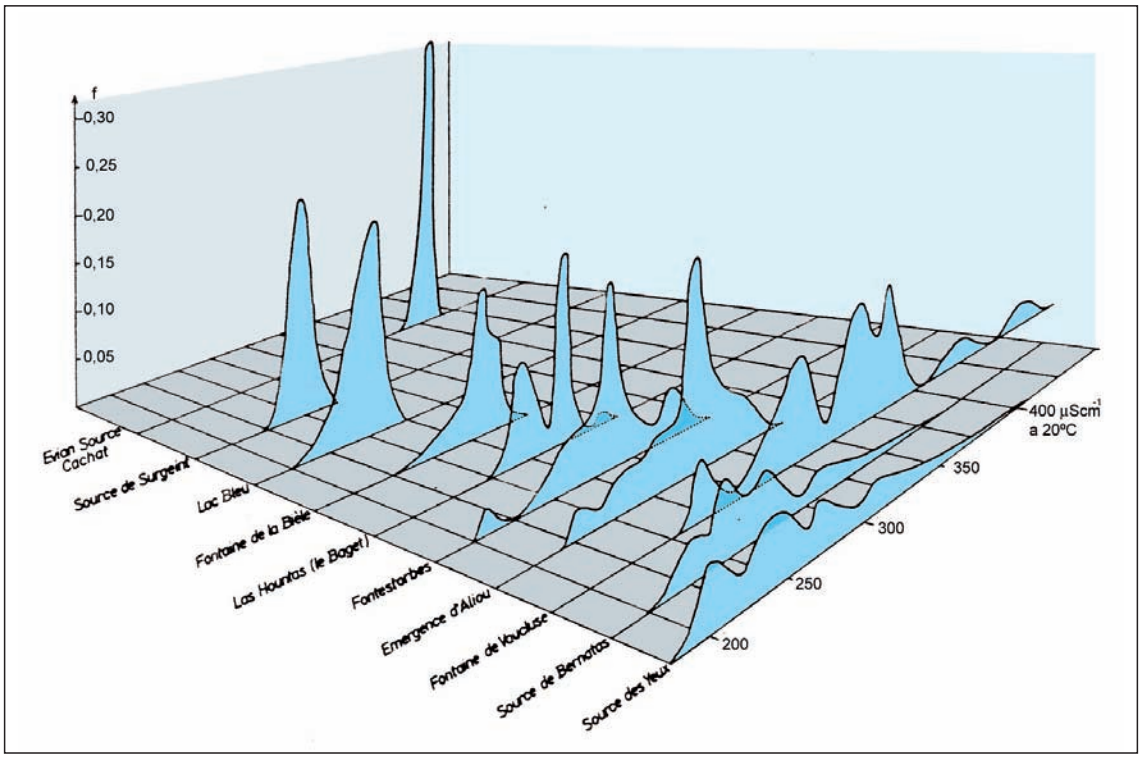


Figura 11: Distribució de freqüències de la conductivitat per diferents sistemes (Bakalowicz, 1979 a).

La utilització d'aquesta metodologia possibilita una caracterització qualitativa del grau de carstificació i és operativa a partir d'una mesura simple com la de conductivitat; no obstant, ha d'existir una bona correlació amb la mineralització (superior a 0.9), en cas contrari s'ha de treballar directament amb la mineralització (suma del contingut iònic determinat per l'anàlisi) o bé amb paràmetres que tinguin una bona correlació amb la mineralització com els bicarbonats o la duresa total.

L'aplicació realitzada al Carst Experimental de Baget permet assegurar que és indistint el període estudiat –cicle hidrològic o bé episodis de crescuda–, ja que la distribució

presenta sempre o quasi sempre la mateixa morfologia (Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980).

Aquesta metodologia ha estat aplicada a una diversitat d'exemples de diferent localització geogràfica: Pirineus de França i Catalunya, conca Basco-Cantàbrica i Pirineus al País Basc, Alps del Jura, Conca de l'Ebre (Montserrat, Rellinars) (Lepiller, 1980; Muet, 1985; Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Morales, 1991; Marchet, 1991).

Freixes et al. (1998 a, b, 2000) utilitzen aquesta metodologia tant en l'estudi de la mineralització com de la temperatura de les fonts principals dels aqüífers de la Val d'Aran. A partir dels resultats obtinguts en la interpretació de les distribucions de freqüència de la conductivitat i de la temperatura, de la caracterització hidrològica i de la definició de l'estructura (binària o monàdica) dels sistemes, es realitzaren algunes consideracions sobre els seus respectius potencials de carstificació (Mangin, 1978 c, 1982 b) i les condicions generals de la carstificació a la Val d'Aran.

2.2.4.3 Mineralització i contingut iònic de les aigües en el carst

L'interès d'un paràmetre com la conductivitat o la mineralització, com s'ha explicat, està orientat a una caracterització global del sistema i, per tant, dels seus dos subsistemes constitutius: la zona no saturada i la zona saturada (anàlogament al que succeeix quan es treballa amb el cabal o la temperatura). És a dir, el senyal o informació relativa a la zona no saturada (o a la part superficial del carst) arriba a la sortida diferida a través de la zona saturada i juntament amb informació procedent d'aquesta. No obstant, a partir de la distribució de freqüències de la conductivitat és possible una caracterització de la infiltració i de la circulació a la zona saturada, fins i tot de les aigües diferides per l'aqüífer epicàrstic (i de les estructures càrstiques respectives) (Bakalowicz, 1978, 1979 a).

Òbviament, el coneixement acurat i detallat del contingut iònic a partir de l'anàlisi química permet utilitzar els diferents ions com a marcadors de les diverses modalitats de circulació en el carst i possibilita una anàlisi espacial de l'estructura de l'aqüífer. Com es comenta més endavant, en aquesta anàlisi espacial de l'estructura del sistema o aqüífer hi contribueix notablement l'aplicació de les anàlisis factorials o multivariables (Mangin, 1979; Bakalowicz, 1979 a, 1980; Fleyfel, 1979; Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Morales; 1991; Andreo, 1997).

En el marc metodològic plantejat en aquesta tesi, l'interès passa sobretot per la utilització del contingut químic de l'aigua com a informador hidrogeològic; abans de presentar els resultats obtinguts en conques i aqüífers experimentals, es sintetitzen, a continuació, les característiques generals de la qualitat o la geoquímica de les aigües en medis continentals de naturalesa carbonàtica.

Els ions clorur, sodi i potassi presenten concentracions baixes en les aigües de terrenys de composició calcària, excepte en el cas d'existir formacions evaporítiques o fenòmens d'intrusió marina.

Aquests ions són aportats per les precipitacions, en quantitats poc importants, a les aigües superficials o subterrànies, que els poden contenir en quantitats variables.

El seu origen i distribució ha estat estudiat per Schoeller (1962), Trudgill (1986) i Cryer (1986). Aquests autors indiquen que aquests ions provenen dels oceans i que les concentracions disminueixen en la mesura que les precipitacions són més allunyades de les costes.

En el context dels aqüífers de naturalesa calcària existeixen altres fonts que poden aportar sodi i potassi, com per exemple passa amb els silicats de sodi i potassi, que per dissolució poden subministrar aquests ions (Hem, 1970; Spears, 1986). En els carsts de tipus binari i que impliquen importants extensions de roques ígnies (o altres roques de composició silicatada: gresos, lutites...), com és el cas dels exemples estudiats en aquesta tesi a la Val d'Aran i a l'alt Llobregat, hi ha una aportació d'aquests ions, encara que d'escassa significació quantitativa.

En els carsts de tipus monàdic, és a dir, exclusivament calcaris, la presència de minerals silicatats és rara i té una escassa significació (albita i feldspats potàssics), mentre que els minerals argilosos són presents en els sòls i dipòsits sedimentaris i també, com a insolubles, formant part de la roca calcària o carbonàtica.

La solubilització dels ions Na^+ i K^+ a partir dels minerals argilosos depèn de processos de certa complexitat com els de bescanvi iònic. Efectivament, a la família dels alcalins hi ha una afinitat creixent en funció de l'electronegativitat, resultant la seqüència següent:

$$Li^+ < Na^+ < K^+ < Cs^+$$

Així, en les argiles, en les quals el Na^+ i el K^+ són els alcalins més abundants, aquests ions ocupen espais bescanviables, de tal manera que el K^+ pren sempre l'espai al Na^+. En aquest sentit és molt interessant l'estudi de la relació Na^+/K^+ en les aigües subterrànies, doncs aquesta pot informar sobre les característiques dels bescanvis.

Quant al potassi cal insistir que, a diferència del Cl i Na, està implicat en el cicle de la matèria orgànica. Aquest fet pot justificar la disminució que s'observa en les concentracions de potassi en determinats indrets del carst (Bakalowicz, 1979 a). En conseqüència, el consum d'aigua per la vegetació condueix a una disminució del K però no del Cl i Na. És a dir, els processos d'evapotranspiració condueixen a una reconcentració del Cl i Na, però no del potassi.

Les consideracions generals que s'han realitzat sobre aquests ions seran particularitzades en cadascun dels sistemes estudiats. Òbviament Cl, Na i K es presenten en concentracions diverses segons el sistema considerat (tant a les entrades com a les sortides) i així mateix les fonts origen tenen característiques distintes.

A les aigües de les àrees carbonàtiques l'ió sulfat és generalment el segon en importància després del bicarbonat.

Els minerals sulfatats de les roques evaporítiques constitueixen la font que pot aportar concentracions més importants a partir dels processos de dissolució. En efecte, l'anhidrita i el guix són bastant solubles i la reacció de dissolució sembla ser ràpida (Hem, 1970 in Bakalowicz, 1979). Quan aquests minerals són presents en les litologies d'aqüífers carbonàtics o càrstics, els processos de dissolució poden aportar quantitats importants de sulfats; en aquest cas s'incorpora un ió comú amb la calcita i en conseqüència es produeix una disminució de la solubilitat d'ambdós minerals. A més, a la solució, a partir dels ions calci i sulfat, es forma l'ió $CaSO_4^0$, que tindrà conseqüències importants en l'estudi dels equilibris, sobretot si les concentracions de sulfats són importants (de l'ordre de 100 mg/l o superiors).

Tot i que la dissolució de sulfats (guix, anhidrita...) és el procés que pot aportar les concentracions més importants, és obvi que no és l'origen ni habitual ni més freqüent d'aquests ions. Les precipitacions aporten una quantitat variable d'aquest ió en l'espai

i en el temps (Bakalowicz, 1979 a; Cryer, 1986). En aquest cas prové essencialment de l'oxidació, a l'atmosfera, del diòxid de sofre, el qual és el resultat de l'oxidació del sofre en la combustió del carbó o petroli (vegeu notablement Record et al., 1982). El procés és la dissolució en les aigües de precipitació que origina els ions SO_4^{2-}.

Finalment, els minerals sulfurosos (pirita, arsenopirita...), que es troben moltes vegades associats a les roques carbonàtiques, poden constituir una font important de sulfats. A més, el paper dels sulfurs és particularment interessant per la implicació que poden tenir en la dissolució dels carbonats. Els minerals sulfurosos, en presència d'aigua, s'oxiden, formant-se sulfats. L'aspecte més remarcable del procés d'oxidació dels sulfurs (S_2Fe) és la important quantitat de H^+ aportada, fet que determina que la solució sigui particularment agressiva. La incorporació de sulfats a la dissolució per oxidació de la pirita respon a una cinètica de reacció molt lenta, d'aquí que hauria de facilitar la caracterització d'aigües de temps de permanència de vàries setmanes a varis mesos.

2.2.4.4 Sistema o equilibri calcocarbònic

2.2.4.4.1 Introducció

Els carbonats de calci i magnesi, contràriament als sulfats i clorurs, són poc solubles en l'aigua. La solubilitat de la calcita en l'aigua pura és molt baixa: ks = 3.8 x 10^{-9} a 25 º C. No obstant això, els carbonats constitueixen, generalment, la part més important de la mineralització de les aigües continentals. Per a la seva dissolució és necessària la intervenció, no solament de la fase sòlida carbonàtica i de la fase líquida dissolvent (l'aigua), sinó també d'una fase gasosa, el diòxid de carboni, que augmenta considerablement les possibilitats de dissolució. Aquestes tres fases (figura 12) constitueixen el sistema CO_2-H_2O-carbonat, anomenat també calcocarbònic. Un conjunt complex de reaccions físiques i químiques condueix a la dissolució dels carbonats.

El diòxid de carboni és una substància fonamental en el procés de carstificació i el motor de la dissolució dels carbonats.

Els equilibris químics del sistema CO_2-H_2O-carbonats tenen una gran complexitat doncs hi intervenen tres fases i es poden sintetitzar en nou equacions o equilibris, amb les seves corresponents constants d'equilibri (vegeu Roques (1959, 1961, 1962 a, b, c, 1963, 1969 a, b, 1972, 1973), Bakalowicz, 1979 a, Fleyfel, 1979 i Freixes, 1986).

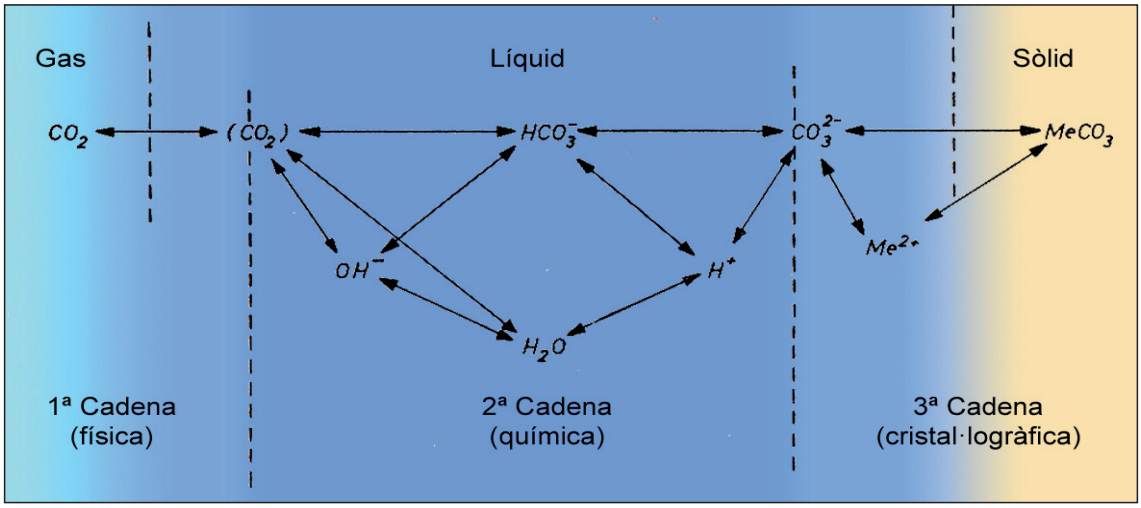


Figura 12: Les tres cadenes de reacció del sistema calcocarbònic (Roques, 1964).

2.2.4.4.2 Estat d'equilibri d'una solució: ΔpH i pCO_2 eq

L'estudi dels equilibris del sistema calcocarbònic s'ha abordat amb diferents metodologies (vegeu notablement Bakalowicz, 1979 a), però, anteriorment, Roques (1972) ja proposà una aproximació interessant i rigorosa a partir de les seves recerques.

El sistema no és a l'equilibri, sobretot entre les fases líquida i gasosa; la mesura del CO_2 és possible al camp, això no obstant, la mesura de pH és més fàcil i freqüent i per aquest motiu Roques (1972) proposa partir del pH mesurat i del pH d'equilibri per a conèixer l'estat d'equilibri d'una solució.

En efecte, es pot definir un índex de saturació: ΔpH, que indica la distància o diferència existent entre el pH mesurat i el pH d'equilibri.

$$\Delta pH = pH_m - pH_e$$

El càlcul del pH d'equilibri es realitza a partir de les dades de les determinacions analítiques dels diferents ions majoritaris (i minoritaris). És a dir, l'ΔpH es pot expressar en funció de les concentracions en Me^{2+}, HCO_3^- i SO_4^{2-}.

Així, el pH_e es calcula de la següent forma:

$$pH_e = \log K_s - \log K_2 - \log (Me^{2+}) - \log (HCO_3^-) - \log [1 - K_5 (SO_4^{2-})] + C$$

El terme C representa la influència del parell d'ions $MgHCO_3^+$ i $MgCO_3^0$; $CaHCO_3^+$ i $CaCO_3^0$ són menyspreables. Roques dóna una expressió senzilla per al càlcul de C:

$$C = 0.051526 \, (m_{Mg}^{2+})^{0.505662}$$

Així, la determinació de l'estat d'equilibri es concreta a partir de:

pH = 0 (la dissolució és a l'equilibri)

pH < 0 (la dissolució és infrasaturada)

pH > 0 (la dissolució és saturada)

De fet, els límits en els quals es considera una solució a l'equilibri o quasi a l'equilibri són: $-0.1 < pH < 0.1$, o bé posant uns límits encara més estrets: $-0.05 < pH < 0.05$.

El càlcul de la pCO_2 eq es realitza a partir de les equacions:

$$\log m\, CO_2 = \log (HCO_3^-) - \log K_1 - pH$$

$$\log pCO_2 = \log m\, CO_2 - \log K_0$$

En l'anàlisi de l'equilibri del sistema calcocarbònic l'ΔpH i la pCO_2 eq són els paràmetres fonamentals. L'ΔpH permet conèixer l'estat de la solució en relació a l'equilibri i la pCO_2 eq és una aproximació al CO_2 dissolt.

2.2.4.4.3 Cinètica dels equilibris

Les relacions entre la fase gasosa, líquida i sòlida del sistema calcocarbònic han estat sintetitzades pel model de Roques (1964).

El model distingeix tres cadenes de reacció (figura 12); la primera i la tercera fan intervenir reaccions heterogènies, la segona solament la fase líquida. Qualsevol modificació dels equilibris en una de les cadenes comporta un reajustament de les altres. La velocitat d'establiment de l'equilibri del conjunt està condicionada per la velocitat de cadascuna de les evolucions. Òbviament, la velocitat d'evolució més lenta imposa la cinètica al conjunt del sistema.

Roques (1964) ha analitzat amb detall l'evolució de cadascuna de les cadenes; a continuació es sintetitzen els aspectes essencials.

Les reaccions de la segona cadena són pràcticament instantànies: els equilibris són assolits aproximadament en un minut per a valors de pH propis de les aigües naturals.

L'equilibri a la primera cadena és una mica més lent a l'hora d'establir-se; segons dades de la literatura, la dissolució del CO_2 arriba a l'equilibri en alguns minuts. Quan la pCO_2 és elevada (10^{-2} atm), el procés es realitza més ràpidament. L'evasió de CO_2, contràriament, és més lenta (segons Roques); en la precipitació de la calcita (gènesi de les espeleotemes), l'equilibri s'assoleix en tres o quatre hores.

La cinètica de la tercera cadena determina la del conjunt. L'equilibri necessita d'un temps molt llarg per a establir-se. A la pressió atmosfèrica ($3 \cdot 10^{-4}$ atm), l'equilibri s'assoleix en 83 dies per la calcita; en el cas de la dolomita no s'assoleix amb el mateix temps (Dandurant i Schott, 1977 in Bakalowicz, 1979 a). Quan la pCO_2 equilibrant de la solució és més elevada ($5 \cdot 10^{-3}$ atm), el temps per assolir l'equilibri la calcita és més breu, de l'ordre d'una desena de dies o, fins i tot, menys.

Si es considera que les reaccions entre la fase líquida i gasosa són ràpides, l'estat de la solució respecte l'equilibri, tal com ho estableix l'ΔpH, solament es pot referir al moment de mesura del pH, m HCO_3^- i m Ca^{2+}, és a dir, a les condicions de mostreig al camp. Que l'aigua aparegui sobresaturada a la descàrrega natural d'un sistema no indica necessàriament que ho sigui a l'interior de l'aqüífer; contràriament, quan és infrasaturada, generalment, indica una infrasaturació a l'interior de l'aqüífer.

2.2.4.4.4 El sistema calcocarbònic com a informador hidrogeològic

El sistema calcocarbònic té un gran interès com a informador o marcador hidrogeològic. En nombroses recerques s'ha treballat amb els paràmetres fonamentals: ΔpH i pCO_2 eq (Bakalowicz, 1979 a, 1980), però també és possible utilitzar els isòtops de carboni (Fleyfel, 1979; Fleyfel i Bakalowicz, 1980; Clark i Fritz, 1997).

Cal comentar que el pH, per ell mateix, té un interès relatiu en la recerca hidrogeoquímica dels aqüífers carbonatats, però la seva mesura, que ha de realitzar-se amb molt de rigor i sistemàticament al camp, és indispensable en els càlculs de l'ΔpH i la pCO_2 equilibrant. Aquest dos paràmetres tenen un gran interès en la caracterització dels diferents tipus de circulació de l'aqüífer càrstic. En efecte, ja sigui en l'estudi de les seves evolucions temporals al llarg del cicle hidrològic i de les crescudes, o bé en l'anàlisi que possibiliten els tractaments factorials (conjuntament amb els ions majoritaris), particularment el de components principals, els resultats obtinguts poden ser determinants en la caracterització del tipus de flux i de l'estructura de les diferents parts de l'aqüífer càrstic. Alguns dels estudis experimentals són molt il·lustratius: en la caracterització de la infiltració lenta i ràpida són remarcables els treballs de Fleyfel (1979) i de Fleyfel i Bakalowicz (1980), en l'estudi de la circulació a l'aqüífer epicàrstic cal assenyalar el de Bakalowicz (1980) i

en l'anàlisi global del funcionament i l'estructura de l'aqüífer càrstic també destaca Bakalowicz (1979 a, 1980). Així mateix, Botton (1984), Freixes (1986) també utilitzen els paràmetres del sistema calcocarbònic en la caracterització dels diferents tipus d'infiltració.

2.2.4.5 Caracterització hidrogeoquímica del cicle hidrològic i dels episodis de crescuda

Els resultats de l'estudi de l'evolució hidrogeoquímica en el cicle hidrològic i en les crescudes són bàsics en la caracterització del funcionament i l'estructura de l'aqüífer càrstic.

Les recerques intensives desenvolupades al Carst Experimental de Baget (França) (Bakalowicz, 1979 a) permeteren constatar que les dues escales de temps d'observació considerades –cicle i crescuda– aporten una informació comparable sobre el funcionament i l'estructura de sistema. Amb l'objectiu de globalitzar la informació de sortida del sistema, els mostreigs es realitzaren sistemàticament a la font principal: les Hountas.

L'estudi del cicle hidrològic realitzat a partir dels paràmetres i ions de l'equilibri calcocarbònic, així com dels altres ions (sulfats, clorurs, sodi i potassi), facilita l'anàlisi de les variacions estacionals. Els diferents paràmetres responen a la definició de variable regionalitzada (Bakalowicz, 1979 a). Els resultats més importants es poden resumir en els següents punts:

- l'evolució de la mineralització (contingut químic de l'aigua) està determinada pels esdeveniments hidrològics i per la seva successió.
- l'aqüífer càrstic memoritza cada esdeveniment hidrològic.
- una mostra aïllada no representa res més que la seva pròpia informació. Mentre que un mostreig sistemàtic amb la freqüència adequada (a Baget, dues setmanes) permet conèixer les variacions estacionals.
- hi ha ions que marquen determinades parts de l'estructura de l'aqüífer; així, l'ió clorur marca les aigües d'infiltració i l'ió magnesi les aigües de la zona inundada.
- la variabilitat de la mineralització informa de l'heterogeneïtat del funcionament de l'aqüífer. L'estudi dels paràmetres del sistema calcocarbònic, particularment la pCO_2 equilibrant, permet definir diferents tipus de circulació a la zona no saturada: aigües d'infiltració ràpida i aigües d'infiltració diferida.

En l'estudi de les dades del cicle hidrològic és fonamental la utilització de l'anàlisi multifactorial (vegeu Bakalowicz, 1979 a, 1980).

La recerca intensiva a l'aqüífer de Baget aportà una valuosa informació sobre els episodis de crescuda (Bakalowicz, 1979 a, 1980). A la memòria de la tesi de llicenciatura sobre el carst en conglomerats de Sant Llorenç del Munt – Rellinars– (Freixes, 1986) es descriuen crescudes de diferents aqüífers càrstics en calcàries, sobretot del sistema de Baget (figura 13) i també d'altres sistemes que presenten episodis de crescuda amb respostes paradigmàtiques, clares i de fàcil interpretació. De fet, el treball realitzat a Rellinars (Freixes 1986, 1987 i Freixes et al., 1991) es basà fonamentalment en la interpretació de les dades de dues crescudes controlades l'any 1982, a les fonts principals i als sobreeixidors.

El treball realitzat a Baget indica molt bé que les respostes són característiques del sistema i presenten, per tant, una morfologia comparable en els diferents episodis de crescuda considerats. Això s'il·lustra molt bé a la figura 13, en la qual es constata que les morfologies de les respostes (cabal-mineralització) de diferents crescudes, situades en diferents parts (estacions) del cicle: estiu, tardor, hivern i primavera, són perfectament comparables. En les diferents crescudes s'observa un increment de la mineralització que es correspon amb el del cabal, és a dir, en totes les crescudes es mobilitzen aigües de les reserves de la zona saturada de l'aqüífer com a conseqüència de l'efecte de descàrrega. Aquest tipus de resposta és propi d'un sistema amb reserves hídriques importants, com ho indica la hidrodinàmica (volum dinàmic al voltant dels 4 hm^3). Les respostes hidrogeoquímiques analitzades a la font principal del sistema aporten una informació global sobre el funcionament i l'estructura del sistema.

Un altre exemple de respostes senzilles i de fàcil interpretació és l'aqüífer de Verneau (Tresse i Tissot, 1978), en el qual, contràriament al que succeeix a Baget, l'increment de cabal sempre s'associa amb una disminució molt marcada de la mineralització (conductivitat, bicarbonats, TH...). En aquest exemple no hi ha efecte de descàrrega, com a conseqüència que les reserves de la zona saturada són pràcticament inexistents (volum dinàmic de l'ordre de 0.1 hm^3). Així, associades al màxim de la crescuda, es posen sempre en evidència aigües d'infiltració menys mineralitzades. Aquest tipus de resposta és la que caracteritza les fonts del sistema de Rellinars (a excepció dels sobreeixidors de la Saiola i els Caus del Guitart que presenten particularitats i una major complexitat) (Freixes, 1986).

L'anàlisi de diferents marcadors hidrogeoquímics en les crescudes contribueix a definir dos conceptes fonamentals en els aqüífers càrstics: transferència i trànsit. La transferència es fa evident químicament per la presència a la puja de la crescuda dels ions que marquen bé la zona saturada de l'aqüífer (magnesi…) i que són expulsats de l'aqüífer com a conseqüència del desplaçament de l'ona de crescuda. El trànsit correspon al desplaçament real del marcador hidrogeoquímic (per exemple, els clorurs) de la zona no saturada (aqüífer epicàrstic) a la font principal (zona saturada) (vegeu Bakalowicz, 1979 a).

En general, en un mateix sistema, les respostes per a un paràmetre o ió determinat són característiques (Bakalowicz, 1979 a; Freixes, 1986), és a dir, presenten una morfologia semblant. No obstant, en un mateix aqüífer o sistema també es poden considerar crescudes simples o bé complexes segons siguin les característiques de la impulsió, l'estat del sistema (memòria, esdeveniments anteriors…) (Bakalowicz, 1979 a, 1995, 2005). La interpretació de les respostes químiques i isotòpiques exigeix un coneixement rigorós del cicle hidrològic, particularment de la successió d'episodis de precipitació (i de l'alimentació del sistema…) i de les respectives respostes, estat dels reservoris… L'estudi de les respostes químiques i isotòpiques aporta al coneixement de l'aqüífer una valuosa informació complementària.

La interpretació de les respostes hidrogeoquímiques no fan sinó constatar les conclusions obtingudes en l'anàlisi de les respostes naturals físiques: hidrodinàmiques (cabals i piezometria) i hidrogeotèrmiques (temperatura).

Així mateix, és possible una anàlisi espacial del sistema (o de l'aqüífer) a partir de l'estudi de punts d'aigua de diferents parts de la seva estructura: escorrentia superficial i pèrdues, aqüífer epicàrstic i infiltració en piezòmetres i cavitats a la zona no saturada, i font principal, sobreeixidors i piezòmetres a la zona saturada. Les respostes analitzades en els diferents punts de la zona saturada –des de diferents disciplines–, font principal i sobreeixidors permeten caracteritzar la seva heterogeneïtat (vegeu Mangin, 1975 a i Bakalowicz, 1979 a). L'estudi dels cicles o de les crescudes en diferents parts del sistema no fa sinó contribuir als resultats més globals obtinguts en l'estudi de la font principal.

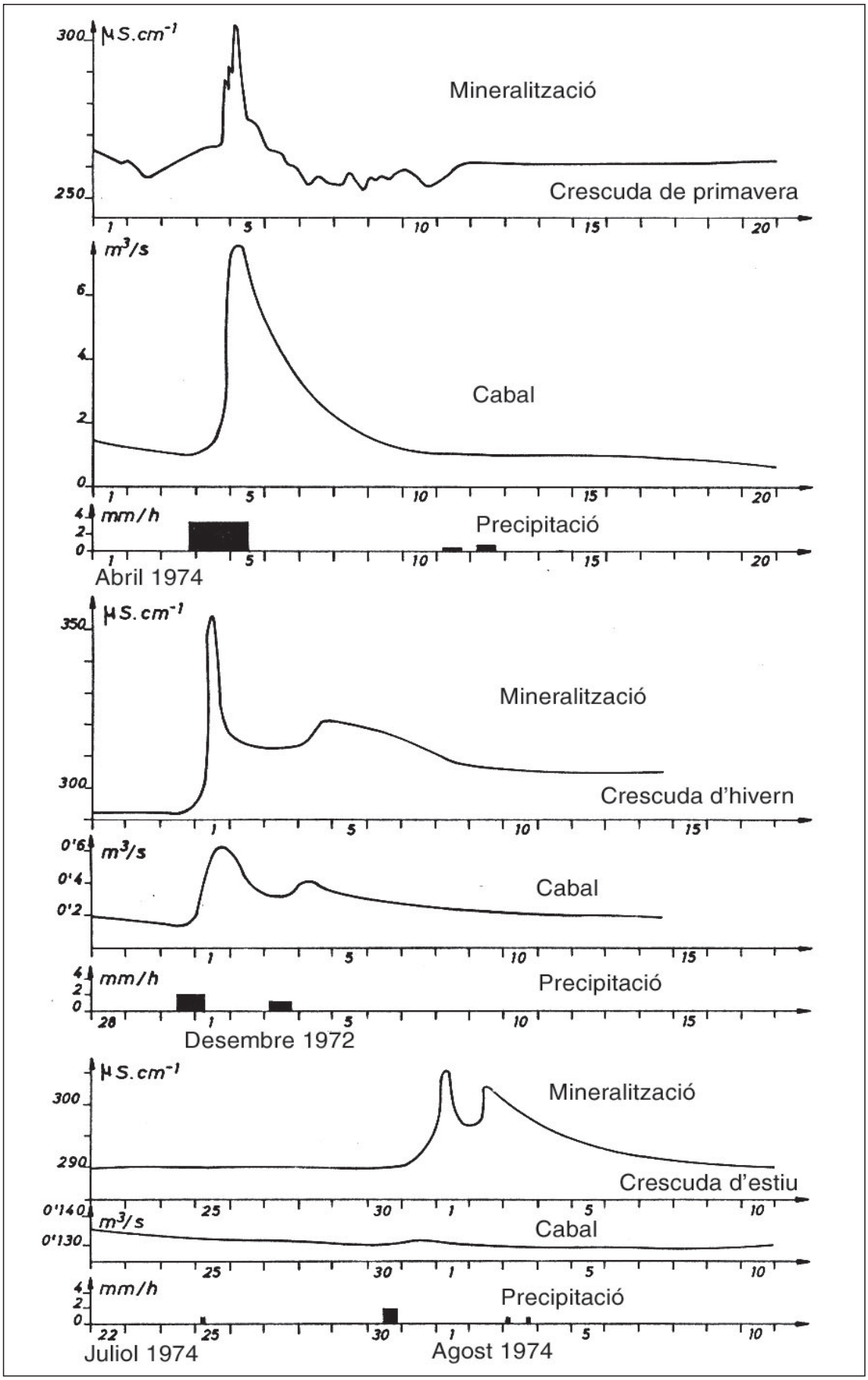


Figura 13: Variabilitat de la mineralització al llarg de diferents crescudes a Baget (Bakalowicz, 1979 a).

L'aplicació de les anàlisis factorials, particularment l'anàlisi de components principals (ACP), és una contribució notable a la interpretació de la informació geoquímica de les aigües. L'interès de les ACP és que relacionen els diferents marcadors i faciliten una interpretació global, més enllà de la informació que cada marcador aporta individualment. Les ACP de les dades de les crescudes de les Hountas al carst de Baget aportaren una informació de gran interès en el coneixement espacial de l'estructura de l'aqüífer. En aquest sentit, el treball de Bakalowicz (1980) és molt il·lustratiu, doncs fa possible una anàlisi del funcionament de les zones no saturada i saturada, així com conèixer l'origen espacial (de l'aigua) dels diferents marcadors en l'estructura de l'aqüífer. Els paràmetres de l'equilibri calcocarbònic són particularment interessants. Cal destacar els següents resultats de la interpretació de l'anàlisi factorial:

- l'origen espacial de l'aigua.
- el temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer i la velocitat de trànsit de l'aigua entre el reservori i la descàrrega natural.
- demostra que la relació pCO_2 - ΔpH està determinada pel no equilibri de la solució i per les condicions del flux hídric, i que el fet que la solució estigui en evolució es deu a les velocitats del flux i als bescanvis gasosos a la zona d'infiltració.
- la relació entre ΔpH i pCO_2 indica una evolució de l'aigua en condicions de bescanvi gasós a la zona d'infiltració; no obstant, hi ha una tendència a la relació entre bicarbonats (i calci i magnesi) i la pCO_2 que indica una circulació hídrica a través d'una important zona saturada abans de la descàrrega natural –una darrera evolució en absència de fase gasosa.

En el mateix treball s'interpreta una ACP de la font de Gers, que drena l'aqüífer epicàrstic de Gers, situat a la conca del sistema de Baget.

La metodologia desenvolupada en les recerques intensives realitzades al carst de Baget fou aplicada a tot un conjunt d'aqüífers carbonàtics de l'Arieja i de l'alta Garona. Així, la distribució de freqüència de conductivitat ha estat emprada per posar en evidència l'existència d'aqüífers amb diferent grau de carstificació (figura 11).

L'estudi de crescudes en diferents sistemes (Bakalowicz, 1979 a) aporta resultats de gran interès. Els exemples que el referit autor analitza són els de la Fontaine de la Bièle, de la Source de Lez i Verneau. El sistemes de Lez i Verneau es caracteritzen per presentar crescudes complexes de difícil interpretació, però en ambdós exemples es fa palesa l'existència d'importants reserves a la zona saturada. El sistema de Lez, a més, es caracteritza per una carstificació ben desenvolupada. La Bièle (1 km^2 de conca) és un aqüífer de carstificació limitada però de reserves significatives. Finalment, el sistema de Verneau és un bon exemple de carstificació ben desenvolupada amb una important estructura de drenatge, però amb unes reserves menyspreables (figura 14).

Posteriorment s'han realitzat estudis hidrogeoquímics amb la metodologia que es posà a punt al Laboratori Subterrani de Moulis a diferents països d'Europa i de la conca mediterrània. Bakalowicz (1984 a) fa una síntesi dels treballs realitzats a França. L'aplicació de la metodologia ha tingut un fort ressò a l'estat espanyol amb nombrosos treballs: Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Morales, 1991; López Chicano, 1992; Andreo, 1997).

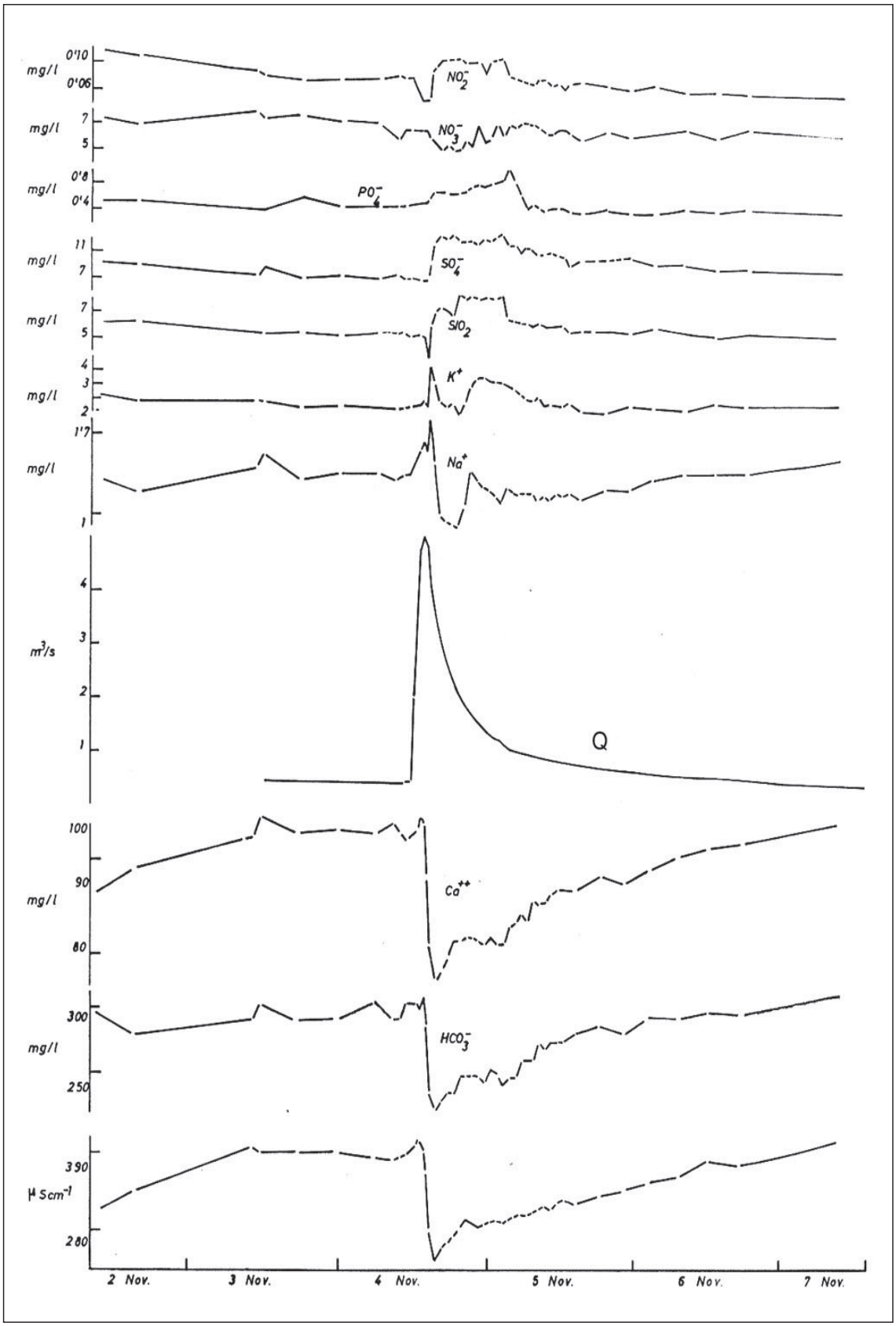


Figura 14: Disminució de la mineralització en una crescuda al sistema de Verneau (Tissot i Tresse, 1978).

2.2.4.6 Isòtops

La utilització d'isòtops en la recerca hidrogeològica ha estat molt important aquestes darreres dècades (Fontes, 1976; Bakalowicz, 1979 a; Eberentz, 1975, Custodio i Llamas, 1976; Clark i Fritz, 1997). Aquesta aplicació sistemàtica que s'ha fet és una conseqüència del seu inestimable valor com a indicadors o marcadors dels processos naturals donada la seva implicació en el cicle hidrològic. En efecte, aspectes fonamentals relatius a la dinàmica dels sistemes hidrològics poden ser abordats a partir de la investigació de les seves característiques isotòpiques: isòtops ambientals o traçadors naturals. Una particularitat molt important és que, generalment, estan en règim permanent en cada punt dels seus cicles.

Els isòtops del medi natural es regeixen per les mateixes lleis que les reaccions químiques, és a dir, per les lleis d'acció de massa; en aquest cas però aplicades a les activitats o fugacitats de les molècules isotòpiques. Els isòtops, no obstant, presenten una especificitat termodinàmica: és possible el bescanvi entre dos compostos o dues fases d'un mateix element, sense cap reacció que no sigui la isotòpica (per exemple: $H_2{}^{16}O$ líquid + $H_2{}^{18}O$ vapor = $H_2{}^{18}O$ líquid + $H_2{}^{16}O$ vapor).

En aquest treball –sistemes experimentals aranesos i de l'alt Llobregat i Segre– s'han analitzat l'oxigen-18 i el deuteri i, per tant, només es tractarà d'aquests isòtops. No obstant, en els estudis hidrològics en el carst s'han utilitzat freqüentment el Triti i el ^{13}C i ^{14}C. Els isòtops de carboni tenen un interès notable en la caracterització de la circulació a la zona no saturada (Fleyfel, 1979; Fleyfel i Bakalowicz, 1980).

En la recerca de sistemes hidrològics és indispensable l'estudi dels isòtops a les entrades i sortides. Aquest plantejament és senzill en el cas del traçat artificial, però no és així quan s'utilitzen isòtops del medi. En efecte, la recerca amb isòtops del medi exigeix conèixer les funcions d'entrada, és a dir, les lleis o paràmetres de variació de les concentracions en les aigües de precipitació, en les superficials i en les subterrànies.

La utilització d'aquests traçadors planteja el problema del comportament entre el traçador i el vector, l'aigua. La complexitat dels processos possibles, amb múltiples reaccions, exigeix una anàlisi acurada en cada cas; així, en un medi heterogeni com per exemple un aqüífer, els processos possibles són: adsorció o absorció, difusió molecular i iònica, difusió turbulenta, reaccions entre les esferes d'hidratació i el substrat, fraccionament iònic en els efectes d'ultrafiltració, bescanvis de base alcalins-alcalinoterris, etc. (Fontes, 1976).

Les substàncies que tenen més probabilitats de comportar-se de manera semblant a l'aigua en un medi determinat són aquelles que tenen les dimensions i les densitats d'electrons perifèriques més properes a la molècula de l'aigua. Això determina una classe o tipus de traçador privilegiat: les espècies moleculars de la mateixa aigua. Tres combinacions presenten interès pràctic:

$^{1}H_2\ ^{18}O$: Oxigen-18.

$^{1}H\ ^{2}H\ ^{16}O$: Deuteri.

$^{1}H\ ^{3}H\ ^{16}O$: Triti.

Fontes (1976) anomena aquests isòtops interns o íntims, ja que la molècula de l'aigua està marcada al seu interior (nucli atòmic); els que no formen part de la mateixa molècula de l'aigua els designa com isòtops externs.

La resta de substàncies marcadores corresponen a un traçat extern als edificis moleculars i iònics i al seu acompanyament electrònic.

La variabilitat de les concentracions en els isòtops íntims depèn de les lleis generals de la física de l'aigua aplicades a les espècies isotòpiques. En el cas dels traçadors externs, les variacions dependran a la vegada d'aquestes lleis i de les lleis de la termodinàmica clàssica.

A partir de les diferències de massa de les diverses espècies isotòpiques, les proporcions entre isòtop pesant i isòtop banal es modifiquen a profit de l'isòtop pesant quan l'estat de condensació augmenta: la fase sòlida s'enriqueix en isòtop pesant respecte la fase líquida, aquesta, així mateix, enriquida a partir de la fase vapor. Aquest procés és el fraccionament isotòpic.

El fraccionament isotòpic és el responsable de la relació entre l'abundància en deuteri i oxigen-18 de les precipitacions i la temperatura de condensació d'aquestes. Aquesta relació es manifesta en diferents escales:

- a l'escala de la Terra, per una variació de la composició isotòpica en funció de la latitud, les altes latituds són les de més baixa concentració en isòtops pesants.
- a l'escala regional, per un empobriment en isòtops pesants amb l'augment de l'altitud.
- a l'escala temporal, per quantitats més importants en isòtops lleugers durant les estacions fredes.

El fraccionament intervé també en l'evaporació per un empobriment del vapor en isòtops pesants. Així, les masses nebuloses originades als oceans contenen menys isòtops pesants que aquests. Així mateix, les aigües continentals sotmeses a l'evaporació estan marcades per un enriquiment en isòtops pesants.

El conjunt de consideracions relatives als diferents processos modificadors de les característiques isotòpiques s'apliquen tant a l'oxigen-18 com al deuteri. No obstant, el comportament respectiu és diferent.

Existeix una estreta correlació entre les concentracions d'isòtops de les precipitacions, segons l'equació: $^{2}H = 8\ ^{18}O + d$, anomenada recta de les aigües meteòriques. Les aigües que hagin sofert evaporació tindran pendents inferiors a 8, generalment entre 3 i 5, anàlogament succeeix amb les aigües dels vegetals sotmeses a l'evapotranspiració.

La utilització dels isòtops de carboni s'ha demostrat de gran interès com a marcador extrínsec de la circulació subterrània i com indicador dels processos que caracteritzen la zona no saturada del carst; particularment de la infiltració lenta (Fleyfel, 1979; Fleyfel i Bakalowicz, 1980).

La investigació i utilització d'isòtops en hidrologia de medis càrstics ha estat molt important aquests darrers anys (Eberentz, 1975; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Botton, 1994; Bakalowicz i Jusserand, 1986; Governa et al., 1989; Flora i Longinelli, 1989; Clark i Fritz, 1997).

El treball desenvolupat per Eberentz (1975) en el Carst Experimental de Baget, realitzat des de l'òptica de l'anàlisi de sistemes i en el marc de treball interdisciplinari del Laboratori Subterrani de Moulis, és particularment interessant. Els resultats més notables se situen

clarament en la mateixa orientació que els obtinguts des de les altres disciplines. El treball consisteix en la interpretació de l'evolució dels isòtops deuteri i oxigen-18 (i triti) a la font principal del sistema de Baget (Les Hountas) amb l'objectiu de caracteritzar les variacions estacionals i les respostes isotòpiques en varis episodis de crescuda; així mateix, s'estudia el senyal d'entrada al sistema, és a dir, les característiques isotòpiques de les precipitacions. La interpretació dels resultats més interessants del treball d'Eberentz (1975) és aprofundida a la tesi de Bakalowicz (1979 a), que té la possibilitat d'emmarcar les dades isotòpiques en els resultats hidrogeoquímics del seu treball. A més, Bakalowicz (1979 a) i Bakalowicz i Mangin (1980) defineixen els isòtops com variables regionalitzades i, en realitzar les distribucions de freqüències amb dades dels cicles hidrològics (1973-1974), obtenen distribucions de tipus polimodal anàlogues a les de la conductivitat. Aquesta polimodalitat reflecteix aigües de diferent marca isotòpica i, per tant, fa palesa l'existència d'una estructura de drenatge (que no permet la homogeneïtzació de les aigües) i, en definitiva, d'una carstificació important del medi. A partir de la marca isotòpica també es confirma que la recàrrega de l'aqüífer s'assegura essencialment per les precipitacions a la part alta del sistema (més lleugeres i més abundants).

A nivell de les dades del cicle hidrològic, les corresponents a la funció de sortida indiquen un fort amortiment de la variabilitat que caracteritza la funció d'entrada; aquest fenomen és una conseqüència de l'existència de reserves a l'aqüífer de Baget (Eberentz, 1975; Bakalowicz, 1979 a).

Les dades d'isòtops de diferents crescudes estudiades indiquen, sobretot a la puja, variacions importants i complexes de les composicions isotòpiques (figura 15); aquestes variacions són característiques de l'aqüífer (Bakalowicz, 1979 a).

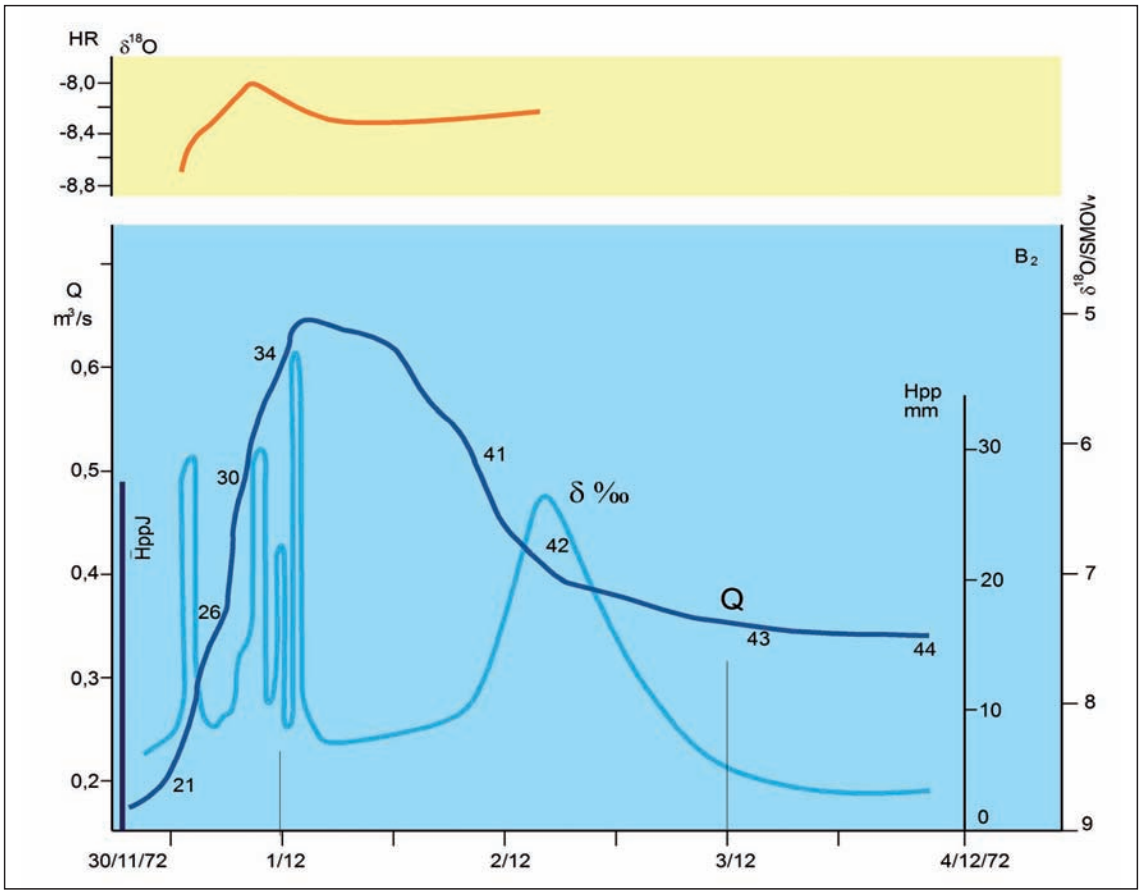


Figura 15: Variació de la concentració d'oxigen-18 al sistema de Baget (Eberentz, 1975).

La zona saturada està constituïda per unitats diverses –els sistemes annexos al drenatge–, cadascuna amb la seva pròpia marca isotòpica.

Les consideracions d'Eberentz (1975) i Bakalowicz (1979 a) permeteren establir les grans possibilitats dels isòtops en la hidrologia del carst, sobretot en l'anàlisi espacial de la seva estructura. El treball de Botton (1984), en els perímetres experimentals del carst de la Source de Lez (Montpellier), també te molt interès per l'aplicació de marcadors isotòpics (Oxigen-18 i Triti) en la recerca de les modalitats d'infiltració i en la caracterització de l'estructura de les zones no saturada i saturada del carst.

2.2.4.7 Esquematització de l'aqüífer càrstic des de la hidrogeoquímica clàssica i isotòpica

L'esquematització de l'aqüífer càrstic que proposa Bakalowicz (1979 a) (figura 16) es basa en la realitzada des de l'aproximació hidrodinàmica per Mangin (1975 a). L'esque-

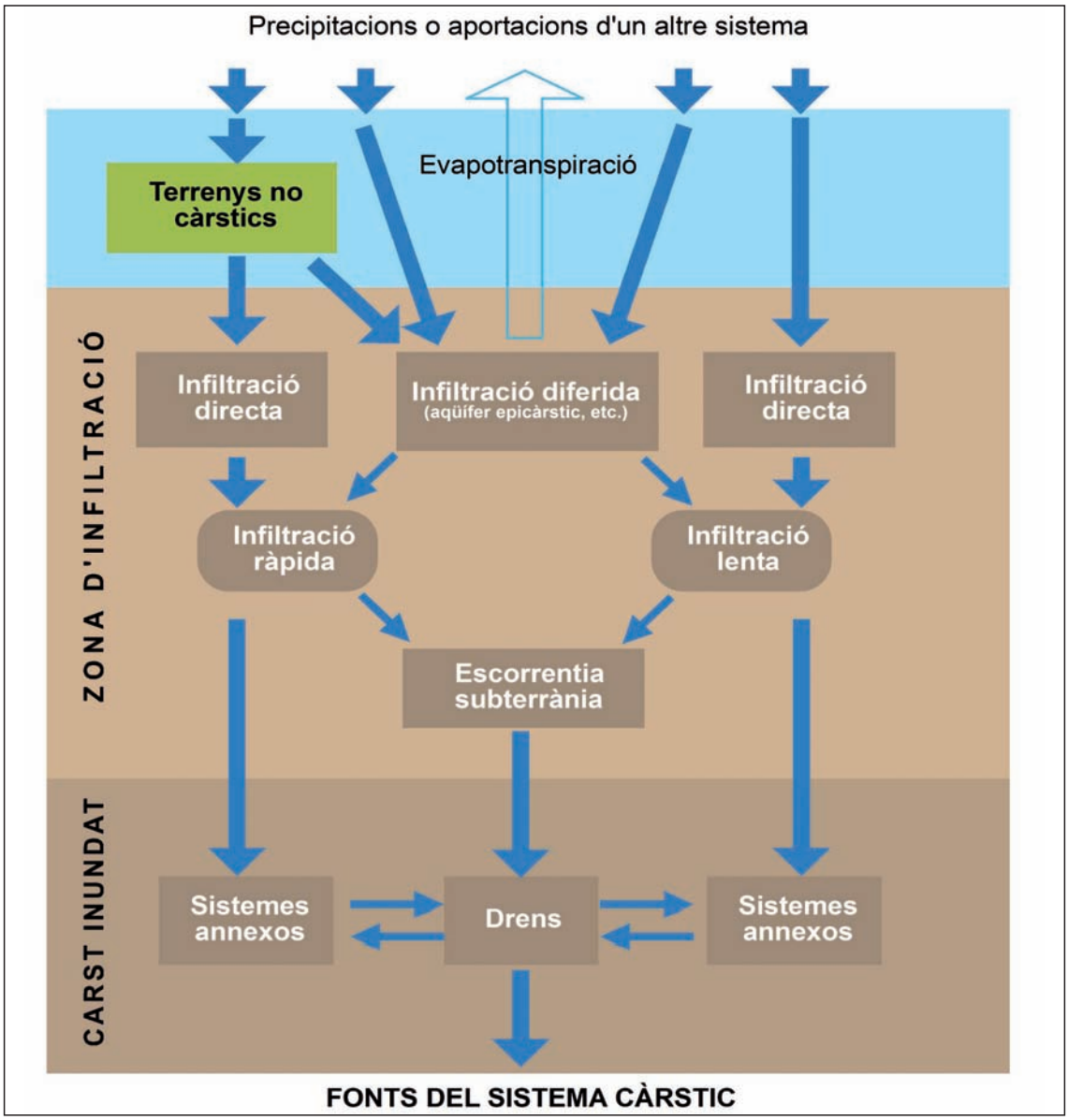


Figura 16: Esquematització d'un aqüífer a partir de l'aproximació hidrogeoquímica (Bakalowicz, 1979 a).

ma de Bakalowicz reprodueix a grans trets el de Mangin, però introdueix matisacions interessants, sobretot pel que fa a la zona no saturada. En aquesta zona, Bakalowicz considera que hi ha una infiltració directa i una infiltració diferida –a partir d'un cert emmagatzematge a l'aqüífer epicàrstic. Aquests dos tipus d'infiltració, segons Bakalowicz, poden evolucionar cap a una infiltració lenta o ràpida, segons la situació. Els conceptes d'infiltració lenta i ràpida són els proposats a l'esquema de Mangin (1975 a).

En la caracterització de les diferents modalitats d'infiltració: ràpida (*ruissellement*, o escorrentiu subterrani) i lenta (flux difàsic aigua-aire) cal destacar els treballs ja referits de Fleyfel i Bakalowicz (1980) i de Bakalowicz (1980).

El treball de Botton (1984) realitzat als perímetres experimentals del sistema càrstic de la Source de Lez a Montpellier té un interès enorme en la caracterització de l'estructura de la zona no saturada i de les modalitats d'infiltració que li són pròpies. Bakalowicz (1995) fa una síntesi sobre les metodologies i els resultats de les recerques sobre la zona no saturada i la infiltració obtinguts en diferents conques i perímetres experimentals.

A la zona saturada Bakalowicz distingeix les mateixes estructures que reconeix l'esquema hidrodinàmic, és a dir, els drens i els sistemes annexos, però la definició d'aquestes estructures es basa en les respostes químiques i isotòpiques observades en els episodis de crescuda (bicarbonats, magnesi, ^{18}O…). Així mateix, s'estableixen les relacions entre el dren i els sistemes annexos a partir dels isòtops (Eberentz, 1975; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Freixes, 1993).

2.2.5 La hidrobiologia en l'aproximació funcional

2.2.5.1 Introducció

Els treballs de Rouch (Laboratori Subterrani de Moulis, CNRS) sobre la biologia de les aigües subterrànies són molt clarificadors i constitueixen un esforç metodològic i de rigor extraordinaris en la caracterització biològica del carst, és a dir, en la recerca de l'ecologia del sistema càrstic. La significació hidrològica d'aquests treballs és indiscutible. En efecte, aquests treballs d'hidrobiologia i ecologia del carst són una important contribució al coneixement de l'aqüífer càrstic (Rouch, 1978, 1980 d, 1986) (vegeu Creuzé des Châtelliers et al., 1991, Vervier et al., 1991; Gibert, 1991 a, b; Gibert et al., 1994 a, b).

La recerques de Rouch s'han desenvolupat essencialment en el sistema càrstic de Baget (Pirineus, França), que ha constituït la unitat de treball experimental o unitat de recerca (Rouch, 1974, 1979, 1980 a, b , c , 1982 a, b; Rouch i Carlier, 1985 a, b); aquest conjunt de treballs, pel seu valor metodològic, hidrològic i ecològic i, sobretot, per les consideracions teòriques que se'n desprenen (Rouch, 1986; Rouch i Danielopol, 1987, Botosaneanu i Holsinger, 1991), mereixeria una reflexió i una anàlisi aprofundida des d'una perspectiva epistemològica.

Durant molt de temps, els biòlegs han considerat que l'hàbitat de les formes cavernícoles aquàtiques es limitava a les aigües de les cavitats accessibles: gours, llacs i rius subterranis. No obstant això, la informació obtinguda en l'observació indirecta a partir de l'estudi de la deriva a les fonts càrstiques en període de crescuda ha canviat substancialment aquestes idees (Rouch, 1978, 1980); això ha estat així tant per les noves espècies troglòbies obtingudes en regions suposadament conegudes a partir de les aproximacions tradicionals, com per l'abundància observada, fet que qüestiona la idea

de pobresa del poblament faunístic del medi subterrani (que resulta de les informacions procedents exclusivament de la bioespeleologia). Així es constata, com també s'ha remarcat en tractar els punts de vista de la hidrodinàmica, hidrogeotèrmia i hidrogeoquímica, que la perspectiva espeleològica, en aquest cas la biospeleològica (Camacho, 1992), és una limitació per definició i que cal una recerca a una altra escala.

En efecte, el que cal és investigar el poblament del medi càrstic a l'escala de l'aqüífer càrstic. Aquesta nova perspectiva ha aportat una visió globalitzadora inexistent en les aproximacions tradicionals i ha suposat un trencament conceptual i epistemològic. Aquesta nova aproximació exigeix la descomposició del sistema o aqüífer càrstic en les dues parts constitutives: zona no saturada i zona saturada. Rouch (1980 d) assenyala també la importància que la recerca sigui interdisciplinària, amb un treball rigorós en el terreny estrictament hidrològic.

Les mostres recollides en els episodis de crescuda constitueixen la resposta biològica del sistema a la impulsió originada per la precipitació. Cada resposta porta dos tipus d'informació: d'una banda l'estrictament biològica relativa al material faunístic recollit i, de l'altra, la que il·lustra les relacions de dependència estretes entre el medi i els individus que el colonitzen.

2.2.5.2 L'aqüífer càrstic des de la hidrobiologia

Els diferents treballs referits de Rouch (1974, 1979, 1980 a, b , c , 1982 a, b), Rouch i Carlier (1985 a, b) i d'una manera sintètica Rouch (1978, 1980 d) il·lustren sobre les modalitats de les expulsions de crustacis harpacticoides[24] a la font principal (les Hountas) i als diferents dispositius de descàrrega temporal o trop-pleins del carst experimental de Baget (Pirineus, França).

L'estudi de les modalitats d'expulsió o de deriva faunística es basa en les espècies hipogees i se'n troben tres tipus que es repeteixen en el temps (Rouch, 1974, 1980 d). Els tipus que es defineixen a continuació corresponen a una síntesi de les diferents modalitats o respostes observades al sistema càrstic de Baget.

- Tipus 1: quan es produeix una crescuda després d'un període d'aigües baixes, les sortides d'Harpacticoides són màximes a la puja de la crescuda; a continuació decreixen ràpidament (figura 17 A).

- Tipus 2: si esdevé una segona crescuda abans que els cabals hagin disminuït d'una manera significativa, no es produeix un augment dels microcrustacis expulsats (figura 17 B).

- Tipus 3: quan els cabals es mantenen amb una alternança de crescudes i decrescudes, el nombre d'individus expulsats presenta valors relativament febles sense que hi hagi respostes a les diferents impulsions (figura 17 C).

Es poden fer les següents consideracions:

- l'expulsió dels animals la determina l'important augment del cabal. La sortida massiva d'individus es produeix a l'inici de la crescuda i sota l'acció de l'ona de crescuda. Després del pas de l'ona, que es tradueix en un veritable despoblament del dren, el nombre d'animals disminueix. Si esdevé una segona crescuda no es produeix cap resposta. En efecte, una vegada els drens han disminuït el

contingut faunístic d'una manera significativa, les següents impulsions no originen cap tipus de resposta.

- quan un període de calma de 10 a 15 dies separa dues crescudes, i es caracteritza per una important disminució del cabal, la segona impulsió presentarà respostes comparables a la primera. Dues setmanes són suficients per a renovar el poblament dels drens. Tenint en compte que el temps de desenvolupament postembrionari dels harpacticoides hipogeus és de tres mesos, és obvi que el repoblament del dren no es pot fer amb noves generacions d'individus, però sí amb individus que no hagin estat implicats per l'ona de la crescuda anterior.

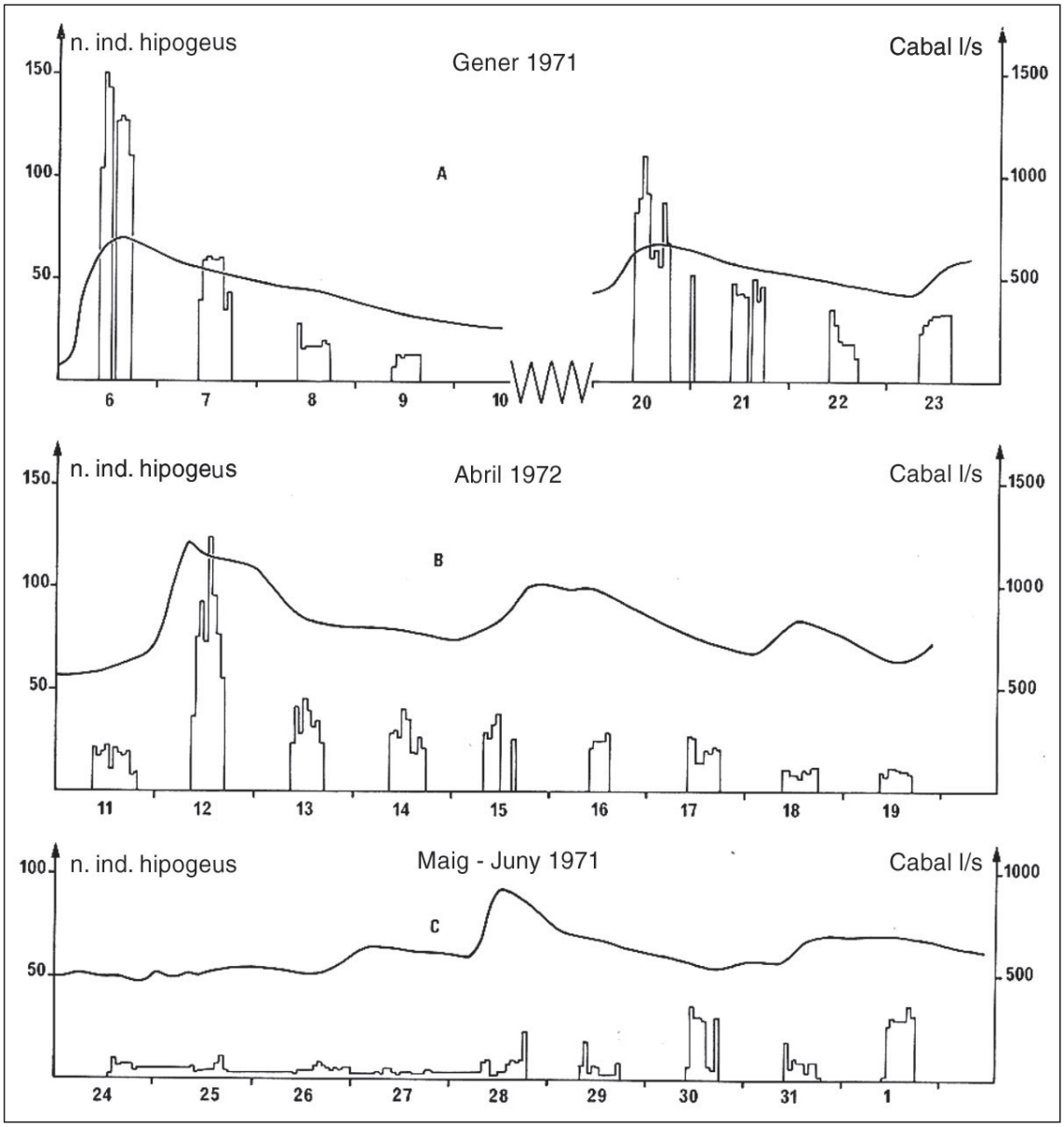


Figura 17: Respostes hidrobiològiques a la font principal del sistema de Baget (Rouch, 1980 d).

Aquestes consideracions, en el marc del model hidrodinàmic de Mangin (1975 a), permeten arribar a conclusions d'interès. És a dir, si es considera la zona saturada formada d'una banda per drens i de l'altra per sistemes annexos al drenatge, el poblament del

carst inundat i les respostes observades tenen la interpretació que es fa a continuació. En l'absència de crescudes, els sistemes annexos alimenten els drens: hi ha una aportació hídrica i d'Harpacticoides; els cabals són poc elevats i no provoquen cap sortida o expulsió important. En aquesta situació hi ha una concentració d'individus relativament elevada en el dren (o drens). En produir-se una crescuda es provoca no solament l'expulsió dels Harpacticoides propers a la font sinó també dels situats en el conjunt de l'estructura de drenatge. Una nova crescuda no determina una sortida o expulsió d'Harpacticoides important. Cal que les velocitats del flux en el dren siguin febles perquè el procés pugui recomençar.

En definitiva, les diferents modalitats de sortida de microcrustacis Harpacticoides observades estan completament d'acord amb el funcionament i l'estructura del sistema de Baget esquematitzats per la hidrodinàmica, la hidrogeotèrmia i la hidrogeoquímica (Mangin, 1975 a; Andrieux, 1972, 1976; Bakalowicz, 1979 a, Bakalowicz i Mangin, 1980) i constitueixen una constatació, des d'una perspectiva diferent, del model proposat.

Al carst experimental de Baget, les respostes biològiques (número d'individus filtrats) indiquen l'existència de reserves importants, que l'anàlisi d'hidrogrames ha calculat en uns 4 hm^3. En efecte, a la figura 17 s'observa clarament com la màxima sortida o expulsió d'individus es produeix a la puja i màxim de la crescuda. És a dir, la impulsió (l'ona de crescuda) implica els reservoris (sistemes annexes) i sobretot l'estructura de drenatge, produint-se un buidat d'aquests dispositius; es tracta doncs d'un tipus de resposta biològica característica d'un sistema amb reserves dinàmiques importants. L'anàlisi de crescudes en diferents estats del sistema permet reconèixer una estructura de la zona saturada heterogènia anàloga a la descrita per Mangin (1975 a) i formada per drens i sistemes annexos.

En l'estructura comunitària del sistema de Baget s'observa un cert equilibri de les relacions que s'estableixen entre les diferents espècies. L'estabilitat de les associacions animals és però relativa ja que és dinàmica i fluctuant. En conseqüència, les respostes biològiques tradueixen un estat de la comunitat en l'espai i el temps. L'anàlisi de les respostes biològiques es basa en les fraccions hipogea i epigea del poblament, estudiades des d'un punt de vista global o en els episodis de crescuda. En la descripció i interpretació, Rouch (1978, 1980 d) utilitza l'anàlisi factorial de correspondències.

a) La fracció hipogea. L'AFC (vegeu figura 3 de Rouch, 1980 d i figures 4 i 5 de Rouch, 1978) aplicat a la fracció hipogea d'Harpacticoides il·lustra molt bé l'estructura de la zona saturada del sistema, és a dir, l'organització del sistema càrstic a la seva zona inundada, que és la de l'ecosistema. L'estructura de l'AFC, il·lustra així mateix la disposició real sobre el terreny de les diferents surgències del carst de Baget.

b) La fracció epigea. L'estudi de les espècies epigees d'Harpacticoides no informa sobre l'estructura interna del sistema, sinó de la posició de les fonts i trop-pleins en relació amb la pèrdua de la Peyrère, i, en conseqüència, de la influència de les aportacions massives de la circulació superficial en el poblament del carst inundat (figura 18).

c) Les respostes instantànies de l'ecosistema càrstic. Les modificacions de l'estructura de la fracció epigea del poblament a les Hountas poden ser explicades pel paper de la circulació superficial. En efecte, les aportacions superficials són variables segons les èpoques i la importància de les crescudes, així, segons quina sigui la situació, poden pertorbar o no l'equilibri existent a l'interior del sistema.

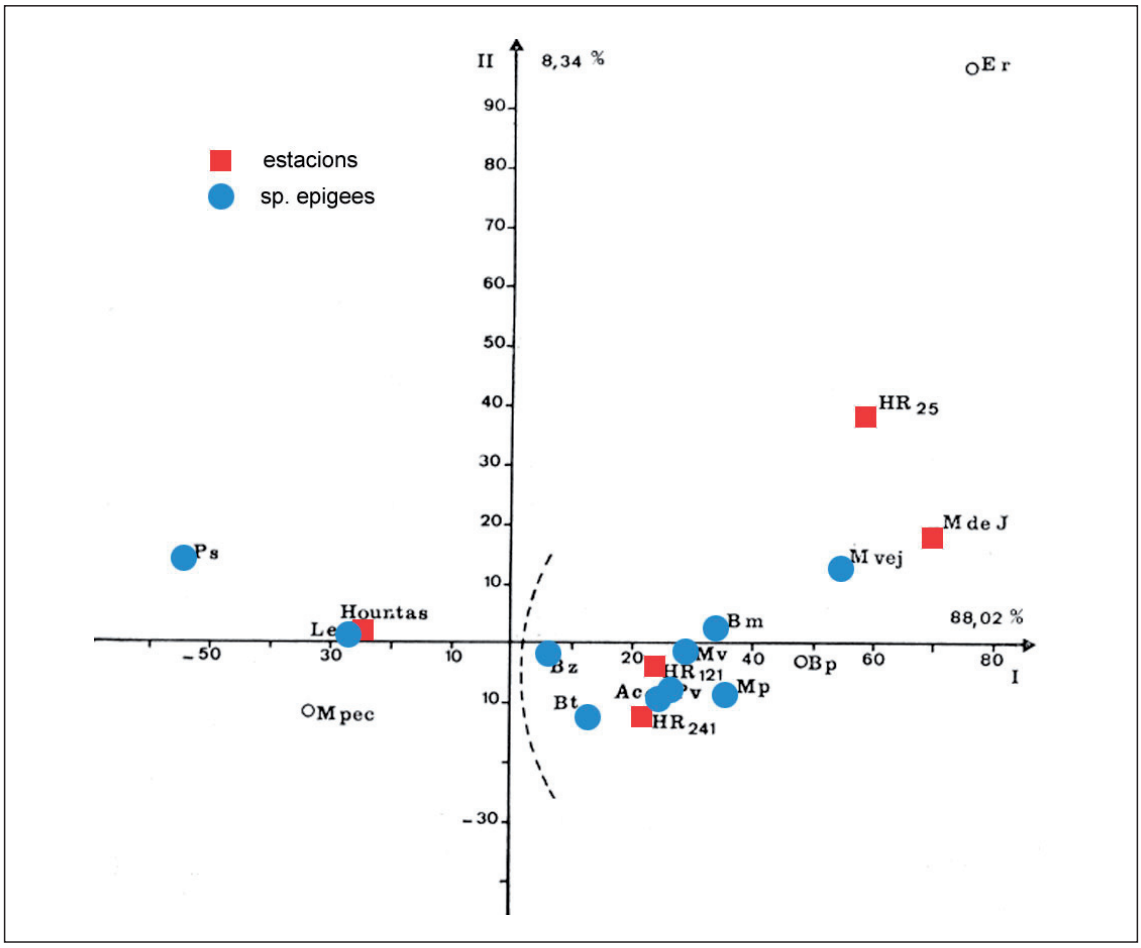


Figura 18: Anàlisi factorial de correspondències de la fracció epigea de les diferents fonts de Baget (Rouch, 1980 d).

Aquest exemple té un gran interès ja que il·lustra un nou aspecte del funcionament de l'aqüífer càrstic i demostra que la presència de pèrdues massives en el carst pot tenir un paper molt important sobretot en la qualitat de les aigües (Rouch, 1980 d).

A la unitat física del sistema càrstic definida per Mangin (1975 a, b, 1978 c, 1982 b, 1994 a) des d'una perspectiva hidrològica i hidrodinàmica, se li superposa el concepte d'unitat biològica (faunística) que es posa en evidència a partir de les respostes biològiques del sistema (afinitat faunística entre les diferents fonts del sistema).

A més, les relacions d'interdependència entre les diferents espècies d'una biocenosi condueixen a un poblament estructurat i els efectius d'aquestes espècies s'ajusten a models matemàtics (llei de Motomura, in Rouch, 1978, 1980 d).

Les mostres de les diferents fonts de Baget s'ajusten bé a l'esmentat model matemàtic, de tal manera que és possible considerar que els mostratges realitzats són el testimoni d'una estructura organitzada i, en definitiva, que els crustacis Harpacticoides han establert una comunitat a l'interior del sistema (Rouch, 1980 d). Així, les diferents espècies del sistema estan relacionades per una dependència recíproca.

A la unitat faunística se li superposa una unitat ecològica, així el sistema càrstic, que és una entitat física, constitueix també una unitat funcional des d'una perspectiva biològica: és la definició d'ecosistema. El carst o el sistema càrstic constitueix un ecosistema.

Tal com s'ha explicat, la utilització de les anàlisis factorials (de components principals, de correspondències, discriminant...) contribueix de manera determinant a la definició del sistema i de l'aqüífer càrstic. Com assenyalen Creuzé des Châtelliers et al. (1991), els microcrustacis han esdevingut "objectes matemàtics" que aporten un coneixement inestimable sobre el funcionament i l'estructura del medi subterrani.

L'anàlisi global de les respostes biològiques mitjançant les anàlisis factorials de correspondències és demostrativa de l'estructura heterogènia i organitzada de la zona saturada del sistema (Rouch, 1978, 1980 d). A més, l'estructura en el pla factorial I-II de l'anàlisi factorial de correspondències (figura 19), sorprenentment, és comparable amb la distribució real de les diferents fonts (diferents dominis de la zona saturada, és a dir, diferents dominis de l'ecosistema) sobre el terreny (Rouch, 1978).

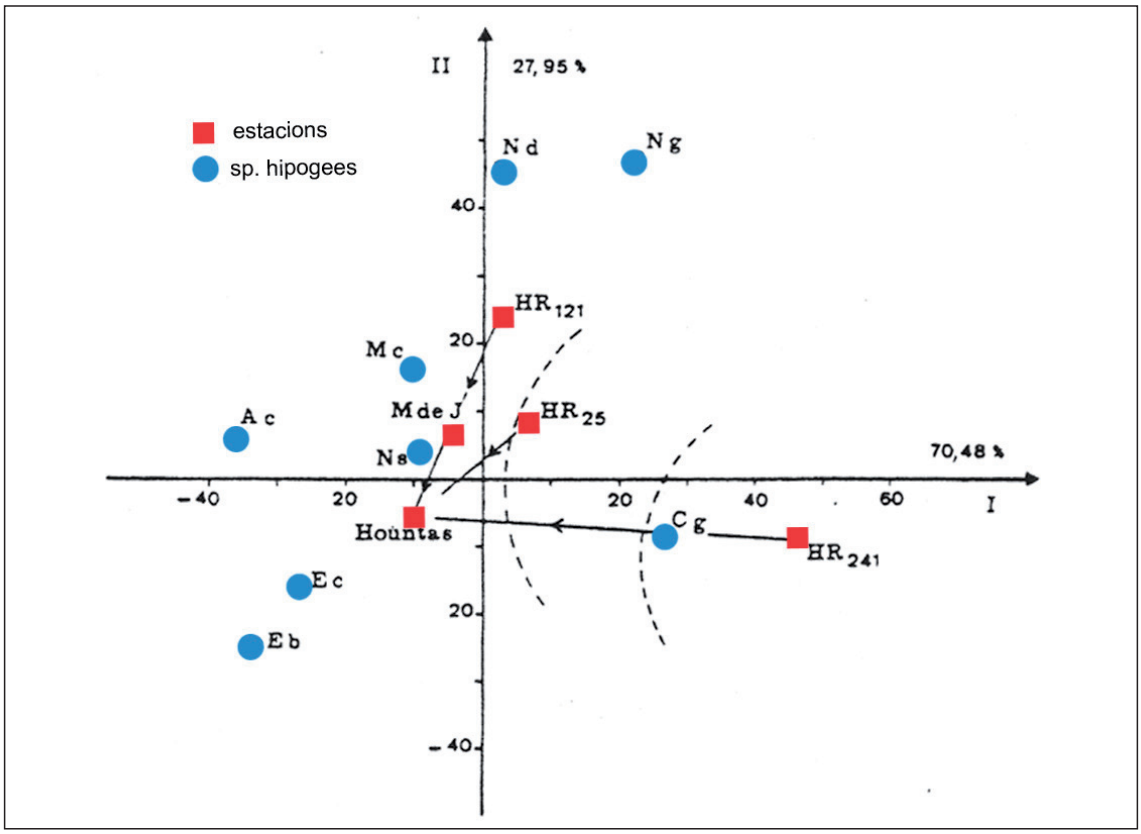


Figura 19: Anàlisi factorial de correspondències de la fracció hipogea de les diferents fonts de Baget (Rouch, 1980 d).

2.2.5.3 Consideracions teòriques i aplicades

Els estudis realitzats sistemàticament al carst experimental de Baget des de la hidrobiologia posen de relleu l'interès d'aquesta perspectiva en el coneixement del medi càrstic. En les investigacions realitzades per Rouch (1978, 1980 d) s'ha demostrat que els Harpacticoides, –microcrustacis Copèpodes aquàtics i bentònics–, constitueixen uns excel·lents indicadors naturals del sistema càrstic. Aquests microcrustacis no solament han permès la caracterització del funcionament i l'estructura de l'aqüífer càrstic, sinó també la seva definició com ecosistema. En aquest mateix sentit, les recerques hidrobiològiques realitzades per altres autors són també rellevants (Gibert, 1991 a, b; Gibert et al., 1994 a; Culver et al., 1994).

L'interès dels microcrustacis com indicadors o marcadors del flux transcendeix el marc estricte del coneixement fonamental dels sistemes hidrològics naturals. En efecte, és possible aplicar la qualitat de marcadors d'aquests organismes per a conèixer determinades aportacions hídriques d'origen desconegut. Aquest és el cas quan es tracta de determinar possibles pèrdues, sobretot de tipus difús, en cursos superficials perennes i de cabals importants que alimenten aqüífers càrstics; així mateix, es pot treballar amb marcadors biològics en el cas de fuites en barratges, i també en cas de problemes d'avingudes o aportacions d'aigua en mines o en túnels, entre altres (Rouch et al., 1983).

Els organismes o les poblacions dels ecosistemes aquàtics subterranis poden constituir valuosos informadors de determinats aspectes del medi físic o del seu funcionament, fins i tot, més que determinats marcadors físics o químics. Aquest paper d'informadors o indicadors és en relació amb:

- l'origen de les aigües subterrànies i del règim hidrològic.
- l'estabilitat física del medi (fluxos lents...).
- les condicions ambientals locals: granulometria, oxigenació, matèria orgànica…

La fauna aquàtica intervé en l'esdevenir de les substàncies dissoltes i de les partícules vehiculades per l'aigua i els sediments, participant en tres processos principals: la bioturbació, la biotransformació i la bioacumulació (paper en l'autodepuració dels aqüífers).

En els medis aquàtics epigeus, aquesta qüestió ha estat amplament desenvolupada, però no en el medi càrstic, on l'originalitat del medi exigeix una recerca més aprofundida. En conseqüència, la definició d'uns bioindicadors per a la qualitat de les aigües càrstiques és, en bona part, una qüestió pendent.

L'enfocament sistèmic i interdisciplinari emprat al carst experimental de Baget (França) s'ha aplicat a l'estudi d'aqüífers al·luvials de muntanya (Rouch et al., 1989; Bakalowicz, 1994 b) amb resultats rellevants. Concretament s'ha investigat el rierol de Lachein i la circulació subterrània del seu al·luvial (el "sous-ecoulement"). Els resultats són particularment interessants en el sentit que, des dels punts de vista hidrogeològic (distribució de la porositat), hidrodinàmic, hidrogeoquímic i hidrobiològic, és possible arribar a un model del funcionament hidrològic i de l'ecosistema. La química de les aigües del flux subterrani es caracteritza per una acusada heterogeneïtat espacial; aquesta heterogeneïtat està relacionada amb els diferents enclavaments fisiogràfics definits per la dinàmica de les aigües superficials; així mateix, s'estableix una cartografia de la referida heterogeneïtat espacial que expressa les diferents fàcies hidrogeoquímiques que caracteritzen el flux subterrani.

Abans s'han comentat les possibilitats i l'interès de la fauna com a bioindicador, però una qüestió preocupant són els efectes dels contaminants en l'ecosistema aquàtic subterrani (Creuzé de Châtelliers et al., 1991; Notenboom et al., 1994). Així, els efectes poden conduir a la mort i desaparició de la fauna, o bé alterar-ne les estructures morfològiques i genètiques; i també modificar, del cicle biològic, el mode de creixement i la reproducció. Indubtablement l'interès de l'ecosistema aquàtic subterrani exigeix en el futur immediat una major protecció.

Com a conclusió global i prospectiva de les recerques hidrobiològiques, algunes publicacions (Gibert, 1991 a, b; Mangin, 1985, 1994 a; Gibert et al., 1994 a, b) apunten les següents consideracions:

- Aprofundiment del coneixement del medi subterrani a partir dels seus ecosistemes (la fauna en la caracterització dels magatzems, paper geoquímic dels ecosistemes aquàtics en les aigües subterrànies, hidrobiologia en sondatges profunds i utilització de les espècies com a marcadors de diferents tipus d'aqüífers).

- Relació entre els ecosistemes subterranis i els superficials.

- Els ecosistemes subterranis com un aspecte important en la problemàtica ambiental. L'ecologia subterrània, amb una unitat i una lògica pròpies, és en vies d'esdevenir operacional.

- El coneixement del funcionament de l'ecosistema subterrani en les solucions tècniques dels problemes ambientals i de gestió. Un coneixement que ha de ser necessàriament interdisciplinari.

- Necessitat d'anàlisi dels fenòmens biològics (microbiològics i faunístics) i dels fisicoquímics, claus en el procés de reciclatge i en la qualitat de les aigües subterrànies. Cal anar cap a models predictius que considerin els paràmetres faunístics.

- Conservació de la biodiversitat d'un medi com a garantia de la seva homeòstasi, clau dels equilibris biològics.

- Estudi de les interfases (ecotons) entre els sistemes aquàtics superficials i els subterranis.

- Evolució dels contaminants en els ecosistemes subterranis. Recerca d'espècies-objecte (i de marcadors prematurs: genètics...).

- Recerca interdisciplinària i aproximació funcional a una escala d'ecosistema.

2.3 Tendències actuals en el coneixement i la gestió de l'aqüífer càrstic

2.3.1 Hidrodinàmica i modelització

En la investigació hidrològica del carst i en la seva modelització, l'aspecte hidrodinàmic és el fonamental (Schoeller, 1962; Mangin, 1975 a, 1977, 1978 c, 1982 b, 1984 a, 1985, 1986 a, b, 1994 a, 1996, 1998). En efecte, l'anàlisi de la dinàmica dels volums d'aigua a través de l'aqüífer o del sistema és indispensable per a aconseguir una aproximació al seu funcionament i també per a inferir una estructura del medi d'acord amb el funcionament observat.

El coneixement de la hidrodinàmica o del comportament hidrodinàmic és determinant quan s'ha de definir o establir un model de l'aqüífer o sistema. El model conceptual o la modelització del carst –de l'aqüífer càrstic– és ben diferent segons les idees i els conceptes invocats per les diferents aproximacions al coneixement de la hidrologia subterrània dels medis carbonàtics.

És necessari remarcar que hi ha un espectre molt ampli d'aqüífers o sistemes en medi carbonàtic (Bakalowicz i Mangin, 1980; Crochet i Marsaud, 1996; Quinlan i Ewers, 1985; Ford i Williams, 1989). A la naturalesa s'hi observen exemples de característiques molt diverses. Aquestes característiques poden situar, fins i tot, en pols completament oposats els exemples considerats: des dels que hidràulicament són descriptibles a partir de la llei de Darcy (d'un flux de Darcy), fins als exemples en què això és absolutament inviable com a conseqüència de la forta heterogeneïtat introduïda per la carstificació[25] i el comportament no lineal que s'observa. D'un pol a l'altre trobem, doncs, aqüífers amb característiques de flux ben diferents. De fet, cada sistema té el seu propi model físic. Els problemes sorgeixen en el moment de descriure'l hidrodinàmicament o, el que és el mateix, quan s'ha d'enfocar la seva modelització. En aquest sentit, les consideracions, supòsits o hipòtesis preliminars (p.e. validesa o no de lleis fenomenològiques clàssiques...) són determinants del model conceptual que resulta. D'aquí doncs les diferents tendències o escoles hidrogeològiques existents. La definició de les diferents aproximacions és una conseqüència de la conceptualització hidrodinàmica adoptada per cadascuna d'elles i, de fet, del plantejament metodològic adoptat. En efecte, no és el mateix investigar i modelitzar un medi suposant coneguda i determinada la seva geometria i, en conseqüència, descriure'l a partir de l'equació de Darcy (aproximació estructural) o, el que és ben diferent, abordar-lo analitzant els efectes del seu comportament –enfocament sistèmic– amb l'objectiu de conèixer la seva geometria, és a dir, la naturalesa del medi hidrogeològic (aproximació funcional).[26]

La recerca des d'altres disciplines hidrològiques il·lustra molt bé que, sigui quin sigui el marcador considerat –temperatura, ions o isòtops o, fins i tot, la microfauna aquàtica–, les respostes i evolucions que s'observen tenen una estreta relació amb les condicions hidrodinàmiques; les característiques del flux influeixen l'evolució dels marcadors considerats. És a dir, qualsevol informació, ja sigui tèrmica, química o hidrobiològica, depèn de les condicions de transport o, el que és el mateix, de les característiques del flux que la transporta. L'interès intrínsec que tenen les diverses aproximacions –hidrogeotèrmia, hidrogeoquímica i hidrobiologia–, independentment del coneixement del funcionament de l'aqüífer, és molt important. No obstant, l'aplicació més immediata d'aquestes aproximacions és aconseguir més informació sobre el flux i l'estructura del medi.

En el comentari i la reflexió que s'ha fet a l'inici d'aquest apartat hi ha, indubtablement, una qüestió fonamental relativa a la mateixa definició de sistema o d'aqüífer càrstic. La consulta de la literatura (Schoeller, 1962; Shuster i White, 1971; Drogue, 1980; Mangin, 1975 a, 1998; Bakalowicz i Mangin, 1980; Quinlan i Ewers, 1985; White, 1988; White i White, 1989; Ford i Williams, 1989) posa en evidència que el concepte és diferent segons els autors que es considerin. Així mateix, els models conceptuals proposats poden ser, tant des del punt de vista del funcionament com de l'estructura de l'aqüífer, completament diferents –com succeeix amb els models de les diferents aproximacions o escoles: anglosaxona, estructural i funcional. A la monografia de Ford i Williams (1989) no es recullen únicament els conceptes bàsics i les aportacions de l'escola anglosaxona, sinó també la metodologia de l'aproximació funcional del Laboratori Subterrani de Moulis.

Els autors de l'escola anglosaxona, en general, es refereixen als aqüífers carbonàtics com a aqüífers càrstics. És a dir, utilitzen indistintament els dos conceptes per a identificar els aqüífers en roques de naturalesa carbonàtica. Els aqüífers més carstificats són els anomenats *conduit flow systems* i els que tenen una carstificació feble o inexistent es coneixen com a *diffuse flow systems*; entre els uns i els altres hi ha tot un espectre d'aqüífers amb diferent grau de desenvolupament de la carstificació (Quinlan i Ewers, 1985; Ford i Williams, 1989; Freixes, 1993).

La concepció "estructural" del carst (Drogue, 1974) no fa intervenir l'evolució i considera que l'estructura del carst està determinada per l'estructura tectònica, quan en realitat s'ha demostrat que l'estructura del medi càrstic és una conseqüència de la hidrodinàmica (Mangin, 1975 a, 1977, 1982 b, 1984 a, 1985, 1994 a, 1998; Freixes, 1993).

El model o l'esquematització de l'aqüífer càrstic més interessant i suggestiu és el de l'aproximació funcional desenvolupat pel Laboratori Subterrani de Moulis (figures 3, 4 i 16), amb aportacions des de la dècada dels 70 fins a l'actualitat. És a dir, quan el procés de la carstificació ha actuat d'una manera significativa, l'esquematització més interessant és la de Mangin (1975 a) i Bakalowicz (1979 a). Aquests autors contribuïren notablement a la definició de l'aqüífer càrstic en el context dels aqüífers carbonàtics (Bakalowicz i Mangin, 1980; Freixes, 1993); així, un sistema càrstic es defineix com la conca i l'aqüífer en el qual la circulació de l'aigua constitueix una unitat de drenatge.

Els resultats de les recerques sobre la hidrodinàmica aportats per Mangin (1975 a), posteriorment confirmats per la geoquímica de les aigües (Bakalowicz, 1979 a), la hidrogeotèrmia (Andrieux, 1978) i la hidrobiologia (Rouch, 1978) establiren un esquema o model conceptual del funcionament i de l'estructura del sistema càrstic en el qual, com abans s'ha comentat, es distingeixen les següents parts: la conca no càrstica, la zona d'infiltració o zona no saturada i la zona saturada (inundada).

La conca no càrstica és la conca impermeable que té l'escorrentiu drenat per l'aqüífer càrstic. Els sistemes amb conca impermeable s'anomenen binaris (no hi ha identificació entre sistema i aqüífer) i els constituïts únicament per carbonats s'anomenen monàdics (hi ha identificació entre el sistema i l'aqüífer).

La zona d'infiltració presenta dos tipus de circulació: una ràpida amb discontinuïtats o cavitats significatives, a vegades veritables drens verticals, i l'altra lenta de tipus percolació i de caràcter difàsic amb discontinuïtats menors. A més, a la part més superficial d'aquesta zona hi ha l'aqüífer epicàrstic, que constitueix un sistema de reserves no menyspreables. Aquest aqüífer realitza la funció de bescanvi a partir dels processos d'evapotranspiració pel fet de constituir el límit o frontera amb el medi extern.

La zona saturada o inundada està constituïda per dos tipus d'estructures: els drens i els sistemes annexos. Els drens estan formats per conductes molt transmissors i poc capacitius i els sistemes annexos, per grans cavitats molt capacitives i poc transmissores, que constitueixen les reserves de la zona saturada i se situen lateralment als drens.

De l'esquema o model conceptual proposat pel Laboratori Subterrani de Moulis i de la modelització dels aqüífers càrstics i carbonàtics en general, se'n realitzà una anàlisi detallada en el treball *El medio cárstico: de la investigación observacional y experimental a la modelización* (Freixes, 1993). En aquest treball s'analitzaren les diferents aproximacions hidrogeològiques –escola anglosaxona i aproximacions "estructural" i "funcional"–, els conceptes de base i els esquemes proposats per les diferents escoles i, amb un cert aprofundiment, el model proposat des de l'aproximació funcional, el seu valor paradigmàtic i la seva generalització.

En l'aqüífer càrstic es poden remarcar dues característiques o aspectes cabdals: des del punt de vista de l'estructura, la seva heterogeneïtat i organització jeràrquica i, des del punt de vista del funcionament, el comportament no lineal.

Les característiques, tant del funcionament com de l'estructura, de la zona d'infiltració o no saturada s'han comentat, en part, en tractar de la hidrodinàmica en l'aproximació

funcional. La zona no saturada presenta una forta heterogeneïtat, però no tan marcada com la que s'observa a la zona saturada. Els diferents tipus d'infiltració es poden associar a diferents estructures o buits. La infiltració ràpida i la infiltració en pèrdues (que és un tipus particular d'infiltració ràpida) són pròpies de buits o discontinuïtats importants, moltes vegades veritables drens de disposició vertical, i la infiltració lenta és característica de fissures i microfissures i, en general, de discontinuïtats menors. Els treballs de referència realitzats al Carst Experimental de Baget i als carsts de l'Arieja són els de Mangin (1975 a), Bakalowicz (1979 a), Fleyfel (1979), Andrieux (1979), Fleyfel i Bakalowicz (1980) i Mangin (1980). A més cal esmentar pel seu notable interès els treballs de Botton (1984) als perímetres experimentals del carst de la Source de Lez (Montpellier) i la síntesi de Bakalowicz (1995) sobre la infiltració i la seva metodologia d'estudi a l'aqüífer càrstic. Així mateix, els treballs desenvolupats al carst en conglomerats carbonàtics de Rellinars (Freixes, 1986) tenen interès per l'anàlisi que fan dels diferents tipus d'infiltració i el seu paper en la circulació hídrica de l'aqüífer i en el desenvolupament de la carstificació a la zona saturada. Aquests treballs no tenen interès únicament en la recerca de la infiltració, sinó també perquè permeten conèixer l'origen i el paper del CO_2 en la gènesi el carst, particularment, el transport del CO_2 a les parts profundes del carst i les condicions hidrodinàmiques que influeixen el desenvolupament de la dissolució a la zona inundada de l'aqüífer. Els treballs referits, així mateix, han aportat interessants models conceptuals de la circulació hídrica a la zona no saturada del carst.

En aquests sentit, cal remarcar l'interessant treball sobre el CO_2 (Bourges et al., 2001) que introdueix una nova interpretació sobre la dinàmica del diòxid de carboni a la zona no saturada del carst.

L'heterogeneïtat es fa palesa de forma molt marcada a la zona saturada, amb estructures de funció i morfologia diferents. Per aquest motiu es realitzaren recerques per a precisar les característiques de l'estructura heterogènia de la zona saturada (Bakalowicz et al., 1994; Rouch et al., 1993) i per a definir i conèixer millor el comportament no lineal de l'aqüífer (Mangin, 1996).

En aquest sentit, en el carst experimental de Baget (França) es desenvoluparen treballs orientats a aprofundir en el coneixement de l'estructura del reservori –bombament al sistema annex de la Peyrère– (Bakalowicz et al., 1994; Rouch et al., 1993). Aquesta experiència d'assaig de bombament de cabal elevat (0.260 m^3/s) aportà els següents resultats fonamentals i aplicats:

- la confirmació de la representació del model conceptual d'organització de la zona saturada amb drens i sistemes annexos independents uns dels altres (tal com proposa l'aproximació funcional) (figura 20).

- la xarxa de discontinuïtats (fractures, fissures...) no té cap paper en l'emmagatzematge de recursos hídrics (ni en la circulació) a la zona inundada; aquest paper és exclusiu dels buits o cavitats càrstiques que constitueixen el sistema annex.

- la quantitat de sistemes annexos és més gran que no pas se suposava, així la zona saturada està molt compartimentada.

- el bescanvi entre els diferents sistemes annexos de la zona inundada solament és possible a través del dren (o drens) (figures 3 i 4) (discontinuïtats hidràuliques a la zona inundada).

- les reserves hídriques poden ser significativament superiors a les calculades per aproximació a partir de la corba d'esgotament (volum dinàmic).

- des del punt de visita de l'explotació i gestió, és molt important la situació del dren (de l'estructura de drenatge) a la zona saturada. És a dir, la profunditat a la qual se situa el dren té un paper important en el funcionament del sistema. Es poden considerar dues situacions paradigmàtiques: la dels carsts jurassians i la dels carsts valclusians, que es corresponen amb els "epiphreatic conduit karst" i amb els "deep phreatic conduit karst" respectivament. En el primer cas el dren se situa prop del nivell piezomètric i en el segon a la part profunda de la zona saturada (figura 21).

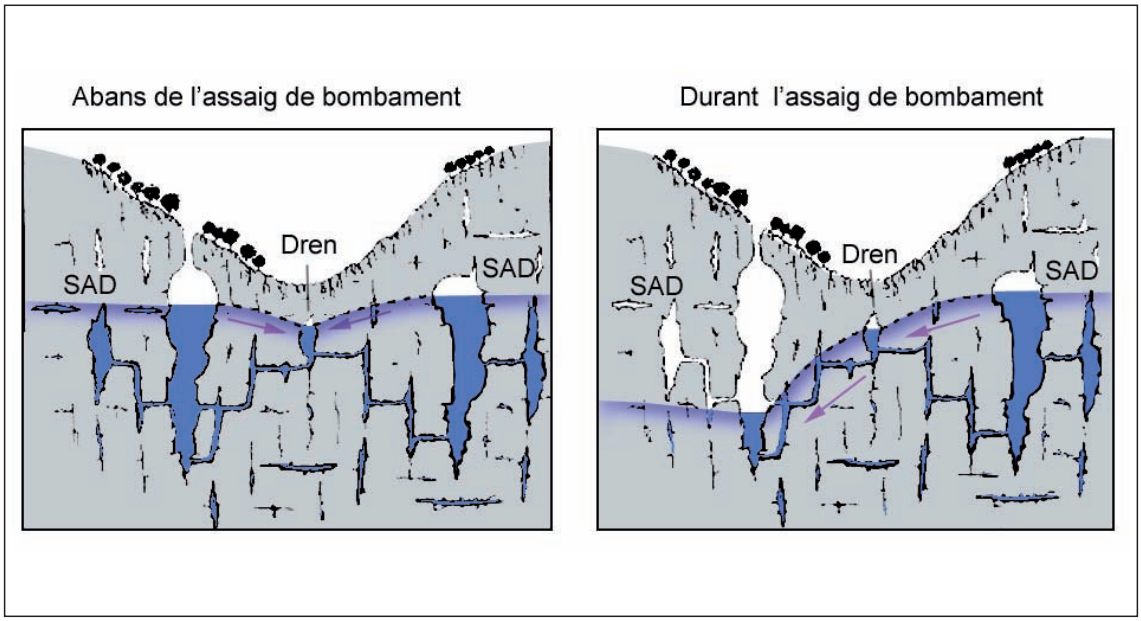


Figura 20: Assaig de bombament de cabal elevat al sistema annex de la Peyrère (Bakalowicz et al.,1994).

Al sistema annex de la Peyrère (Carst Experimental de Baget, França) s'hi realitzà una experiència de traçat en continu que posà en qüestió la reciprocitat del flux en la relació hidrodinàmica dren-sistema annex al drenatge, però de moment no es disposa d'unes conclusions definitives i generalitzables (Monnin et al., 1998).[27]

Així mateix, l'estudi de la resposta impulsional del sistema d'Aliou (Pirineus, França) ha suposat una aportació d'interès en la caracterització de l'aqüífer càrstic i la seva modelització (vegeu notablement Mangin, 1996). En aquest sistema s'observa una resposta impulsional de tipus bimodal (plurimodal) que ha estat interpretada com una conseqüència del comportament no lineal (i en cap cas en relació amb un sistema compost). En efecte, se sap que les no linealitats en el camí (procés) vers a un comportament caòtic fan aparèixer fenòmens de desdoblament que es tradueixen en un resposta oscillant: aquest fenomen es coneix com a intermitència (no s'ha de confondre amb el mecanisme d'intermitència específic dels aqüífers càrstics que té un model hidrodinàmic completament diferent). Aquestes consideracions indiquen la impossibilitat d'utilitzar models lineals en els aqüífers càrstics. L'aproximació que proposa Mangin (1996) és fenomenològica, es basa en l'observació i l'experimentació i aporta les bases necessàries per estudiar i modelitzar aquest medi.

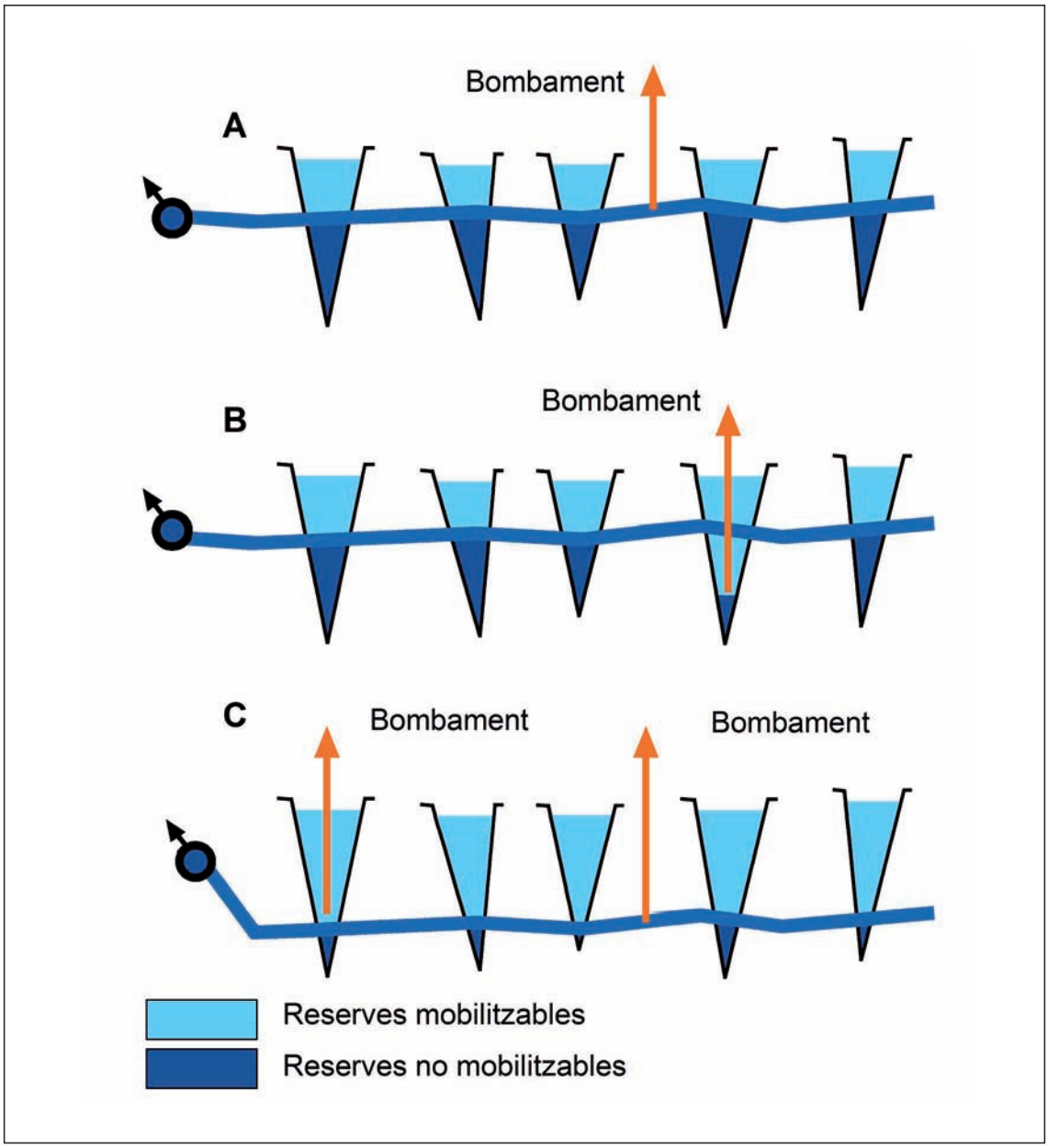


Figura 21: Diferents relacions entre el dren i els sistemes annexos: carst jurassià (A i B), carst valclusià (C) (Marsaud, 1997).

2.3.2 Tendències actuals en la recerca bàsica i aplicada del carst

Amb aquest apartat i el dedicat a la gestió tanca el capítol dedicat a teoria i metodologia. Es tracta de sintetitzar els treballs realitzats fonamentalment en la dècada dels 90 (i finals dels anys 80) del passat segle i sobretot d'insistir en les expectatives que la recerca del carst té en aquest inici del segle XXI. No únicament es comentaran aquells aspectes relatius a la recerca bàsica, sinó també les recerques més aplicades i els diferents desenvolupaments que s'han fet amb l'objectiu de definir una explotació racional dels recursos hídrics i una protecció del carst pensada en funció de les seves característiques. Precisament ha estat en la dècada dels 90 que la recerca ha experimentat un desenvolupament molt important en el terreny aplicat. No obstant, en els diversos estudis hidrogeològics realitzats, a vegades el llindar entre recerca fonamental i recerca aplicada és difícil d'establir.[28]

L'aproximació funcional en l'estudi del carst, com ja s'ha comentat àmpliament, estableix el seu suport epistemològic fonamental en l'enfocament sistèmic. Aquesta base metodològica ha estat un referent constant de les recerques realitzades per part de l'equip del Laboratori Subterrani de Moulis (França). En aquest sentit, les diferents metodologies utilitzades en la caracterització hidrodinàmica de l'aqüífer càrstic són pròpies de l'enfocament sistèmic: anàlisi dels cabals classificats, anàlisi de les recessions, anàlisi de correlació i espectral, i, més recentment, l'anàlisi d'onetes i el multifractal. La utilització de marcadors com temperatura, ions majoritaris, isòtops, elements traça i fauna aquàtica també s'enquadra en la perspectiva sistèmica. Les possibilitats de tractament de les sèries temporals d'aquests marcadors encara està poc desenvolupada, però resta completament oberta i plena de possibilitats (Freixes et al. 1998 a).

Així mateix, les recerques realitzades en col·laboració amb aquest centre de recerca (LSM) han tingut i tenen com a referència epistemològica bàsica l'enfocament sistèmic. Les nombroses recerques hidrogeològiques a França, Europa i països de la ribera mediterrània africana i asiàtica han permès confirmar l'interès de la metodologia i el model conceptual abans analitzat (Puyoô, 1985; Mangin i Pulido-Bosch, 1983; Vieville, 1983; Muet, 1985; Antigüedad, 1986; Freixes, 1986; Obarti, 1987; Marchet, 1991; Morales, 1991; Andreo, 1997; Monterde, 1998 a, b; Ramoneda et al., 1999; Freixes et al., 1998, a, b, d, 1999 b, 2000; també hi ha estudis sedimentològics del paleocarst que han confirmat el model proposat (Sorriaux, 1982).

A més, des del Laboratori Subterrani de Moulis s'incorpora el punt de vista de la Termodinàmica dels Processos Irreversibles (TPI) (Prigogine, 1974; Mangin, 1978 c, 1982 b, 1994 a, 1998; Freixes, 1993, 1995), que contribueix ha reflexionar sobre el sistema càrstic a partir dels conceptes d'estructura, funcionament i evolució i, sobretot, sobre l'energia dels processos implicats en la carstificació i el concepte de potencial de carstificació (Freixes, 1995; Freixes et al., 1998 b). El contingut teòric de la TPI és un suport bàsic de l'aproximació hidrogeològica funcional en la recerca del carst (Freixes, 1993, 1995). Els conceptes de l'enfocament sistèmic (Walliser, 1977) i els de la termodinàmica dels processos irreversibles conflueixen en l'anàlisi de l'evolució del carst, és a dir, en el procés que experimenta el sistema hidrogeològic o aqüífer (sistema obert) quan evoluciona cap a un paleosistema o paleocarst (sistema tancat) (Mangin, 1978 c, 1982 b; Sorriaux, 1982; Freixes 1993, 1995).

A finals dels 80 s'introdueixen conceptes i aproximacions amb l'objectiu de cercar noves possibilitats de definir i conèixer el medi càrstic, tot contemplant la complexitat que caracteritza la seva dinàmica i estructura. Aquest plantejament clarament transdisciplinari suposa la consideració de la geometria fractal, i els conceptes de caos i d'atractor propis de la teoria de sistemes dinàmics, entre altres (Mangin, 1982 b, 1986 b, 1996, 1998; Labat et al., 1999 a, b, c, 2001, 2002; Solé i Manrubia, 1996).

Mangin (1986 a, b) reconeix l'autosimilaritat de l'estructura heterogènia i organitzada del medi càrstic i, com a conseqüència, defineix el carst i l'aqüífer càrstic com una estructura fractal (Mandelbrot, 1983). Així mateix, indica clarament que la simulació del comportament fractal del flux s'ha de basar en els aspectes o factors següents: les propietats del flux, l'anisotropia del medi i l'existència d'un component aleatori. Aquests darrers temps s'ha avançat, però molt lentament, en la modelització fractal del carst: és evident que no és simple concretar una aproximació per aconseguir un model fractal en tres dimensions com exigeix l'aqüífer càrstic (Freixes, 1993). No obstant, es realitzaren algunes interessants aproximacions fractals en la caracterització de l'aqüífer càrstic (Paredes et al., 1995, 1996). Com veurem a continuació aquest aspecte ha tingut un desenvolupament notable els darrers anys.

En el treball anteriorment referit de Mangin (1996), en el qual s'analitzen les no linealitats del sistema d'Aliou a partir de l'estudi de la resposta impulsional, s'assenyala que els sistemes complexos, marcadament no lineals en el seu comportament, necessiten una aproximació experimental. La informació sobre la dinàmica s'adquireix per mostreig d'alguns observables físics; aquest enfocament, habitual en termodinàmica, és de tipus fenomenològic. Els observables físics corresponen a magnituds que en la seva evolució en el temps aporten informació del comportament dinàmic del sistema. Les més interessants són les que informen directament de la hidrodinàmica: cabals i piezometria. A aquestes cal afegir els paràmetres propis (ions, isòtops, temperatura, microcrustacis aquàtics…) de la geoquímica de l'aigua, la hidrogeotèrmia i la hidrobiologia.

Les tècniques o mètodes clàssics per a tractar les sèries de dades temporals són: l'anàlisi dels cabals classificats, l'anàlisi de les recessions i l'anàlisi de correlació i espectral. Els mètodes proposats posteriorment tenen com a objectiu precisar les particularitats del funcionament dels aqüífers càrstics per a modelitzar-los. Els paràmetres investigats són: la dimensió de l'espai de fases que indica el nombre de variables de les equacions diferencials, la K-Entropia que dóna el pes de cadascuna de les variables i l'exponent de Lyapounov que introdueix el grau de predictibilitat que pot assolir el model (vegeu notablement Mangin, 1996). Aquests nous mètodes fan referència a l'anàlisi d'onetes (*ondelettes* o *wavelets*) i a l'anàlisi d'onetes multiresolució (Burke, 1995; Labat et al., 1999 b, c, 2000, 2001, 2002) i l'anàlisi d'atractors (Crutchfield et al., 1990; Gouyet, 1992; Bergé i Dubois, 1992; Solè i Manrubia, 1996) i també d'una manera molt important a l'anàlisi multifractal (Labat et al., 2002, 2011, 2012).

És en aquesta perspectiva que l'aproximació funcional ha situat les recerques orientades a la modelització de l'aqüífer càrstic.

En efecte, en la transició dels segles XX i XXI la col·laboració entre Labat (*Institut de Mécanique de Fluides de Toulouse*, actualment al *Géosciences Environment Toulouse-Universite de Toulouse)* i Mangin (*Laboratoire Souterrain de Moulis-CNRS*, actualment *Station d'Ecologie Experimental Moulis-CNRS*) i altres autors ha contribuït notablement al coneixement del medi hidrogeològic càrstic a partir d'una gran diversitat d'aproximacions.

Labat et al. (1999 a) insisteixen en l'anàlisi del comportament lineal o no lineal de l'aqüífer càrstic posant a punt diferents models i mètodes: model de Volterra (*Volterra expansions*), identificació dels nuclis (*kernel*)... que s'apliquen als sistemes càrstics de Baget i Aliou (Pirineus, França) que disposen de llargues series de dades hidrològiques de precipitació i cabal.

De les diferents aproximacions: l'anàlisi d'onetes i l'anàlisi multiresolució constitueixen una aportació de gran interès, contingut i plena de possibilitats. Els resultats de la seva aplicació als exemples dels carsts de l'Arieja i del Licq-Atherey (França) ho indiquen clarament (Labat et al., 1999 b, c, 2000, 2001, 2002).

Les anàlisis d'onetes univariant i creuada permeten abordar els aspectes i consideracions següents:

- anàlisi més fina dels senyals recollits en diferents passos de temps.
- aïllament de processos temporals intermitents o de bombaments.
- caracterització de sistemes càrstics en funció del grau de desenvolupament.
- estudi de l'estructura temporal de crescudes.

- els espectres d'onetes són un indicador robust del grau de carstificació i de les reserves.
- apreciar de forma més precisa el comportament del sistema.
- anàlisi precisa de la variabilitat temporal de la resposta.
- tècniques d'identificació de la relació pluja-cabal i de reconstrucció o de simulació de cabals a partir de pluges.

Més enllà de les anàlisis d'onetes i multiresolució, cal remarcar els treballs realitzats als sistemes càrstics de Baget i Aliou (França) aplicant l'anàlisi multifractal (Labat et al., 2002) i, més recentment, utilitzant l'anàlisi sense tendència de les fluctuacions d'una sèrie temporal (*DFA, Detrended Fluctuations Analysis)* i també el multifractal DFA i l'anàlisi d'escala (*Scaling Analysis*) (Labat et al., 2011) amb interessants resultats:

- estudi de la variabilitat de la descàrrega d'aqüífers càrstics.
- anàlisi del comportament d'escala de respostes hidrològiques càrstiques.
- existència d'una llei d'escala en la distribució espectral de la variància dels senyals hidrològics (pluja, cabal...).
- evidència d'escales característiques corresponents a diferents respostes físiques del sistema en funció de la seva complexitat.
- detecció del comportament d'escala en la fluctuació del cabal d'una surgència càrstica en diferents intervals de temps.
- determinació segons els intervals considerats: a) de la resposta ràpida de l'aqüífer que pot correspondre a la resposta principal del drenatge del sistema, b) de la resposta global a la precipitació incloent l'estructura temporal de la punta de crescuda (cabal màxim) i c) de la resposta anual a la precipitació que inclou la regulació de la descàrrega dels sistemes annexos de la zona saturada o inundada.

I, novament l'anàlisi multifractal, l'anàlisi d'escala i l'anàlisi de series temporals (anàlisi espectral) aplicat als aqüífers càrstics de Baget i Aliou (Pirineus, França), que presenten un grau d'evolució ben contrastat i un diferent desenvolupament de l'estructura de drenatge (Labat et al., 2012) amb els resultats següents:

- l'elevada complexitat dels sistemes càrstics es caracteritza per un comportament d'escala múltiple d'acord amb les diferents estructures del flux subterrani (fissures, drenatge, sistemes annexos...).
- la principal qüestió en les dades de cabal de les surgències càrstiques és la presència i identificació d'escales de temps característiques en les sèries de temps de la descàrrega.
- a partir d'una classe universal de models multifractals es defineixen diferents escales que corresponen a diferents respostes de l'estructura de drenatge del sistema.
- aquestes aproximacions permeten optimitzar els models de simulació pluja-cabal del sistema càrstic.

Així mateix, l'anàlisi multifractal ha estat utilitzat en l'estudi d'aqüífers càrstics a les Dolomites de Brenta (Itàlia) (Majone et al., 2004) i a la surgència càrstica litoral d'Almiros a Creta (Maramathas et al., 2006), entre altres.

Des de l'àmbit anglosaxó s'han realitzat diverses i interessants aportacions, però potser la monografia *Speleogenesis (Evolution of karsts aquifers)* (Klimchouck et al., ed., 2000) és la que resumeix més bé l'orientació dels darrers treballs de finals del segle XX. Aquesta contribució recull aportacions des de disciplines diverses i amb aportacions d'interès en la modelització del medi càrstic (Dreybrodt, 2000; Sauter i Liedl, 2000). Una característica comuna de la pràctica totalitat dels treballs és que tenen com a referència el fenomen espeleològic; segurament algunes d'aquestes contribucions tindrien una altra significació si l'enfocament contemplés el sistema càrstic, és a dir, el carst en la seva globalitat.[29] Aquests darrers anys, en estreta relació amb les recerques sobre l'espeleogènesi, s'han desenvolupat treballs que presenten un interès notable (Szymczak i Ladd, 2010, 2012) en l'anàlisi dels processos de dissolució i la seva modelització en condicions de flux i del medi diferents. També s'ha de citar els treballs de Covington i col·laboradors (*Karst Research Intitute, Slovenia* i *Department Geociencies, University of Arkansas, USA* (Covington, en publicació; Covington et al. 2011, 2012; Perne et al., 2014) també orientats a l'anàlisi dels processos de dissolució i transport en el carst, però que tenen l'interès d'observar una perspectiva sistèmica i hidrològica.

Així mateix, en el marc dels estudis relatius a l'exploració i explotació de petroli i de la recerca en mecànica de fluids s'estan realitzant aportacions molt interessants sobre els processos de dissolució i les morfologies i estructures que en resulten: els *wormholes*, que presenten una geometria de tipus fractal. En aquest sentit hi ha tot un interessant conjunt de treballs que abasten l'estudi dels processos de dissolució i la seva modelització (flux i transport), així com la modelització fractal dels *wormholes.* Mereixen especial consideració els realitzats per Golfier et al. (2000), Golfier (2001) i Cohen et al. (2007), entre altres.

En aquesta mateixa línia cal referir el treball sobre models de xarxa en processos de dissolució (Budek i Szymczak, 2012) i utilitzant models de simulació numèrica (Yu i Ladd, 2010).

Per tot el que s'ha explicat es constata fàcilment que els carsts constitueixen els sistemes hidrogeològics més complexos. El procés que condueix a la seva gènesi comporta, de fet, l'anàlisi d'un complex acoblament de processos físics i geoquímics. És a dir, cal considerar la hidrodinàmica en la caracterització del flux i la dissolució com a fenomen hidrogeoquímic cabdal, responsable així mateix de la gènesi de l'estructura de buits càrstics que configura el carst. La carstificació és un fenomen fonamentalment químic (Bakalowicz, 1978, 1979 a, 1982). La hidrogeoquímica o geoquímica de l'aqüífer càrstic és principalment la de l'equilibri calcocarbònic, en el qual el CO_2 realitza un important paper com a motor de la dissolució. Si aquest complex acoblament de processos s'emmarca en les característiques físiques i hidrològiques descrites del sistema o aqüífer càrstic (forta heterogeneïtat i estructura fractal, no linealitat...), són relativament fàcils d'imaginar les dificultats de modelitzar els processos que condueixen a la seva gènesi. En el carst, a part del flux i el transport, hi ha la interacció entre l'aigua i la roca calcària que explicita la dissolució (Bakalowicz, 1979 a; Steefel i Lasaga, 1990; Lasaga, 1997).[30]

Des d'una perspectiva general cal citar el treball: *Advances in Research in Karst Media* (Andreo et al., ed., 2009) i sobre la dinàmica del carboni: *Carbon and Boundaries in Karst* (Fong et al., ed., 2013).

A l'estat espanyol per la seva llarga trajectòria mereixen ser citats dos equips de treball –Andalusia i País Basc– que des de línies diferents han realitzat un aportació notable en el terreny de la hidrodinàmica i modelització del carst i dels aqüífers carbonàtics en general.

En primer lloc cal referir els treballs de Pulido-Bosch i col·laboradors, en una primera etapa a la Universitat de Granada i aquests darrers anys i actualment a la d'Almeria. Nombrosos treballs d'aquest equip es desenvolupen amb la influència de l'aproximació funcional (LSM) i no únicament des la hidrodinàmica, sinó també, de forma notable, des de la hidrogeoquímica (López Chicano, 1992). Alguns treballs tenen un valor paradigmàtic (Mangin i Pulido-Bosch, 1983), doncs permeten constatar diferències importants entre els models conceptuals dels sistemes hidrogeològics dels Pirineus (Aliou, Baget, Fontestorbes) i els mediterranis d'Andalusia i el País Valencià (Simat de Valldigna, Torcal d'Antequera). A partir d'aquest moment desenvolupen unes aproximacions interessants aplicant la deconvolució i mètodes numèrics a una gran diversitat d'exemples d'Andalusia i el País Valencià. Abans, quan s'ha tractat de la hidrodinàmica en l'aproximació funcional i de l'aplicació de l'anàlisi de series temporals, ja s'han referit de forma exhaustiva els treballs més significatius.

Aquesta línia de recerca desemboca en la interessant tesi de Padilla (1990) que tracta de la modelització d'aqüífers càrstics des de diferents aproximacions: anàlisi de corbes de recessió (Mangin, Coutagne…), deconvolució, anàlisi de series temporals o estocàstica i elements finits.

Padilla (1990) proposa una classificació o sistematització dels aqüífers carbonàtics que distingeix entre:

- aqüífer càrstic jerarquitzat,
- aqüífer d'estructura mixta (entre jeràrquica i fissurada) i
- aqüífer d'estructura fissural

Posteriorment, el treball de Padilla et al. (1994) suposa una interessant aportació a l'anàlisi de les corbes de recessió amb l'objectiu d'analitzar el comportament de les zones no saturada i saturada d'aqüífers de naturalesa ben diferent (Aliou, Baget, Torcal i Simat): es comparen els resultats d'aplicar les equacions de Mangin (1975 a) i Coutagne (1968 in Padilla, 1990) i es proposa una nova equació.

Aquests treballs, encara que d'una forma poc explícita, volen ser crítics amb l'aproximació funcional i amb les mateixes possibilitats de l'anàlisi de sistemes aplicat a l'estudi del carst.

En segon lloc, cal esmentar els treballs d'Iñaki Antigüedad i col·laboradors de la Universitat del País Basc. Les seves recerques, que segueixen la metodologia proposada pel LSM, han aportat interessants treballs realitzats des d'una òptica interdisciplinària (hidrodinàmica, hidrogeotèrmia i hidrogeoquímica) (Antigüedad 1986, Morales, 1991). Des d'una línia de coneixement hidrodinàmic i amb l'objectiu de concretar possibles iniciatives de protecció del carst han desenvolupat amb aprofundiment les experiències amb traçadors per així precisar l'estructura del carst, particularment la seva estructura de drenatge (Antigüedad et al., 2000).

2.3.3 Gestió de l'aqüífer càrstic

Per acabar és interessant assenyalar el significatiu desenvolupament aplicat que el coneixement de l'aqüífer càrstic i, en particular, el model conceptual de l'aproximació funcional han tingut en aquests darrers temps.

El gran repte consisteix en aconseguir una gestió racional i sostenible de l'aqüífer càrstic.

Aquests darrers anys s'ha treballat en dues orientacions aplicades cabdals i complementàries: l'explotació del reservori càrstic i la protecció de l'aqüífer i del medi càrstic en general. Aquestes dues aproximacions són indispensables per a definir una gestió racional i sostenible de l'aqüífer càrstic.

Els desenvolupaments aplicats en el medi hidrogeològic càrstic han d'observar l'originalitat i les característiques complexes que li són pròpies: heterogeneïtat i organització. El carst és una complexa estructura fractal tridimensional.

La gestió de l'aqüífer càrstic exigeix un coneixement hidrogeològic bàsic i indispensable. Aquest coneixement el pot aportar el monitoratge de la descàrrega i el seguiment experimental de les seves característiques fisicoquímiques com a mínim d'un cicle hidrològic. Així, es disposa d'una caracterització del funcionament i de l'estructura del sistema que permet orientar la futura explotació i introduir, amb criteri hidrològic, les iniciatives de protecció més adients.

Els recursos hídrics i els reservoris de l'aqüífer càrstic tenen un paper molt important, sobretot en el subministrament d'aigua potable. Així mateix el patrimoni hídric càrstic té o pot tenir un paper estratègic en els països mediterranis per les seves característiques climàtiques i hidrològiques. Diferents aportacions indiquen l'interès de l'explotació de l'aqüífer càrstic i la importància del coneixement d'aquest medi hidrogeològic en l'enfocament de la gestió dels seus recursos hídrics (Bayó, 1982; Collin i Mangin, 1985; Astruc et al., 1988; Mangin, 1994 b ; MIPT, 1996; Crochet i Marsaud, 1996; Freixes et al., 1998 d; Bakalowicz, 2000; Plagnes i Bakalowicz, 2002; Bakalowicz, 2005).

Els treballs de Marsaud (1996, 1997) han suposat la introducció d'un desenvolupament que parteix de l'aproximació funcional i utilitza explícitament l'enfocament sistèmic en la proposta que es fa dels assaigs de bombament en l'aqüífer càrstic. Els aspectes més interessants d'aquesta aportació es poden resumir en els següents:

- l'equació de Theis només és aplicable al medi porós.

- en el medi fissurat cal utilitzar les aproximacions de Guingarten, Warren i Root. Aquestes seran aplicables al medi càrstic només en el cas d'aqüífers poc evolucionats (feble carstificació) o en el d'aqüífers evolucionats però no funcionals.

- en l'aqüífer càrstic hi ha una dissociació de les funcions transmissores (Eix de Drenatge o DREN) i capacitives (Sistema Annex al Drenatge, SAD). Els paràmetres hidrodinàmics i lleis clàssiques no es poden utilitzar i els models d'interpretació dels assaigs de bombament, tampoc.

- en l'explotació de l'aqüífer càrstic és determinant la situació del punt de bombament en el sistema. També és molt important la situació de l'eix de drenatge en relació a les reserves. L'ordenació de l'explotació i el tipus d'explotació s'ha d'adaptar a les característiques de cada aqüífer.

- es proposa l'aproximació "sistema" (o sistèmica) en el cas dels aqüífers càrstics: a) formalisme sistèmic de bombament en el DREN i, b) formalisme sistèmic de bombament en un SAD.

- els paràmetres i aspectes de l'aproximació sistèmica són: tipus de circulació en el dren, qualitat global de la relació dren-SAD, capacitat del sistema d'alliberar reserves i importància de les reserves mobilitzades.

- la perennitat de l'explotació depèn de l'extensió del carst inundat i de la situació del dren en relació a les reserves (sistema jurassià o bé valclusià).

- en definitiva, l'explotació de l'aqüífer càrstic exigeix una aproximació específica: obligatòriament sistèmica.

L'altre aspecte fonamental de la gestió dels recursos hídrics és la protecció de l'aqüífer càrstic.[31]

No totes les regions càrstiques del planeta conserven l'originalitat i les característiques de la regió de Kras a Eslovènia, que defineixen un medi natural relativament poc transformat, amb activitats principalment agrícoles que li confereixen un caràcter més aviat rural. Aquest espai càrstic rural ha estat objecte de la interessant monografia *Kras: Slovene Classical Karst* (Kranjc ed., 1997). No obstant, fins i tot, aquesta regió té problemes ambientals com a conseqüència de la contaminació, sobretot, d'origen agrícola que afecta les aigües subterrànies càrstiques.

En efecte, les regions calcàries han experimentat importants canvis arreu del planeta, això és encara més evident als països de l'hemisferi nord i, en general, als països del món occidental industrialitzat (Europa, Estats Units, Canadà…). L'ocupació del territori ha estat molt important: el creixement de ciutats en els relleus calcaris o bé en els seus límits, les urbanitzacions allunyades dels nuclis urbans (moltes vegades sense infraestructura de sanejament o, senzillament, sense garanties d'un bon funcionament d'aquesta), la ubicació d'infraestructures, equipaments i activitats que poden influir en la qualitat dels recursos hídrics en la zona de descàrrega, o bé, a les mateixes fonts dels carsts, l'explotació de pedreres, la xarxa viària i particularment el creixement i la diversificació industrial i, també, les activitats agrícoles i ramaderes (adobs orgànics i inorgànics, pesticides…). Aquest conjunt d'infraestructures i d'activitats constitueixen fonts potencials de risc.[32]

En conseqüència, l'ordenació del país calcari ha d'observar les particularitats i originalitats del medi i també els seus valors patrimonials. Més concretament, la planificació física del territori calcari ha de considerar com un aspecte essencial la protecció dels recursos hídrics. La protecció dels recursos d'aigua ha de ser un dels objectius de sostenibilitat cabdals.[33]

La protecció de l'aqüífer càrstic ha d'observar tots els aspectes, és a dir, tots els elements que formen part del sistema, amb particular insistència en les característiques del seu funcionament i estructura[34]. Així mateix, s'ha de considerar l'esquema del sistema (binari o monàdic), les particularitats de la conca i de l'epicarst i l'existència, més o menys important, de formes pretèrites i els seus dipòsits a la conca càrstica (paleocarst).

La protecció dels recursos hídrics en medi càrstic pot tenir diverses iniciatives i expressions: legislació, ordenació de territori, normes d'explotació, perímetres de protecció i cartografies hidrogeològiques temàtiques (hidrogeològica clàssica, vulnerabilitat, risc…). Les normes d'explotació que es poden definir per a regular l'explotació poden, així mateix, tenir un paper positiu en la protecció de la qualitat dels recursos hídrics; és prou conegut que la sobreexplotació comporta moltes vegades un increment de la mineralització o de determinats ions que poden influir negativament en la qualitat de

l'aigua (Mangin, 1994 b; Freixes et al., 1998 c, d; Bakalowicz i Plagnes, 1998; Bakalowicz, 2000; Plagnes i Bakalowicz, 2002).

La cartografia hidrogeològica constitueix una aproximació primera i bàsica en la protecció de l'aqüífer càrstic (i en la gestió de l'aqüífer). La cartografia, si és possible, ha de basar-se en un coneixement hidrogeològic, aprofundit i rigorós. El coneixement espacial que representa constitueix una eina de gran interès en totes les iniciatives de gestió del sistema (definició de l'explotació, ubicació i característiques dels dispositius i infraestructures d'explotació, gestió de problemes de qualitat i contaminació…).[35]

La cartografia de l'aqüífer calcari o carbonàtic de naturalesa fissural o de feble carstificació –i d'estructura homogènia– pot reflectir les propietats o característiques del medi a partir del mapa piezomètric (i d'altres característiques: transmissibilitat …). És a dir, la cartografia hidrogeològica pot expressar de forma aproximada el model conceptual de l'aqüífer o del sistema. Però, quan, com a conseqüència de l'evolució dels processos de carstificació en l'espai i en el temps, l'estructura de buits càrstics adquireix un desenvolupament més i més important i l'heterogeneïtat, tant del funcionament com de l'estructura, és més marcada, el sistema esdevé més i més complex i, òbviament, la realització d'una cartografia que reflecteixi la complexitat del medi és molt més difícil. Es pot concloure que la realització de la cartografia hidrogeològica de l'aqüífer càrstic observa les mateixes dificultats que la seva modelització.

Una de les aproximacions orientades a la protecció de les aigües subterrànies consisteix en l'anàlisi de la vulnerabilitat dels aqüífers. Les diferents metodologies que s'han posat a punt desemboquen en cartografies de vulnerabilitat que tenen moltes possibilitats a partir de la utilització de bases cartogràfiques digitals i de sistemes d'informació geogràfica. D'aquestes metodologies és remarcable la desenvolupada per l'Agència de Protecció Ambiental d'Estats Units: *DRASTIC: Standardized System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings* (EPA, 1987; Montaner et al., 1999).

A Europa, així mateix, s'han posat a punt diferents metodologies, algunes, com passa amb el DRASTIC, aplicables a diferents tipus de medis hidrogeològics, però amb massa limitacions si es volen utilitzar a l'aqüífer càrstic.

La iniciativa *COST Action 65* (European Comission, 1995) *Karst groundwater protection* permeté conèixer les iniciatives dels diferents països (França, Suïssa, Croàcia, Itàlia, Anglaterra, Irlanda, Turquia…) en matèria de protecció dels aqüífers en roques calcàries.

Algunes de les metodologies de cartografia de vulnerabilitat han intentat aproximar-se a la realitat del medi càrstic. En aquest sentit, a Suïssa s'ha posat a punt una metodologia de cartografia (mètode EPIK) que defineix la vulnerabilitat del carst de muntanya i d'alta muntanya (Doerfliger, 1996; Zwahlen i Doerfliger, 1996). Aquesta metodologia és la que s'ha aplicat a les conques experimentals càrstiques de la Val d'Aran (Monterde, 1998 a, b). Aquesta metodologia també s'ha utilitzat en la realització de la cartografia de vulnerabilitat i en la definició del perímetre de protecció del carst del Forat del Vent (Tavertet, Osona) (Monterde, 1999).

La *COST Action 620*: *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers* ha tingut com a objectiu cabdal l'elaboració d'una metodologia de cartografia de risc de l'aqüífer càrstic (Zwahlen et al., 2003) i ha suposat, així mateix, una important aportació en l'anàlisi de la vulnerabilitat intrínseca i de la vulnerabilitat específica.

Altres treballs, desenvolupats en el marc del Programa de Medi Ambient de les Nacions Unides, constitueixen una interessant síntesi de les fonts i situacions que originen la contaminació dels aqüífers i de les possibilitats d'una gestió sostenible dels recursos d'aigua subterrània (Morris et al., 2003).

Més recentment hi ha dues aportacions d'interès metodològic en el coneixement del carst: una és el volum editat per Goldscheider i Drew, ed. (2007): *Methods in Karst Hydrogeology,* que se centra sobretot en les aproximacions hidrològiques, però que recull també l'interès de la geologia, la geomorfologia, l'espeleologia i la geofísica; l'altra és deu a Dörfliguer (2010): *Guide méthodologique. Les outils de l'hydrogéologie karstique,* aquest treball a part de sintetitzar les diferents aproximacions hidrològiques i la geofísica, també es refereix a l'avaluació dels recursos hídrics del carst.

SISTEMES CÀRSTICS DELS PIRINEUS DE CATALUNYA

3 SISTEMES CÀRSTICS DELS PIRINEUS DE CATALUNYA

3.1 Introducció

Les unitats carbonàtiques presenten extensions importants en qualsevol de les grans unitats estructurals de Catalunya, és a dir, a les Serralades Costaneres Catalanes, a la Conca o Depressió de l'Ebre i als Pirineus. En totes les unitats s'hi observa un significatiu desenvolupament de la carstificació actual i pretèrita (Servei Geològic de Catalunya, 1992).

A continuació es presenten els treballs realitzats en diferents sistemes hidrogeològics o carsts actuals dels Pirineus (figura 22). Aquests treballs han tingut com a primera referència la recerca hidrogeològica desenvolupada a principis dels 80 als conglomerats calcaris de Sant Llorenç del Munt i la serra de l'Obac: Carst Experimental de Rellinars (Freixes, 1986).

La situació geològica dels sistemes estudiats als Pirineus en el tall ECORS (figura 23) és la següent: els sistemes dels Uelhs deth Joeu i Lastoar a la unitat d'Orri, els sistemes de la Font d'Aigüèira i de les Fonts de Tèrme i Pila a la unitat Pallaresa (Nogueres), el sistema de les Fonts del Bastareny al mantell del Cadí (flanc N del sinclinal de Ripoll) i els sistemes de les Fonts del Llobregat i la Fou de Bor i la circulació hídrica subterrània al Penyes Altes de Moixeró a la part interna del mantell del Cadí. Més concretament, s'ha de remarcar que la Fou de Bor i la circulació hídrica subterrània de les Penyes Altes de Moixeró es desenvolupen en un context afectat per l'estructura postalpina relacionada amb la fosa neògena de la Cerdanya (Muñoz, 1992; Berástegui et al., 1993, Roca, 1986).

El sistemes aranesos queden ben situats en les seves respectives unitats estructurals alpines al tall ECORS, però els sistemes de l'alt Llobregat i l'alt Segre estan situats pròpiament a la transversal de la vall del Llobregat (figura 24) (Vergés, 1993).

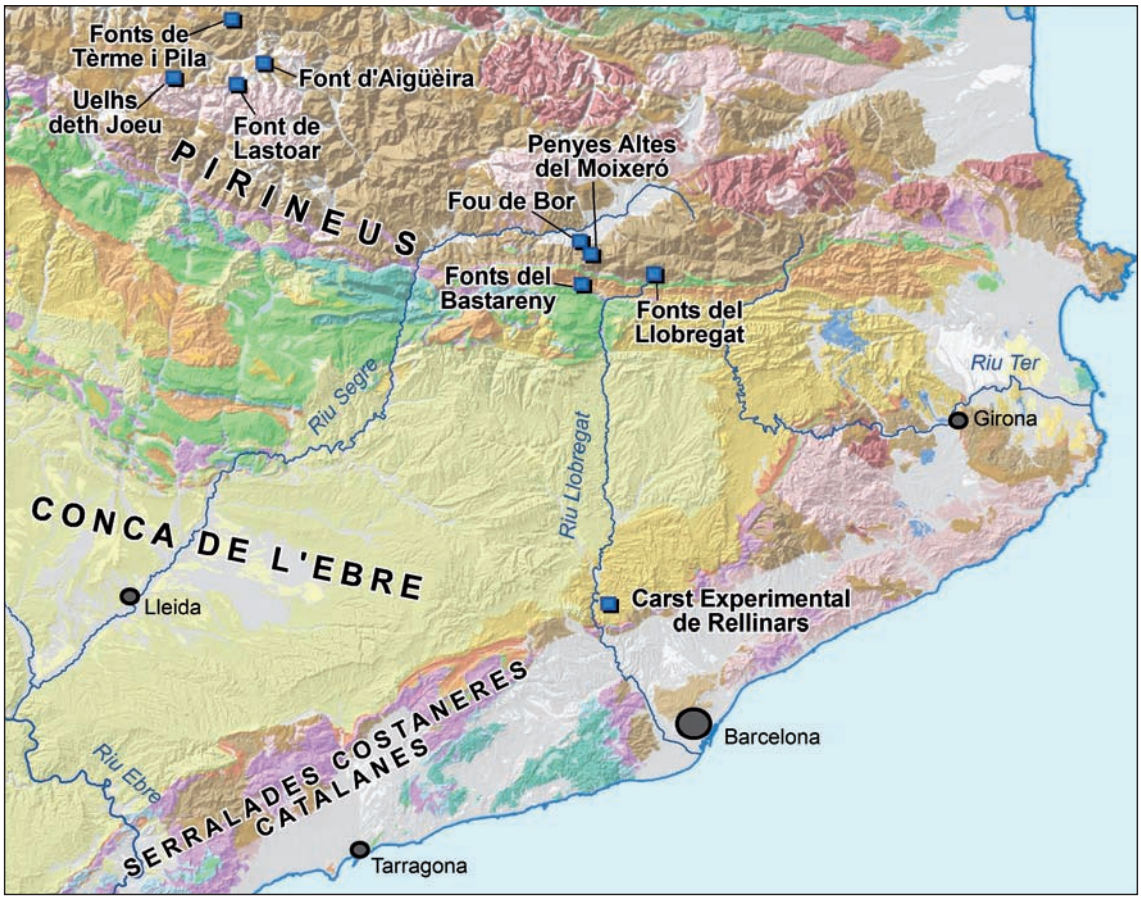


Figura 22: Situació geològica dels sistemes hidrogeològics experimentals estudiats.

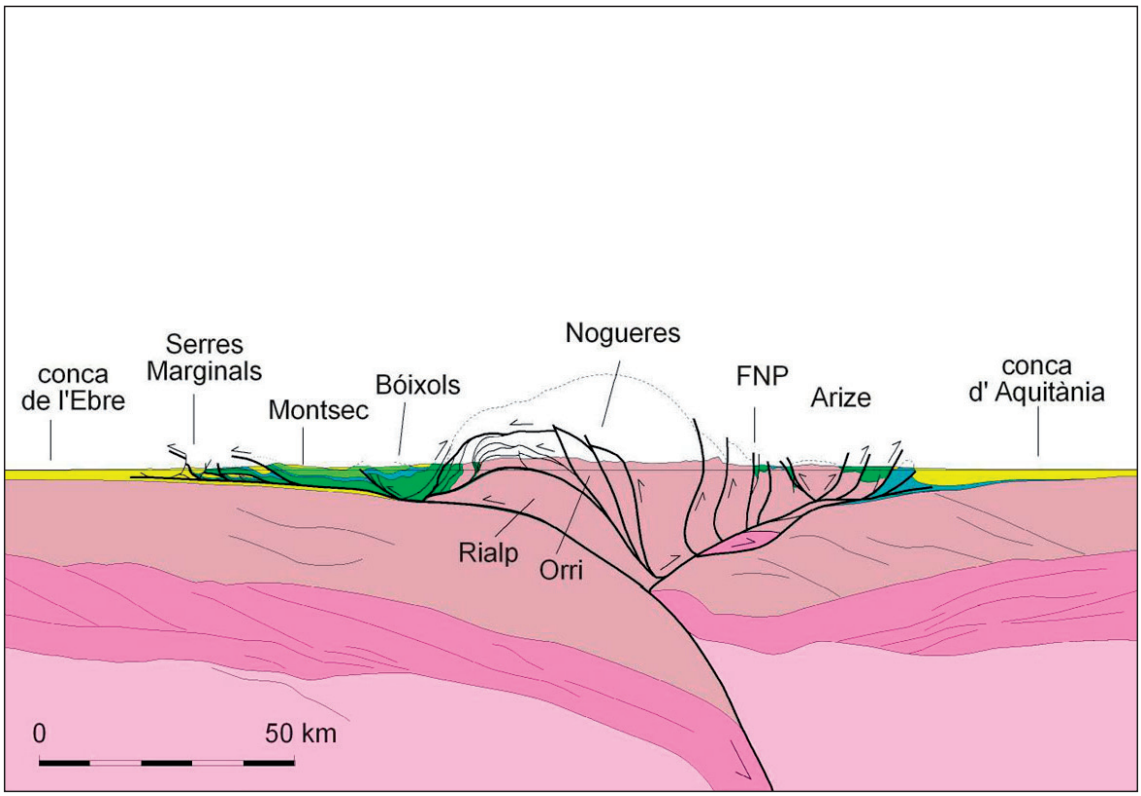


Figura 23: Unitats estructurals alpines en el tall ECORS (Berástegui et al., 1993; Muñoz, 1992).

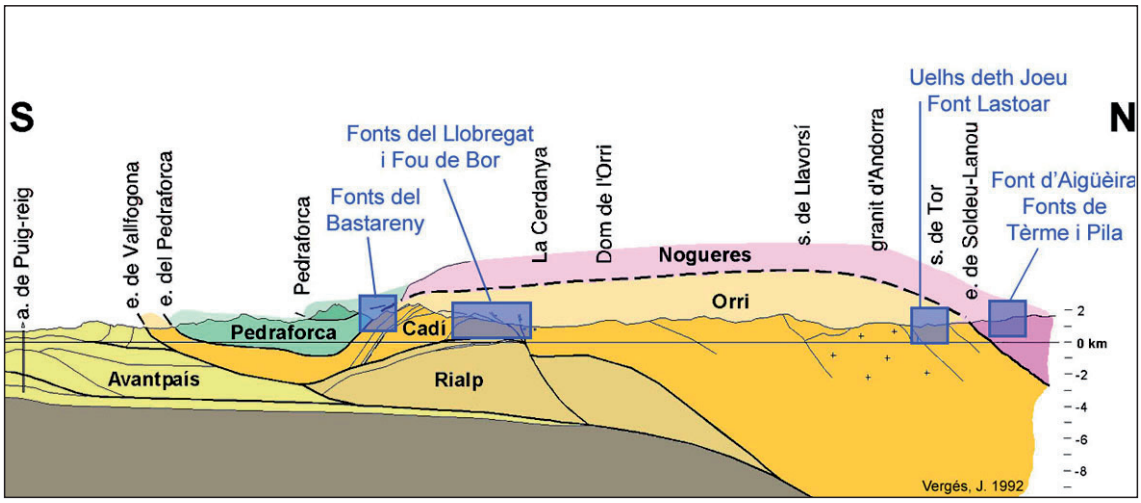


Figura 24: Situació dels sistemes experimentals en les unitats alpines dels Pirineus (modificat de Vergés, 1993).

Dels sistemes o unitats experimentals investigats s'han considerat de referència: Uelhs deth Joeu i Fonts del Bastareny, situats a l'Aran i a l'alt Llobregat, respectivament. En aquests sistemes el monitoratge, que ha estat particularment exhaustiu en el sistema del Bastareny, ha fet possible el desenvolupament de recerques aprofundides i posar a punt metodologies i aproximacions des de diferents disciplines. El sistema de la Font d'Aigüèira, també a la Val d'Aran, és el que des del punt de vista hidrogeològic té un caràcter menys càrstic (no càrstic), és a dir, no presenta estructura de drenatge, però sí importants reserves; en aquest sentit, la seva comparació amb el de Joeu és molt interessant. Els resultats obtinguts en la resta de sistemes: Lastoar i Tèrme-Pila a l'Aran i, Fonts del Llobregat i Fou de Bor a l'alt Llobregat i alt Segre, tenen un interès i un valor complementari en relació amb els obtinguts als sistemes de referència i ajuden a comprendre la diversitat i originalitat de la carstificació als Pirineus de Catalunya.

3.2 Sistemes de la Val d'Aran

3.2.1 La Val d'Aran: característiques físiques

3.2.1.1 Introducció

En el marc de Catalunya, la Val d'Aran constitueix un territori ben diferenciat. En aquest sentit, cal considerar dos aspectes definitoris, però estretament relacionats. El primer és que la vall aranesa forma part del vessant septentrional dels Pirineus i el segon és el fet que tingui clima atlàntic –Aran és l'únic territori de Catalunya amb aquesta característica–. Aquests dos aspectes tenen moltes implicacions, tant des del punt de vista físic com de l'administratiu i econòmic.

A més, la Val d'Aran i els territoris que configuren el seu context estan situats als Pirineus Centrals, on hi ha les màximes altituds de la serralada. Aquest és el cas del massís de la Maladeta (Aneto 3404 m), que, malgrat estar situat més enllà del límit SW de la vall aranesa, es troba completament implicat en la seva hidrologia. Del marcat relleu en deriven forts gradients altitudinals que introdueixen una elevada energia en els processos geodinàmics i són, en part, responsables de les característiques funcionals dels sistemes hidrològics aranesos.

L'Aran, des del punt de vista hidrològic, és una part de la capçalera pirinenca de la Garona,[36] riu que desemboca a l'Atlàntic a l'estuari de *La Gironde* (Bordeus, França). Una part petita de la conca és a Catalunya, però el desenvolupament més important és a França.

En conseqüència, la Val d'Aran forma part d'una conca internacional i per aquest motiu l'administració de les seves aigües està sotmesa al dret internacional (Pigrau, 1994; *Tratado de Bayona* de 2 de desembre de 1856, de 14 d'abril de 1862, de 26 de maig de 1866 i disposicions addicionals al referit tractat (Gaceta, 1857, 1863, 1866 i 1869); *Convenio con Francia de 29 de julio 1963, sobre el aprovechamiento común del río Garona* (BOE, 1964) i *Directiva Europea 2000/60*, de 23/10/2000).

De les referències esmentades cal remarcar el Conveni amb França i la Directiva Europea que estableix, per primera vegada, un marc europeu per a la gestió de l'aigua.

Les competències d'administració de l'aigua estrictes corresponen a l'Estat espanyol, principalment, a la *Confederación Hidrográfica del Ebro* que depèn de l'Administració de l'Estat, encara que certes competències menors pertanyen a la Generalitat de Catalunya. No obstant, l'administració catalana ha actuat en competències ambientals –sanejament d'aigües residuals– d'una manera quasi completa i, també, en moltes iniciatives relatives als aprofitaments de recursos per a l'abastament d'aigua potable. El marc internacional o, si es vol, el caràcter d'aigües internacionals de la Garona té com a figures de regulació concretes el *Tratado de Bayona* i el *Convenio con Francia* i, més recentment, la Directiva Europea 2000/60, de 23/10/2000, que estableix un marc europeu d'intervenció i gestió de les aigües internacionals.

La Generalitat de Catalunya ha transferit una part de les competències ambientals al Conselh Generau dera Val d'Aran, entre les que cal remarcar les relatives als espais protegits en el Pla d'Espais d'Interès Natural i la restauració hidrologicoforestal (Decret 150/1999, d'1 de juny) i, en matèria de medi ambient, sobre informació i educació ambiental, ecosistemes aquàtics, avaluació de l'impacte ambiental i intervenció integral de l'administració ambiental (Decret 365/2000, de 7 de novembre, i Decret 368/2001, de 18 de desembre).

La Val d'Aran, en el context català, per les característiques climàtiques i hidrològiques, té una elevada disponibilitat de recursos hídrics. Les elevades i regulars precipitacions suposen una alimentació pràcticament contínua dels sistemes hidrològics. Però amb la particularitat que les precipitacions, en una part significativa, són en forma de neu, originen un considerable i persistent mantell nival i, en conseqüència, existeix una important regulació natural de l'aportació hídrica dels sistemes hidrològics superficials i subterranis. A Catalunya, aquestes característiques climaticohidrològiques, tant des del punt de vista quantitatiu com qualitatiu, només s'observen a la Val d'Aran (Rijckborst, 1967; Freixes et al., 2000).

Paradoxalment, l'elevada disponibilitat de recursos d'aigua de l'Aran no ha evitat certes lamentables mancances en l'abastament d'algunes poblacions araneses. No fa gaires anys, alguns abastaments s'hagueren de resoldre mitjançant el transport d'aigua amb cisternes; sortosament aquesta situació ha anat millorant aquests darrers temps gràcies a nous abastaments realitzats des de les administracions catalana i aranesa.

El clima atlàntic de la vall és completament diferent del mediterrani que caracteritza la resta de Catalunya i que influeix els sistemes hidrogeològics estudiats a l'alt Llobregat i l'alt Segre. Per tot això, és particularment interessant l'estudi dels sistemes hidrològics

aranesos, els quals presenten característiques distintes dels sistemes de la Catalunya climàticament mediterrània. La Val d'Aran, amb una conca de 579.6 km^2, és aproximadament només un 2% de la conca de la Garona que té 29500 km^2. No obstant, l'aportació hídrica de la Val d'Aran ha de considerar-se com a molt important: si els recursos hídrics aranesos fossin mediterranis en lloc d'atlàntics, es resoldrien definitivament els problemes d'aigua de Catalunya. La Garona amb una aportació mitjana anual de 21759.8 hm^3 constitueix un dels cursos fluvials més importants de França (Agence de l'Eau Adour-Garonne, 2003; Comité de Bassin Adour Garonne, 2005).

Les precipitacions a la part baixa de la Val d'Aran són de 900 mm (Vielha) i als territoris limítrofs que drenen subterràniament cap a l'Aran, com l'alt Éssera, poden superar els 3000 mm (massís de la Maladeta). El volum d'aigua aportat per la Garona aranesa mesurat a Arlos –de l'ordre de 700 hm^3 anuals– és significatiu en el context dels recursos hídrics que aporta anualment la Garona: 21759.8 hm^3 (estació de Tonneins).

Els límits administratius de la comarca de la Val d'Aran –administració del Conselh Generau dera Val d'Aran– no coincideixen amb els de la conca hidrològica aranesa i els límits de les divisòries hidrogràfiques superficials tampoc reflecteixen correctament el sistema hidrològic de la Garona aranesa. En aquest sentit, cal afegir-hi les conques no araneses que són objecte de captura càrstica i que aporten les seves aigües a la Garona. Així com excloure les conques que no pertanyen a la hidrologia de la Garona aranesa. En tractar dels sistemes hidrològics s'abordarà aquesta qüestió.

3.2.1.2 Geologia

La Val d'Aran, en la sistematització clàssica de les unitats dels Pirineus, es troba a la Zona Axial. Els materials que caracteritzen aquesta unitat pertanyen al Paleozoic. Però, en el marc de les unitats de l'orogen alpí, la vall aranesa forma part de l'apilament antiforme o *antiformal stack* (figures 23 i 25).

A la Val d'Aran hi ha una bona representació dels materials i de les estructures tectòniques del cicle orogènic hercinià. Pel que fa al cicle orogènic alpí, hi ha representació de les estructures tectòniques. No obstant, els estudis s'han realitzat fonamentalment des d'una visió i una metodologia més apropiades per a la recerca del cicle hercinià. Fins i tot, els interessants treballs desenvolupats aquests darrers anys, han insistit notablement més en el cicle hercinià que no en l'alpí (García-Sansegundo, 1992; Palau, 1995).

Per tant, encara que els diferents autors que han estudiat la geologia aranesa s'hi refereixen, hi ha unes mancances significatives en la caracterització de l'estructura geològica alpina. Als Pirineus Orientals (Muñoz, 1985) i als Occidentals (Teixell, 1992) s'han realitzat importants estudis de l'estructura alpina, però no és així als Pirineus Centrals. Aquesta és una qüestió important des del punt de vista hidrogeològic, doncs l'estructura tectònica –l'herciniana i l'alpina– té diferents papers en els processos de carstificació que no es poden obviar; d'una banda com a paràmetre d'estat: geometria i tipologia de les estructures, camp d'esforços, permeabilitat original... i, d'una altra banda, com a un dels factors del potencial de carstificació: macroestructura i gradients...

Existeix una aportació concreta a la definició de les unitats alpines de la Val d'Aran com és la interpretació realitzada en el tall ECORS-Pirineus (Muñoz, 1992; Berástegui et al., 1993), però, de moment, no hi ha estudis que aprofundeixin en l'estructura alpina de la Val d'Aran.

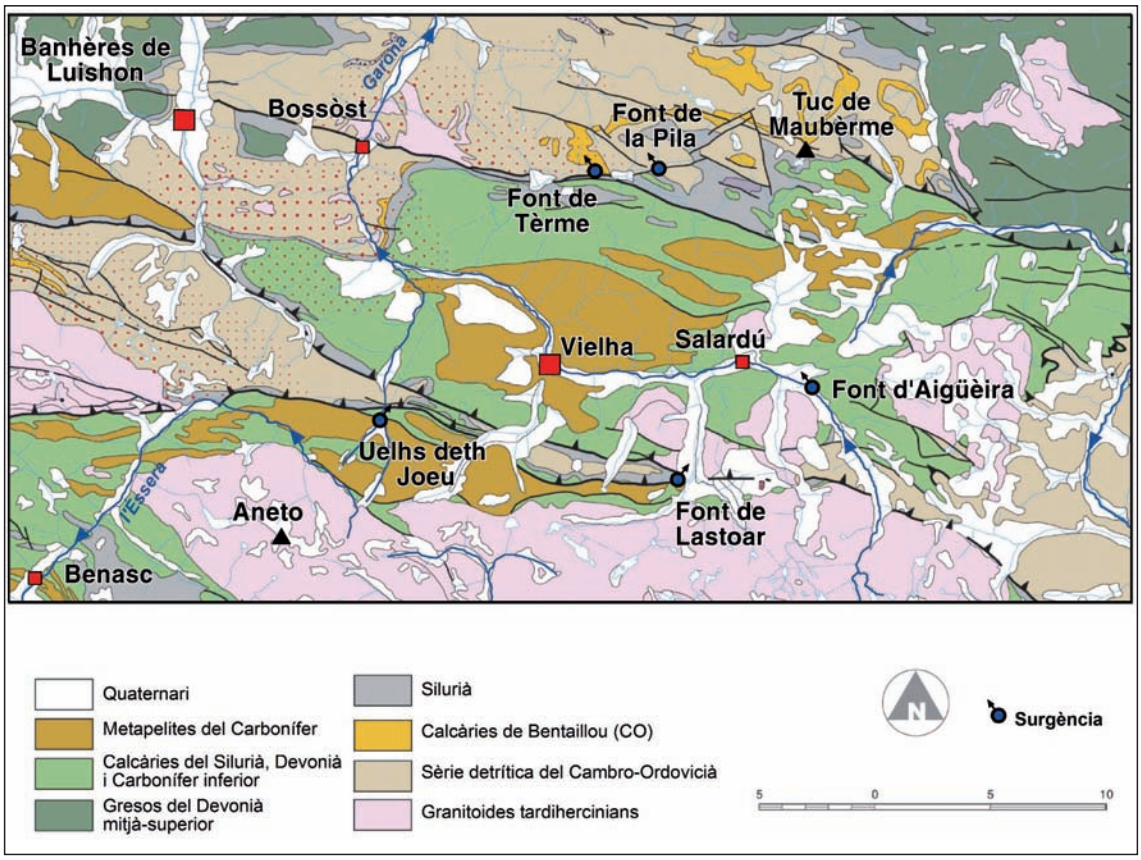


Figura 25: Situació dels sistemes hidrogeològics aranesos estudiats.

Els materials del cicle hercinià estan molt ben representats a la vall aranesa i s'hi reconeixen les diferents unitats estratigràfiques del Paleozoic inferior: Cambrià, Ordovicià, Silurià i Devonià, i del Paleozoic superior, que està representat sobretot pel Carbonífer i, en menor grau, pel Permià (detrítics de la vall d'Aiguamòg que pertanyerien al cicle alpí). El cicle hercinià es desenvolupa des del Cambrià fins el Carbonífer superior (Westfalià).

En l'estudi dels Pirineus Centrals, i particularment de la Val d'Aran, els autors holandesos (Kleinsmiede, 1960; Zwart, 1979) estableixen un conjunt d'unitats que tenen, sobretot, un interès descriptiu. Aquestes unitats estan separades per estructures hercinianes i/o alpines, però s'han utilitzat sobretot en la interpretació de l'estructura herciniana interna. No obstant, el seu interès podria estar en la interpretació de l'estructura alpina si aquesta s'analitza amb la metodologia adequada. Aquestes unitats són de S a N: els Granitoides de la Maladeta (GM), el Sinclinori del Pla d'Estany (SPE), l'Anticlinal Central de la Val d'Aran (AC), el Sinclinori de la Val d'Aran (SVA), els Granitoides de Marimanha (GMh), el Dom de la Garona (DG) i el Dom de la Pallaresa (DP).

En la transversal de la Zona Axial realitzada per García-Sansegundo (1992), aquest autor estableix tres grans unitats o dominis que són de N a S: el dom de la Garona, el de la Val d'Aran i el de l'Alta Ribagorça; els dos primers corresponen a l'àmbit geogràfic aranès.

El dom de la Garona té estructures hercinianes tombades, es tracta de plecs tombats vergents al N. També hi ha dos sistemes de plecs drets de direccions obliqües, un d'orientació NW-SE i el segon W-E, així com falles subverticals de direcció WNW-ESE d'edat herciniana, però reactivades en l'etapa alpina.

El domini de la Val d'Aran correspon quasi completament a l'anomenat sinclinal de la Val d'Aran, que es caracteritza per presentar estructures hercinianes subverticals. Es tracta de plecs verticals o lleugerament vergents al S. També hi ha estructures d'encavalcament possiblement plegades per fases hercinianes posteriors.

El domini del dom de la Garona i el de la Val d'Aran es relacionen mitjançant els materials silurians, els quals constitueixen un important nivell de desenganxament.

El domini de l'alta Ribagorça, que constitueix l'autòcton de l'encavalcament de Gavarnia, és al S de la Val d'Aran i es caracteritza per estructures molt semblants a les descrites pel domini de la Val d'Aran. Hi ha dos sistemes de plecs vergents al N i encavalcaments possiblement hercinians, però que s'haurien reactivat en l'etapa alpina (cas de l'encavalcament del Port de la Picada-Valarties).

En el context aranès les roques més antigues es troben just al S de la vall i, estan formades per quarsites, lutites i calcàries d'edat compresa entre el Cambrià i l'Ordovicià.

La successió anomenada presiluriana del dom de la Garona està formada per dues unitats constituïdes per una alternança de gresos i pissarres: sèries d'Urets i d'Òrla, i les anomenades Calcàries de Bentaillou. Aquest conjunt té una edat cambroordoviciana i al seu damunt es disposen en discordança les roques de l'Ordovicià superior formades per conglomerats, microconglomerats, gresos, lutites i calcàries (SE del dom de la Garona). Les Calcàries de Bentaillou, que constitueixen la unitat carbonàtica més important del Cambroordovicià, tenen afloraments al circ d'Urets, entre les mines de Bentaillou i el tuc de Maubèrme, i al N i W de l'estany Long de Liat. Es tracta de calcàries blanques i massives, freqüentment molt recristal·litzades i transformades en marbres per metamorfisme regional que assoleix un grau entre mitjà i alt. La seva potència és de 150 m. Aquestes calcàries tenen interès per les mineralitzacions de Pb-Zn i pel desenvolupament que hi tenen els carsts actuals tant a la Val d'Aran com a França.

Les roques del Silurià estan formades principalment per ampelites negres amb pirita; però, excepcionalment, alguns nivells de la part més alta de la successió, datats com a Silurià superior, estan formats per calcàries. La potència és de 200 m.

Els materials del Devonià estan ben distribuïts en el conjunt de la Val d'Aran, ocupen una extensió considerable i presenten fàcies de característiques molt diverses segons els dominis considerats (Kleinsmiede, 1960; Mey, 1967; Zwart, 1979; García-Sansegundo, 1992; Palau, 1995). A l'extrem septentrional i central del sinclinori de la Val d'Aran la successió té, a la part baixa, una sèrie calcareopissarrosa del Devonià inferior i mitjà i, a la part superior, una sèrie de roques silicoclàstiques constituïdes per gresos del Devonià superior (Gresos d'Es Bòrdes). Mentre que en el flanc S del sinclinori de la Val d'Aran hi ha una successió diferent de les anteriors constituïda per calcàries i lutites (García-Sansegundo, 1992). En el Sinclinori del Pla d'Estany, les calcàries del Devonià superior i Carbonífer inferior (de fàcies Àrea Sierra Negra, segons les recerques dels geòlegs holandesos) són les que es troben en l'àmbit que va de l'alt Éssera-Joeu a Escunhau (García-Sansegundo, 1992). A la part E de la Val d'Aran hi ha una successió amb calcàries, datada amb conodonts, del Silurià superior-Devonià inferior; aquests materials s'havien atribuït erròniament al Cambroordovicià (Kleinsmiede, 1960; Palau, 1995).

Les formacions o unitats litostratigràfiques carbonàtiques del Devonià tenen un desenvolupament considerable en el sinclinal de la Val d'Aran. Les seves característiques i importància varien segons la successió analitzada. De les descrites per García-Sansegundo (1992) són remarcables les que es comenten a continuació.

A la successió de Sa Mont: la Calcària Basal (50-100 m) del Devonià inferior i la Calcària d'Auran (175 m) del Devonià mitjà-superior.

A la successió de Montpius-Montcorbison: la Calcària Basal (150 m) del Devonià inferior i les Calcàries de Montcorbison (40 m) del Devonià superior.

A la successió de la Tuca cal remarcar el predomini d'unitats carbonàtiques respecte les lutiticoclàstiques amb les següents unitats de baix a dalt: Calcària Basal (75 m), Calcàries de la Cauba (100 m), Calcàries de Sant Esteve (50 m), Calcàries de Corals (30 m), Calcàries i pissarres de la Tuca (225 m) i Calcàries de Montcorbison (25 m). La successió de la Tuca va del Devonià inferior al Devonià superior (Frasnià) (el límit inferior de la Calcària Basal és el Silurià).

Les potències observades, particularment a la successió de la Tuca, poden ser exagerades com a conseqüència dels encavalcaments que originen la superposició de les unitats carbonàtiques: les datacions amb conodonts han permès comprovar l'existència de repeticions (García-Sansegundo, 1992).

A la part E de la Val d'Aran, concretament al massís de Marimanha, són remarcables les Calcàries de Campaus d'edat Silurià superior-Devonià inferior que formen part de la Unitat de Moredo-Salau, que és predominantment carbonàtica (300 m); en aquesta unitat hi ha altres formacions amb calcàries: Alternança trenada, Calcàries del Marxant i Alternança paral·lela (Palau, 1995).

Les roques del Carbonífer detrític estan formades principalment per una successió silicoclàstica de fàcies Culm. L'aflorament més important té una gran extensió i es troba al Sinclinori del Pla d'Estany. La potència total de la successió carbonífera que s'observa al riu Nere és de 600 m.

Els granitoides s'observen en afloraments de gran extensió. Es tracta d'estructures batolítiques que constitueixen els nuclis de massissos d'entitat com el de la Maladeta i el de Marimanha, que a la vegada es caracteritzen per una important aurèola de metasediments originada per metamorfisme de contacte (foto 10). Els granitoides s'haurien format a partir d'un magmatisme de tipus calcoalcalí d'edat tardiherciniana.

El metamorfisme regional de l'àmbit del massís de la Maladeta és de baix grau i l'emplaçament magmàtic en la seva part apical pot considerar-se que intrueix l'epizona. En la seva aurèola predominen les roques calcàries i el metamorfisme de contacte ha originat calcàries marmòries i marbres; però també hi ha cornianes.

Els granitoides de la part apical del plutó de Marimanha intrueixen nivells corticals epizonals. El metamorfisme regional al massís de Marimanha és de baix grau i correspon a la zona de la clorita. El metamorfisme de contacte al plutó de Marimanha presenta dos tipus litològics ben diferenciats: un format per les roques metapelítiques i l'altre per les roques carbonàtiques. En les roques metapelítiques s'hi distingeixen dues zones metamòrfiques: la zona de la sil·limanita a la part més interna i la zona de la biotita-cordierita-andalusita a la part més externa. La zonació en les roques carbonàtiques (amb nivells calco-silicatats) presenta una zona interna amb diòpsid i una zona externa amb biotita-clinozoïsita. El metamorfisme de contacte al massís de Marimanha ha originat marbres i cornianes.

El metamorfisme regional que s'observa al domini del dom de la Garona (Bossòst) és important i assoleix un grau entre mitjà i alt; es tractarà a l'apartat de característiques físiques del sistema de Tèrme-Pila .

En síntesi, es pot afirmar que a l'àmbit aranès hi ha un predomini de litologies de naturalesa lutiticodetrítica i carbonàtica. Les lutiticodetrítiques són de composició principalment silícica i caracteritzen, sobretot, el Cambroordovicià, el Silurià, determinades unitats litostratigràfiques del Devonià i el Carbonífer. Les litologies carbonàtiques caracteritzen sobretot el Devonià i, en menor mesura, el Cambroordovicià; també hi ha calcàries al Silurià superior i Carbonífer inferior. A part dels tipus litològics indicats, cal remarcar els importants afloraments de granitoides que configuren les diferents estructures batolítiques; en l'àmbit estudiat són particularment remarcables els plutons de la Maladeta i de Marimanha.

A part dels materials del Paleozoic els més importants són els del Quaternari, de naturalesa sedimentària, que responen principalment a processos glacials i fluvials. Els tipus de dipòsits del Quaternari es poden sistematitzar en glacials, periglacials, fluvioglacials, lacustres, fluvials, de moviments de massa i càrstics (vegeu notablement Bordonau, 1985, 1992; Rijckborst, 1967)

En la definició de l'estructura alpina de la Val d'Aran és indispensable la referència del perfil ECORS-Pirineus (Berástegui et al., 1993) que estableix des del punt de vista litosfèric les diferents macrounitats de l'orogen alpí als Pirineus. En aquest sentit, la Val d'Aran se situa a la gran macroestructura que ocupa una posició central i que es pot definir com l'apilament antiforme o *antiformal stack* de l'orogen. En aquesta estructura s'hi poden reconèixer les següents unitats de S a N: Nogueres, Orri i Pallaresa (equivalent de Nogueres a la part septentrional de l'apilament antiforme); el límit septentrional de l'apilament el marca la falla nord-pirinenca i el meridional el marca el contacte de les unitats inferiors amb les superiors, és a dir, del mantell o unitat de Nogueres amb el mantell de Bóixols. D'aquestes unitats les que es troben a la Val d'Aran són les d'Orri i Pallaresa (Muñoz, 1992; Berástegui et al. 1993).

L'estructura de l'apilament antiforme varia en l'espai de S a N com molt bé s'observa al perfil Ecors-Pirineus (figura 23). L'estructura general de l'apilament antiforme té una geometria complexa i està formada per una acumulació o superposició de làmines encavalcants amb vergència al S separades per encavalcaments molt verticals a les parts central i septentrional, però que tendeixen a fer-se horitzontals a la part superior, sobretot en direcció S. El cicle alpí es desenvolupa des del Triàsic fins el Neogen. L'orogènia va del Santonià superior al Miocè inferior. L'apilament antiforme es forma en el Miocè inferior.

Les estructures alpines principals a la Val d'Aran són falles que actualment presenten un fort cabussament amb el bloc septentrional aixecat. Cal destacar entre aquestes la falla de Bossòst o les falles associades a l'encavalcament de Gavarnia. Aquestes estructures corresponent a anteriors encavalcaments dirigits cap el S que han adquirit el seu cabussament actual durant la basculació del flanc N de l'apilament antiforme.

La situació geològica dels sistemes càrstics aranesos en el marc de les unitats alpines del perfil Ecors-Pirineus s'observa a la figura 24. Així, els sistemes hidrogeològics de Joeu i Lastoar estan situats a la unitat d'Orri, és a dir, al S de l'encavalcament del Port de la Picada-Valarties i, de fet, al S de l'encavalcament de Gavarnia, mentre que els sistemes de Tèrme-Pila i d'Aigüèira se situen a la unitat de Pallaresa, és a dir, al N d'aquest encavalcament.

De l'estructura herciniana i alpina cal considerar tant el paper de les macroestructures com el de microtectònica, pel que fa a la hidrogeologia; és a dir, d'una banda la importància en la delimitació dels sistemes i de l'altra en el desenvolupament de la permea-

bilitat càrstica i en l'organització dels sistemes-aqüífers (circulació càrstica, potencial de carstificació).

A la Val d'Aran la neotectònica estrictament relacionada amb l'evolució geològica postalpina no ha estat objecte d'estudi i, per tant, no es coneix, però, en tot cas, per les característiques d'aquesta part de l'orogen, tampoc sembla que pugui tenir un desenvolupament important. No obstant, Bordonau (1985) indica l'existència de diferents tipus de fracturació recent d'origen divers. Així, les fractures situades als vessants d'Horno i Baricauba s'interpreten com el resultat d'una deformació gravitacional conseqüència de la descompressió que suposa la desglaciació, mentre que les fractures del Port de Vielha s'interpreten com una neotectònica particular relacionada amb l'aixecament del batòlit de la Maladeta.

En síntesi, des d'una perspectiva geodinàmica, a part de l'estructura tectònica que té un paper hidrogeològic com a paràmetre d'estat i també com a un dels factors del potencial de carstificació, cal remarcar tanmateix el glacialisme com a un dels agents geodinàmics importants en la creació de les condicions de la carstificació actual que és objecte d'aquest treball. El glacialisme, la seva evolució i relació amb el carst s'analitzen més endavant (Prigogine, 1974; Mangin, 1978 c, 1982 b; Bordonau, 1985, 1992; Montserrat, 1992; Freixes, 1993, 1995 a; Freixes et al. 1998 b).

3.2.1.3 Clima

El clima de la Val d'Aran és atlàntic de muntanya (continental de muntanya). La situació de la Val d'Aran en el context dels Pirineus Centrals, amb les màximes altituds de la serralada, té una influència determinant en el clima i les característiques són les pròpies de l'alta muntanya. Els aspectes excepcionals del clima dels Pirineus poden atribuir-se a la seva situació geogràfica peculiar: l'orientació aproximadament W-E de la serralada i la seva altitud. L'Oceà Atlàntic influeix principalment l'àmbit dels Pirineus Occidentals i, amb menor intensitat, els Centrals. No obstant, la Val d'Aran té una important influència atlàntica: és a 180 km de la Mar Mediterrània, però a només 150 km de l'Oceà Atlàntic. La vall aranesa, com a conca intramuntana que ocupa una posició central en els relleus pirinencs de major altitud, observa també una precipitació elevada en el context de la serralada.

L'altitud esdevé un factor climàtic amb un paper important, doncs l'existència de forts gradients altitudinals determina així mateix l'existència de marcats gradients tèrmics i el desenvolupament de precipitacions de tipus orogràfic. D'aquí doncs la importància que adquireixen les precipitacions en forma de neu i el mantell nival.

Els estudis climàtics realitzats per Rijckborst (1967) i Monterde (1998 a, b) han abordat la descripció del clima a partir de les dades aportades per les estacions meteorològiques situades en el fons de les valls a les poblacions araneses més importants (Les –Cledes–, Vielha i Arties) i, en algun cas, a una certa altitud (Restanca i Bonaigua) i també a partir de les dades de pluviòmetres totalitzadors situats tant a les parts fondes de les valls com a les parts elevades del relleu (Rijckborst, 1967).

El treball de Rijckborst (1967) dedicat a la hidrologia aranesa té un interès remarcable sobretot per l'estudi climàtic que realitza amb dades del període 1946-1966. Aquest treball té un valor afegit pel fet que de les estacions meteorològiques i dels pluviòmetres totalitzadors que utilitzà, pràcticament només ha quedat l'estació de Vielha. En conseqüència, s'ha perdut lamentablement la possibilitat de disposar de sèries de dades d'estacions i de pluviòmetres distribuïts en diferents ubicacions i altituds, més o menys representatives, del conjunt de la Val d'Aran.

Del clima aranès, d'acord amb el autors esmentats més amunt, es comenten els aspectes més remarcables.

Una característica important és l'existència de microclimes a les diferents valls araneses segons la seva situació i orientació i també en funció de l'altitud. Així, en general, es pot assegurar que la part baixa de la vall de la Garona té un clima de muntanya moderat amb precipitacions ben repartides al llarg de l'any, mentre que les parts altes es caracteritzen per un clima de muntanya o, més pròpiament, d'alta muntanya, també amb precipitacions en totes les estacions. A l'alta muntanya, amb altituds que van dels 2300 m a 3400 m, les precipitacions anuals tenen un rang que va de 2000 mm a més de 3000 mm (classificació de Köppen).

La precipitació mitjana anual és d'uns 900 mm a la vall baixa de la Garona i superior als 3000 mm al massís de la Maladeta. La mitjana ponderada de precipitació per al període 1946-1966 és 1325 mm.

El gruix de neu a la vall baixa de la Garona és d'1 m i a l'Alt Éssera de 10 m. El valor mitjà ponderat és de 5.03 m. La neu a la Val d'Aran és de l'ordre del 0.38 de la precipitació total, segons Rijckborst (1967).

L'anàlisi del règim de precipitacions indica que hi ha una bona distribució al llarg de totes les estacions, però amb petites variacions. S'observen, però, diferències entre les estacions de la part baixa de la vall i les de muntanya. En efecte, a la vall de la Garona, gener, febrer, març, juliol i octubre són relativament secs. En canvi, a les estacions de muntanya, el mes d'octubre no és sec. La màxima precipitació a les estacions situades a la vall és al desembre, mentre que a les estacions de muntanya és al novembre. El mínim de precipitació per a totes les estacions és el mes de febrer (Rijckborst, 1967). Les estacions de muntanya de la Restanca i Bonaigua tenen abundants precipitacions a la tardor comparades amb les estacions de la vall (figura 26).

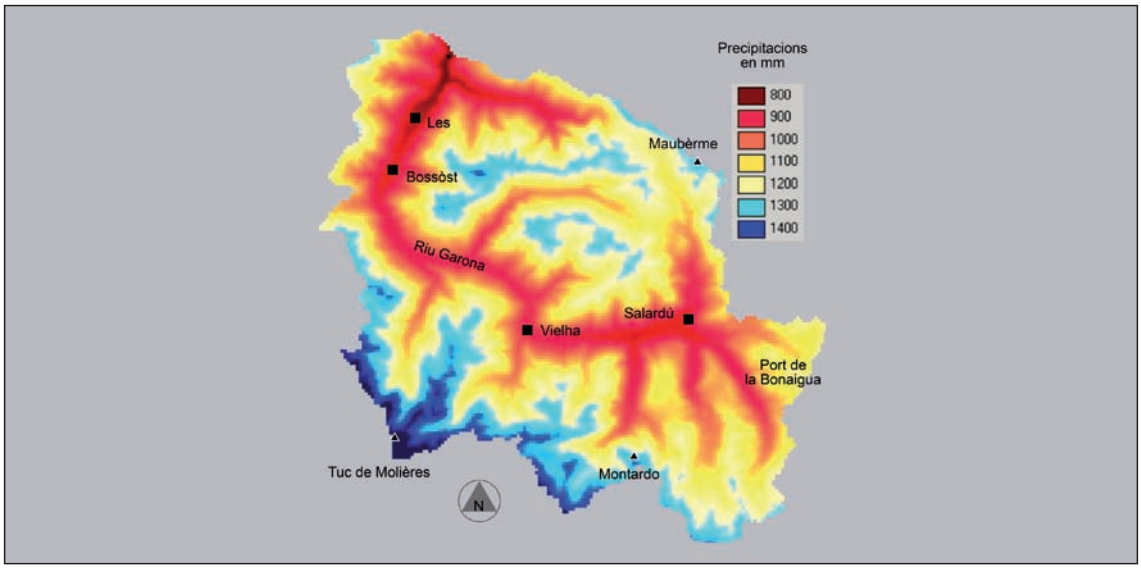


Figura 26: Mapa de precipitacions (mm) mitjanes de la Val d'Aran (Atles Climàtic de Catalunya, 2003).

La relació dels vents amb la topografia de la vall de la Garona té una influència determinant en les precipitacions. La precipitació orogràfica a la Val d'Aran està induïda sobretot per la circulació d'aire procedent del N.

Els increments de la precipitació anual en altitud entre les estacions situades al fons de la vall, per exemple, entre Arties i les de muntanya (Bonaigua, Colomers, Restanca, llac de Mar...), són elevats en la direcció N-S i petits en la E-W. Així, per exemple, entre Arties i la Bonaigua hi ha 52 mm/100 m l'any i entre Arties i el llac de Mar hi ha 88 mm/100 m l'any.

La precipitació en forma de neu dóna gruixos de l'ordre de 0.58 m a Cledes (Les) a 650 m d'altitud i de 6.74 m a la Bonaigua a 2072 m d'altitud. No hi ha deposició a les parets més verticals dels circs .

A les parts baixes de la Val d'Aran la temperatura és superior als 0º C a l'hivern. Els períodes de nevada són curts i irregularment distribuïts a la vall de la Garona.

Segons Rijckborst (1967) el mantell nival de l'alta Garona aranesa constitueix a mitjan hivern un reservori hídric molt important, de l'ordre de 140 hm^3, que equival al 18% de la precipitació anual total.

3.2.1.4 Vegetació i sòls

La vegetació de la Val d'Aran reflecteix el caràcter de vessant septentrional i la influència del clima atlàntic. Es pot diferenciar entre la vall baixa aranesa fins a Es Bòrdes (i l'Artiga de Lin) i, la part alta, d'Es Bòrdes al Port de la Bonaigua.

A la vall baixa hi una zonació altitudinal pròpia dels Pirineus atlàntics i s'hi distingeixen els següents estatges:

- Roureda mixta humida (500 a 800-900 m)
- Fagedes (800-900 a 1100-1300 m)
- Avetosa (1100-1300 a 2100-2200 m). Bedollar (a partir els 2000 m)
- Prats alpins (a partir dels 2000-2200 m)

A la part alta de la vall aranesa, a l'E d'Es Bòrdes, el caràcter atlàntic és menys marcat. El bosc caducifoli humit (roureda i fageda) desapareix o bé es redueix molt, en canvi apareix el bosc submediterrani de roure martinenc. A més, els límits altitudinals dels diferents estatges tendeixen a situar-se més amunt. A l'estatge muntà hi ha pinedes de pi roig i a l'estatge subalpí hi ha avetoses ben desenvolupades. A l'estatge subalpí superior i alpí es mantenen en part les característiques observades a la vall baixa: hi ha bedollar encara que amb menor desenvolupament i pi negre. El nivell superior el forma el prat alpí.

Cal remarcar la importància de les formacions superficials a l'Aran, en les quals s'hi han desenvolupat sòls o bé en són el seu substrat. Les formacions superficials estan constituïdes per dipòsits sedimentaris relacionats amb els diferents processos del Quaternari que es tracten més endavant (en síntesi, dipòsits glacials, fluvioglacials, fluvials i de vessant) (Bordonau, 1985).

No es comentaran en detall les característiques dels sòls de la Val d'Aran i de l'alt Éssera. No obstant, dos aspectes són importants i remarcables en la seva definició: la diversitat de substrats litològics que caracteritza la geologia aranesa i el contrast que existeix entre la zones forestal i supraforestal.

La diversitat litològica es fa palesa amb substrats de naturalesa silícica i de naturalesa calcària o carbonàtica. El substrats silícics (pelites, psammites, metapelites, metapsammites i granitoides…) determinen la formació de sòls de composició silícica i els substrats carbonàtics, que caracteritzen les àrees càrstiques araneses, determinen l'existència de sòls de naturalesa calcària o carbonàtica.

L'existència dels dominis forestal i supraforestal té interès i implicacions en les observacions que es puguin realitzar en el carst. Ja s'han comentat les característiques de la vegetació al domini forestal aranès i el fort contrast que existeix amb el domini supraforestal caracteritzat pel prat alpí: aquest contrast s'observa en les característiques dels seus respectius ecosistemes i en els seus processos (vegetació, tipus de sòls, processos edàfics: producció de CO_2…).

En general, a la Val d'Aran (i a l'alt Éssera) els sistemes càrstics (segons un esquema hidrogeològic d'estructura longitudinal: zona de alimentació o recàrrega, zona de circulació subterrània i zona de descàrrega), tenen la seva zona d'alimentació principalment en el domini supraforestal i les seves zones de circulació subterrània i de descàrrega la tenen en el domini forestal.

En els processos de carstificació, generalment, l'origen més important del CO_2 és en els sòls (vegeu notablement Bakalowicz, 1979 a, b i Bourges et al., 2001). En els carsts aranesos les zones de recàrrega o conques d'alimentació es desenvolupen principalment en el domini del prat alpí.

No obstant, a la Val d'Aran, a part del sòl com a font de CO_2, s'haurà de considerar el CO_2 d'origen atmosfèric que en febles concentracions s'incorpora al processos de dissolució a partir de les aigües de fusió del mantell de neu. Tanmateix, és necessari relativitzar el paper del prat alpí en la producció de CO_2.

Finalment, cal considerar els sòls i el seu desenvolupament (gruix i extensió) i les formacions superficials en general, doncs constitueixen o poden constituir un important factor de protecció de les aigües subterrànies del carst (Monterde, 1998 a, b; Zwahlen et al., 2003).

3.2.1.5 Els processos i els diferents modelats a la Val d'Aran. El glacialisme i el modelat fluvial. El carst

3.2.1.5.1 Introducció

Els processos i medis que caracteritzen la Val d'Aran i l'alt Éssera es poden sintetitzar en glacials, periglacials, lacustres, moviments de massa (esllavissades, allaus...), fluvials i càrstics; a aquests cal afegir les aigües subterrànies dels dipòsits fluvioglacials i fluvials, i les aigües termals. A continuació, molt sintèticament, es refereixen aquells processos que han tingut o tenen una relació amb el medi càrstic i, sobretot, amb els carsts actuals: el glacialisme i els medis lacustre i fluvial.

3.2.1.5.2 El glacialisme i el mantell de neu. Del glacialisme al carst

El medi glacial constituïa en el Pleistocè superior el procés geodinàmic més important a la serralada dels Pirineus. El treball de Bordonau (1985) aborda precisament el glacialisme de les valls araneses de Joeu i Nere. Aquest estudi és una referència primera de la

important monografia regional que realitza posteriorment (Bordonau, 1992). Bordonau sintetitza el que ha estat el darrer període glacial als Pirineus i proposa una cronologia de les diferents fases d'aquest període a partir de dades geomorfològiques i sedimentològiques dels vessants septentrional i meridional.

La descripció del glacialisme del darrer període glacial i de l'evolució geodinàmica posterior, inclosos els processos càrstics actuals, s'emmarca en la cronologia establerta pel referit autor.

Bordonau insisteix en dos aspectes importants: el primer és el diacronisme entre el glacialisme dels Pirineus i el glacialisme a nivell global i, el segon, la dissimetria de la serralada pirinenca. Així, el darrer màxim glacial als Pirineus situat als 45000-50000 anys BP no coincideix amb el màxim glacial considerat a nivell de l'Europa septentrional i Amèrica del Nord que se situa entre els 18000 i els 20000 anys BP. Als Pirineus hi ha una dissimetria orogràfica que condiciona en el darrer màxim glacial l'extensió i la disposició altitudinal de les glaceres als vessants N i S de la serralada; segons Bordonau (1992), al vessant N existia una major acumulació i al S una major ablació.

El glacialisme és indiscutiblement el procés que ha deixat una empremta més important a la Val d'Aran (i a l'alt Éssera). La morfologia que presenta el relleu actual respon principalment a l'acció erosiva de les glaceres araneses, les quals alimentaven la glacera de la Garona (Bordonau, 1985, 1992). En efecte, l'acció erosiva més intensa i alhora la principal responsable de la morfologia que actualment s'observa a la Val d'Aran correspon al darrer màxim glacial, el qual se situa datat entre els 45000 i els 50000 anys BP (Pleistocè superior). Després de la fase del màxim glacial s'inicia la Desglaciació, la qual es desenvolupa en tres fases: la Fase d'estabilització postmàxim glacial (31000-45000 anys BP), la Fase de les glaceres de vall (anterior als 26000 anys BP) i la Fase de les glaceres d'altitud (13000-16000 anys BP); posteriorment es van desenvolupar la Fase de les glaceres rocalloses que se situa en el Període Tardiglacial (entre els 10000 i 11000 anys BP) i, ja en el Període Postglacial (Holocè), es desenvolupa la Fase de la Petita Edat del Gel (100 i 300 anys BP). La Petita Edat del Gel ha estat estudiada en la monografia de Copons (1994) i a Copons i Bordonau (1994).

Bordonau (1992) indica dos episodis en la Fase de les glaceres d'altitud (16000-13000 anys BP): l'Episodi de les glaceres de vall en altitud i l'Episodi de les glaceres de circ. L'Episodi de les glaceres de vall en altitud correspon a aquelles glaceres que conserven un cert desenvolupament de les seves llengües (3 a 10 km), però que tenen els fronts glacials situats aigua amunt, a les parts altes de les valls (1300-1700 m). Per exemple, tant a la vall del Nere com a la de Joeu hi ha dipòsits morrènics que permeten situar aquests Episodis (Bordonau, 1985, 1992).

L'Episodi de les glaceres de circ correspon a una situació de regressió de les glaceres molt marcada: les llengües experimenten un retrocés generalitzat i els sistemes glacials queden reduïts a les parts més elevades del relleu, és a dir, als circs. Les datacions obtingudes a l'estany Redó d'Aigüestortes permeten situar aquest episodi als 13500 anys BP (Copons i Bordonau, 1996).

Cal assenyalar que encara hi ha petites glaceres de circ en els Pirineus, que són el testimoni darrer i actual del glacialisme. A més, és possible que algunes d'elles s'hagin conservat d'ençà de l'Episodi de les glaceres de circ.

La fase de les glaceres en altitud, i particularment l'episodi de les glaceres de circ, marca molt probablement l'inici –o la creació de les condicions– que possibiliten la carstifi-

cació actual, situació que no necessàriament ha de ser contemporània o sincrònica per a tots els sistemes càrstics.

Com molt bé indica Bordonau (1992), en la desglaciació no totes les valls experimenten un evolució paral·lela i òbviament les evolucions poden ser diferents i, fins i tot, marcadament contrastades. Aquestes diferències poden encara ser més acusades si es comparen les valls dels vessants septentrional i meridional.

En general, l'anàlisi i la cronologia del darrer període glacial indica que no hi ha una evolució contínua sinó discontínua i complexa, amb diverses pulsacions glacials. És en aquest context que cal situar la gènesi dels carsts actuals.

Dos dels sistemes càrstics estudiats, el de Joeu i el de Tèrme-Pila, conserven perfectament la morfologia fluvial preexistent a la carstificació en els seus engolidors més importants: el Forat d'Aigualluts (alt Éssera) i el forat de l'Unhòla (Liat). Aquesta morfologia fluvial constitueix una incisió en la morfologia glacial desenvolupada al màxim glacial i a la desglaciació i, molt probablement, el desenvolupament dels tàlvegs fluvials (vegeu fotografies de les pèrdues d'Aigualluts i l'Unhòla) estigui relacionat amb les aportacions hídriques que s'originaren en la fase de glaceres d'altitud i, particularment, en l'episodi de glaceres de circ (fusió del mantell nival i regressió de les glaceres i aportacions dels torrents subglacials). Les esmentades formes càrstiques (Aigualluts i Unhòla) retallen els tàlvegs fluvials i s'encaixen en ells, de manera que la circulació fluvial –superficial– passa a ser completament subterrània.

Ja en la fase de les glaceres d'altitud i, més concretament, en l'episodi de les glaceres de circ, les diferents valls araneses van recuperar la dinàmica fluvial. Així mateix succeeix en el Tardiglacial, amb glaceres rocalloses a les parts més altes de les valls i circs, però, en aquest període, els processos importants en el conjunt de l'Aran són els fluvials. A l'inici del Postglacial, els processos fluvials i la dinàmica de vessants caracteritzen quasi completament l'àmbit aranès. No obstant, el seu paper, és a dir, la seva incidència en la morfologia aranesa, s'ha de relativitzar. Per tant, la morfologia que encara actualment s'observa ha estat originada, principalment, per l'erosió glacial. Així, la morfologia i l'erosió fluvial tenen encara un desenvolupament menor i poc important en comparació amb l'erosió originada per l'excavació glacial. Aquesta consideració queda perfectament palesa per les observacions de terreny que permeten reconèixer el modelat glacial amb totes les seves morfologies i dipòsits (Rijckborst, 1967; Bordonau, 1985, 1992). La morfologia glacial original –cubetes de sobreexcavació subglacial, colls de transfluència, perfils de les valls d'obi, morrenes...– o no ha estat modificada o només ho ha estat en determinades situacions: incisions fluvials en els substrats rocosos dels tàlvegs als torrents més pendents i erosió i incisions en els antics dipòsits glacials o fluvioglacials als afluents de la Garona (Nere, Joeu, Toran...) (vegeu Rijckborst, 1967; Bordonau, 1985, 1992).

Aquestes remarques es fan perquè, com es veurà més endavant, és el glacialisme el procés que ha estat fonamental en la preparació o configuració geomorfològica prèvia a la carstificació actual. Òbviament, en el Postglacial, a part dels processos fluvials, cal considerar també com a importants els càrstics.

En relació amb el glacialisme actual és interessant realitzar algunes consideracions d'interès. Les glaceres actuals més importants dels Pirineus són a l'alt Éssera, al massís de la Maladeta, limítrof de la Val d'Aran. Precisament, el vessant septentrional d'aquest massís –alta conca de l'Éssera–, com a conseqüència de remarcables fenòmens de captura càrstica, pertany hidrològicament a la conca de la Garona aranesa. Les ma-

nifestacions glacials actuals són una expressió testimonial de les importants glaceres de vall o alpines que existien en el darrer màxim glacial. Aquest glacialisme actual als Pirineus es limita, però, a glaceres de circ. Al massís de la Maladeta hi ha les glaceres de circ de Salenques, Tempestats, Barrancs, Aneto, Maladeta i Alba segons els estudis de Rijckborst (1967), autor que les defineix com a grup de l'Aneto. Rijckborst en el seu treball fa una anàlisi de l'evolució més recent de les glaceres de circ del massís de la Maladeta que permet comprovar els diferents avenços i retrocessos del conjunt de glaceres de la part septentrional del massís (vegeu Rijckborst, 1967). La descripció que s'ha fet des del programa ERHIN considera les següents glaceres als vessants septentrional i meridional del massís que anomenen de l'Aneto-Maladeta: Alba, Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestats, Salenques, Cregüenya, Corones i Llosars (Martínez de Pisón i Arenillas, 1988; Bordonau, 1985, 1992).

En aquest treball es distingeix entre les glaceres de circ en regressió però permanents i el mantell nival que té un caràcter temporal, amb major o menor persistència. Així, quan el mantell nival és important, donat el seu caràcter temporal, sí que té fortes implicacions, sobretot des del punt de vista hidrològic, és a dir, des de la hidrologia operativa, ja que el mantell nival introdueix una marcada i significativa capacitat de regulació natural en els sistemes hidrològics. A les parts altes de la vall aranesa i a l'alt Éssera, el mantell de neu adquireix una importància considerable. Des del punt de vista hidrològic, el que és important és el paper del mantell nival (i de les glaceres quan existeixen) en la regulació de les aportacions hídriques dels sistemes hidrològics. Aquesta funció de regulació és una conseqüència del desenvolupament i de la importància del mantell: situació, extensió, volum en hm^3, altitud, persistència...

En tots els sistemes càrstics estudiats a la Val d'Aran hi ha un mantell nival de caràcter temporal i que pot perllongar-se des de les primeres nevades (al mes d'octubre) fins als mesos de juliol i agost, depenent de les característiques del cicle anual (innivació, evolució de la temperatura, precipitació en forma de pluja...), així com de les característiques de la conca del sistema hidrològic considerat (orientació, altitud...). En el sistema càrstic de Joeu, a part d'un considerable mantell nival, hi ha les glaceres de circ més importants de la serralada. En aquest exemple, el mantell nival, que es desenvolupa sobretot en la innivació hivernal, té una estreta relació amb les glaceres de circ ja que és aquesta mateixa innivació, però directament a les glaceres, la que influeix el seu balanç. En tractar del sistema de Joeu es comentarà aquesta qüestió i les seves implicacions. En tots els sistemes hidrogeològics desenvolupats en les roques calcàries de la Val d'Aran i, independentment de la presència o no de glaceres, el mantell nival té un paper molt important en la seva alimentació i en la regulació de la seva aportació hídrica (Rijckborst, 1967; Freixes et al. 2000, 2002).

Els estudis realitzats en el marc del programa ERHIN (MOPU, 1988; MOPT, 1992; MOPTMA, 1994; MMA, 1997) han contribuït a l'anàlisi de les característiques del mantell nival i a l'avaluació dels seus recursos hídrics en diferents espais dels Pirineus. Les glaceres del massís de la Maladeta han estat objecte de recerques de detall que han abordat aspectes diversos: cartografia i geometria (geofísica...), paper de la innivació actual i balanç, xarxa d'observació i mesura del desplaçament del glaç (Martínez i García, in MOPTMA, 1994).

En relació amb les diferents possibilitats d'anàlisi del glacialisme actual i, principalment, del mantell nival i la seva dinàmica, el present treball també constitueix una aproximació d'interès, però en aquest cas des d'una perspectiva hidrogeològica –d'enfocament sistèmic, experimental i interdisciplinari–, que és la metodologia utilitzada en la recerca dels sistemes càrstics aranesos. Així, del sistema càrstic de Joeu se n'ha fet monitoratge amb dues estacions de mesura: una de total a la ressurgència dels Uelhs deth Joeu

i una segona al Forat d'Aigualluts, que és la pèrdua més important del sistema. Aquesta darrera estació permet conèixer la dinàmica de la subconca superficial més important del sistema. En efecte, l'estació dels Aigualluts permet investigar el paper del mantell nival i de les glaceres implicades i constitueix un monitoratge d'excepcional interès per conèixer la hidrologia superficial de l'alta muntanya. Els paràmetres del monitoratge en ambdues estacions són el cabal, la temperatura i la conductivitat.

3.2.1.5.3 Les aigües superficials: els medis fluvial i lacustre

Les aigües superficials a la Val d'Aran estan constituïdes per la xarxa fluvial de la Garona, els seus afluents i el medi lacustre, aquest molt ben representat pels llacs de muntanya que caracteritzen la part alta de les diferents subconques fluvials.

La Garona aranesa forma part del vessant septentrional dels Pirineus. La seva disposició presenta tres parts ben diferenciades: entre Salardú i Vielha el curs s'orienta E-W, de Vielha a Bossòst l'orientació general és NW, però el tram intermedi d'Aubèrt a Es Bòrdes és, aproximadament, E-W i, finalment, de Bossòst a Pont de Rei l'orientació és NE. El recorregut de la Garona aranesa és d'uns 45 km .

La conca, si s'inclouen les principals captures càrstiques, té 590 km^2 (cal afegir a la "Garona aranesa estricte" les conques de Joeu i Aigüèira). Les principals aportacions superficials es poden resumir en: la Garona de Ruda com a cap de vall, l'Aiguamòg, el Valarties, el Nere i el Joeu al vessant esquerra i, el Malo, l'Unhòla, el Salient, el Varradòs, el Margalida i el Toran al vessant dret. Al N del riu Joeu, d'Es Bòrdes a Pònt de Rei i al marge esquerra de la Garona, hi ha un conjunt de cursos i barrancs de curt recorregut i de menor importància: Arrigüelets, Barèsta, Castèths, Sorieus, Gotèr des Clòts, Sant Antoni, Bausen i Carlac.

La conca de la Garona aranesa no es correspon exactament amb els límits administratius de la Val d'Aran. A l'Aran, a part de la Garona, hi tenen origen dos importants rius com són: el Noguera Pallaresa i el Noguera Ribagorçana.

Per tant, cal excloure la part de la capçalera de la Noguera Pallaresa que té el seu "naixement" a Era Noguereta al pla de Beret. En aquesta part de la capçalera de la Noguera Pallaresa hi ha altres aportacions d'origen subterrani: el Uelh de Marimanha al N d'aquest massís, que alimenta el barranc de Marimanha abans d'arribar al Pallaresa i la font de l'Horcalh i el seu trop-plein, que alimenten el riu de l'Horcalh que també acaba desguassant al Pallaresa. També cal excloure la vall de Molières i la conca del llac Redon que formen part de la capçalera del Noguera Ribagorçana. A la vall de Molières hi ha el sistema càrstic de Molières que és una de les aportacions subterrànies de la capçalera del Noguera Ribagorçana. Però, cal incloure el vessant dret del riu de Saborèdo (aigua avall de la Garona de Ruda) i els importants llacs de Saborèdo que des del punt de vista de l'administració comarcal pertanyen al Pallars Sobirà.

Així mateix, cal incloure l'alta vall de l'Éssera a la Garona aranesa (Osca, Aragó), que, com a conseqüència de l'important fenomen de captura càrstica abans referit, forma part del sistema càrstic dels Uelhs deth Joeu. També s'inclou dins la Garona aranesa la part oriental del sistema hidrogeològic d'Aigüèira que està situada al Pallars Sobirà.

Un espai poc definit des del punt de vista hidrològic és el que correspon a les calcàries del Devonià que afloren al límit oriental de la Garona –divisòria entre el riu Unhòla i el riu de l'Horcalh, afluent del Pallaresa. Aquestes calcàries poden en part ser drenades

subterràniament pel sistema de la font de l'Horcalh abans referit i altres unitats hidrogeològiques de menor importància. No obstant, els afloraments calcaris de l'àmbit de la Garona aranesa (vessant esquerra de l'Unhòla) que, en tot cas, poden ser drenats subterràniament cap al riu de l'Horcalh, tindrien possiblement una extensió molt reduïda.

A la literatura sobre l'origen de la Garona es considera sistemàticament el Uelh de Garona (pla de Beret) com a naixement del riu, no obstant, aquesta afirmació és si més no discutible i mereix una anàlisi des d'una perspectiva hidrològica (Freixes et al. 2000). Aquest aspecte s'abordarà en tractar del sistema d'Aigüèira.

L'aportació total de la Garona aranesa és aproximadament de 600 hm^3/any (figura 27).

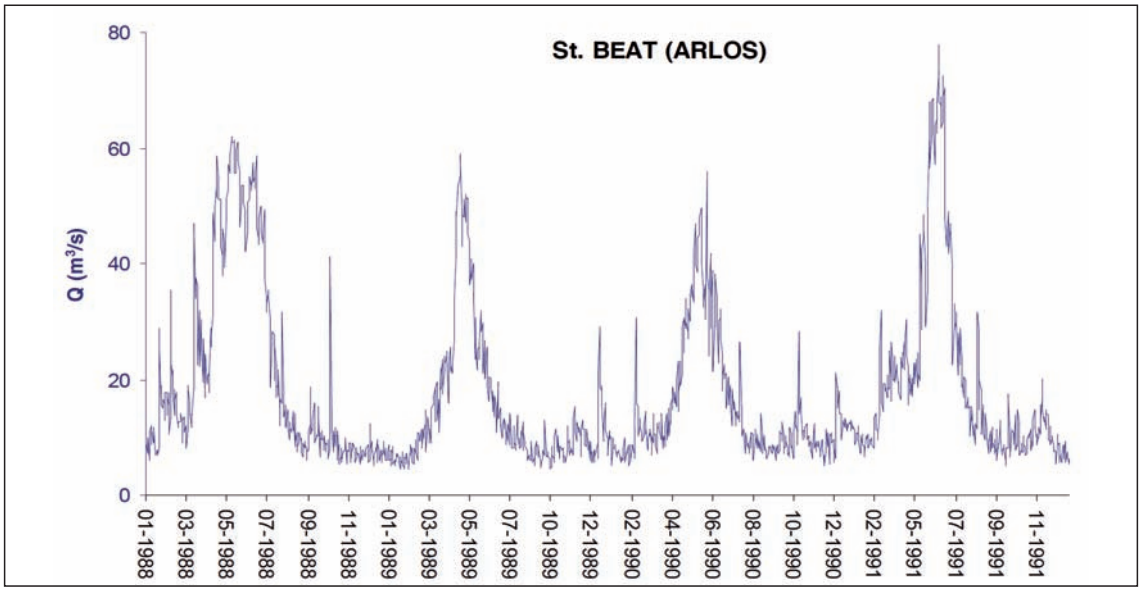


Figura 27: Hidrograma de l'aportació de la Garona aranesa a Arlos.

Les característiques essencials del clima aranès abans descrites, sobretot les relatives a la distribució anual de les precipitacions, i la importància que té la innivació condicionen el comportament hidrològic de la Garona aranesa i de les seves diferents aportacions hidrològiques superficials i/o subterrànies. Així, el cicle hidrològic aranès té algunes característiques remarcables: per exemple, l'existència de crescudes a partir de precipitacions líquides, pràcticament al llarg de tot el cicle, amb particular importància de les que originen els episodis tempestuosos de l'estiu i la tardor, però sobretot l'important període d'aigües altes a manera de "crescuda estacional" en període estival –de finals de primavera a la tardor– i el desenvolupament de "l'esgotament" (període d'aigües baixes) en l'etapa hivernal. Aspectes que contrasten notablement amb els sistemes hidrològics mediterranis. Els hidrogrames del sistema de Uelhs deth Joeu i el total de la Garona aranesa (Arlos) són molt il·lustratius de les característiques esmentades.

El funcionament hidrològic de determinats sistemes aranesos i en certa manera el de la Garona aranesa s'ha vist modificat per les infraestructures d'explotació hidroelèctrica, que han introduït canvis en la xarxa fluvial amb dispositius de regulació, transvasaments, derivacions i curtcircuits dels fluxos fluvials originals. Aquests canvis han tingut i tenen una diversitat de conseqüències en el processos fluvials: des de la inhibició de l'erosió i el transport en determinades parts de la xarxa a l'existència de dèficits importants de cabal que influeixen els ecosistemes aquàtics i fluvials.

En el context de la xarxa fluvial aranesa cal situar-hi el medi lacustre que anàlogament i conjunta amb les aigües fluvials estrictes ha tingut i té un enorme interès en l'explotació hidroelèctrica.

Els llacs de muntanya o d'alta muntanya en l'àmbit aranès i en els espais limítrofs amb l'Aran (Parc d'Aigüestortes...) tenen una considerable importància tant quantitativa com qualitativa i un significatiu paper en els processos hidrològics. Constitueixen, alhora, uns interessants ecosistemes i són de gran interès des del punt de vista de l'explotació dels seus recursos hídrics (Rijckborst, 1967; Catalan, 1989).

Els llacs aranesos, quan no hi ha calcàries i, per tant, no hi ha captures càrstiques, constitueixen l'origen, o un dels orígens, de l'escolament superficial i tenen un paper regulador de l'alimentació de les capçaleres dels diferents afluents.

En efecte, el medi lacustre està molt ben representat a les altes capçaleres de les valls araneses de la Garona o de les conques limítrofes. A l'Aran hi ha llacs a les capçaleres dels rius de Saborèdo (aigua avall: Garona de Ruda), Malo, Aiguamòg, Valarties, Unhòla-Liat, Escunhau o Bargadèra, Nere, Joeu i Toran. Aquests llacs, en la seva totalitat, responen a processos de sobreexcavació subglacial (Bordonau, 1985). L'alimentació dels llacs és pluvionival, però, com a conseqüència d'estar situats per sobre dels 2000 m, la precipitació en forma de neu és important i, per tant, la fusió del mantell nival té un paper principal en la seva alimentació i regulació. A finals d'estiu les congestes que resten continuen alimentant-los i, excepcionalment, també poden alimentar-se de fonts situades a les parts altes del relleu.

Per les seves dimensions i capacitat de regulació són particularment remarcables els llacs de les capçaleres dels rius de Saborèdo, Aiguamòg, Valarties i Unhòla.

Quan els llacs estan situats en roques impermeables com les metapelites i metapsammites del Cambroordovicià, Carbonífer, Devonià i Silurià, o bé en roques de naturalesa granitoide, el desguàs es realitza superficialment, generalment, mitjançant cursos de fort pendent i de característiques torrencials. Però, quan els llacs estan situats en els contactes dels esmentats materials amb calcàries del Devonià o Cambroordovicià, el drenatge és subterrani i els llacs formen part de les conques d'alimentació dels sistemes hidrogeològics objecte d'aquest treball. Tanmateix, a vegades els llacs estan situats en materials impermeables molt aigua amunt de les pèrdues, però els cursos que els desguassen acaben infiltrant-se completament als engolidors càrstics. És el cas dels estanys de Salterillo, Barrancs i Escaleta, situats en els granitoides de la conca del riu d'Aigualluts, formant part del sistema càrstic de Joeu i dels llacs de Liat i de la Palomèra al sistema càrstic de Tèrme-Pila.

Els llacs i estanys tenen un paper en la regulació hídrica de les aportacions superficials que s'afegeix a la regulació que és pròpia del mantell de neu i les aigües subterrànies.

En algunes subconques, com la d'Aiguamòg, la concentració de llacs és tan important que el seu paper regulador ha estat aprofitat en la producció hidroelèctrica a la central d'Arties, la més important de la Val d'Aran (Rijckborst, 1967; Carlos Farré, comunicació personal). Aquest aprofitament va suposar a més de la construcció de l'embassament d'Aiguamòg, la realització de nombroses captacions i connexions dels llacs mitjançant galeries subterrànies amb un desenvolupament total de 14 km. També es captaren aportacions d'aqüífers de naturalesa calcària, com succeeix amb la derivació quasi total del cabal aportat pel sistema d'Aigüèira.

A més dels llacs de muntanya, a la Val d'Aran, s'han d'assenyalar com a sistemes hidrològics i ecològics d'interès les zones d'aiguamolls, d'extensió relativament limitada, associades generalment a aportacions d'origen subterrani com succeeix per exemple a la vall de Molières amb el conjunt d'espais humits –o molleres– que es formen a partir de les aportacions càrstiques del sistema hidrogeològic de Molières.

3.2.1.5.4 El carst

El carst a la Val d'Aran té un desenvolupament considerable i es reconeix en la pràctica totalitat dels afloraments carbonàtics.

Les roques carbonàtiques, sobretot calcàries, del Devonià (i Carbonífer inferior) i del Cambroordovicià, presenten fenòmens càrstics pretèrits i actuals. Hi ha fenòmens càrstics pretèrits anteriors al màxim glacial i és de suposar que, més excepcionalment, n'hi ha d'anteriors al glacialisme del Quaternari, encara que, de moment, no es disposa de dades de datació de dipòsits endocàrstics. No obstant, l'acció erosiva de les glaceres del darrer màxim glacial ha esborrat una part important de l'empremta càrstica pretèrita. Els carsts funcionals són els que es defineixen com a actuals, és a dir, que s'han desenvolupat en l'Holocè o bé en el Pleistocè superior-Holocè.

El concepte de paleocarst que s'utilitza en aquest treball es refereix a aquelles cavitats o estructures càrstiques no funcionals, disfuncionals o pràcticament no funcionals, estiguin reblertes o no. Però, a la Val d'Aran i també a l'alt Éssera hi ha carsts amb cavitats explorables que mantenen una certa activitat hidrològica actual. És a dir, hi ha fenòmens que responen a carstificacions anteriors desenvolupades en contextos de relleu diferents dels actuals –condicions de potencial de carstificació ben diferents–. Aquests fenòmens càrstics, en alguns casos, corresponen a estructures originades a la zona inundada del carst (i en d'altres a la zona no saturada), però que es poden trobar a altituds superiors als 2000 m, molt per sobre de les zones de circulació profunda actual. Aquests fenòmens, en l'esquema dels carsts actuals, es troben formant part de les seves conques d'alimentació. És a dir, des del punt de vista hidrològic, els fenòmens formen part de l'epicarst i, per tant, del subsistema zona no saturada, o bé, en determinats casos, es troben en blocs carbonàtics independents dels carsts actuals estrictes.

Alguns dels exemples, com succeeix amb el carst de l'Escaleta, formen part de la conca d'alimentació de carsts actuals, concretament de la conca del sistema de Joeu, però sense que existeixi cap connexió directa, al menys coneguda, amb la circulació actual de l'aqüífer de Joeu. En aquest mateix context hi ha altres fenòmens com la cova del Lleó o l'anomenat carst del pla d'Estany que constitueixen estructures càrstiques pretèrites i, possiblement, anteriors al desenvolupament de les captures que alimenten el carst actual.

No obstant, a vegades, els límits entre els paleocarsts i els carsts funcionals no són del tot clars. Això passa en aquells fenòmens que presenten una certa activitat hidrològica actual, encara que responguin a una carstificació anterior a l'actual. És el cas del carst de Bò i del carst de l'Escaleta, en els quals és indispensable l'estudi dels dipòsits i la seva datació. El carst de font Hereda a la Val d'Aran i el d'Alba a l'alt Éssera presenten, clarament per sobre de la zona inundada actual, una estructura càrstica no funcional penjada, però que s'originà en una paleozona saturada, situada per sobre de l'actual. En aquests exemples cal precisar si tenen una situació cronològica subactual-actual o bé si responen a una carstificació pretèrita clarament preactual.

El treball realitzat s'ha concretat principalment en l'estudi dels carsts actuals, particularment dels sistemes de Joeu, Lastoar, Tèrme-Pila i Aigüèira. Encara que s'han treballat altres exemples com els sistemes de Gresilhon (vall de Joeu) i Molières (vall de Molières) i, fins i tot, exemples com el sistema d'Horno (vall de Nere), de naturalesa granular (fluvioglacial), aquests no seran tractats en la monografia.

A la Val d'Aran hi ha altres exemples de sistemes hidrogeològics a les calcàries: els sistemes de la pala de Sarrahèra i de la font Hereda a la vall del Nere, el sistema de Pomèro a la vall de Joeu, el Uelh deth Garona (barranc de la Garona) i el carst de Bò o de riu Malo a la vall de riu Malo, el de Margalida a la vall de Margalida i els de la font de l'Horcalh i de Uelh de Marimanha a la capçalera del Noguera Pallaresa.

3.2.1.5.4.1 L'evolució del glacialisme al carst

En tractar del glacialisme s'ha definit amb precisió el context en què s'inicia la carstificació actual. Només cal recordar que és a partir de la fase de les glaceres de vall (26000 anys BP) i, particularment, a partir de les fases de les glaceres de vall en altitud (16000-13000 anys BP) i de les glaceres de circ (13500 anys BP) quan es donen més clarament les condicions per a l'inici de la carstificació actual (Pleistocè superior-Holocè).

Així, el carst té un desenvolupament posterior i, en alguns casos, segurament contemporani al desenvolupament de la morfologia fluvial inicial del Postglacial.

A la vall aranesa la carstificació és, juntament amb els processos fluvials, un dels agents erosius actuals importants. El carst presenta unes dimensions i una rellevància notables. De fet, l'erosió fluvial i la càrstica entren en competència i l'anàlisi de la seva relació en l'espai i el temps té un gran interès per a comprendre l'evolució geomorfològica recent de l'Aran i dels relleus limítrofes. En aquest sentit, el desenvolupament de les captures càrstiques i la modificació i, fins i tot, anul·lació de la circulació superficial, alenteix o atura completament l'evolució fluvial de les capçaleres o de parts d'aquestes. Això és el que passa a les capçaleres de l'Éssera, Nere i Unhòla, per posar solament els exemples més remarcables.

La relació del glacialisme amb el carst o amb els processos càrstics cal situar-la principalment en els següents aspectes:

- la creació de forts gradients de relleu.
- l'erosió glacial a les parts altes del relleu (en l'àmbit dels circs al voltant i per damunt dels 2000 m) determina l'aflorament de les calcàries que passaran a formar part de la conca d'alimentació (zones de recàrrega, engolidors) dels sistemes càrstics.
- l'erosió glacial a les parts baixes de les valls determina l'aflorament de les calcàries i la situació de la descàrrega dels sistemes: les fonts càrstiques, que constitueixen, a més, els nivells de base càrstics.

Efectivament, abans del desenvolupament de les morfologies fluvial i càrstica que actualment s'observen, hi ha una intensa erosió glacial que tingué el moment més important en el màxim glacial (Bordonau, 1985, 1992).

És durant aquest màxim glacial quan es produeix l'excavació de les "valls en obi", tal i com actualment s'observen a la Val d'Aran, i també l'erosió de determinades unitats litològiques

que constituïen substrats impermeables. Així es va afavorir l'aflorament de materials calcaris tant a les parts altes com baixes dels relleus. És aquesta intensa erosió la que origina els forts gradients de relleu i que pressuposa la preparació geomorfològica o la creació de les condicions favorables a la carstificació. D'aquesta manera, el glacialisme determina certs factors dels potencials de carstificació i influeix en la definició o creació dels nivells de base càrstics. Com, per exemple, succeeix amb les ressurgències dels sistemes de Joeu i Lastoar.

Més concretament, l'excavació per erosió glacial de materials impermeables, principalment del Carbonífer, determina l'aflorament de les calcàries del Devonià on es formaran posteriorment els engolidors (recàrrega) i les ressurgències (descàrrega) dels carsts aranesos. Aquesta situació és remarcable als sistemes de Joeu i Lastoar. En efecte, a les ressurgències de Lastoar i Joeu s'observa bé l'efecte de l'erosió glacial dels materials metapsammítics i metapelítics del Carbonífer que, en ambdós casos, recobrien les calcàries del Devonià en les respectives estructures anticlinals.

Al sistema de Tèrme-Pila, concretament a Liat i al pla de Tor, on se situen els engolidors més importants, l'erosió de les metapelites del Cambroordovicià afavoreix l'aflorament de les Calcàries de Bentaillou, també cambroordovicianes. A la Font de Tèrme sembla que l'erosió glacial hauria estat la responsable de l'erosió i l'aflorament del nucli de l'estructura anticlinal que afecta les calcàries on es troba la ressurgència.

3.2.1.5.4.2 Originalitat i diversitat en els carsts actuals

Com a una conclusió anticipada es poden remarcar dues característiques en l'àmbit càrstic aranès estricte: l'originalitat i la diversitat.

En efecte, l'estudi dels diferents aqüífers en roques calcàries de la Val d'Aran permet observar particularitats en cadascun dels exemples, és a dir, marcades diferències en algunes de les seves característiques físiques i en el seu funcionament i estructura, però també analogies en les referides característiques i en certs aspectes del funcionament general. Precisament això és el que fa interessant l'estudi hidrològic del carst en un marc com l'aranès, en el qual hi ha certes condicions generals comunes: clima atlàntic –tipus de precipitació i innivació–, geologia i geomorfologia i, en definitiva, les condicions pròpies de l'alta muntanya, però, així mateix, cada sistema té un conjunt de característiques que el defineixen, és a dir, que el fan original i singular. Aquestes característiques són una conseqüència del potencial de carstificació, el qual ha determinat el grau d'evolució de cada sistema i, en definitiva, les seves característiques funcionals i estructurals. L'anàlisi del potencial de carstificació és un dels punts de la recapitulació i de les conclusions de cada sistema. En el potencial de carstificació hi ha l'explicació de la diversitat d'aqüífers en roques calcàries de la Val d'Aran. Cada sistema té un model conceptual propi i original i, en conseqüència, una anàlisi comparativa dels diferents sistemes ajuda a comprendre el seu diferent grau d'evolució.

La diversitat es fa evident per les diferències que s'observen entre els sistemes de Joeu, Lastoar, Tèrme-Pila i Aigüèira. Més endavant s'explicaran les raons d'aquestes diferències i, per tant, de la diversitat. Aquests aspectes tenen un gran interès des de la perspectiva de la hidrologia teòrica.

3.2.1.6 Recursos hídrics i sostenibilitat

La Val d'Aran, per les seves particularitats físiques, té uns sistemes hidrològics i uns recursos hídrics considerables que han tingut i poden tenir en el futur una utilització de

gran interès socioeconòmic: de la captació d'aigua potable als aprofitaments hidroelèctrics. Així mateix cal situar el paper i l'interès ecològic i ambiental dels sistemes hidrològics que, a part del científic i de recerca, donen una dimensió i unes possibilitats enormes a l'educació ambiental, ja sigui en el marc estricte de l'ensenyament o en el d'un turisme cultural i de qualitat.

El carst aranès, en general, i els sistemes càrstics estudiats, en particular, són un exponent clar d'aquestes idees i possibilitats.

El treball que es desenvolupa a continuació aborda de forma individualitzada els sistemes càrstics aranesos, defineix les característiques del seu funcionament hidrològic, avalua el potencial dels seus recursos hídrics subterranis, estableix el seu interès econòmic i aplicat, i introdueix els aspectes bàsics per a la seva protecció des d'una perspectiva sostenibilista.

3.2.2 Sistema de Uelhs deth Joeu

3.2.2.1 Introducció

El sistema càrstic de Joeu ocupa l'espai que abasta les altes valls dels rius Éssera a Osca i Nere i Joeu a la Val d'Aran. El vessant septentrional del massís de la Maladeta, on hi ha les altituds màximes dels Pirineus, forma part del sistema (foto 11).

El sistema ocupa una extensió aproximada de 48.1 km^2, però la conca és solament d'uns 30 km^2. Joeu és el sistema de major extensió dels estudiats a la Val d'Aran. Això no obstant, les seves dimensions, en el marc general dels sistemes càrstics, no són molt importants, doncs la conca és inferior a 50 km^2. Però, com a conseqüència de les seves característiques físiques i particularment climàtiques, té una importància hidrològica considerable, tal i com ho indica la seva aportació anual, que pot ser superior als 50 hm^3.

Les característiques físiques determinen la complexitat de l'estructura o esquema del sistema. En efecte, el caràcter binari del sistema de Joeu és molt marcat, com s'analitzarà més endavant. En conseqüència, la recàrrega presenta un marcat caràcter allòcton amb dues pèrdues particularment rellevants: els forats d'Aigualluts i de la Renclusa (fotos 12, 13 i 14).

L'aportació hídrica del sistema hidrogeològic de Joeu és una contribució significativa en el conjunt de la hidrologia aranesa.

Les reserves hídriques són de naturalesa diversa i avaluades de manera global constitueixen un important patrimoni hídric (Monterde, 1998 a, b; Freixes et al., 2000, 2002; Freixes, 2003). La descàrrega natural és la ressurgència dels Uelhs deth Joeu (fotos 15, 16, 17 i 18).

L'aportació dels Uelhs deth Joeu té una importància cabdal en l'explotació hidroelèctrica de la Central de Benòs a la mateixa Val d'Aran (foto 19).

Pel seu interès com a espai natural té protecció la pràctica totalitat del territori del sistema. La part d'Osca forma part del Parc de Posets-Maladeta i l'aranesa de l'espai conegut com l'Artiga de Lin, protegit en el Pla d'Espais d'Interès Natural.

Per la seva estructura binària i situació geològica és comparable amb els sistemes càrstics de Lastoar i Alba, situats al Valarties i a l'Éssera, respectivament (Freixes et al., 1998

a). Per la importància del fenomen de captura té interès la comparació amb el sistema de Tèrme-Pila (Unhòla-Varradòs).

El sistema de Joeu, per la seva originalitat i per l'equipament instrumental de què disposa, ha estat i és un sistema de referència en la investigació del carst a Catalunya, però, sobretot, constitueix un excel·lent exemple per a l'estudi del carst d'alta muntanya i la seva hidrogeologia (fotos 20, 21, 22, 23 i 24).

L'originalitat del sistema ve donada per les seves característiques físiques i per la seva carstificació, que s'analitzaran detingudament. En aquest sentit, cal remarcar que les glaceres i el mantell de neu més importants dels Pirineus formen part del sistema. A més, el vessant septentrional del massís de la Maladeta té precipitacions molt elevades (Rijckborst, 1967; Monterde, 1998 a, b). Així mateix és interessant assenyalar que les dades d'aquests darrers anys indiquen que el balanç hídric del sistema de glaceres és negatiu i, per tant, aquestes experimenten una forta regressió, com també ho indiquen les observacions de terreny. En conseqüència, el sistema càrstic de Joeu és un molt bon marcador del canvi climàtic.

3.2.2.2 Característiques físiques del sistema

3.2.2.2.1 Introducció

El sistema càrstic de Joeu presenta en les seves característiques físiques alguns aspectes originals i remarcables. El sistema implica tot el vessant septentrional dels relleus del massís de la Maladeta, on hi ha l'altitud màxima dels Pirineus: l'Aneto amb 3404 m. Aquest vessant septentrional forma part de l'alta vall del riu mediterrani Éssera, que és objecte de captura càrstica mitjançant un conjunt de pèrdues entre les quals destaquen, per la seva importància hidrològica, els forats d'Aigualluts i de la Renclusa.

El relleu més elevat dels Pirineus forma part del sistema i, en conseqüència, també en formen part els sistemes hidrològics situats a major altitud, com passa amb el riu d'Aigualluts i el barranc de la Renclusa (o de la Maladeta). El mateix succeeix amb les glaceres i el mantell de neu, que són els més importants de la serralada (Ramírez i García, in MOPTMA, 1994).

Les glaceres de Tempestats, Barrancs i Aneto i el mantell de neu d'aquesta part del massís de la Maladeta determinen que el riu d'Aigualluts sigui l'aportació superficial més important al sistema càrstic de Joeu (engolidor d'Aigualluts). La glacera de la Maladeta i el mantell nival d'aquesta part alimenten els barrancs de la Maladeta i la Renclusa, els quals constitueixen la segona aportació superficial del sistema (engolidor de la Renclusa).

El Forat de la Renclusa constitueix la pèrdua més important del límit occidental i, a l'alta vall del riu Nere, en el vessant atlantoaranès, hi ha tot un conjunt de pèrdues, entre les quals destaca la situada al llac de l'Hòro (Nere), que és la més oriental. Les altres pèrdues significatives es troben als contraforts meridionals de la vall de Joeu, una mica al N de la divisòria de l'Éssera i la vall de Joeu: Hòro d'Aran, que drena el llac del coll de l'Hòro, i les del barranc dels Pois, que drenen l'estany dels Pois.

La conca que determina la recàrrega del sistema està definida principalment per les superfícies impermeables que alimenten el conjunt de pèrdues esmentades, les quals

se situen en afloraments calcaris poc importants. També formen part de la conca de recàrrega, però amb una importància menor, els afloraments calcaris, que presenten una infiltració de tipus més difús, encara que directa; aquests afloraments tenen una extensió molt poc important en el conjunt del sistema. Una anàlisi detallada de les diferents conques superficials del sistema es realitza a la memòria del mapa hidrogeològic del sistema càrstic de Joeu (Monterde, 1998 a).

La captura de l'alta vall de l'Éssera suposa que aigües pertanyents al vessant mediterrani passin a l'atlàntic. La descàrrega del sistema la defineix la ressurgència única dels Uelhs deth Joeu, situada a l'Artiga de Lin. Aquesta ressurgència és el naixement del riu Joeu que alguns autors han considerat com l'origen o naixement de la Garona.

3.2.2.2.2 Geologia

Les característiques geològiques de l'àmbit del sistema de Joeu han estat estudiades per diferents autors. De l'escola holandesa és remarcable el treball de Kleinsmiede (1960). Posteriorment, cal destacar també el treball de García-Sansegundo (1992) realitzat amb el suport de l'Instituto Tecnológico Geominero de España.

El sistema se situa en el si de l'anomenada Zona Axial pirinenca i els materials són del Paleozoic. L'estructura, essencialment herciniana, ha estat però significativament modificada per la tectònica alpina que ha introduït tot un conjunt de discontinuïtats majors que consisteixen en falles i encavalcaments de gran desenvolupament i també discontinuïtats menors com altres tipus de fractures.

La unitat de Joeu, en la sistematització de les unitats geològiques realitzada pels geòlegs holandesos, se situa en l'anomenat sinclinal o sinclinori del pla d'Estany (Kleinsmiede, 1960; Zwart, 1979), però García-Sansegundo (1992), en l'estudi de la transversal que realitza en aquesta part dels Pirineus, situa el sistema al domini geològic de l'Alta Ribagorça. En la definició de les unitats alpines de l'estructura dels Pirineus es troba a la unitat d'Orri (Berástegui et al., 1993; Muñoz, 1992).

A continuació es descriuen els dos aspectes fonamentals de manera separada: primer la litologia i desprès l'estructura.

Els materials implicats en el sistema són del Devonià i Carbonífer, també hi estan implicats d'una manera important els granitoides tardihercinians del batòlit de la Maladeta. En el límit septentrional del sistema, associats a l'encavalcament del port de la Picada, hi ha materials del Silurià i Cambroordovicià. Aquests materials també podrien constituir el límit inferior.

Els materials en què es desenvolupa l'aqüífer de Joeu són les calcàries metamòrfiques del Devonià superior i del Carbonífer inferior (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1992), com ja ha estat comentat, pertanyents a la fàcies Sierra Negra. Es tracta de calcàries que han estat fortament recristal·litzades per metamorfisme de contacte sota els efectes tèrmics de les intrusions tardihercinianes. Aquestes calcàries metamòrfiques juntament amb d'altres materials del Paleozoic formen part de l'aurèola de metamorfisme de contacte del batòlit granitoide de la Maladeta (foto 10). El Carbonífer, a la seva part més inferior, té nivells calcaris metamòrfics, però, en general, està format per gresos (metapsammites) de la fàcies Culm, encara que també hi ha conglomerats (metarudites) i pelites (metapelites). El Carbonífer ocupa una extensió significativa en el conjunt d'afloraments del sistema (Waterlot, 1969).

Els granitoides del batòlit de la Maladeta mostren una gran diversitat de litologies com succeeix amb el de Marimanha. Els granitoides que limiten amb la falla de la Maladeta a la part occidental (Forat de la Renclusa i Aigualluts) són diorites i granodiorites de gra mitjà amb biotita i amfíbols (Charlet, 1979), mentre que, a la part oriental (alta vall del Nere i pèrdues del Nere), són granodiorites i granits de gra gruixut amb biotita i amfíbols; també formen part de la conca del sistema càrstic (part més alta del massís: Aneto, Maladeta...) els granits de gra mitjà amb biotita, cordierita i moscovita (anomenats "Granits de les crestes"). Els granitoides constitueixen la litologia més important del conjunt d'afloraments del sistema. La seva edat absoluta és de 277 ± 7 m.a. (Estefanià-Permià).

Els materials del Cambroordovicià i Silurià situats als límits del sistema estan formats principalment per roques de naturalesa peliticogresosa (esquist i pissarra).

Del Quaternari cal remarcar l'existència d'importants dipòsits glacials, fluvioglacials i lacustres. Al pla de l'Artiga de Lin (vall de Joeu) destaquen els cordons morrènics de les valls de la Ribèra i Pois, els quals arriben just fins als Uelhs deth Joeu (Kleinsmiede, 1960; Rijckborst, 1967; Bordonau, 1985). També cal esmentar els dipòsits d'origen fluvioglacial de la vall del Nere, així com els dipòsits morrènics, situats sobretot en els relleus de la Maladeta i a la part alta de la conca del barranc de Pois, on aquests materials presenten importants esllavissaments (vegeu Bordonau, 1985) (figura 28).

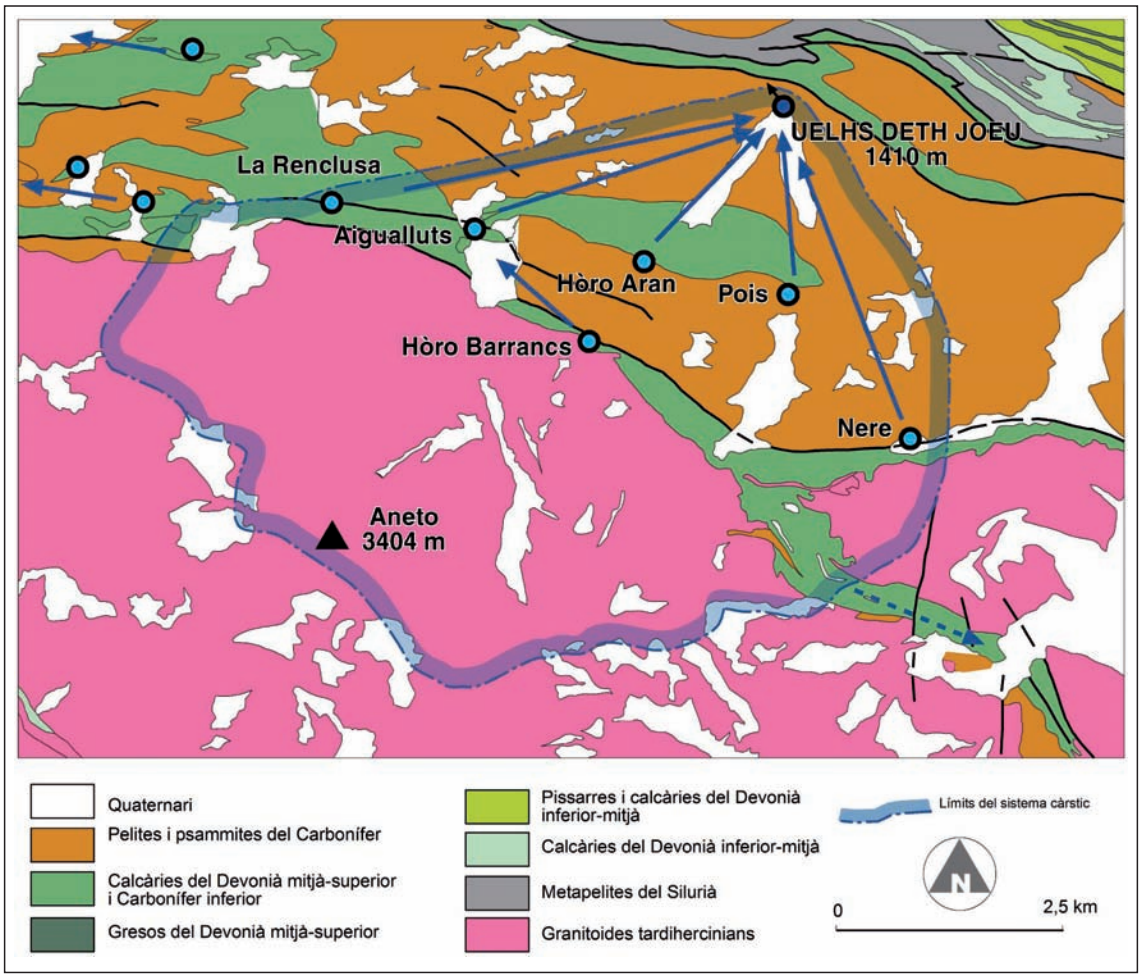


Figura 28: Mapa geològic i hidrogeològic del sistema dels Uelhs deth Joeu (Kleinsmiede, 1960; Garcia-Sansegundo, 1992; Freixes et al., 1998 a, 2000).

En el context de les grans unitats estructurals, el sistema se situa en la unitat o mantell alpí d'Orri (Muñoz, 1992; García-Sansegundo, 1992), la qual té el límit N en l'encavalcament o falla de Gavarnia, i el S en l'encavalcament de les Nogueres.

El sistema es troba, més concretament, en la unitat estructural anomenada Sinclinori del Pla d'Estany (Kleinsmiede, 1960; Zwart, 1979; García-Sansegundo, 1992). Aquesta estructura es desenvolupa entre el batòlit de la Maladeta (falla de la Maladeta) i l'encavalcament del port de la Picada-Valarties[37] (García-Sansegundo, 1992).

El Sinclinori del Pla d'Estany està format per calcàries del Devonià superior, calcàries del Carbonífer més baix datades com a Tournaisià-Viseà i pel Carbonífer detrític de fàcies "Culm" datat com a Namurià-Westfalià. En l'àmbit del sistema es desconeixen les unitats litostratigràfiques subjacents als materials descrits, però els estudis estratigràfics i geològics realitzats (Zwart, 1979; García-Sansegundo, 1992) situen el Sinclinori del Pla d'Estany en l'àrea de fàcies devonianes Sierra Negra.[38] Tot sembla indicar que la carstificació implica principalment el paquet de calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior. L'estructura sinclinorial està constituïda per un conjunt de plecs d'orientació W-E. El pla axial és subvertical i el eixos tenen uns 15º d'inclinació cap a l'E (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1992). Els plecs de la generació principal són de tipus isoclinal (García-Sansegundo, 1992).

Els talls geològics i hidrogeològics (figura 29) sintetitzen els trets més importants d'aquesta estructura sinclinorial i permeten visualitzar l'estructura tectònica implicada en el sistema dels Uelhs deth Joeu.

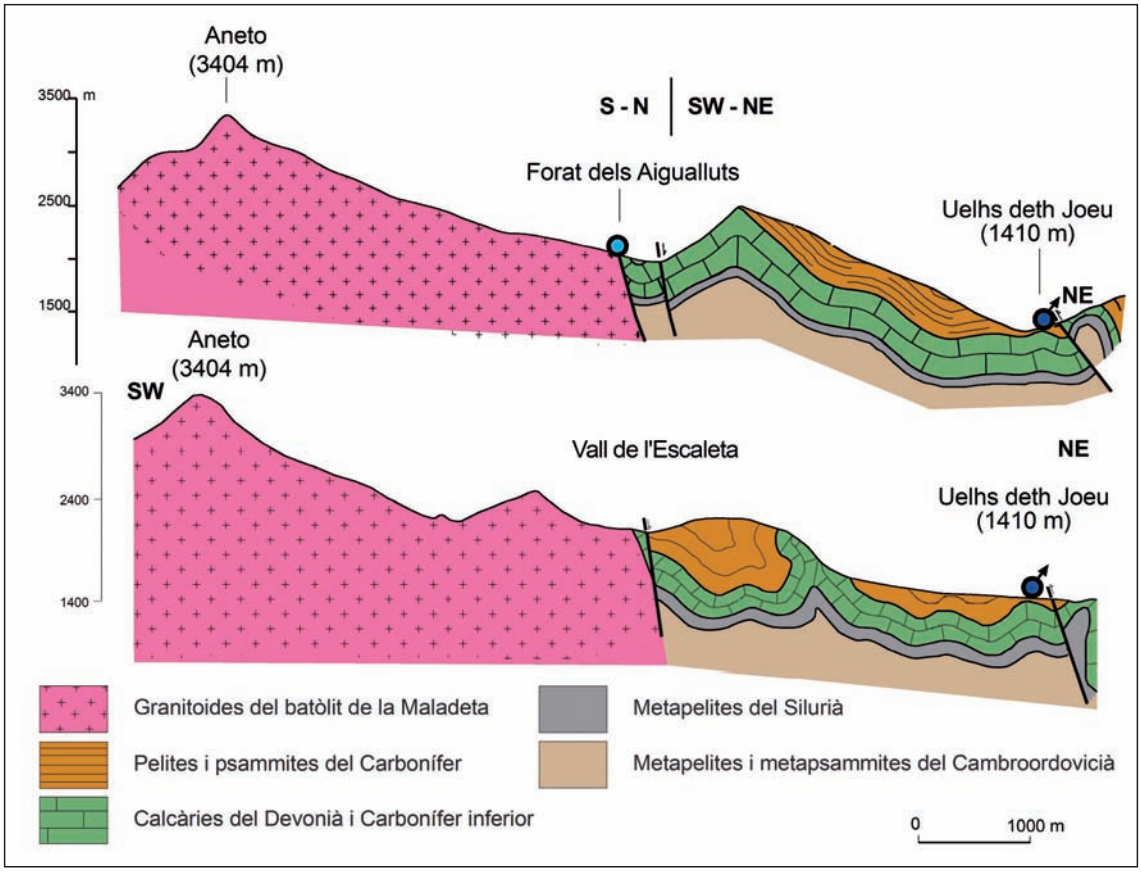


Figura 29: Talls geològics i hidrogeològics del sistema dels Uelhs deth Joeu (modificats de Freixes et al. 1998 a; Muñoz, inèdit).

El bloc diagrama il·lustra la geologia del sistema en tres dimensions i complementa els talls hidrogeològics (figura 30).

El tall geològic mostra les característiques de les zones de recàrrega del Forat dels Aigualluts (contacte de les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior amb els granitoides del massís de la Maladeta) i del coll de l'Hòro (anticlinal de coll de l'Hòro), i de la circulació profunda i de la descàrrega natural de l'aqüífer. Es pot observar el caràcter captiu de l'aqüífer. També s'observa el límit inferior que pot estar format per materials metapelítics del Devonià i principalment per les metapelites del Silurià i Cambroordovicià. Al N, les metapelites del Silurià que formen part de la làmina encavalcant del port de la Picada-Valarties podrien definir un límit impermeable en profunditat, que ajudaria a comprendre la situació de la ressurgència en el plec anticlinal situat més al N del sinforme del pla d'Estany.

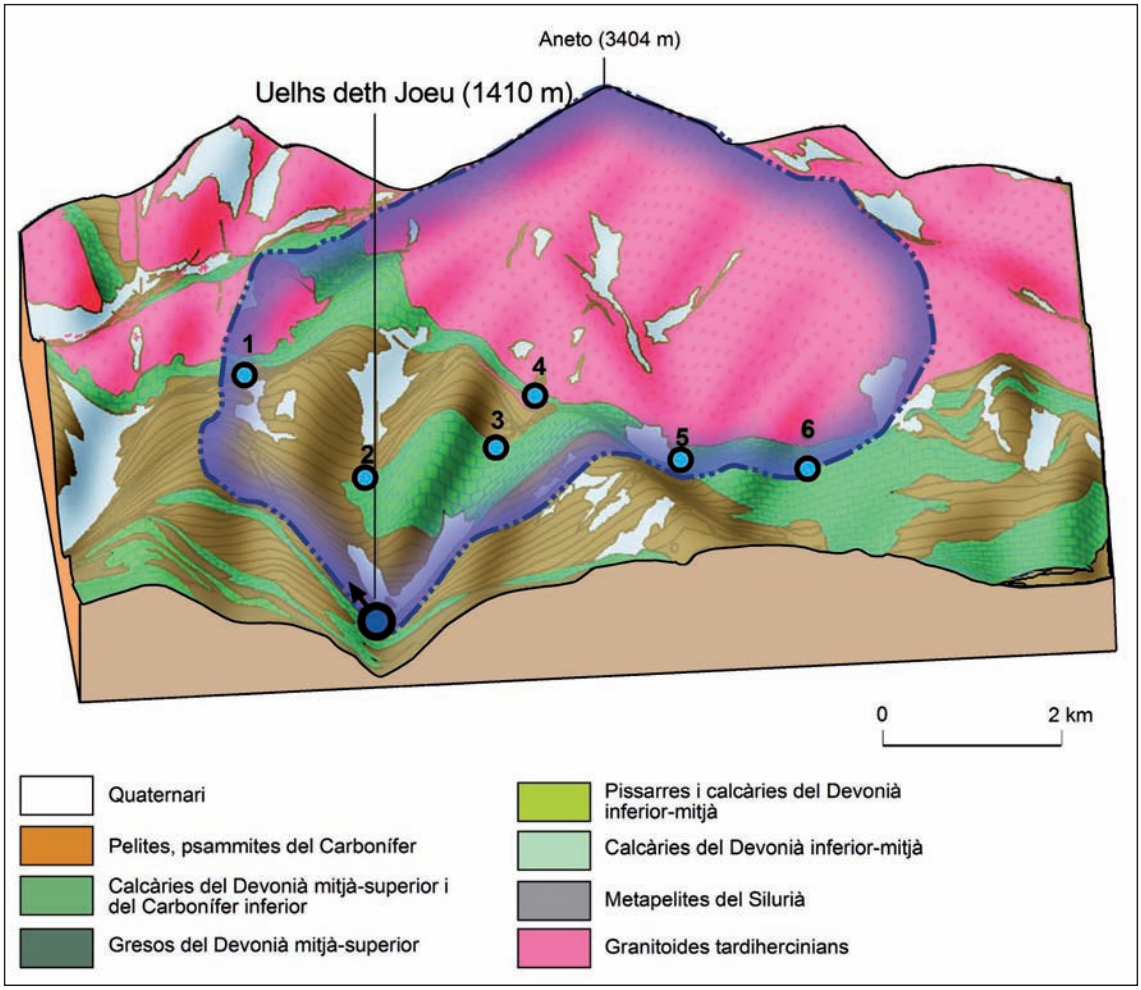


Figura 30: Bloc diagrama del sistema dels Uelhs deth Joeu. Pèrdues (1, Nere; 2, Pois; 3, Aran; 4, Barrancs; 5, Aigualluts i 6, Renclusa) (modificat de Freixes et al., 1998 a, 2000).

Monterde (1998 a, b), en l'anàlisi que realitza de l'estructura de la zona de recàrrega i de la zona no saturada, indica la possibilitat que existeixi una zona saturada o inundada penjada en l'estructura sinclinal que es desenvolupa al S de l'anticlinal del coll de l'Hòro; aquesta estructura sinclinal tindria majors dimensions i una geometria més definida al SE dels Aigualluts, en direcció a la Forcanada.

Les implicacions hidrogeològiques de l'estructura tectònica seran analitzades en tractar del potencial de carstificació.

3.2.2.2.3 Límits del sistema i de l'aqüífer

3.2.2.2.3.1 Joeu, un sistema complex

En aquest exemple els límits del sistema i de l'aqüífer són força diferents. Joeu és un sistema binari en el qual la part impermeable de la conca és molt més important que la permeable. Aquest esquema o estructura binària introdueix una complexitat considerable en el sistema.

La delimitació del sistema càrstic de Joeu fou abordada en el marc d'un programa de treball del Servei Geològic de Catalunya i, posteriorment, a partir d'iniciatives de la Junta d'Aigües de Catalunya (Freixes et al., 1997, 1998 a, b, d, 2000, 2002; Monterde, 1998 a, b), en un treball rigorós que tingué com a resultat principal la cartografia hidrogeològica del sistema. La metodologia utilitzada en els treballs esmentats es basa en criteris geològics, hidrogràfics, hidrològics i hidrogeològics.

Des del punt de vista geològic, els límits septentrional i meridional estan bastant ben definits. Els límits occidental i oriental són més problemàtics i s'han precisat a partir de criteris estrictament hidrològics.

En efecte, el límit septentrional l'indiquen els Uelhs deth Joeu. És a dir, és la ressurgència la que permet situar i definir el límit de l'aqüífer i del sistema. Però, contràriament al que es podria pensar, l'encavalcament del port de la Picada-Valarties –i les estructures associades–, tot i constituir una estructura de gran desenvolupament i un límit geològic de primer ordre, no és pròpiament el límit septentrional. Això almenys és així a la ressurgència del sistema; en profunditat, la zona saturada sí que podria estendre's fins a aquest límit, on les ampelites del Silurià associades a l'encavalcament farien de barrera impermeable; però aquesta interpretació de l'estructura tectònica en profunditat és solament una hipòtesi (figura 28). Així, els Uelhs deth Joeu no es troben en l'aflorament calcari més septentrional i topogràficament més baix, format per les calcàries de la làmina encavalcant, sinó en un anticlinal de dimensions decamètriques, que és l'estructura més septentrional del Sinclinori del Pla d'Estany (Kleinsmiede, 1960).

La situació de la ressurgència al fons de la vall, en la confluència de les valls de la Ribèra i Pois (Artiga de Lin), i el caràcter captiu de les calcàries que l'alimenten fan d'aquesta font l'única possible en el sistema. Així, a la ressurgència, el límit septentrional està molt ben definit.

El límit meridional passa per l'interior dels granitoides del batòlit de la Maladeta (massís de la Maladeta), exactament d'W a E per la cresta que conformen el cims de la Maladeta (3308 m), Pic del Mig (3330 m), Aneto (3404 m), Tempestats (3295 m), Margalida (3240 m) i Russell (3205 m). Més a l'E, el límit el defineixen el Salenques (2990 m), el tuc de Molières (3010 m) i el cap de l'Hòro de Molières (2975 m), que constitueixen els relleus més importants de la part oriental del sistema. Al S de la Forcanada (mall dels Pois), el sistema limita amb la vall de Molières, capçalera del Noguera Ribagorçana. En definitiva, tot el vessant septentrional del massís de la Maladeta, format pels granitoides del batòlit, pertany al sistema hidrogeològic de Joeu i el mateix passa amb l'alta vall del Nere.

El límit occidental, en un sentit estrictament geològic, és de difícil definició, doncs les calcàries devonianes continuen cap a l'W al llarg de la vall de l'Éssera. Succeeix exac-

tament el mateix amb el límit oriental, és a dir, no és possible una delimitació geològica precisa: les calcàries del Devonià continuen cap a l'E fins a la capçalera del Nere i els contraforts del tuc del port de Vielha (vertical del túnel de Vielha). Més a l'E, les calcàries continuen formant part de la mateixa estructura, però hi ha altres unitats hidrogeològiques com els sistemes de la font Hereda, de la pala de Sarrahèra i de Lastoar.

En síntesi, el sistema de Joeu es desenvolupa, aproximadament, des de l'estructura anticlinal menor, situada a la part septentrional del Sinclinori del Pla d'Estany, fins a la línia de cims més elevats del massís de la Maladeta que constitueix el límit meridional (figura 28).

L'aqüífer ocupa un espai de dimensions molt inferiors a les del sistema i es desenvolupa a les calcàries metamòrfiques del Devonià superior-Carbonífer inferior del Sinclinori del Pla d'Estany. Els afloraments calcaris més importants a l'alt Éssera són els següents: la valleta de l'Escaleta, Aigualluts i Renclusa (just fins als relleus de Paderna, pertanyents al sistema càrstic d'Alba). En el límit de alt Éssera i l'alt Joeu hi ha els afloraments que formen part de l'estructura anticlinal del coll de l'Hòro, és a dir, les calcàries del coll de l'Hòro i del barranc dels Pois. A l'alt Nere l'aflorament calcari s'estén des dels contraforts de la Forcanada fins pràcticament el port de Vielha. Finalment, cal esmentar el reduït aflorament de calcàries on hi ha els Uelhs deth Joeu. És a partir d'aquests afloraments que es poden establir i definir els límits de l'aqüífer.

La zona saturada que es forma aigua amunt dels Uelhs deth Joeu és captiva i no existeixen punts d'observació a part de la ressurgència. Les diferents pèrdues identifiquen el límit de l'aqüífer a la zona de recàrrega. La importància que té el desnivell entre aquesta zona i la ressurgència (entre 600 i quasi 1500 m segons els afloraments) fa pensar que la zona no saturada tingui un desenvolupament de certa importància, però inequívocament amb unes superfícies de recàrrega limitades a la reduïda extensió dels afloraments calcaris esmentats anteriorment. Com abans s'ha comentat, l'existència d'una estructura sinclinal menor entre l'anticlinal del coll de l'Hòro i el plutó de la Maladeta permet plantejar la hipòtesi que existeixi una zona saturada penjada, si més no de caràcter temporal (Monterde, 1998 a, b).

El límit inferior impermeable en bona lògica ha de situar-se en una de les unitats metapelítiques del Devonià mitjà-superior. No obstant, si es considera que el conjunt de formacions del Devonià és predominantment carbonàtic, aleshores es podria plantejar la hipòtesi que el límit inferior estigués format pels materials metapelítics impermeables del Silurià i Cambroordovicià (figura 28).

3.2.2.2.3.2 Anàlisi dels límits occidental i oriental

La definició dels límits occidental i oriental, contràriament al que passa amb el meridional i septentrional, és més problemàtica per la seva complexitat. Alguns autors (Kleinsmiede, 1960; Wennekers, 1968) tot i comentar a les memòries i situar a les cartografies geològiques nombrosos elements morfològics i hidrològics dels sistemes (pèrdues de penya Blanca, de Pomèro, d'Aigualluts, Renclusa...), no s'ocupen de l'establiment dels límits, però Rijckborst (1967) fa una aproximació molt correcte basant-se en les observacions pròpies i en els resultats de les experiències amb traçadors de què disposava. Cervelló et al. (1982) fan per primera vegada un conjunt de consideracions hipotètiques amb l'objectiu d'establir els límits dels sistemes hidrogeològics de l'alta vall de l'Éssera, constatades, en bona part, en el marc dels treballs realitzats per part del Servei Geològic de Catalunya (Freixes, 1995 b; 2003; Freixes et al., 1991 b; 1993, 1997, 1998 a,

b, 2000) i en les cartografies hidrogeològica i de vulnerabilitat realitzades per Monterde (1998 a, b). Un aspecte bàsic dels programes desenvolupats han estat les experiències amb traçadors que s'expliquen a l'apartat d'hidrodinàmica (Freixes et al., 1997).

a) Límit occidental

El límit occidental se situa, morfològicament, a l'alta vall de l'Éssera i, com ja s'ha comentat, una part molt important d'aquesta és drenada subterràniament i forma part del sistema càrstic de Joeu: engolidors d'Aigualluts i Renclusa. No obstant, els afloraments calcaris són importants aigua avall dels forats d'Aigualluts i de la Renclusa. A més dels afloraments situats al fons de la vall, n'hi ha que s'estenen en ambdós vessants i també n'hi ha que constitueixen relleus importants com succeeix amb penya Blanca al vessant dret i amb forat Tancao, Paderna i Alba a l'esquerre (vegeu la cartografia geològica de Kleinsmiede, 1960).

En efecte, el Sinclinori del Pla d'Estany, en el qual es troben tots aquests afloraments, té el seu límit molt més a l'W, just on el curs de l'Éssera fa una inflexió i la seva traça pren l'orientació SW. En aquesta zona l'estructura sinclinorial es posa en contacte amb materials del Cambroordovicià i els granitoides del batòlit de Caillauas. Així, les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior es perllonguen, sense solució de continuïtat, més a l'W de les pèrdues d'Aigualluts i de la Renclusa. En aquestes calcàries hi ha varis sistemes hidrològics que limiten amb el de Joeu; a continuació es defineixen aquests límits i s'identifiquen els diferents sistemes.

Immediatament aigua avall dels Aigualluts, és a dir, Éssera avall, hi ha una morfologia fluvial meandriforme desorganitzada que ha evolucionat a depressions i pèrdues càrstiques. En aquest àmbit s'hi observen materials del Quaternari i el contacte entre les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior amb les metapsammites del Carbonífer inferior. Aquestes característiques es mantenen aigua avall quasi fins al llindar amb el pla d'Estany. Tot aquest àmbit deu drenar subterràniament cap als Uelhs deth Joeu, doncs, a part de rebre aportacions dels vessants propis, en crescudes importants el Forat dels Aigualluts s'inunda i podria arribar a desbordar aigua avall on es troba la morfologia meandriforme desorganitzada i les pèrdues abans esmentades, en les quals acaba infiltrant-se el flux que procedeix del desbordament.

Més aigua avall, al fons de la vall de l'Éssera, hi ha el sistema del pla d'Estany o de l'Éssera que es desenvolupa en les calcàries del Devonià superior i Carbonífer inferior amb nombroses dolines-pèrdues i ressurgències. Aquest sistema constitueix un drenatge subterrani amb diverses fonts situades aigua avall de l'Éssera en el mateix tàlveg del riu (Cervelló et al., 1982; Freixes et al., 1997). Es tracta d'un sistema amb una significativa estructura de drenatge amb conductes de dimensions mètriques que es desenvolupa a escassa profunditat del tàlveg del riu. Segurament és una estructura pretèrita ara disfuncional, però que encara substitueix parcialment la circulació superficial de l'Éssera, el qual es perd en diferents engolidors d'aquesta estructura càrstica per ressorgir de nou. El límit entre el sistema de Joeu i el sistema hidrogeològic de pla d'Estany o de l'Éssera s'ha pogut precisar amb rigor a partir dels treballs de Monterde (Freixes et al., 1997; Casteret, 1931). D'aquesta manera, el límit entre les aigües mediterrànies i atlàntiques resta perfectament definit. El sistema de pla d'Estany té moltes analogies amb el carst de l'Escaleta (paleocarst), que actualment forma part de la conca del sistema de Joeu (Monterde, 1998 a, b).

El Forat de la Renclusa és la pèrdua, entre les conegudes i significatives, situada en una posició més occidental, no obstant, encara més a l'W hi ha els relleus calcaris de

Paderna i Alba, on el límit també s'ha pogut establir amb molta precisió a partir de les operacions realitzades amb traçadors. En efecte, la injecció de fluoresceïna a la pèrdua de Paderna va donar positiu a les fonts d'Alba, ressurgència de l'interessant sistema càrstic d'Alba que desguassa a l'Éssera.[39] D'aquesta manera veiem que el límit occidental o, més pròpiament, el límit SW, té una molt bona definició i que existeix una divisòria precisa entre el sistema càrstic d'Alba i el de Joeu: la subconca de la pèrdua de Paderna del sistema d'Alba limita directament amb la subconca que alimenta el Forat de la Renclusa del sistema de Joeu (Freixes et al., 1997; Monterde, 1998 a, b).

La pèrdua del forat Tancao, situada al vessant esquerra de l'Éssera, forma part d'una petita conca càrstica tributària segurament del sistema càrstic d'Alba (riu Éssera).

En el límit NW hi ha el relleu de penya Blanca, format per calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior que estan en contacte al N amb l'encavalcament del port de la Picada-Valarties i els materials metapelítics del Silurià i del Cambroordovicià (Kleinsmiede, 1960). D'aquesta unitat no es disposa de dades hidrogeològiques, però es coneixen a la part alta (port de Benasc, 2.400 m) nombroses formes exocàrstiques (dolines) i endocàrstiques: diverses cavitats de desenvolupament vertical poc important, així com petites pèrdues que és possible que contribueixin a l'Éssera o bé que hi hagi una divisòria, de manera que una part de la circulació subterrània es dirigeixi a l'Éssera i l'altra als Uelhs deth Joeu (Cervelló et al., 1982; Monterde, 1998 a, b).

b) Límit oriental

El límit oriental és també complex. A l'est de la Forcanada hi ha un desdoblament de l'aflorament calcari. Un aflorament continua en direcció SE endinsant-se en el batòlit i constitueix el vessant esquerre de la Vall de Molières, i l'altre continua cap a l'E formant una estreta franja entre els gresos del Carbonífer i els granitoides, just fins als contraforts occidentals del tuc de Vielha (port de Vielha). Les calcàries desapareixen en superfície en aquest punt, però molt possiblement tinguin continuïtat a una certa profunditat, doncs tornen a aflorar al N del llac Redon i s'estenen cap a l'E, just fins al Valarties (on hi ha el sistema càrstic de Lastoar).

A les calcàries situades a cavall de les capçaleres del Nere i la vall de Molières (Noguera Ribagorçana) –Forcanada–, el límit ha de coincidir amb molta aproximació amb la divisòria d'aigües superficials, la qual està definida per la cresta que va del serrat de la Gerbosa fins al tuc de Molières. Les calcàries situades al vessant esquerre de la vall de Molières són drenades subterràniament i constitueixen el sistema hidrogeològic de Molières; aquesta unitat és una de les aportacions hídriques d'origen subterrani de l'alta conca del Noguera Ribagorçana.

Les calcàries de l'alta vall del Nere (circ del Nere-Forcanada i ribera del Nere) drenen subterràniament tot un conjunt de llacs situats en els granitoides (estany Nere...) o bé, en el contacte de les metapsammites del Carbonífer inferior amb les calcàries (falla de la Maladeta, llac de l'Hòro del Nere). Aquests llacs (i les conques que els alimenten) són drenats cap els Uelhs deth Joeu. En efecte, tots els llacs esmentats desguassen al llac de l'Hòro del Nere i en aquest s'hi situa una pèrdua en la que s'han realitzat varis traçats amb fluoresceïna que han donat positiu als Uelhs deth Joeu. Aquesta pèrdua té un cert caràcter difús en presentar diferents punts d'infiltració; els quals, tot i engolir les aigües de manera massiva, no són en cap cas comparables als forats d'Aigualluts i de la Renclusa; els cabals són molt inferiors (com a molt de l'ordre de 0.01 m^3/s a 0.1-0.3 m^3/s) (Rijckborst, 1967; Freixes et al., 1997). En aquest àmbit, situat entre la capçalera

del Nere i la Forcanada, hi ha pèrdues en disposició esglaonada des del llac de l'Hòro del Nere als contraforts de la Forcanada.

A la vall del Nere s'hi troba l'interessant sistema d'Horno que segurament és un aqüífer de tipus fluvioglacial (es desconeix si les calcàries del Devonià hi poden tenir alguna relació). Aquest aqüífer té la seva descàrrega natural a la font d'Horno que es capta per a l'abastament d'aigua potable de Vielha (Monterde, 1998 a; Freixes et al., 2000).

3.2.2.2.3.3 El límit septentrional: la situació dels Uelhs deth Joeu

Els Uelhs deth Joeu no se situen a l'aflorament calcari més septentrional i més baix topogràficament de l'Artiga de Lin. És a dir, més al N de la ressurgència hi ha altres afloraments carbonàtics també del Devonià. Aquest fet, conduí a analitzar amb detall les característiques estructurals de la zona de descàrrega. Així, en la cartografia de Kleinsmiede (1960), els Uelhs deth Joeu estan situats en una estructura anticlinal que es troba uns 300 m al S de la falla S de Joeu; posteriorment, García-Sansegundo (1992) ha definit la falla S de Joeu com l'encavalcament del port de la Picada-Valarties. Les observacions de terreny permeten assegurar que efectivament la ressurgència dels Uelhs deth Joeu està situada en les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior, en una estructura anticlinal de dimensions decamètriques. No obstant això, les calcàries –nivells més alts del Devonià superior i més baixos del Carbonífer inferior– no arriben a aflorar amb claredat. Per tant, la geometria de l'estructura s'ha analitzat en els materials metapsammítics del Carbonífer inferior situats immediatament per sobre de les calcàries i de la font. En el flancs d'aquesta estructura anticlinal s'observen falles de salts mètrics i uns sistemes de diàclasis ben desenvolupats. La localització de la font en aquesta estructura està justificada en tant que la seva geometria fa que els materials estiguin descomprimits, notablement fissurats i, fins i tot, fallats (permeabilitat original important), facilitant en conseqüència el pas de l'aigua. En el treball de camp no es va observar cap falla de dimensions importants o estructura important que justifiqués la situació de la surgència, per tant l'explicació ha de trobar-se en l'estructura anticlinal descrita. És de suposar que l'excavació glacial dels materials gresosos estratigràficament més baixos del Carbonífer inferior, féu aflorar les calcàries metamòrfiques (Devonià superior-Carbonífer inferior), facilitant la descàrrega hídrica natural en aquest punt.

En estreta relació amb la làmina encavalcant del port de la Picada, al NW dels Uelhs deth Joeu, hi ha una altra ressurgència de certa importància: el Uelh de Pomèro, a 1890 m, que desguassa una franja estreta de calcàries del Devonià amb nombroses depressions, que limiten al N amb les metapelites del Cambroordovicià i al S amb el Carbonífer metapsammític (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1992). Per tant, el sistema de Pomèro assegura el drenatge de les calcàries que es desenvolupen a la part septentrional no drenada pel sistema de Joeu. Les calcàries del sistema de Pomèro (4 km^2) s'estenen des del clot de Lunfèrn fins a la ressurgència de Pomèro. Els sistemes de Pomèro i Joeu tenen les seves respectives ressurgències a 1.3 km de distància i el desnivell entre ambdues és de 480 m.

Aigua amunt dels Uelhs deth Joeu es desenvolupa l'aqüífer fluvioglacial de l'Artiga de Lin, amb vàries surgències que drenen els materials de naturalesa detrítica situats a les parts més baixes de les valls de Pois i Ribèra. És de suposar que aquesta unitat hidrogeològica no té cap relació amb el sistema de Joeu (Monterde, 1998 a).

3.2.2.2.4 Extensió i paràmetres físics

A partir de tot el conjunt de consideracions realitzades entorn dels límits geològics i hidrològics i sobre els sistemes hidrològics que limiten amb el de Joeu, es pot fer una estimació aproximada de la seva extensió, que és de 48.1 km^2. La part impermeable de la conca és el 86.3%, per tant, els afloraments calcaris del sistema són, solament, el 13.7%. El sistema és, en conseqüència, de tipus binari i la seva alimentació a partir de pèrdues és molt important.

L'extensió del sistema és de 48.1 km^2, la de la conca de 30 km^2 i la de l'aqüífer de 18.1 km^2.

L'alçada més elevada del sistema és l'Aneto amb 3404 m. Però també en són elevacions importants la Maladeta amb 3308 m, el Tempestats amb 3295 m, el Margalida amb 3241 m i, a l'E, el tuc de Molières amb 3010 m. L'altitud més baixa correspon a la ressurgència, els Uelhs deth Joeu, que estan a 1410 m. L'alçada mitjana del sistema és 2541 m. Si bé els cims més elevats són en granitoides, també hi ha relleus importants en calcàries: el cim més elevat en aquests materials és el mall dels Pois o Forcanada amb 2881 m.

El desnivell entre l'Aneto i els Uelhs deth Joeu és quasi de 2000 m i el que hi ha entre l'Aneto i la circulació subterrània profunda pot ser superior als 2200 m. D'altra banda, el desnivell que hi ha entre les parts calcàries més elevades i la circulació profunda és aproximadament de 1700 m.

3.2.2.2.5 Morfologia i vegetació

3.2.2.2.5.1 Morfologia general

En la morfologia general del sistema cal separar dues parts o àmbits perfectament diferenciables. Un correspon a la part més baixa: entre els Uelhs deth Joeu (1400 m) i la cresta o divisòria que separa les valls de l'Éssera i Nere dels barrancs de Ribèra i Pois. En aquest llindar hi ha els colls de l'Hòro (2225 m) i dels Aranesi (2446 m). Aquesta part baixa està constituïda per les valls de la Ribèra i Pois, les quals conflueixen a l'Artiga de Lin, on es troba la ressurgència i s'origina pròpiament la vall de Joeu. Les altes conques dels barrancs de la Ribèra (coll de l'Hòro) i Pois (coll dels Aranesi i coll dels Pois), a partir de fenòmens de captura, són subconques tributàries del sistema hidrogeològic de Joeu. Però la part més baixa d'aquestes conques té circulació superficial. Els tàlvegs estan situats en materials fluvioglacials i aquests tenen com a substrat impermeable les metapsammites del Carbonífer.

L'altre àmbit és la part més elevada del sistema que es desenvolupa, aproximadament, per sobre del llindar referit anteriorment i inclou l'alt Éssera (conca mediterrània) i l'alt Nere (conca atlàntica), que constitueixen subconques hidrològiques superficials subsidiàries del sistema hidrogeològic de Joeu. La subconca més important és la de l'Éssera, que és la que inclou el massís de la Maladeta amb l'Aneto de 3404 m i les subconques dels rius d'Aigualluts i de la Renclusa.

3.2.2.2.5.2 Morfologia glacial

Aquesta morfologia té un desenvolupament molt important en l'àmbit del sistema de Joeu. A l'apartat introductori dels exemples de la Val d'Aran ja s'ha analitzat amb una certa profunditat el paper del glacialisme en la definició dels trets morfològics més

importants de la Val d'Aran i també de l'alt Éssera. En efecte, el Màxim glacial es caracteritzaria per una intensa erosió que determinaria la morfologia de vall en obi que s'observa bé a la vall de Joeu des del llindar amb l'alt Éssera fins a Es Bòrdes. Com molt bé indica Bordonau (1985, 1992), la vall glacial de Joeu era una contribució important a la glacera de la Garona. A més, cal remarcar l'existència de colls de transfluència (coll de l'Hòro) que facilitaven el pas de la glacera de l'alt Éssera (vessant septentrional de la Maladeta) Joeu avall. La glacera de Joeu tal com ho indiquen el dipòsits morrènics tenia un gruix superior als 500 m (Bordonau, 1992).

L'erosió i la morfologia glacial adquireixen el major desenvolupament en el Màxim glacial. Per tant, les morfologies que actualment s'observen a la vall de Joeu i a l'alt Éssera responen principalment a la intensa activitat erosiva de l'esmentat període. Posteriorment, en el Postglacial, la regressió que experimentarà la glacera de la Garona es farà palesa a la Val d'Aran amb el retrocés de la glacera de la vall de Joeu (i de les glaceres del Nere i Ruda) fins a desaparèixer com a glacera de vall i restar reduïda a una glacera de circ (Fases de les glaceres de vall i de les glaceres de circ). A l'alt Éssera, una vegada la glacera del vessant septentrional del massís de la Maladeta resta reduïda pràcticament a una glacera de circ (Fase de les glaceres de circ), tenen un cert desenvolupament els processos fluvials abans del desenvolupament de les captures càrstiques, com així s'observa als Aigualluts, on l'engolidor càrstic retalla una morfologia fluvial preexistent; aquesta evolució també s'observa al forat de l'Unhòla del sistema càrstic de Tèrme-Pila.

3.2.2.2.5.3 Morfologia càrstica

La morfologia càrstica del sistema no es coneix bé i de fet no existeixen estudis que hagin abordat específicament aquest aspecte. La major part de treballs es refereixen a les implicacions hidrològiques de les captures i es limiten a comentar el paper de la pèrdua d'Aigualluts o la significació dels Uelhs deth Joeu. Això és en part explicable per les característiques físiques del sistema, ja que els afloraments de roques calcàries tenen poca extensió i alguns es troben a altituds elevades.

La morfologia càrstica és la pròpia dels carsts d'alta muntanya amb les particularitats i originalitat que imposen les característiques físiques del sistema. En la carstificació cal tenir present que la litologia són les calcàries cristal·lines de l'aurèola metamòrfica del plutó de la Maladeta i també la complexa estructura tectònica amb superposició d'estructures de l'hercinià i de l'alpí. En aquest sentit, és particularment rellevant el paper de certes fractures que faciliten el desenvolupament i, expliquen, en part, determinats elements del carst. La mateixa macroestructura del Sinclinori del Pla d'Estany pot ajudar a entendre la circulació subterrània. L'anàlisi de la morfologia ha de contemplar també l'elevada precipitació i les característiques d'aquesta, que per efecte de l'altitud afavoreix l'existència d'un important mantell de neu i de glaceres.

Aquests aspectes són bàsics per a analitzar la morfologia càrstica del sistema de Joeu. No és un objectiu d'aquest treball l'anàlisi de la morfologia. Tanmateix, sí que es vol aportar una visió global de l'estructura càrstica del sistema a partir del seu estudi hidrològic –principalment hidrodinàmic–, i aquest és precisament l'objectiu del model conceptual.

A més, els traçats realitzats en la dècada dels 90 contribueixen a la definició del sistema i permeten conèixer els àmbits no calcaris i calcaris implicats, com succeeix amb l'alta capçalera del Nere, on s'hi troben els relleus calcaris de major altitud. Així mateix, el

descobriment, exploració i estudi de formes endocàrstiques en el marc del sistema, en alguns casos clarament relacionades amb l'aqüífer actual, contribueix a conèixer l'estructura càrstica subterrània i l'evolució del carst.

Les formes que intervenen en l'alimentació del sistema i el considerable desenvolupament que presenten tenen més raó de ser per la conca impermeable que hi ha aigua amunt que no pas pels mateixos afloraments calcaris –conques en granitoides en el cas dels engolidors dels Aigualluts i Renclusa, conques en les metapsammites del Carbonífer en el cas de les pèrdues del coll de l'Hòro i Pois, i conca mixta en metapsammites del Carbonífer i granitoides en el cas de les pèrdues del Nere–.

Així, en el carst superficial s'hi observen algunes formes que tenen un desenvolupament important. Aquest és el cas dels forats d'Aigualluts i de la Renclusa i, en menor grau, de les pèrdues del coll de l'Hòro i de Pois. Aquests engolidors són formes de transició entre l'exocarst i l'endocarst, no obstant això, en cap d'aquestes pèrdues s'ha aconseguit progressar en la seva exploració més enllà d'algunes desenes de metres (Monterde, comunicació personal).

L'engolidor d'Aigualluts s'encaixa en un modelat fluvial preexistent, tal i com succeeix amb el forat de l'Unhòla a Liat. Això suposà la desorganització de l'escolament fluvial aigua avall i la formació de noves pèrdues, com així s'observa.

La falla de la Maladeta hauria tingut un paper important en la gènesi dels forats d'Aigualluts i de la Renclusa. En efecte, en l'excavació dels engolidors, aquesta discontinuïtat hauria facilitat l'acció erosiva de les aigües tant en superfície com en profunditat. Segons la cartografia de Kleinsmiede (1960), aquesta falla també té un paper determinant en el desenvolupament de les pèrdues dels sistemes d'Alba i de Lastoar. Tant al sistema de Joeu com als d'Alba i Lastoar, és palès el paper d'estructures com la falla de la Maladeta, però també es carstifica el contacte intrusiu entre els granitoides i les calcàries.

Les pèrdues del coll de l'Hòro i de Pois (mall de l'Artiga) se situen en els contactes estratigràfics de les calcàries amb les metapsammites.

A part de les grans pèrdues del sistema hi ha depressions i zones de rascler en els afloraments més importants: Escaleta, alt Nere i anticlinal del coll de l'Hòro (foto 25).

En la morfologia superficial del sistema també hi ha aqüífers epicàrstics però amb surgències poc importants i, en general, és de suposar que amb un paper d'escassa o relativa significació. Cal assenyalar que en el sistema de Joeu aquests aqüífers no han estat investigats.

La morfologia endocàrstica en el seu conjunt ha d'estar representada, com ja s'analitzarà més endavant, per conductes amb una estructura de tipus filiforme. Però, malgrat els nombrosos esforços que s'han fet, ha estat pràcticament impossible accedir-hi. En aquest sentit, és evident que els grans engolidors connecten amb el carst profund, però l'exploració subterrània no ha pogut progressar en cap d'ells més enllà d'unes desenes de metres.

Tanmateix, hi ha altres formes subterrànies situades a l'interior del sistema que segurament són els testimonis d'una carstificació anterior a l'actual. És el cas de la cova del Lleó, del carst de l'Escaleta i de l'anomenada cova del mall de l'Artiga (valleta de l'Escaleta).

La cova del Lleó, amb un recorregut de 80 m, és un paleoconducte que encara presenta una certa circulació actual que desguassa al riu de Barrancs. El carst de l'Escaleta té un recorregut de quasi 1000 m i constitueix una xarxa de conductes amb una certa

activitat hidrològica. L'aportació hídrica que procedeix dels estanys de l'Escaleta passa a circular subterràniament gràcies a la pèrdua d'Hòro de Barrancs per ressorgir aigua avall a la mateixa valleta de l'Escaleta. Aquests dos fenòmens càrstics formaven part segurament d'una estructura càrstica pretèrita desenvolupada en un context geomorfològic diferent de l'actual. Ambdós fenòmens presenten analogies amb el carst abans definit com a sistema del pla d'Estany o de l'Éssera.

La cova del mall de l'Artiga (foto 26), amb un recorregut superior als 1000 m, té un interès particular com a fenomen endocàrstic: cavitat a gran altitud (es desenvolupa entre els 2300 i els 2400 m), amb rebliment format per grans blocs de granitoides d'origen glacial. Aquesta cavitat constitueix una paleoestructura càrstica, segurament és el segment d'una zona saturada pretèrita. La seva circulació actual, que té molt poca importància, podria estar connectada directament amb l'aqüífer de Joeu o bé, desguassar en algun punt no determinat de la valleta de l'Escaleta.

Una conclusió es pot avançar i és que hi ha una clara discontinuïtat evolutiva entre les formes endocàrstiques pretèrites descrites –que tenen un clar caràcter de paleocarst– i les formes pròpies de l'aqüífer actual. Les formes pretèrites segueixen principalment les discontinuïtats de la macroestructura –superfícies de capa, S_0– d'orientació aproximadament W-E, mentre que la carstificació més actual ha d'utilitzar, entre altres, discontinuïtats de disposició N-S, ortogonals a les superfícies de capa (vegeu notablement Monterde, 1998 a).

L'apartat d'hidrodinàmica contribueix a l'anàlisi global de l'estructura del carst i, particularment, de l'estructura endocàrstica. Des de les diferents aproximacions que suposen les anàlisis hidrodinàmica, hidrogeotèrmica i hidrogeoquímica s'estableix un model conceptual del sistema de base interdisciplinària, en el qual és possible emmarcar molt bé les característiques morfològiques del carst superficial i profund de Joeu.

3.2.2.2.5.4 Vegetació

La part baixa de la conca dels Uelhs deth Joeu (aproximadament fins als 1600 m) està dominada per les formacions de faig (Fagus sylvatica) amb joliu (Scilla lilio-hyacinthus) i, sobretot, d'avet (Abies alba) amb godiera (Goodyera repens); en aquesta darrera formació destaca el sotabosc ric en molses i pobre en faneròfits. És característic de les avetoses la gran retenció foliar que el brancatge fa de les precipitacions. A partir d'aquesta cota i fins als 2300 m hom destaca la comunitat de pi negre (Pinus mugo ssp. uncinata) amb neret (Rhododendron ferruginum), caracteritzada per un recobriment arbori incomplet i pel gran desenvolupament de l'estrat arbustiu (neret, nabiu (Vaccinium sp.), ginebró (Juniperus communis ssp. nana). A les zones en què el bosc està més degradat, l'estrat arbustiu passa a ser dominant i s'estableixen matolls i landes. Per sobre dels 2300 m, ja dins l'estatge alpí, apareix el domini dels prats rasos i les gespes.

És remarcable la massa boscosa mixta de faigs i avets que defineix l'espai de l'Artiga de Lin on es troben els Uelhs deth Joeu (PEIN).

3.2.2.2.6 Clima

Aquest aspecte és particularment important doncs formen part del sistema de Joeu els relleus més elevats dels Pirineus. A més, la conca del carst, com ja s'ha comentat, implica el vessant septentrional del massís de la Maladeta. Aquests dos aspectes influ-

eixen notablement les característiques climàtiques del sistema i determinen que la seva precipitació sigui la màxima de la serralada, tal com indica Rijckborst (1967), o bé sigui de les més elevades.

Les recerques de Rijckborst (1967) sobre el clima aranès són una primera referència; a més, el treball d'aquest autor té un especial interès per la seva orientació a la hidrologia i a l'avaluació dels recursos hídrics aranesos. Aquest treball ha estat elaborat de nou a partir de les dades i resultats que aportà el mateix autor i les dades facilitades per FECSA. L'interès consisteix en bona part en les dades de pluviòmetres totalitzadors situats a diferents altituds en els relleus aranesos i del massís de la Maladeta i les estacions de mesura en continu (la majoria d'aquest punts d'observació lamentablement ja no existeixen). Aquestes dades de precipitació permeten si més no una aproximació a la precipitació que influeix el sistema. Monterde (1998 a, b) en els seus treballs sobre la hidrogeologia dels carsts aranesos i particularment en els treballs de cartografia hidrogeològica del carst de Joeu, fa una aproximació a la precipitació de la conca del sistema de Joeu (vegeu notablement el mapa d'isohietes). Els valors calculats per Monterde (1998 a, b) indiquen un mòdul anual de 1890 mm. Segons aquest autor les parts més elevades del massís (Aneto i Maladeta) tindrien unes precipitacions de l'ordre de 2600 mm o superiors.

Els treballs del programa ERHIN (MOPU, 1988; MOPT, 1992; MOPTMA, 1994; MMA, 1997) també han facilitat valors de precipitació en els relleus del massís de la Maladeta donant per a les parts de més altitud del massís valors de l'ordre del 3000 mm, que són comparables amb el calculats per Monterde (1998 a).

Monterde (1998 a) també fa una estimació del balanç hídric i determina que l'aportació teòrica del sistema de Joeu és de 61 hm^3, quantitat perfectament coherent i comparable amb els valors obtinguts a partir de l'hidrograma de la ressurgència dels Uelhs deth Joeu, doncs l'aportació total del sistema (volum de trànsit) és superior als 50 hm^3 (entre 50 i 55 hm^3).

3.2.2.3 Hidrodinàmica

3.2.2.3.1 Introducció

L'aproximació hidrodinàmica és fonamental per a comprendre el funcionament i l'estructura del sistema de Joeu i per a disposar-ne de l'esquema o model conceptual. Les altres aproximacions –hidrogeotèrmica i hidrogeoquímica– vindran a confirmar les conclusions més importants de la hidrodinàmica.

La descripció detallada que s'ha realitzat de les característiques físiques permet situar certs aspectes que determinen la singularitat i, en definitiva, l'originalitat del sistema: l'esquema marcadament binari, el gradient del relleu i l'altitud, el clima atlàntic i, en particular, la importància de les glaceres i, sobretot, del mantell de neu, són aspectes bàsics per a comprendre el funcionament hidrològic, el seu grau de carstificació i l'organització del drenatge. El sistema càrstic de Joeu és un exemple que, per les seves característiques, permet posar en evidència el paper de la hidrodinàmica en la gènesi del carst (Mangin, 1975 a, 1977, 1978 c; 1982 b, 1994 a).

L'alimentació al·lòctona, tant per la seva importància qualitativa com per la quantitativa, és un aspecte cabdal en el funcionament del sistema càrstic de Joeu. Així, la infiltració en pèrdues és la que té més significació en el seu funcionament (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a, 1995) (fotos 27, 28 i 29). Aquest tipus d'infiltració s'ha de considerar

com un tipus particular d'infiltració ràpida, encara que amb característiques geoquímiques pròpies –sobretot en relació amb l'equilibri calcocarbònic– diferents de la infiltració ràpida, tal i com ha estat definida per Bakalowicz (1979 a, 1995) i Botton (1984). Al sistema de Joeu, la infiltració ràpida i la lenta en un sentit estricte tenen un paper limitat (Freixes et al., 2000, 2002; Bakalowicz, 1979 a, 1995).

3.2.2.3.2 Anàlisi de l'hidrograma dels Uelhs deth Joeu

En la morfologia de l'hidrograma es distingeixen diferents parts: un període d'aigües altes de gran duració a partir de la fusió de la neu (primavera-estiu), un període de crescudes a partir dels episodis de pluja tardorals (però, influït encara pel període anterior) i un període d'aigües baixes a l'hivern. A més, cal assenyalar l'existència d'importants episodis de precipitació líquida durant el període de primavera-estiu que influeixen les aportacions originades per la fusió de la neu (figura 31).

El període d'aigües altes es pot definir com una "crescuda estacional", que en el cas del sistema de Joeu és particularment important. A la morfologia de l'hidrograma, aquest període apareix, en realitat, com un seguit o conjunt de crescudes una rere l'altra sense que hi hagi cap situació d'aigües baixes, ni esgotament. El mantell de neu té un desenvolupament considerable a la conca càrstica de Joeu i, a més, hi ha les glaceres a la part superior del massís de la Maladeta. La fusió del mantell nival determina el període d'aigües altes de l'hidrograma dels Uelhs deth Joeu. La fusió també afecta les glaceres que es veuen implicades en la dinàmica del sistema. En les dues darreres dècades, les glaceres han experimentat un retrocés molt fort que es relaciona amb el canvi climàtic. La fusió de la neu es produeix quan augmenten les temperatures ambientals a la primavera-estiu i té una influència de llarga duració en el funcionament hidrològic del sistema, doncs pot iniciar-se al març i allargar-se fins el mes de setembre. El cabals més elevats corresponen al període que va de maig a agost. L'hidrograma també permet observar el desenvolupament d'episodis de pluja importants que influeixen el flux originat per la fusió del mantell nival a la primavera-estiu.

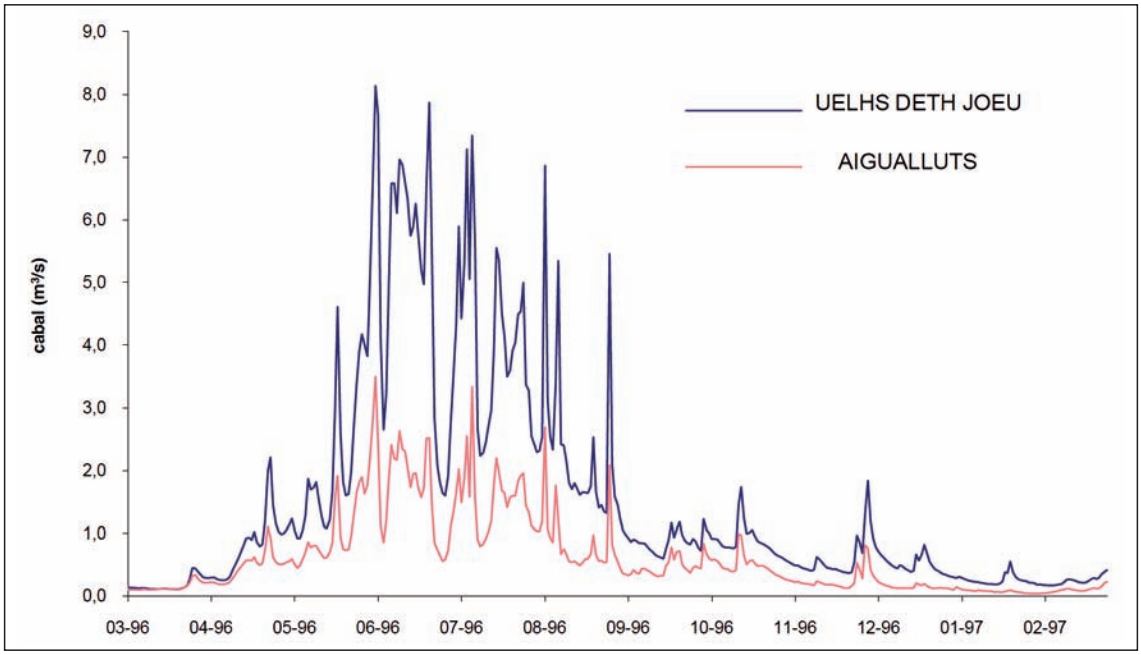


Figura 31: Hidrograma dels Uelhs deth Joeu i de la pèrdua d'Aigualluts.

En el període tardoral se succeeixen les crescudes originades per episodis de pluja, que són de curta duració i de morfologia marcadament punxeguda. El període d'aigües baixes caracteritza, pròpiament, l'hivern. El context climàtic en què es desenvolupa aquest període el defineixen les precipitacions en forma de neu que s'inicien a la tardor i continuen a l'hivern (i en part a la primavera, depenent de l'any climàtic). Les baixes temperatures ambientals de la conca afavoreixen la formació d'un mantell nival important. En aquestes condicions, l'alimentació de les pèrdues es redueix al màxim, però tot sembla indicar (figura 30) que l'alimentació i, per tant, la infiltració no cessen completament, ni en el període hivernal. Per aquest motiu, en el sistema de Joeu es més adequat referir-se a un període d'aigües baixes que no a un d'esgotament.

L'hidrograma té la morfologia pròpia dels sistemes que tenen una conca amb un mantell nival de desenvolupament considerable (foto 30) i una xarxa de drenatge superficial ben organitzada. Aquests dos aspectes tenen un paper destacat en el funcionament del sistema, doncs influeixen en el retard de l'alimentació. La innivació, és a dir, l'acumulació de neu que constitueix el mantell nival (fenomen temporal) (Mangin, 1975 a) té un paper fonamental en el retard de l'alimentació; l'aigua que forma el mantell nival, com ja s'ha explicat, es mobilitzarà novament en el període de fusió de primavera-estiu. La importància de la innivació en el sistema de Joeu i l'existència de glaceres són una conseqüència de l'altitud i de l'orientació N de la conca. Joeu és el sistema hidrològic que implica els relleus situats a major altitud de la serralada.

En menor grau, l'escolament superficial organitzat del sistema de Joeu, amb una xarxa de drenatge de 16 km de longitud, també és un factor de retard (és un fenomen espacial) (Mangin, 1975 a).

A més, l'hidrograma dels Uelhs deth Joeu mostra altres característiques, com per exemple les crescudes de tipus diari que també s'observen a l'hidrograma del Forat dels Aigualluts. Aquestes crescudes s'originen com a conseqüència del cicle tèrmic diari i de la seva influència en la fusió del mantell nival i de les glaceres (Singh i Singh, 2001).

3.2.2.3.3 Volum dinàmic i volum de trànsit

El càlcul del volum dinàmic del sistema de Joeu no és fàcil d'abordar perquè l'esgotament realment no existeix, solament es pot definir un període d'aigües baixes. En el sistema de Joeu el període d'aigües baixes és a l'hivern (o bé a la tardor-hivern) i així succeeix també en els altres sistemes hidrogeològics aranesos. Aquesta situació s'explica perquè es produeix un desplaçament del període d'aigües baixes (o esgotament en el cas d'existir) de l'estiu a l'hivern. En el cas del sistema de Joeu aquest desplaçament encara és més marcat, perquè, una vegada desapareix el mantell nival, resta l'aportació que prové estrictament de la fusió de les glaceres del massís de la Maladeta.

En efecte, el que succeeix és que la fusió del mantell nival es produeix de la primavera a l'estiu i, per tant, no existeix un període d'aigües baixes o d'esgotament en període estival o estiatge com és característic dels aqüífers o carsts que no són de muntanya o que tenen un caràcter poc muntanyenc, és a dir, com és propi dels sistemes que no tenen precipitacions significatives en forma de neu. En els exemples més mediterranis o d'influència mediterrània, òbviament, l'estiatge és un aspecte definitori.

Els hidrogrames i les observacions de camp realitzades durant l'hivern als forats d'Aigualluts i la Renclusa indiquen que aquests dispositius es mantenen en funcionament

hidrològic però amb cabals molt baixos. En aquestes condicions, l'alimentació i, per tant, la infiltració són molt reduïdes. Així, només a l'hivern s'observa un funcionament molt poc influenciat del sistema. En conseqüència, el càlcul del volum dinàmic és problemàtic i s'ha de realitzar considerant aquestes condicions.

En el càlcul del volum dinàmic del sistema de Joeu s'ha considerat que l'esgotament no era real i s'ha tingut en compte un cabal global estimat per a les diferents pèrdues que s'ha restat del cabal d'inici de l'esgotament. El valor obtingut és de 2.23 hm^3, però el càlcul s'ha d'entendre solament com una primera aproximació (taula 1). Aquest valor no indica que les reserves dinàmiques siguin molt importants, però sí d'una certa significació, sobretot si es consideren les dimensions del sistema. Es tracta, doncs, de desenvolupar una aproximació diferent, més rigorosa, per a definir millor les reserves dinàmiques de l'aqüífer i poder-ne precisar la seva significació en el context de les altres reserves del sistema.

cabal (m^3/s)			**volum dinàmic (hm^3)**	**volum de trànsit (hm^3)**
mitjana	mínim	màxim		
1.59	0.25	9.50	1 - 3	50

Taula 1: Característiques hidrodinàmiques del sistema dels Uelhs deth Joeu.

Un aspecte d'interès en el sistema càrstic de Joeu és la possible existència més o menys important de reserves profundes. La geometria de l'estructura geològica de tipus sinforme és més aviat favorable, però la constatació que hi ha una estructura de buits càrstics en profunditat i l'existència de reserves necessita altres aproximacions. En efecte, és del tot necessària la utilització de la geofísica i de sondatges de reconeixement per verificar aquest aspecte. Cal recordar que, encara que la geometria de l'estructura tectònica sigui favorable, aquesta no és una condició determinant de l'existència de reserves. També cal realitzar altres aproximacions de metodologia hidrogeològica al coneixement de les reserves (Marsaud, 1997; Freixes et al., 2000).

Dos aspectes estretament relacionats com són l'altitud i l'innivació donen un caràcter muntanyenc molt marcat al carst de Joeu. Aquest aspecte, en menor grau, també s'observa en tots els sistemes aranesos estudiats: Lastoar, Tèrme-Pila i Aigüèira.

En el sistema de Joeu, a diferència d'altres sistemes hidrogeològics carbonàtics o càrstics amb un marcat caràcter de muntanya i, per tant, amb un mantell nival més o menys desenvolupat, el període d'aigües baixes és l'hivern i no existeix, pròpiament, esgotament. En els altres sistemes aranesos no s'observa un funcionament influenciat tan marcat com a Joeu i és possible definir-ne el període d'esgotament.

Als Pirineus hi ha sistemes càrstics, com el de Fontestorbes, prop de Montsegur, a l'Arieja (Mangin, 1975 a) i els estudiats a l'alt Llobregat i la Cerdanya (Adou del Bastareny, Fonts del Llobregat i Fou de Bor) d'influència més mediterrània (Ramoneda et al., 1999) que tenen un esgotament o estiatge ben definit. En aquests exemples les precipitacions a l'estiu són més aviat escasses i, per tant, l'alimentació i la infiltració són també limitades; en aquestes condicions es verifica l'esgotament real. Tots aquests sistemes observen un mantell nival més o menys desenvolupat a les seves conques, però la fusió

del període de primavera-estiu determina que abans d'acabar l'estiu la neu hagi desaparegut completament.

El volum hídric aportat pel sistema pot presentar variacions d'un cicle a l'altre. En el període controlat de 1988 a 1991, els valors se situen al voltant dels 60 hm^3, mentre que en el període de control instrumental els valors pels anys 1994 a 1997 estan al voltant dels 50 hm^3. En tots els casos es tracta d'una important aportació per a una conca de solament uns 30 km^2.

3.2.2.3.4 Classificació del sistema

En la classificació de Mangin (1975 a, 1994 a), els valors obtinguts per la "i" = 0.34 i la "k" = 0.04 situen el sistema en el domini dels carsts amb una carstificació més desenvolupada aigua amunt que aigua avall i amb retards en l'alimentació, sigui per l'existència de terrenys impermeables a la conca o perquè hi ha un important mantell nival (figura 32).

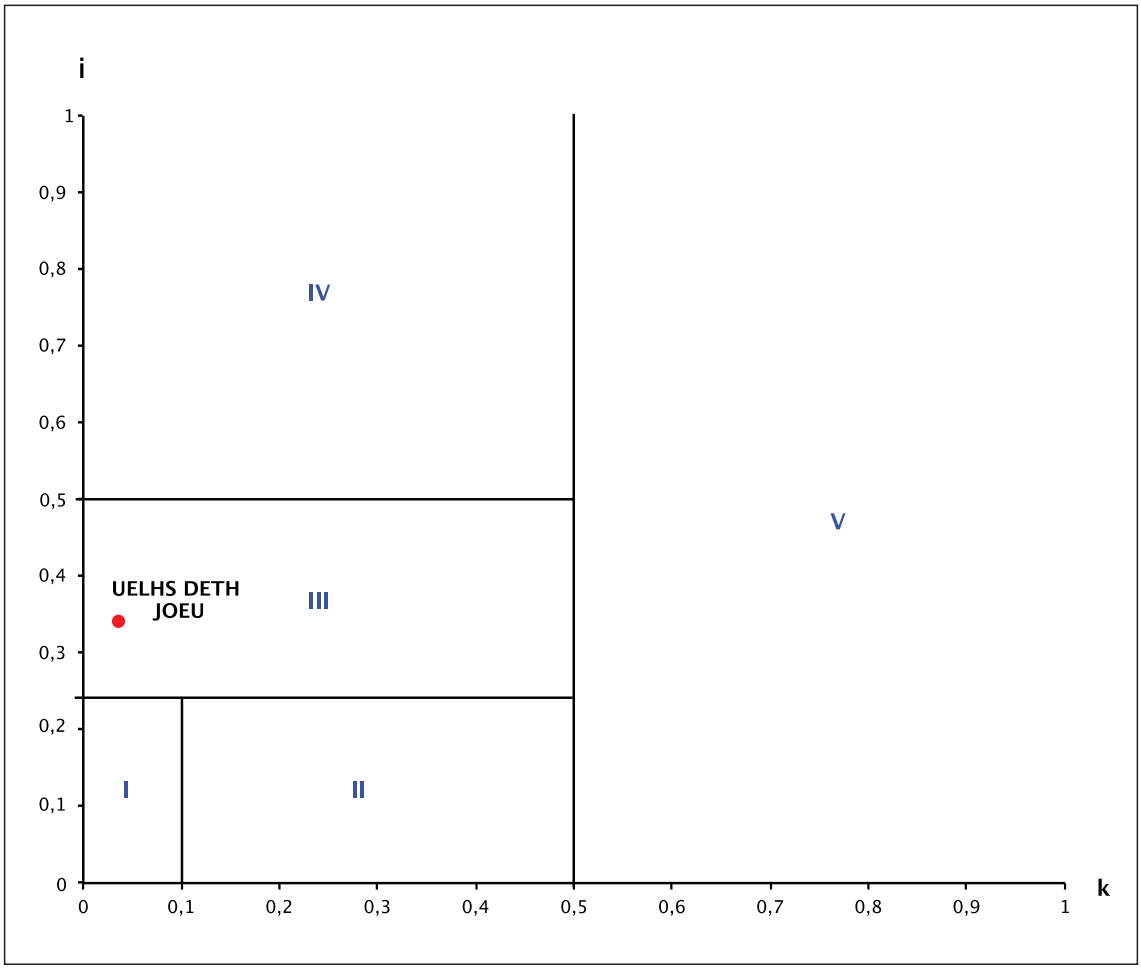


Figura 32: Classificació "i" i "k" dels Uelhs deth Joeu.

El sistema càrstic de Joeu, com s'analitzarà en tractar del model conceptual, té efectivament unes característiques físiques (esquema binari, circulació superficial organitzada...) que determinen una carstificació més important a la part d'aigua amunt que a

la d'aigua avall i té retards tant per la presència de materials impermeables com per la innivació, però, a més, s'ha d'afegir i remarcar el paper de les glaceres com a dispositius de regulació.

3.2.2.3.5 Correlograma i espectre

Es disposa de dades en continu de cabal al Forat dels Aigualluts i dels Uelhs deth Joeu i per tant és possible tractar les sèries temporals de cada punt d'observació, així com realitzar l'anàlisi creuat (vegeu figura 31). A continuació se sintetitzen els resultats més interessants.

El correlograma simple del Forat dels Aigualluts és pràcticament idèntic al de Uelhs deth Joeu (figura 33). Els dos indiquen un efecte de memòria important: entre 53 i 57 dies. En el cas de l'engolidor d'Aigualluts, que s'alimenta a partir d'un curs superficial ben organitzat, es demostra el paper regulador que hi tenen els diferents reservoris de la conca del sistema: el mantell nival, les glaceres, el llacs, carsts pretèrits de funcionament residual, aqüífers epicàrstics... No obstant, cal remarcar que els reservoris importants són el mantell nival i les glaceres, la resta tenen un paper menor i d'escassa significació.

El correlograma dels Uelhs deth Joeu fa evident el paper regulador que com a reservoris tenen el mantell nival i les glaceres, tal i com s'observa al correlograma dels Aigualluts. La bona connexió entre la conca d'alimentació i la ressurgència s'estableix a partir d'una ben desenvolupada estructura de drenatge a l'interior de l'aqüífer.

No obstant, el que caldria precisar i matisar és si l'efecte de memòria que caracteritza el correlograma dels Uelhs deth Joeu també reflecteix l'existència de reserves dinàmiques i profundes a la seva zona saturada o, fins i tot, la possibilitat que hi hagi una zona saturada penjada a un nivell inferior de la pèrdua dels Aigualluts –aigua avall d'aquesta pèrdua i en la estructura sinclinal que es desenvolupa entre els granitoides de la Maladeta i l'anticlinal del coll de l'Hòro (Freixes et al., 2000; Monterde, 1998 a, b).

L'espectre simple del Forat dels Aigualluts és també pràcticament idèntic al dels Uelhs deth Joeu. Els temps de regulació són llargs (49-50 dies) i la banda de l'espectre relativament estreta (la freqüència de trencament = 0.15), que indica que la capacitat de regulació del sistema és important. El fet que aquesta característica s'observi als Aigualluts (part important de la funció d'entrada del sistema) demostra la preponderància del paper del mantell nival i dels reservoris situats a la conca d'alimentació en el funcionament del sistema càrstic.

El correlograma creuat (figura 33) posa en evidència les diferències en el funcionament de l'aqüífer en funció del moment del cicle hidrològic. Així, el correlograma creuat de les dades hivernals, amb un cabal mínim a l'entrada i a la sortida (dades horàries del mes de febrer), té una correlació màxima de 0.43 amb un desfasament de 14 hores, mentre que a la primavera, període d'aigües altes (dades horàries del mes de maig), la correlació màxima es de 0.98 amb un desfasament inferior a 4 hores. Aquestes diferències demostren que, en aigües altes, la funció d'entrada és equivalent a la de sortida, mentre que, amb un temps de transferència més llarg (en aigües baixes), hi poden haver variacions de cabal a l'entrada que no es manifestin a la sortida (tot i que el temps de transferència és superior). Aquests resultats semblen indicar que hi ha una estructura d'emmagatzematge i/o de drenatge que, en funció de l'estat hidrodinàmic del sistema, té un paper més o menys significatiu.

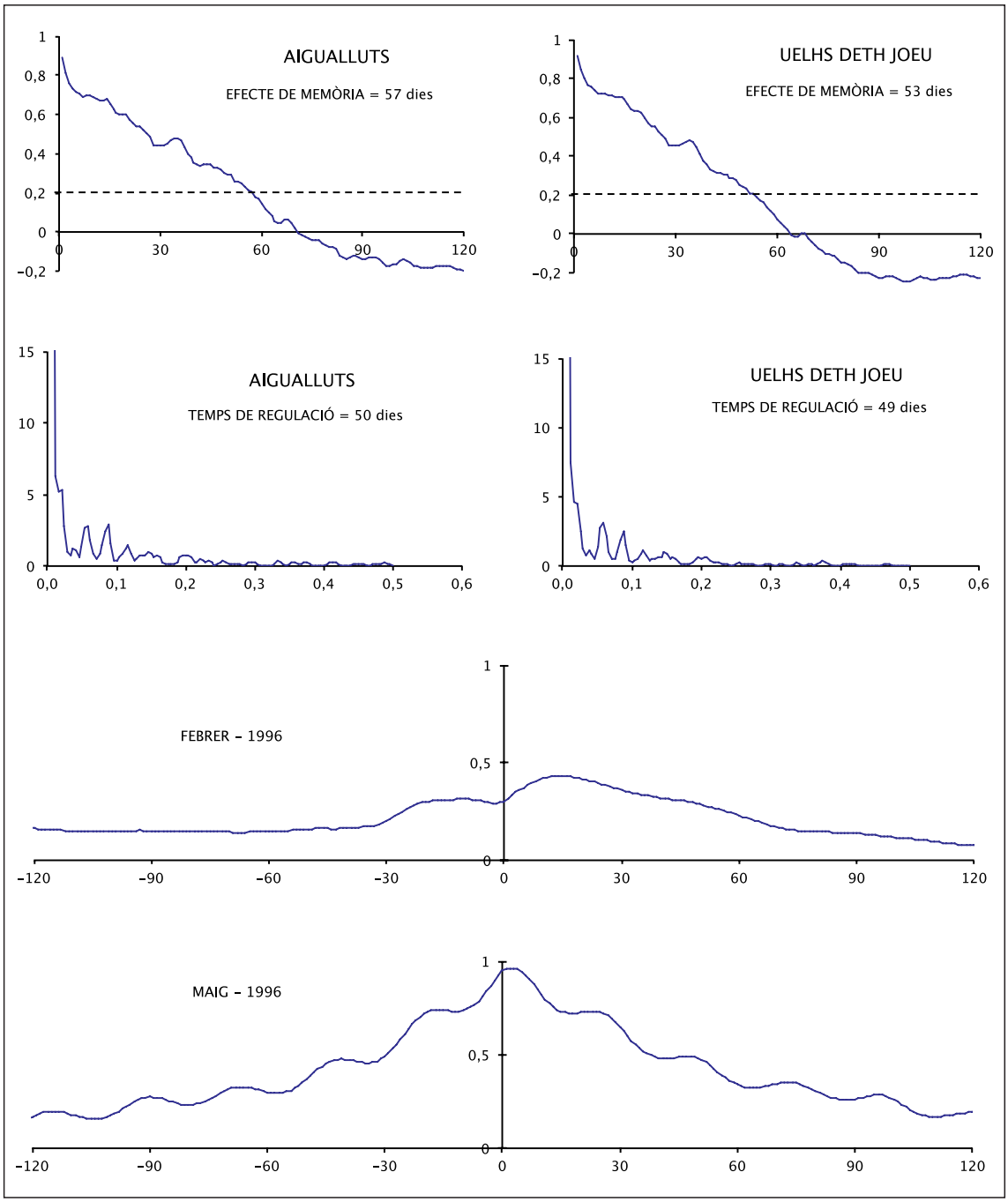


Figura 33: Correlograma i espectre simple i correlograma creuat del sistema dels Uelhs deth Joeu.

3.2.2.3.6 Recursos i reserves hídriques

Les diferents aproximacions hidrodinàmiques permeten precisar els recursos i reserves hídriques del sistema de Joeu.

L'aportació hídrica o el volum de trànsit del sistema, de l'ordre de 50-60 hm^3, en tant que expressió dels seus recursos, s'ha de considerar com a molt important.

Amb relació a les reserves del sistema s'ha de remarcar la seva complexitat. En efecte, la primera constatació és que hi ha una diversitat de tipus de reserves. Les característiques físiques del sistema determinen aquesta diversitat. El marcat caràcter d'alta

muntanya fa que les glaceres i el mantell nival siguin dos dels reservoris més importants del sistema. La precipitació en forma de neu hivernal origina el mantell nival, que té un clar caràcter temporal i desapareix completament després del període de fusió que es desenvolupa a la primavera-estiu. A partir d'aquest moment, les glaceres tenen un paper important en l'alimentació del sistema (i/o la precipitació líquida).

A més de les glaceres i el mantell nival, cal afegir altres dispositius o reservoris que tenen un paper regulador: els llacs de Barrancs, Escaleta, Salterillo, coll de l'Hòro..., els diferents aqüífers epicàrstics, en general poc importants, i el carst pretèrit de l'Escaleta, encara en funcionament.

Els diferents dispositius o reservoris esmentats –glaceres, mantell nival, llacs, aqüífers epicàrstics, sistemes càrstics pretèrits– se situen a la conca d'alimentació del sistema, és a dir, en aquest àmbit hi ha les reserves hídriques més importants del sistema. A aquestes cal afegir les reserves de l'aqüífer, les dinàmiques i les profundes, que són de difícil aproximació i que abans s'han comentat. També s'ha considerat la possibilitat que existeixi un aqüífer penjat de tipus temporal en l'estructura sinclinal que hi ha entre l'anticlinal del coll de l'Hòro i el plutó de la Maladeta (Monterde, 1998 a, b). Les glaceres han experimentat una forta regressió i, si la tendència continua tal com fins ara s'ha observat, en les properes dècades es produirà la seva desaparició del massís de la Maladeta.

En el sistema càrstic de Joeu és interessant considerar el conjunt de reservoris o dispositius de regulació: és a dir, tant els situats a la conca càrstica com els situats a l'aqüífer contribueixen a definir les reserves globals del sistema, que són molt importants. Aquests reservoris són: les glaceres, el mantell nival, els llacs i les reserves dinàmiques i profundes de l'aqüífer, amb un valor total de l'ordre de 70 a 75 hm^3 (Freixes et al., 2000).

Els resultats de l'anàlisi dels hidrogrames i dels correlogrames i espectres indiquen que l'efecte de memòria i el temps de regulació són importants.

El sistema de Joeu és un carst de tipus jurassià en el qual els sistemes annexos haurien de situar-se a una profunditat semblant a la del drenatge (Mangin, 1975 a; Marsaud, 1997).

3.2.2.3.7 Experiències amb traçadors

La importància funcional de les pèrdues d'Aigualluts i de la Renclusa, i també, en menor grau, de la resta d'engolidors: coll de l'Hòro, Hòro (del Nere), Pois..., com a dispositius que formen part de l'estructura de drenatge, fa de les experiències amb traçadors una eina bàsica en la recerca del funcionament i de l'estructura del sistema.

En la definició del sistema càrstic de Joeu com a unitat hidrològica, i de fet en la definició del sistema com a unitat de recerca, les experiències amb traçadors han tingut un paper cabdal i determinant.

El sistema de Joeu, com a conseqüència dels fenòmens de captura i les seves implicacions hidrològiques, ha estat objecte d'interpretacions documentades des de finals del segle XVI i d'experiències amb traçadors a partir de la segona meitat del segle XIX.

L'interès l'originava sobretot la desaparició del riu mediterrani Éssera a l'engolidor dels Aigualluts. Inicialment es desconeixia si el flux hídric reapareixia al mateix Éssera, en un conjunt de naixements situats aigua avall, o bé si tenia algun tipus de relació amb la font dels Uelhs deth Joeu, una de les grans aportacions de la Garona aranesa.

La referència documental i cartogràfica més antiga que relaciona els Aigualluts i la ressurgència dels Uelhs deth Joeu com a elements d'un mateix sistema hidrològic és de

finals del segle XVI i es deu a Spannocchi (Cámara, 1988).[40] Aquest enginyer representà, a la seva cartografia de l'any 1594, els dos importants dispositius hidrològics del sistema fent evident la relació entre la pèrdua i la ressurgència (Spannocchi, 1594, in Càmara, 1994). Spannocchi a la seva cartografia defineix explícitament com a riu Joeu el que actualment coneixem com a riu d'Aigualluts, fent palesa la relació entre la pèrdua d'Aigualluts i la ressurgència de Joeu (figura 34) (fotos 31, 32 i 33).

Així mateix, Spannocchi es refereix a l'origen del riu Joeu i al Forat d'Aigualluts en la descripció que fa de la vall d'Aran que acompanya la cartografia, on també es refereix a l'origen de la Garona:

" La Val de Aran está puesta en una rinconada de Francia que confina con el principado de Cataluña por una parte y por otra con el Reino de Aragón en el condado de Ribagorça, y con el de Francia compréndese en las vertientes de los Pirineos de hacia Francia enregada de dos ríos el uno se dice Jueu que nace sobre el hospitalete de Venasque a media legua allí entra por un gran hoyo debajo de tierra y va a salir por la otra parte de les Pirineos en dicha Valle de Aran a una legua de castel Leon donde más abajo del dicho Castillo poco trecho se junta con el Río Garona perdiendo su nombre. Nace la Garona por otra parte en el Condado de Palas en Cataluña y baja por Biella y Villach y los demás lugares de la Val de Aran que todos están a vista del dicho Río donde desde su nacimiento en distancia de cinco leguas se comprende toda la dicha Valle..."

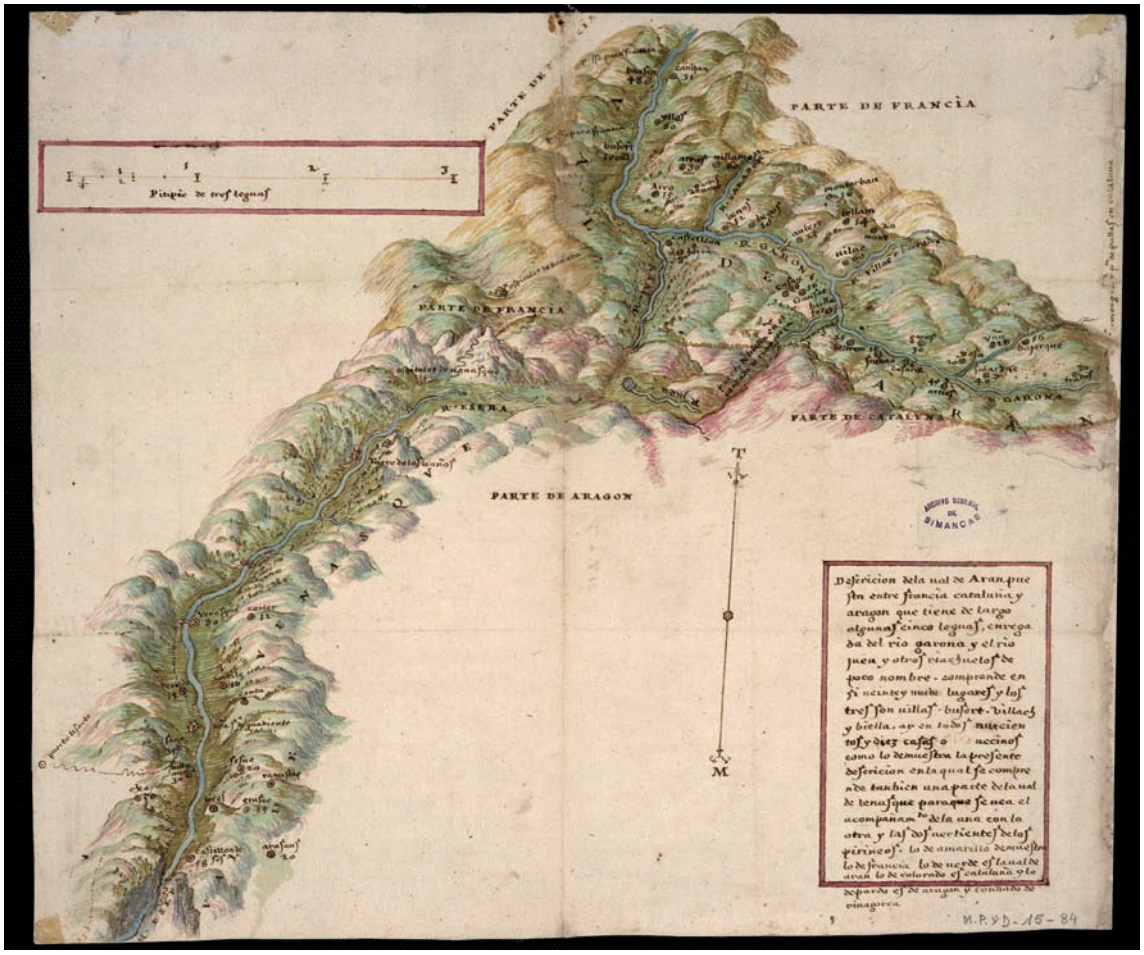


Figura 34: Cartografia de l'alta vall de l'Éssera i la Val d'Aran, que reflecteix molt bé la relació hidrològica entre la pèrdua d'Aigualluts i la ressurgència dels Uelhs deth Joeu. Els treballs cartogràfics els realitzà Tiburzio Spannocchi l'any 1594 (España. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Archivo General de Simancas. Mapas, Planos y Dibujos, 15,84).

El geòleg anglès Lyell (1830) en la seva excursió als Pirineus realitza observacions a l'alt Éssera i a la Val d'Aran i considerà la possible connexió subterrània entre el Forat dels Aigualluts i la ressurgència dels Uelhs deth Joeu; Lyell es refereix concretament a un "curs d'aigua subterrani a les calcàries".

L'interès però ha anat més enllà del fenomen natural de captura càrstica que determina la desaparició del riu Éssera i ha estat influït per les possibilitats d'explotació dels seus recursos hídrics, per les lògiques implicacions econòmiques i pel fet que els importants recursos hídrics del sistema, originàriament mediterranis, passin a la conca atlàntica de la Garona.

Les experiències històriques i recents han estat objecte d'un treball monogràfic que sintetitza els resultats més interessants i que relaciona els temps de trànsit calculats amb la cinètica de la dissolució i l'equilibri calcocarbònic (Freixes et al., 1997) (taula 2).

Pèrdua	Surgència	Temps modal (h)	Autor i data del traçat
Aigualluts	Joeu	-	Spannocchi (*) (1594)
Aigualluts	Joeu	?	Joanne (1858)
Aigualluts	Joeu	≈10	Casteret (Jul-1931)
Aigualluts	Joeu	12	De Lizaur (Jul-1947)
Aigualluts	Joeu	15.5	Freixes et al. (Ag-1991)
Aigualluts	Joeu	14	Freixes et al. (Jun-1992)
Aigualluts	Joeu	212	Freixes et al. (Feb-1993)
Renclusa	Joeu	13	De Lizaur (Jul-1947)
Renclusa	Joeu	5.2	De Lizaur (Ag-1948)
Renclusa	Joeu	17.2	De Lizaur (Ag-1948)
Renclusa	Joeu	13.8	Freixes et al. (Ag-1992)
Hòro Aran	Joeu	14	Leniger (1965)
Mall Artiga	Joeu	14	Leniger (1965)
Hòro Barrancs	Joeu	9	Leniger (1965)
Hòro Nere	Joeu	151	Vedruna (Set-1961)
Hòro Nere	Joeu	72	? (1964)
Hòro Nere	Joeu	61.5	Freixes et al. (Nov-1992)
Llac Alba	Alba	5	Freixes & Garriga (Jul-1970)
Llac Alba	Alba	6	Freixes et al. (Jun-1992)
Forat Tancao	Alba	?	Monterde (Ag-1988)
Padernes	Alba	≈20	Monterde (Ag-1985)
Padernes	Alba	17	Freixes et al. (Ag-1992)
Pla d'Estany	Hospital	20	Monterde et al. (Nov-1996)

Taula 2: Experiències amb traçadors en els sistemes càrstics de Joeu, Alba i Pla d'Estany.
(*) La referència a Spannocchi (1594) és per les seves observacions de camp i la seva cartografia en la que deixa ben palesa la relació entre la pèrdua dels Aigualluts i els Uelhs deth Joeu (España. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Archivo General de Simancas. Mapas, Planos y Dibujos, 15,84).

Les primeres experiències amb traçadors documentades les realitzà Joanne l'any 1858 (Freixes et al., 1997). Aquest autor va confirmar la relació de la pèrdua d'Aigualluts amb la ressurgència dels Uelhs deth Joeu.

Posteriorment, els anys 30 i 40 són remarcables els treballs de Casteret (1931) i De Lizaur (1958). Els anys 50 i 60 es publiquen els treballs de Leniger i Vedruna; aquests autors realitzaren experiències en les pèrdues quantitativament menys importants del sistema (forat de Barrancs, Hòro del Nere, forat del mall de l'Artiga (Pois)...).

Les experiències recents s'han realitzat principalment en la dècada dels 90, majoritàriament des del Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya, en el marc de la línia de recerca aplicada sobre la hidrogeologia dels aqüífers en roques calcàries de Catalunya. Aquestes experiències tingueren diferents objectius: conèixer el funcionament i l'estructura del sistema, delimitar amb rigor la conca d'alimentació i realitzar les cartografies hidrogeològica i de vulnerabilitat (Monterde, 1998 a, b).

Les experiències realitzades des del Servei Geològic de Catalunya es plantejaren amb l'objectiu concret d'obtenir les corbes de restitució, que permeten una aproximació quantitativa i rigorosa dels temps de trànsit. També es tractava de realitzar experiències en ple període hivernal, que mai s'havien plantejat, és a dir, en les condicions en què el funcionament influenciat del sistema té la mínima expressió.

Els resultats més interessants (taula 3) s'obtingueren a partir de les experiències de traçat a les pèrdues dels forats d'Aigualluts i de la Renclusa i a la d'Hòro del Nere (fotos 34, 35, 36 i 37). L'anàlisi i comparació de les corbes de restitució de les experiències realitzades en el període d'aigües altes primavera-estiu i en el d'aigües baixes a l'hivern indiquen que les velocitats i els temps de trànsit són marcadament contrastats. D'aquesta manera, entre els Aigualluts i la ressurgència el temps de trànsit se situa al voltant de les 14 h, mentre que en l'experiència hivernal el temps de trànsit es de 212 h, és a dir, de quasi 9 dies (figura 35).

Els curts temps de trànsit des dels forats d'Aigualluts i de la Renclusa als Uelhs deth Joeu il·lustren molt bé el significatiu desenvolupament de l'estructura de drenatge del sistema de Joeu

L'experiència d'Hòro del Nere (taula 3) es realitza per a confirmar els resultats de les portades a terme per Vedruna i per a abordar la problemàtica del límit oriental del sistema, que abans ja s'ha explicat. El temps de trànsit és de 61,5 h i la velocitat mitja de 66.7 m/h.

En el cas de les pèrdues de l'alta vall del Nere és particularment remarcable que la circulació cap els Uelhs deth Joeu es realitza en certa manera a contraestructura, és a dir, aquest conjunt de pèrdues de l'alt Nere es troben a la part més oriental del sistema i, per tant, la circulació subterrània s'ha d'organitzar cap el NW, que és on es troba la ressurgència, mentre que, com ja s'ha explicat, la macroestrutura de plecs està inclinada cap a l'E.

Durant la realització de l'experiència de traçat a la pèrdua del Nere es van instal·lar fluocaptors a la descàrrega d'origen subterrani més important de la vall de Nere: la surgència d'Horno, però, el traçador, com ja era d'esperar, no es restituí en aquest punt d'aigua (fotos 38 i 39). La surgència d'Horno, segurament, no té cap relació amb la pèrdua o pèrdues del llac Nere i tampoc amb el sistema càrstic de Joeu.

Des de l'objectiu de precisar amb rigor el límit occidental del sistema, el més problemàtic, es realitzaren vàries experiències. En aquest límit occidental, el sistema de Joeu

està en contacte amb altres sistemes càrstics com els d'Alba o el de pla d'Estany. Les experiències realitzades en ambdós casos han permès definir amb molta precisió els respectius límits d'aquests sistemes amb el de Joeu.

La part del sistema de Joeu que limita amb el d'Alba és la subconca que alimenta el Forat de la Renclusa. Els traçats realitzats a la pèrdua de Paderna, situada en el llindar dels dos sistemes, donaren positiu a la ressurgència d'Alba (Freixes et al. 1997). D'altra part, el traçat realitzat per Monterde (vegeu Freixes et al. 1997) a les pèrdues del pla d'Estany va donar positiu a les ressurgències situades Éssera avall, prop de l'antic Hospital de Benasc.

Les recerques de Monterde (1998 a, b) utilitzen el conjunt de resultats de les experiències amb traçadors per establir els límits cartogràfics del sistema de Joeu, així com per identificar, delimitar i definir el conjunt de sistemes càrstics i superficials que limiten amb el de Joeu (Freixes et al., 1997, 2000).

	Aigualluts			**Renclusa**	**Hòro Nere**
	agost 1991	**juny 1992**	**febrer 1993**	**agost 1992**	**novembre 1992**
Distància lineal pèrdua - surgència (m)	3700	3700	3700	4750	4100
Diferència d'altitud pèrdua - surgència (m)	660	660	660	705	630
Quantitat de traçador injectat (g)	1514	1530	229	400	2015
Cabal a la pèrdua (m^3/s)	1.50	1.20	0.06	0.80	0.01
Cabal mitjà a la surgència (m^3/s)	2.75	2.98	0.25	2.34	1.20
Temps fins a l'arribada del traçador (h)	11	11	180	11	59
Velocitat màxima (m/h)	336	336	21	432	69
Temps fins a màxima concentració de traçador (temps modal) (h)	15.5	14	212	14	61.5
Velocitat modal (m/h)	238.7	264.3	17.5	339.3	66.7
Temps mitjà (h)	16.2	16.2	243.4	17.0	69.1
Velocitat mitjana (m/h)	235	238	15.6	305	61.8
Velocitat aparent (m/h)	229	229	15.2	280	59.4
Concentració màxima de traçador (mg/l)	$2.4x10^{-2}$	$1.8x10^{-2}$	$1.8x10^{-3}$	$3.9x10^{-3}$	$1.5x10^{-2}$
Concentració mitjana de traçador (mg/l)	$9.7x10^{-3}$	$4.8x10^{-3}$	$4.9x10^{-4}$	$2.0x10^{-3}$	$2.3x10^{-4}$
Factor de restitució (%)	90.0	65.5	43.8	53.8	44.2

Taula 3: Resultats quantitatius de les experiències de traçat al sistema dels Uelhs deth Joeu.

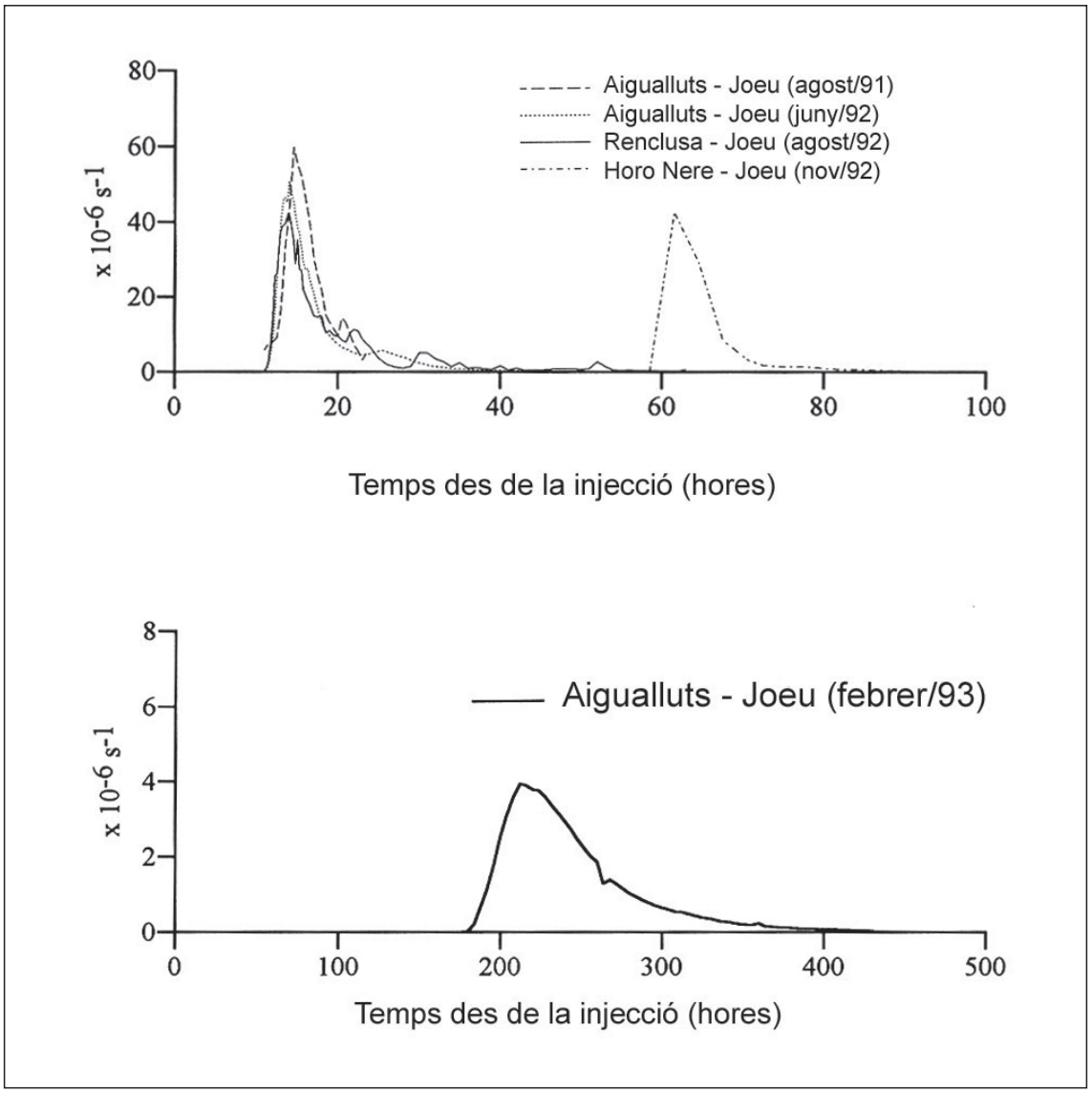


Figura 35: Temps de trànsit en diferents moments del cicle hidrològic al sistema dels Uelhs deth Joeu (Freixes et al., 1997).

3.2.2.4 Hidrogeotèrmia[41]

3.2.2.4.1 Temperatura de l'aigua en el cicle hidrològic

Es disposa de dades discretes de quatre cicles hidrològics que són les que s'analitzen a continuació. També s'interpretaran les dades obtingudes en el monitoratge en continu d'algunes crescudes. Les dades obtingudes al sistema de Joeu, juntament amb les dels altres sistemes aranesos, foren objecte d'un treball de síntesi en el qual s'insisteix en l'interès de la temperatura de les fonts com a marcador de l'aqüífer càrstic i de les seves característiques (Freixes et al., 1998 a).

Les dades de temperatura dels quatre cicles en els quals s'han realitzat mesures sistemàtiques als Uelhs deth Joeu permeten analitzar l'evolució temporal d'aquest paràmetre. Com s'observa molt bé (figura 36), el mateix esquema d'evolució es repeteix cicle rere cicle. A continuació es referiran els estadístics bàsics per al conjunt del període estudiat, és a dir, per a la totalitat dels cicles (de 1988 a 1991).

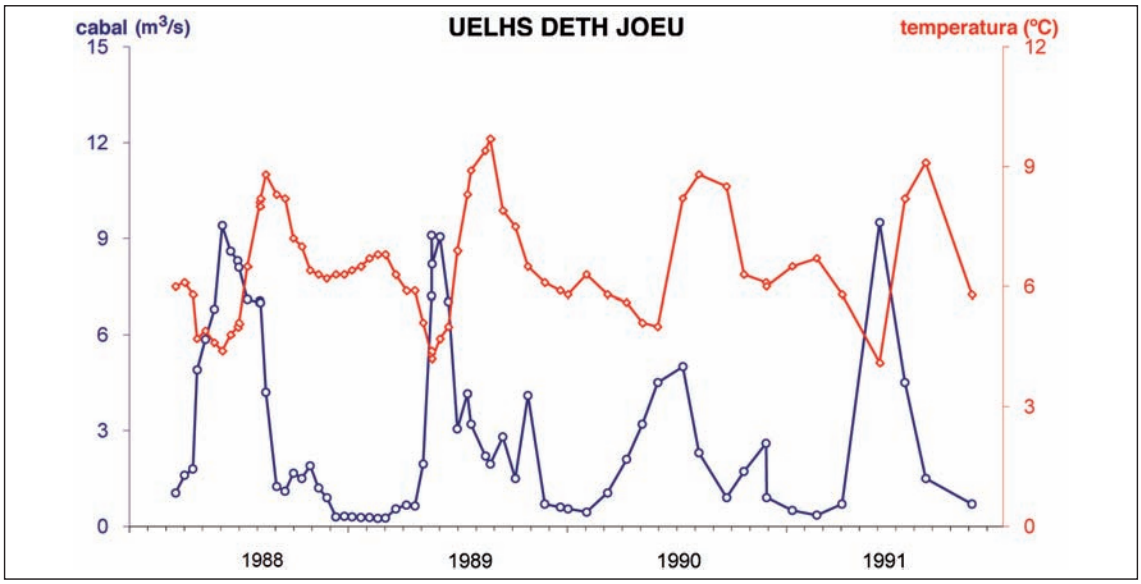


Figura 36: Variació de la temperatura de l'aigua als Uelhs deth Joeu al llarg del cicle hidrològic.

La temperatura mitjana és de 6.49 ºC. La màxima és de 9.7 ºC i la mínima de 4.1 ºC. L'amplitud absoluta és 5.6 ºC, que constitueix un valor considerable, però perfectament explicable a partir de les característiques hidrodinàmiques del sistema. Els estadístics bàsics s'han concretat a la taula 4.

En tots els cicles l'amplitud absoluta ha estat important i el valor més baix ha estat el del cicle de 1990 amb 3.8 ºC, que, no obstant, és força elevat.

	Temperatura de l'aigua (ºC)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
Uelhs deth Joeu	6.49	4.1	9.7	5.6	68
pèrdua d'Aigualluts	6.44	1.7	13.7	12.0	14
pèrdua de la Renclusa	7.70	2.7	12.7	10.0	2
pèrdua d'Hòro de Nere	18.5 (agost)				1

Taula 4: Característiques hidrogeotèrmiques del sistema dels Uelhs deth Joeu.

Efectivament, el valor de l'amplitud absoluta del sistema de Joeu és important en comparació amb altres sistemes hidrogeològics de la serralada pirinenca. Els valors de les amplituds tèrmiques de les fonts principals de sistemes càrstics dels Pirineus (sistemes de Baget, Aliou, Fontestorbes, Tèrme-Pila, Lastoar, Aigüèira, Bastareny, Fonts del Llobregat, Fou de Bor…) són significativament inferiors al que s'observa a Joeu (Andrieux, 1972, 1976, 1978; Freixes et al., 1998 a).

En general, a la literatura sobre la temperatura de sistemes hidrogeològics en medis carbonàtics i càrstics, les referències relatives a valors d'amplitud superiors als 5 ºC són

escasses. Solament en contexts semblants a l'alta muntanya pirinenca, com per exemple els sistemes hidrològics dels Alps (França, Suïssa, Itàlia) o a Castleguard (Muntanyes Rocoses, Canadà) (Smart, 1983 a, b), s'observen amplituds elevades. Schoeller (1962) també assenyala alguns exemples amb fortes amplituds, entre els quals és particularment remarcable el sistema de Valcluse amb 16 ºC. Shuster i White (1971, 1972) indiquen per a diferents sistemes càrstics dels Apalatxians Centrals als Estats Units amplituds de temperatura elevades entre 5 i 8 ºC. En el carst de Kentucky als Estats Units d'Amèrica (àrea del Mammoth Cave), Hess i White (1989) refereixen episodis de crescuda amb una amplitud considerable, superior a 5 ºC a Pike Spring. Pitman (1986) indica una variabilitat de 7 ºC d'amplitud en el sistema de Givendale (Yorkshire, Regne Unit), però aquest exemple té unes característiques físiques i hidrogeològiques molt diferents dels altres exemples comentats (relleu poc marcat, gran extensió, aqüífer en creta…).

3.2.2.4.2 La distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua als Uelhs deth Joeu

La distribució de freqüències de la temperatura de la ressurgència de Joeu és bàsica per a comprendre les característiques de la carstificació en el sistema.

La distribució és polimodal amb quatre modes ben marcades i una cinquena que s'insinua. La polimodalitat confirma la complexitat i la significació i el grau de la carstificació en el sistema que, altrament, les característiques físiques i la hidrodinàmica ja indicaven.

En efecte, en el sistema de Joeu hi ha una estructura de drenatge que té un paper fonamental en el seu funcionament. Aquesta estructura fa possible que la ressurgència mostri aigües de diferent marca o família tèrmica. L'estructura, així mateix, permet que la informació a la sortida del sistema indiqui el seu origen. La informació no s'homogeneïtza com succeeix al sistema d'Aigüèira sinó que és un reflex de l'estructura complexa i heterogènia del sistema. La comparació amb Aigüèira és molt interessant. Joeu i Aigüèira són dos exemples de característiques contraposades, com així ho indiquen les seves distribucions de freqüències de la temperatura (figura 37). La distribució d'Aigüèira, com més endavant s'explicarà detingudament, és unimodal i molt estreta, mentre que la de Joeu és polimodal i molt ampla. A Aigüèira no hi ha estructura de drenatge, el medi hidrogeològic és homogeni i no té pràcticament carstificació a la zona saturada. A Joeu, contràriament, hi ha estructura de drenatge, el medi és heterogeni i el grau de carstificació és molt superior.

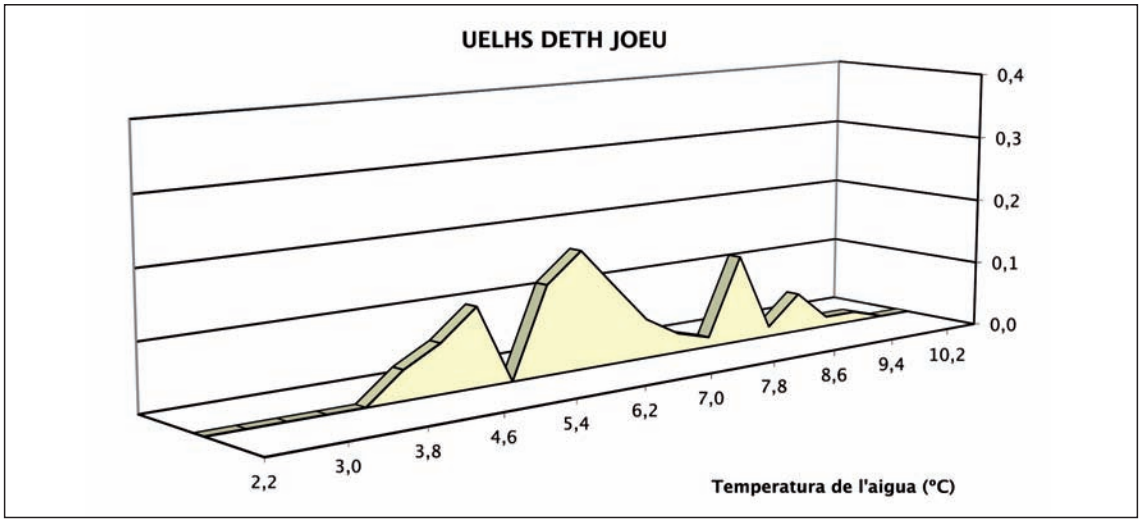


Figura 37: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua als Uelhs deth Joeu (Freixes et al., 1998 a).

En el gràfic (figura 38) en què es comparen les distribucions de freqüència de la temperatura dels distints sistemes aranesos, Joeu i Aigüèira són els exemples extrems. Joeu és el que té un caràcter més càrstic i una major complexitat, i Aigüèira el que és menys càrstic i menys complex. Els sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila ocupen una posició intermèdia entre l'un i l'altre (vegeu Freixes et al., 1998 a).

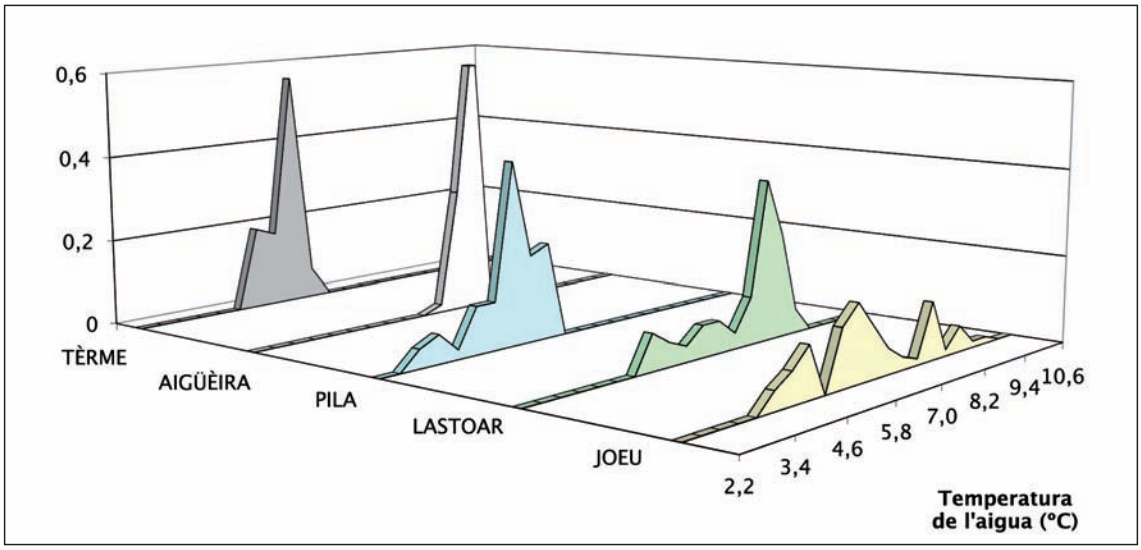


Figura 38: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua en els diferents sistemes aranesos (Freixes et al., 1998 a).

3.2.2.4.3 Esquema d'evolució de la temperatura de l'aigua

L'evolució de la temperatura a nivell del cicle hidrològic del sistema de Joeu il·lustra, com a tret general més significatiu, un marcat caràcter estacional. Aquest tipus d'evolució, com s'anirà constatant més endavant, caracteritza també els altres sistemes hidrogeològics aranesos estudiats. Malgrat això, la morfologia del termograma del sistema de Joeu és diferent i original: té una marcada variabilitat i elevada amplitud, i mostra clarament l'existència de dos mínims i dos màxims ben definits.

A la literatura que s'ha consultat no existeix cap exemple amb el mateix esquema o patró d'evolució. Els exemples referits per Shuster i White (1971, 1972) són també de tipus estacional; no obstant, el termograma de Joeu és diferent dels obtinguts en els sistemes dels Estats Units d'Amèrica: Elk Creek Rise i Penns Cave al Penns Creek Basin, Paradise Spring al Spring Creek Basin i Rock Spring, Tippery Cave Spring, Near Tippery Spring, Arch Spring i Birmingham Cave Spring al Juniata River Basin. L'exemple de Givendale a Gran Bretanya és també diferent de Joeu (Pitman, 1986).

L'esquema d'evolució de la temperatura al sistema de Joeu al llarg del cicle hidrològic és, doncs, original i complex. Les tendències o períodes que es poden considerar són: tendència a la temperatura d'equilibri, mínima temperatura, màxima temperatura i mínim tardoral.

A continuació es fa una explicació detallada d'aquest esquema tot fent una abstracció i síntesi de les dades dels diferents cicles estudiats:

- **Tendència a la temperatura d'equilibri hivernal**. Aquest període es desenvolupa de novembre a març, és a dir, principalment a l'hivern. El període pot presen-

tar variacions segons les característiques particulars de cada any meteorològic. La temperatura mitjana és de 6.3 ºC, variant entre 5.8 ºC i 6.8 ºC. En l'espai de temps referit, la conca del sistema està quasi o completament coberta de neu. Les temperatures ambientals poden ser molt inferiors als 0 ºC (fins a -15 ºC o -20 ºC). És a dir, en aquest període el mantell nival adquireix el màxim desenvolupament. En aquestes condicions, l'aportació hídrica a les pèrdues és molt reduïda, quasi no hi ha fusió de neu (o de glaç) i, per tant, la infiltració és també molt reduïda. Els episodis de precipitació líquida, que poden incidir en l'alimentació del sistema, són escassos o poc importants. En aquesta situació, les reserves de la zona saturada (encara que siguin poc importants) han de contribuir al cabal aportat pels Uelhs deth Joeu. Les aigües aportades per la ressurgència han de respondre a un major temps de permanència a l'aqüífer (Freixes et al., 1997). L'evolució de la temperatura en aquest període il·lustra la tendència a l'equilibri tèrmic aigua-roca i és l'únic període del cicle en què això succeeix. És evident que l'evolució de la temperatura en aquest període mostra un cert caràcter influenciat que sembla existir en tot moment (fusió de neu i episodis plujosos). La simple observació del termograma de la ressurgència (figura 36) il·lustra molt bé sobre la contínua evolució de la temperatura sense que existeixi en un sentit estricte cap període o etapa d'estabilització.

- **Mínim de temperatura de primavera-estiu** (evolució cap a la mínima temperatura del cicle). Aquest període es desenvolupa de març a juny, és a dir, a la primavera. Es caracteritza per la màxima fusió de neu de tot el cicle hidrològic, fenomen que es tradueix en un important augment del cabal que alimenta les pèrdues i, òbviament, dels Uelhs deth Joeu. A partir d'aquestes condicions, l'evolució tèrmica d'aquest període s'inicia amb una forta disminució de la temperatura, enregistrant-se els valors mínims a finals de maig o primers de juny: entre 4.1 ºC i 5 ºC, coincidint amb els màxims de cabal. Aquests valors de temperatura són els mínims del cicle i estan determinats per la infiltració massiva a les pèrdues. Als forats d'Aigualluts i de la Renclusa (i de fet al conjunt de les pèrdues: Nere, Pois, Hòro d'Aran…), els cabals poden assolir valors de varis m^3/s. Als Aigualluts, en el període de 1996-1997, el cabal màxim fou de l'ordre de 3.5 m^3/s, però en crescudes excepcionals pot ser de varies desenes de m^3/s. L'aportació massiva a l'aqüífer es caracteritza per baixes temperatures, és dir, es tracta d'aigües molt fredes (entre 1 i 3 ºC). Des d'un punt de vista hidrodinàmic, en aquest període s'assoleix la màxima funcionalitat de l'estructura de drenatge del sistema i el temps de trànsit més curt (taula 3).

- **Màxim de temperatura a l'estiu** (evolució cap a la màxima temperatura del cicle). Aquest període es desenvolupa de primers de juny a mitjan agost i correspon, aproximadament, a l'estiu. La duració del període pot variar segons com siguin les característiques climàtiques del cicle. A partir de primers de juny hi ha un augment de la temperatura molt marcat. A mitjan agost s'assoleixen les temperatures màximes: entre 8.8 ºC i 9.7 ºC, que són les temperatures màximes del cicle (taula 4); aquestes temperatures màximes a la ressurgència es corresponen amb les temperatures ambientals màximes i amb un descens significatiu de cabal. L'evolució de la temperatura en aquest període s'explica a partir de l'evolució de les condicions ambientals i de la forta regressió que experimenta el mantell de neu a la conca, que condicionen el flux i les característiques tèrmiques de la circulació superficial que alimenta les pèrdues. En efecte, a mesura que avança el període estival, el mantell nival situat a la conca disminueix progressivament fins a desaparèixer completament o quedar reduït a algunes congestes d'alçada; òbviament resten les glaceres de circ de la Maladeta, Aneto, Tempestats… i els llacs situats a la conca del sistema; en aquestes condicions la circulació hídrica a la conca

del sistema depèn exclusivament d'aquests reservoris. L'escolament superficial presenta, en aquesta nova situació, un funcionament i una organització distinta en quedar-se reduït, bàsicament, a l'escolament concentrat més important: rius d'Aigualluts (Escaleta, Barrancs...) i del barranc de la Renclusa. La situació és, en efecte, completament distinta de quan el mantell nival ocupava la totalitat de la conca. Amb la progressiva desaparició del mantell nival, el temps de trànsit de l'escolament superficial augmenta progressivament i l'aportació hídrica total és menys important. El llarg recorregut, amb distàncies de varis km des de les glaceres (per exemple des de la glacera del Tempestats fins al Forat dels Aigualluts) i llacs fins a les pèrdues, i la disminució del cabal són finalment determinants d'un increment considerable de la temperatura de l'aigua, la qual arriba als engolidors a temperatures elevades (entre 7 i 8 ºC al Forat dels Aigualluts). En haver-hi una bona connexió entre les pèrdues i els Uelhs deth Joeu, és a dir, una ben desenvolupada estructura de drenatge, la temperatura a les fonts dels sistema és, en una part important d'aquest període, considerablement superior a la temperatura d'equilibri tèrmic que caracteritza la zona saturada de l'aqüífer (tendència a l'equilibri) (figura 36). Les temperatures màximes enregistrades als Uelhs deth Joeu en aquest període són les màximes del cicle.

- **Mínim tèrmic tardoral** (evolució cap el mínim tèrmic tardoral). A partir del mes de setembre la temperatura a la ressurgència experimenta una marcada disminució, anàlogament a la disminució de la temperatura ambiental i la disminució del cabal. El descens de la temperatura ambiental determina, en primer lloc, una disminució de la fusió en els reservoris de la conca (glaceres, congestes...) resultant, en conseqüència, una circulació superficial poc important que es caracteritza per cabals baixos i, en segon lloc, una disminució de la temperatura de l'aigua que s'infiltra a les pèrdues. Aquests dos fenòmens determinen el mínim de temperatura tardoral als Uelhs deth Joeu. Amb aquest període acaba l'evolució de la temperatura en el cicle hidrològic. A partir del mínim tardoral, recomençaria el cicle amb el període definit com de tendència a l'equilibri tèrmic.

Les dades de mesura en continu tant de la ressurgència com de l'engolidor dels Aigualluts –cabal, temperatura i conductivitat (cicle i crescudes)– que es comentaran més endavant suposen un canvi qualitatiu molt important de la informació i permeten matisar els resultats de les dades discretes. L'evolució de la temperatura a nivell del cicle obtinguda en el monitoratge confirma l'esquema d'evolució amb els quatre períodes d'evolució que s'han explicat.

3.2.2.5 Hidrogeoquímica

3.2.2.5.1 Introducció

En la recerca hidrològica del sistema de Joeu, l'aspecte hidrogeoquímic ha estat una aproximació bàsica. El treball de camp s'ha concretat en la realització de mostreigs sistemàtics a la font del sistema, els Uelhs deth Joeu, i també a la pèrdua més important, el Forat dels Aigualluts. D'una manera isolada s'ha mostrejat també les diferents pèrdues del sistema: el Forat de la Renclusa, el de coll de l'Hòro (Hòro d'Aran), el d'Hòro del Nere...

Les variables investigades han estat els ions fonamentals. També s'han considerat els paràmetres calculats: ΔpH i pCO_2 eq, els quals informen de l'equilibri calcocarbònic. A més, es mesuraren els silicats en tot el període de control, i es realitzà un mostreig amb l'objectiu de caracteritzar els isòtops Deuteri i Oxigen-18.[42]

El període estudiat correspon a quatre cicles: de 1988 a 1991. El pas de temps del mostreig del cicle 1988-1989 fou quinzenal i les evolucions dels diferents paràmetres estan molt ben definides. En la resta de cicles el mostreig fou aproximadament mensual.

En la caracterització hidrogeoquímica es refereix, essencialment, l'evolució al llarg del cicle hidrològic, indicant-ne els trets més importants. A més de la caracterització general del cicle realitzada sobretot a partir de les dades dels Uelhs deth Joeu, s'ha estudiat el cicle diari, que dóna informació de manera particular sobre el període de fusió del mantell nival de primavera-estiu.

No es disposa de dades sistemàtiques dels ions fonamentals relatives a episodis de crescuda originats per fenòmens de pluja tempestuosos, però sí de la conductivitat.

L'anàlisi i interpretació de les dades que es realitzen a continuació tenen un interès general. Intenten caracteritzar l'evolució en el cicle hidrològic fent una abstracció i síntesi de les dades dels quatre cicles.

Primerament es comenten els paràmetres conductivitat i mineralització i la seva distribució de freqüències, després els ions i paràmetres de l'equilibri calcocarbònic i, finalment, els ions clorur, sulfat…

3.2.2.5.2 Hidrogeoquímica en el cicle hidrològic

3.2.2.5.2.1 La conductivitat i la mineralització

Una de les característiques de la geoquímica de les aigües del sistema de Joeu és la seva molt baixa mineralització. De fet, aquesta és una característica dels sistemes hidrològics de l'alta muntanya, en els quals la mineralització està, en bona part o completament, determinada per la influència de les aigües de fusió de neu, que són de molt baixa mineralització. Com es constatarà més endavant, la molt baixa mineralització (o feble mineralització) de les aigües és una constant dels diferents sistemes hidrogeològics de la Val d'Aran i també de les aigües superficials araneses.

L'aigua de Joeu és de molt baixa mineralització amb un valor mitjà de 57.6 mg/l.

La conductivitat mitjana als Uelhs deth Joeu és 70 μS/cm, la màxima 104 μS/cm i la mínima 43 μS/cm. L'amplitud absoluta és 61 μS/cm i es pot considerar com a important (taula 5).

L'ió que determina, essencialment, la conductivitat o la mineralització és el bicarbonat i en un grau menor el calci. La resta d'ions no tenen, pràcticament, significació en la determinació de la mineralització.

	Conductivitat de l'aigua (μS/cm a 20ºC)			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Uelhs deth Joeu	70.2	43	104	61

Taula 5: Conductivitat de l'aigua als Uelhs deth Joeu (n=85).

3.2.2.5.2.2 La distribució de freqüències de la conductivitat o de la mineralització

A la unitat de Joeu la conductivitat presenta una bona correlació amb la mineralització, amb un valor de 0.951. Aquest elevat valor permet utilitzar indistintament la conductivitat o la mineralització com a variables regionalitzades. No obstant, a l'efecte de facilitar la comparació entre els diferents sistemes estudiats en aquest treball, s'utilitzarà la mineralització.

La utilització d'un o altre paràmetre no canvia la interpretació. La distribució de freqüències de la conductivitat presenta idèntica morfologia a la de la mineralització (Freixes et al. 1998 b, 2000).

La distribució de freqüències de la mineralització, amb dades de quatre cicles de 1988 a 1991, presenta una marcada polimodalitat, tal i com s'ha observat per a la temperatura. Aquesta disitribució indicaria l'existència d'una estructura de drenatge i d'una organització complexa (Bakalowicz, 1979 a; Freixes et al. 1998 b, 2000).

La distribució de freqüències (figura 39) és polimodal, però amb modes de menor freqüència si la comparem amb la dels altres sistemes aranesos (figura 40), i té una amplitud de valors més gran, de 30 mg/l a 95 mg/l.

Aquesta distribució de freqüències il·lustra molt bé l'existència de quatre modes; una d'elles, de posició intermèdia, menys acusada. La moda més marcada és la que indica les aigües de menor mineralització, amb un pic de 35 mg/l, i correspon a les aigües desguassades en els períodes de màxima funcionalitat del sistema, és a dir, al període de fusió del mantell nival de primavera-estiu; en aquesta situació els temps de trànsit a través de l'aqüífer són més petits. Episodis tempestuosos importants també poden originar aigües de baixa mineralització a la sortida del sistema. La moda de major mineralització, amb el pic a 80 mg/l i la màxima mineralització en 95 mg/l, caracteritza una família hidrogeoquímica que, des del punt de vista hidrodinàmic, hauria de respondre, principalment, al període d'aigües baixes i tindria la influència de l'aportació de les reserves profundes del sistema, encara que aquestes siguin poc importants.

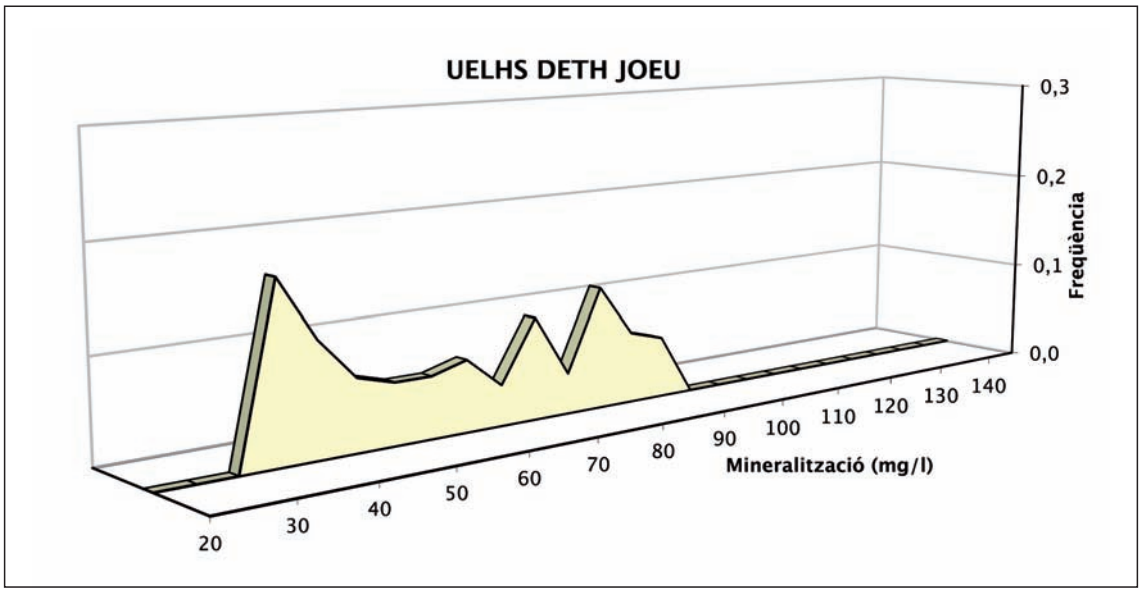


Figura 39: Distribució de freqüències de la mineralització de l'aigua als Uelhs deth Joeu (Freixes et al. 1998 b, 2000).

Una distribució complexa, com la de Joeu, és pròpia, segons Bakalowicz (1979 a), dels sistemes en els quals la carstificació ha assolit un desenvolupament important (Bakalowicz i Mangin, 1980). En l'exemple de Joeu hi ha una carstificació relativament ben desenvolupada que es posa en evidència per l'estructura de drenatge, que, a més, té un paper fonamental en el funcionament del sistema.

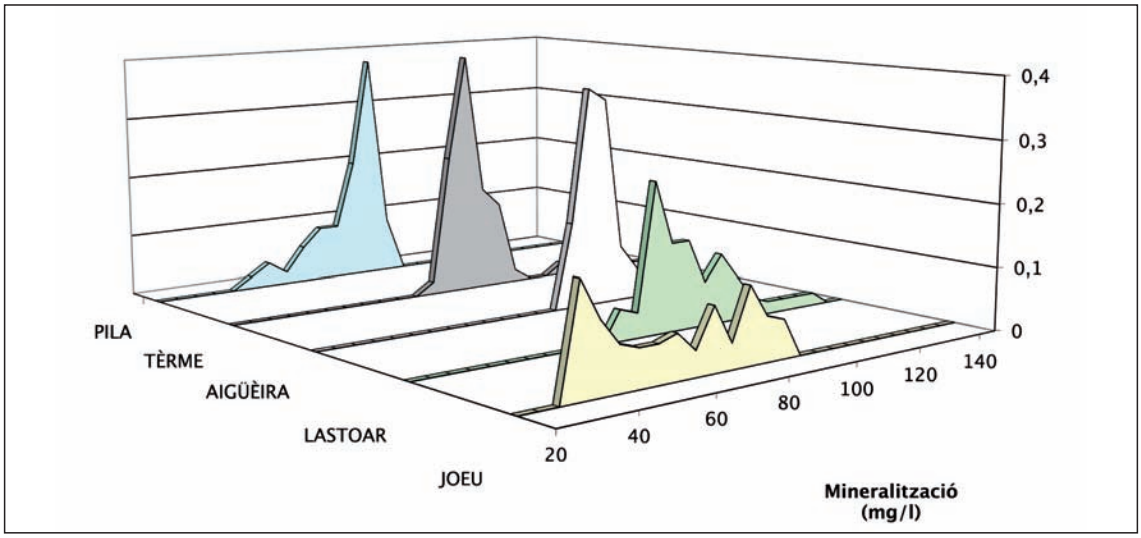


Figura 40: Distribució de freqüències de la mineralització de l'aigua en els diferents sistemes aranesos (Freixes et al. 1998 b, 2000).

El caràcter complex de la distribució de la mineralització no fa sinó confirmar el que és una característica definitòria del sistema: la seva complexitat. Complexitat que ja ha estat al·ludida en descriure la configuració o estructura binària del sistema: sobretot pel que fa a la significativa organització de l'escolament superficial que alimenta les pèrdues més importants: Aigualluts i Renclusa. L'aqüífer, tanmateix, ha de tenir una estructura organitzada. En efecte, l'estructura de l'escolament subterrani és una continuació, a l'aqüífer, de l'organització que s'observa en la circulació superficial. A més, l'estructura de drenatge, tant a la zona no saturada com a la saturada, ha de ser de tipus filiforme (Mangin, 1982 b; Freixes, 1993). La zona no saturada tindria una estructura altament heterogènia i jerarquitzada, i el mateix ha de succeir, encara que probablement en menor grau, amb l'estructura de la zona saturada. A més, les observacions de camp confirmen el que s'ha comentat, ja que les pèrdues, quan són accessibles, cas dels forats de la Renclusa, Hòro d'Aran..., permeten reconèixer segments de l'endocarst constituïts per conductes de grans dimensions. Òbviament, conductes també de dimensions considerables han d'existir a la pèrdua d'Aigualluts per a evacuar cabals tan importants (l'aportació al Forat dels Aigualluts pot ser de vàries desenes de m^3/s).

Al carst de Joeu l'estructura captiva de l'aqüífer impedeix l'exploració de l'estructura de la zona inundada (o de la zona de transició entre la no saturada i la saturada) i tampoc és accessible amb tècniques d'exploració subaquàtica. No obstant, han d'existir conductes d'importants dimensions: els Uelhs deth Joeu poden evacuar cabals superiors als 10 m^3/s.

L'estructura de drenatge, que caracteritza la zona no saturada i la saturada, és, precisament, la que determina l'aparició de les distintes famílies geoquímiques als Uelhs deth Joeu.

Aquestes característiques de l'estructura càrstica del sistema de Joeu són perfectament comparables a les que presenta el sistema Tèrme-Pila, del qual es tractarà més endavant.

El sistema de Joeu, amb una extensió de quasi 48.1 km^2, té una conca de solament 30 km^2, que se situa clarament per sota del límit dels sistemes de dimensions importants.

3.2.2.5.2.3 Bicarbonats, calci i magnesi

En la composició química de l'aigua dels Uelhs deth Joeu, l'ió bicarbonat és el que presenta concentracions més elevades. La màxima concentració es 71 mg/l, la mínima és 24.4 mg/l i la mitjana 42.9 mg/l (taula 6).

L'evolució d'aquests ions és perfectament comparable amb la de la conductivitat i la mineralització. El bicarbonat i el calci són els que determinen la mineralització.

L'evolució del bicarbonat i del calci de la ressurgència dels Uelhs deth Joeu és pràcticament idèntica (figura 41).

	Uelhs deth Joeu			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	42.9	24.4	71	46.6
Calci (mg/l)	13.9	7.6	20.8	13.2
Magnesi (mg/l)	0.79	0.0	1.7	1.7

Taula 6: Bicarbonats, calci i magnesi als Uelhs deth Joeu (n=85).

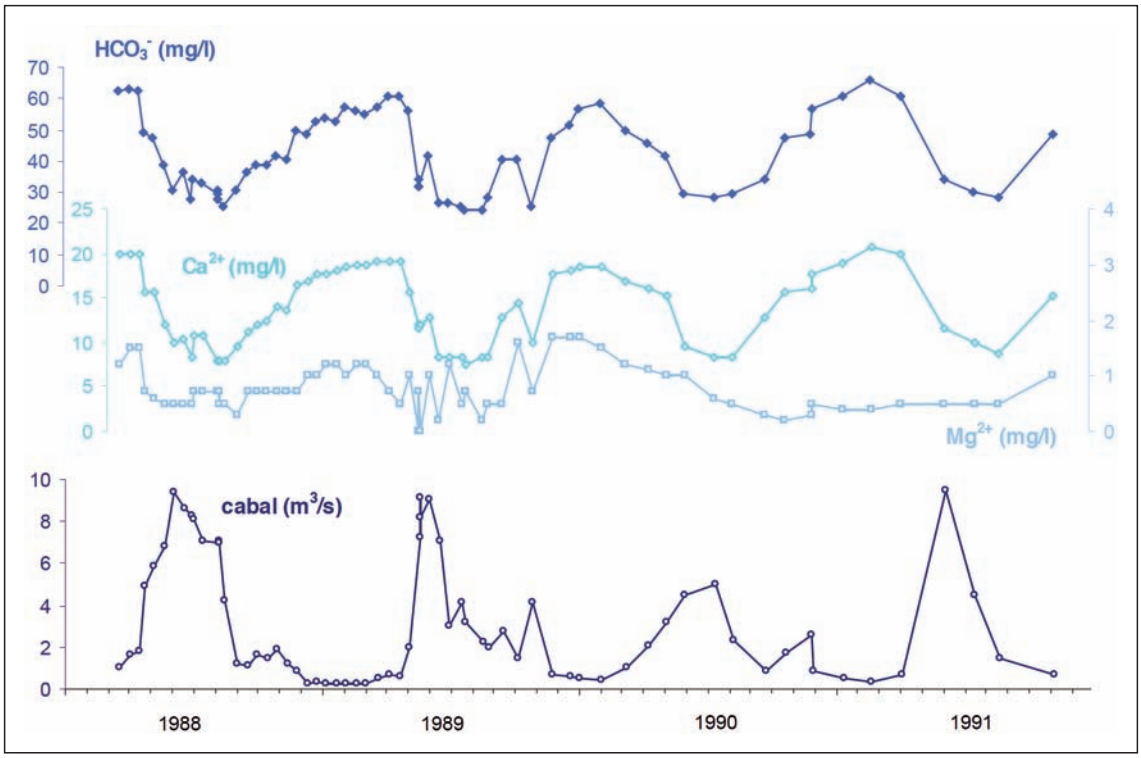


Figura 41: Variació en el cicles hidrològics (1988-1991) del cabal i dels ions bicarbonat, calci i magnesi als Uelhs deth Joeu.

Si s'analitza l'evolució de l'ió bicarbonat al llarg del cicle hidrològic, es constata, com succeeix amb d'altres paràmetres, que presenta un esquema o patró d'evolució general que es repeteix cicle rere cicle (figura 41). L'esquema d'evolució té una relació estreta amb la hidrodinàmica del sistema, que està molt influïda per les característiques de l'any meteorològic: innivació i fusió del mantell nival. En efecte, les característiques meteorològiques del cicle hidrològic influeixen la fusió d'un mantell nival que té un desenvolupament considerable i ocupa la totalitat de la conca (30 km^2).

En l'esquema general d'evolució es distingeixen tres parts diferenciades: la disminució que experimenta la concentració amb l'augment del cabal, el mínim o mínims que s'assoleixen amb els cabals més elevats i l'augment posterior de la concentració que coincideix amb la disminució dels cabals que correspon a l'etapa final del període d'aigües altes.

En tots els cicles, la disminució de la concentració en bicarbonats és, en general, més pronunciada que l'augment relacionat amb la disminució dels cabals (part final del període d'aigües altes), que és més progressiu. Els mínims anuals coincideixen amb els cabals més elevats del període d'aigües altes de primavera-estiu i corresponen, així mateix, al període de màxima aportació des de les pèrdues com a conseqüència de la màxima fusió del mantell de neu.

L'ió calci és el segon per la seva concentració dels aportats pels Uelhs deth Joeu. El valor mitjà per a tot el període és 13.7 mg/l, el màxim 20.8 mg/l i el mínim 7.6 mg/l. L'amplitud absoluta, de 13.2 mg/l, és ben significativa.

L'evolució del calci presenta característiques anàlogues a les descrites per al bicarbonat. La comparació de les dues evolucions al llarg dels quatre cicles estudiats indica que l'esquema és, pràcticament, el mateix (figura 41). Senzillament, s'ha de concloure que l'evolució del calci al carst de Joeu segueix un esquema idèntic a l'observat i descrit per l'ió bicarbonat i que les consideracions realitzades per aquest ió serveixen exactament per al calci. És a dir, el calci segueix una evolució de tipus estacional determinada per les condicions hidrodinàmiques del sistema.

L'ió magnesi presenta concentracions molt baixes (taula 6). El valor mitjà per a tot el període (de 1988 a 1991) és 0.79 mg/l, el màxim 1.7 mg/l i el mínim 0.0 mg/l. L'amplitud és d'1.7 mg/l.

El magnesi, en el cicle 1988-1989, presenta una evolució de tipus estacional. Es dóna una disminució de la concentració relacionable amb la puja del cabal, uns mínims que es relacionen bé amb els cabals més elevats i un augment molt lent a la part final del període d'aigües altes. En els cicles posteriors aquest esquema estacional no és tan clar, probablement perquè les baixes concentracions fan que aquest ió sigui molt sensible a qualsevol canvi de les condicions hidrodinàmiques encara que la variació sigui poc important; en conseqüència, no apareixen clarament les tendències de l'esquema d'evolució estacional. A més, la cinètica química de la dissolució dels carbonats de magnesi és diferent de la del carbonat de calci (Bakalowicz, 1979 a; Freixes, 1986).

3.2.2.5.2.4 La pCO_2 eq i l'ΔpH

a) La pCO_2 eq i el CO_2

La pCO_2 en el període estudiat presenta una variabilitat molt important: el valor màxim és 0.038 % i el mínim, solament, de 0.002 %. L'amplitud és 0.036 % i la mitjana 0.011 %.

Aquests valors són suficientment il·lustratius com per a afirmar que les aigües del sistema es caracteritzen per concentracions en CO_2 molt baixes.

Aquestes baixes concentracions es fan encara més evidents si es comparen amb els valors dels sistemes estudiats a l'alt Llobregat i alt Segre, o si es comparen amb sistemes de caràcter encara més mediterrani, com Rellinars o Capellades (Bakalowicz, 1979 a; Freixes, 1986; Lambán, 1998).

Òbviament, les baixes concentracions de CO_2 dels Uelhs deth Joeu caracteritzen també els altres punts d'aigua del sistema (taula 7).

	pCO_2 (%)	CABAL (m^3/s)		n
		mínim	màxim	
UELHS DETH JOEU	0.012	0.200	12.00	85
LASTOAR	0.030	0.040	0.550	54
TÈRME	0.026	0.035	0.360	46
LA PILA	0.021	0.055	2.200	45
AIGÜÈIRA	0.030	0.180	0.500	71
ARTIGA 1	0.059	0.015	0.050	1
ARTIGA 2	0.089	0.010	0.060	1
GRESILHON	0.032	0.030	0.100	10
POMÈRO	0.026	0.040	0.800	1
TARTERS	0.115	0.020	0.100	1
RUDA	0.056			14
SOBREEIXIDOR RUDA	0.052	0.000	0.150	4
MOLIÈRES	0.028	0.060	1.000	23
SOBREEIXIDOR MOLIÈRES	0.033	0.000	0.060	2
PUERTO SALAU	0.063	0.002	0.100	1
RIU FRED	0.045	0.030	0.300	1
ESCALA ALTA	0.100	0.020	0.350	1
HORCALH	0.074	0.020	0.600	1
HEREDA	0.006	0.050	0.060	1
SARRAHÈRA 1	0.013	0.030	0.500	1
SARRAHÈRA 2	0.009	0.010	0.600	1

Taula 7: Valors mitjans de pCO_2 (%) a diferents surgències de la Val d'Aran i de les capçaleres de les Nogueres Ribagorçana i Pallaresa.

Des del punt de vista de la carstificació és indispensable l'anàlisi de l'origen del CO_2 i de la dinàmica dels fluxos del CO_2 al sistema i a l'aqüífer. No obstant, aquesta refle-

xió s'abordarà més endavant, després d'analitzar l'evolució d'aquest paràmetre i la de l'ΔpH al llarg del cicle hidrològic, i també la del bicarbonat, calci i magnesi.

L'evolució del CO_2 és de tipus estacional (figura 42) al llarg del cicle hidrològic. Altrament, aquesta evolució s'observa cicle rere cicle i és, per tant, característica o, si es vol expressar així, definitòria de la dinàmica del CO_2 a través de l'aqüífer. Els valors màxims caracteritzen el període hivernal i els mínims el de primavera-estiu. Aquesta estacionalitat és, paradoxalment, la oposada a la que presenta la producció de CO_2 al sòl (vegeu Bakalowicz, 1979 a, b).

Bakalowicz (1979 a) ja assenyalà en el sistema de Baget que les concentracions del CO_2 a l'aqüífer i a la seva descàrrega no presenten cap evolució o estacionalitat relacionable amb la producció de CO_2 al sòl. Tanmateix, les concentracions observades a l'hivern no són necessàriament més baixes que les observades en altres períodes de l'any. A Baget es posa en evidència que les aigües subterrànies tenen relació amb una fase gasosa enriquida permanentment en CO_2. Les aigües amb majors concentracions de CO_2 també tenen importants concentracions en clorurs. Així s'identifica l'origen del CO_2 a la part superficial del carst (zona d'infiltració i de producció de CO_2), on aquestes aigües residirien temporalment abans d'incorporar-se a les zones profundes de l'aqüífer.

Al sistema de Joeu la dinàmica del CO_2 és distinta. En efecte, a l'hivern, en condicions hidrodinàmiques d'aigües baixes, hi ha les màximes concentracions de CO_2. Aquest CO_2 sembla incorporar-se al flux hídric a les zones profundes; és com si hi hagués un desbloqueig d'una reserva de CO_2. El problema és on situar espacialment aquesta reserva (o reserves) i definir per quin mecanisme es produeix l'emmagatzematge de CO_2. No obstant, cal remarcar que els valors màxims assolits segueixen sent molt poc importants (taula 8).

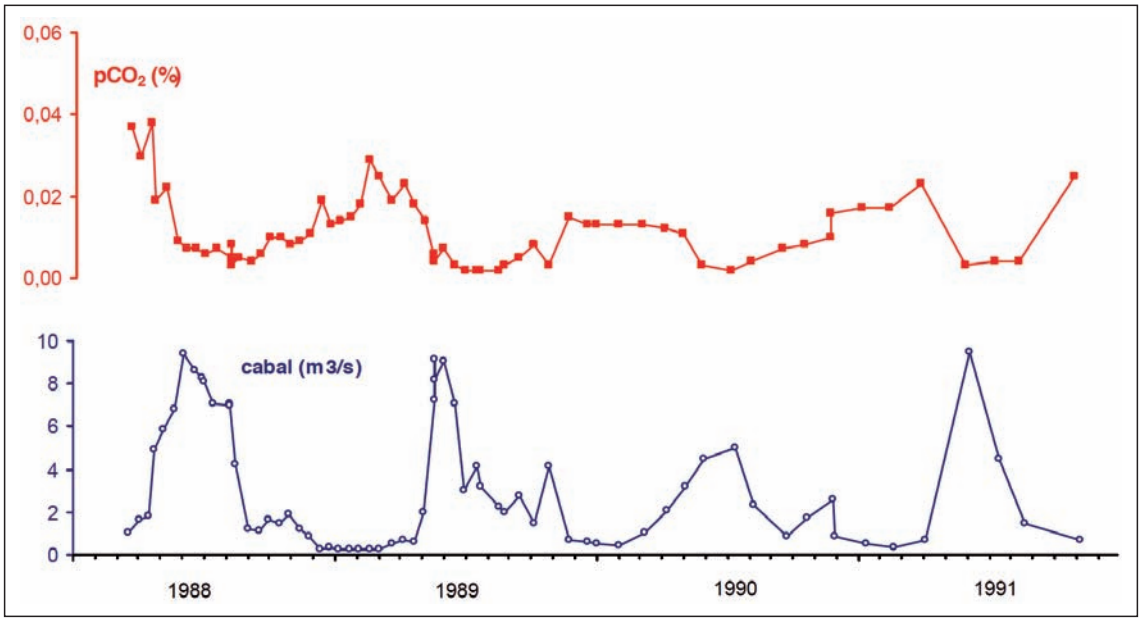


Figura 42: Variació de la pCO_2 als Uelhs deth Joeu.

A l'hivern la infiltració a les pèrdues és molt reduïda, en algunes d'elles quasi inapreciable. Per tant, és molt possible un origen profund del CO_2 i així s'havia interpretat anteriorment (Freixes et al., 1997; 1998 b, 2000).

	pCO_2 (%)			
	mitjana	**mínim**	**màxim**	**n**
UELHS DETH JOEU	0.012	0.002	0.038	85
PÈRDUA D'AIGUALLUTS	0.053	0.007	0.115	20

Taula 8: pCO_2 als Uelhs deth Joeu i a la pèrdua d'Aigualluts.

Cal, això sí, esbrinar les característiques físiques dels dispositius que constitueixen les reserves. Abans ja s'han comentat les dificultats per a precisar l'estructura-reservori de la zona saturada. No obstant, es poden plantejar vàries hipòtesis per explicar l'origen del CO_2.

La primera consideraria la possibilitat que la incorporació es faci en profunditat però a partir d'un flux de CO_2 des dels dominis calcaris no captius de l'aqüífer, els quals estan connectats amb la zona no saturada, que, a la vegada, és fronterera de l'atmosfera (amb el medi exterior). No obstant, en aquest cas es pot plantejar una important objecció, ja que tots els afloraments calcaris (recordem que de petita extensió en el context del sistema) presenten pèrdues significatives i el tipus d'infiltració dominant ha de ser a través d'aquests dispositius. En aquestes condicions, no existiria o, en tot cas, tindria un desenvolupament limitat, la infiltració lenta, que és la que hidràulicament determina l'emplaçament del CO_2 en profunditat (Fleyfel, 1979; Bakalowicz, 1979 a ; Bakalowicz i Fleyfel, 1980; Freixes, 1986).

La segona hipòtesi consideraria l'existència de dominis profunds de l'aqüífer en els quals s'acumularia el CO_2, en condicions d'aigües altes, per difusió... Aquests dominis serien físicament assimilables a estructures laterals a l'eix de drenatge, anàlogues als sistemes annexos (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980), les quals constituirien els reservoris profunds del sistema.

Una tercera possibilitat seria que els altres materials (conglomerats, gresos i pelites del Carbonífer, que afloren en una gran extensió) actuïn com a aqüitards, subministrant el CO_2 a les parts profundes a partir d'una infiltració lenta de tipus difàsic, anàloga a la dels medis granulars (fissurats) (Bakalowicz, 1979 a, b).

A partir de tot el que s'ha exposat es poden plantejar dos interrogants de gran interès i transcendència per explicar els processos que caracteritzen la unitat de Joeu. El primer és quin és l'origen, en sistemes com el de Joeu, del CO_2 i quin és el vector de transport que l'introdueix a les zones profundes i fa possible la dissolució en aquestes parts de l'aqüífer, originant, a la vegada, un desenvolupament important de la carstificació en profunditat. El segon és d'on procedeix el CO_2 que s'incorpora a l'escolament en aigües baixes.

A la unitat de Joeu l'evolució de tipus estacional del CO_2 està controlada per l'evolució de les condicions hidrodinàmiques de la conca d'alimentació al llarg del cicle hidrològic i per l'evolució que experimenta el flux de CO_2 que acompanya l'escolament superficial. De fet, com ja s'ha comentat anteriorment, el comportament hidrodinàmic estacional (i, segons aquest comportament, hi ha tanmateix una evolució dels cabals a la font) és el que determina en definitiva els cabals als Uelhs deth Joeu.

Una vegada s'assoleix la situació d'aigües baixes (no hi ha esgotament) a Joeu el CO_2 augmenta progressivament.

Al sistema de Joeu, i així succeeix també amb altres paràmetres hidrogeoquímics, l'evolució del CO_2 està completament determinada per les condicions hidrodinàmiques del sistema.

b) L'ΔpH

Aquest paràmetre ha estat estudiat durant el període comprès entre 1988 i 1991. El valor mitjà és de -0.31, el màxim de -0.01 i el mínim de -0.7. L'amplitud de 0.69 és, doncs, significativa i indica la forta variabilitat a la qual aquest paràmetre és sotmès (taula 9; figura 43).

	ΔpH_c			
	mitjana	**mínim**	**màxim**	**n**
UELHS DETH JOEU	-0.31	-0.70	0.05	85
PÈRDUA D'AIGUALLUTS	-2.18	-2.77	-1.34	20

Taula 9: ΔpH als Uelhs deth Joeu i a la pèrdua d'Aigualluts.

El valors compresos entre -0.05 > ΔpH < +0.05 (Bakalowicz, 1980) s'interpreten a l'equilibri. A Joeu hi ha valors de l'índex de saturació que es poden considerar quasi a l'equilibri, és a dir, que mostren una certa tendència cap a condicions properes a l'equilibri químic, però d'una manera isolada i puntual. Fora d'aquestes situacions i, d'una manera general i sistemàtica, els valors se situen lluny de l'equilibri i són infrasaturats

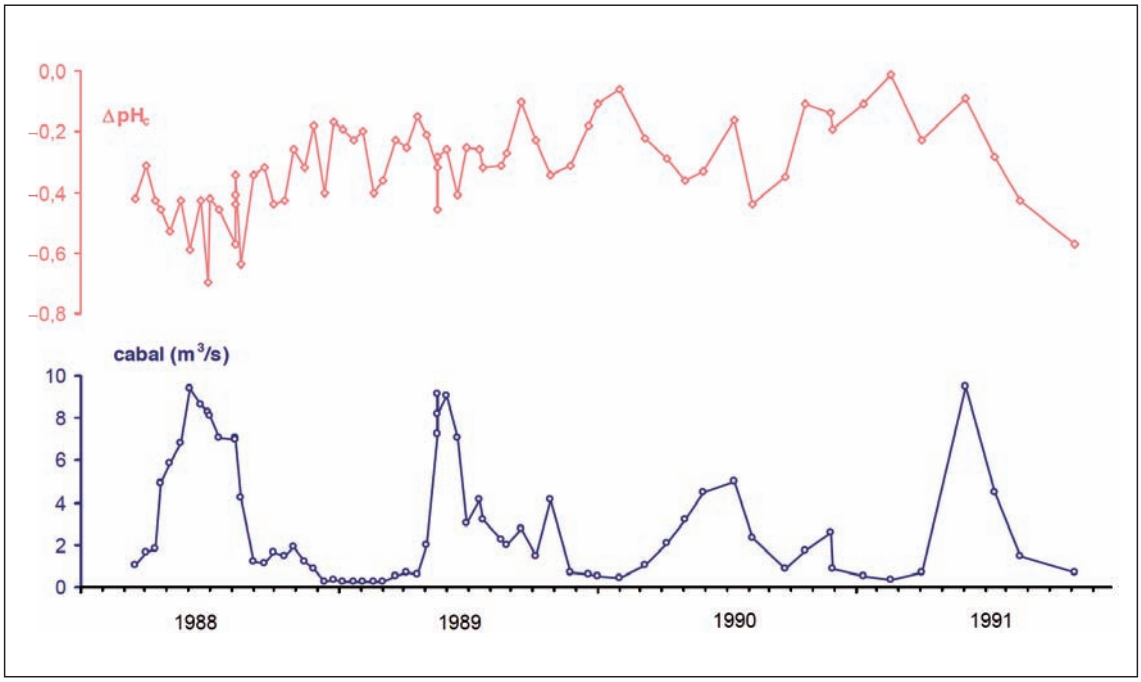


Figura 43: Variació de l'ΔpH als Uelhs deth Joeu.

Així, una de les característiques més remarcables del sistema de Joeu és que els valors de l'índex de saturació (ΔpH) calculats respecte de la calcita, són, en la totalitat del

període estudiat de 1988 a 1991, sempre infrasaturats. És a dir, les aigües conserven a la sortida del sistema, amb major o menor grau, capacitat de dissolució. En el cas de Joeu això és així fins i tot en el període d'aigües baixes. És interessant assenyalar que els aqüífers càrstics, en aquesta situació, aporten les aigües amb major temps de permanència a l'aqüífer, les més mineralitzades i les que es caracteritzen per valors de CO_2 més baixos i índexs de saturació amb valors a l'equilibri o clarament sobresaturats (Bakalowicz, 1979 a). En efecte, són molts els exemples amb aquestes característiques, senzillament perquè són les pròpies del comportament d'aqüífers càrstics, com Baget i Fontestorbes a França i dels sistemes com el de les Fonts del Llobregat, l'Adou del Bastareny i la Fou de Bor a l'alt Llobregat i alt Segre, i també d'aqüífers de caràcter encara més mediterrani, com els de Carme-Capellades i Rellinars (Freixes, 1986).

Aquesta situació de quasi permanent infrasaturació de les aigües dels Uelhs deth Joeu és particular i, pel que sembla, característica de determinats aqüífers de l'alta muntanya. Els exemples consultats a la literatura de sistemes hidrogeològics d'alta muntanya o bé alpins o de regions polars no presenten evolucions comparables amb la de l'índex de saturació de Joeu. No obstant, en el treball de Hess i White (1989) sí que es descriuen evolucions de l'índex de saturació amb valors permanentment o quasi permanentment infrasaturats en períodes de llarga duració (cicle hidrològic, períodes interanuals...). Aquesta infrasaturació caracteritza diversos exemples a l'àrea del Mammoth Cave (a Kentucky, als Apalatxes): Turnhole Spring, Haney Spring i Graham Spring. L'explicació dels autors estableix una relació entre la infrasaturació i els "conduit flow systems" i altres aspectes: temps de trànsit petits... No obstant, cal tenir present que en els aqüífers del Parc Natural del Mammoth Cave les concentracions de CO_2 són molt superiors a les dels sistemes de la Val d'Aran.

Un altre aspecte d'interès i original és que no existeix correlació entre els valors de la pCO_2 i l'ΔpH, mentre que els aqüífers càrstics de muntanya com Baget (Bakalowicz, 1979 a) es caracteritzen per una correlació significativa i negativa (elevada i negativa). És a dir, normalment les concentracions de CO_2 importants van acompanyades d'índexs de saturació infrasaturats; això s'observa bé en els episodis de crescuda. Aquesta situació, de forta o, fins i tot, elevada correlació entre la pCO_2 i l'ΔpH, s'ha observat en diferents modalitats de la circulació hídrica en el carst. Així, en la circulació a la zona no saturada, aquests paràmetres han estat definidors del tipus d'infiltració, com succeeix amb la conceptualització hidrogeoquímica de la infiltració lenta (Fleyfel, 1979; Bakalowicz, 1979 a, 1995; Botton, 1984; Freixes, 1986; Bakalowicz i Jusserand, 1986).

Al sistema de Joeu no és així, doncs no hi ha correlació entre l'ΔpH i pCO_2 ($r^2 = 0.00001$). D'aquí que no sigui fàcil aportar noves consideracions o interpretacions a l'evolució observada. La significació i la interpretació d'aquest paràmetre és problemàtica i difícil i, en conseqüència, es fa necessària l'obtenció de dades de camp amb major densitat durant el període hivernal, sobretot amb l'objectiu de precisar l'origen del CO_2 i la dinàmica dels seus fluxos a l'aqüífer, particularment la caracterització dels fluxos de CO_2 d'entrada i sortida.

L'evolució del sistema químic calcocarbònic es produeix en condicions allunyades de l'equilibri. Per tant, és problemàtica, fins i tot, la utilització de paràmetres com l'ΔpH i pCO_2, doncs l'estudi de l'equilibri a partir d'aquestes variables pressuposa que els equilibris s'hagin aconseguit (Bakalowicz, 1979 a). La conceptualització i modelització de sistemes allunyats de l'equilibri passa forçosament per la termodinàmica del no-equilibri o termodinàmica generalitzada (Prigogine, 1974). La modelització, però, en un sistema com el de Joeu, és problemàtica, doncs és evident que l'estructura de l'aqüífer és altament heterogènia (tant a la zona no saturada com a la saturada) i el flux té un

comportament variable –de turbulent a laminar– segons l'estat del sistema. Aquests darrers anys s'ha iniciat una línia de treball amb l'objectiu de modelitzar fenòmens allunyats de l'equilibri i en els quals se superposen dos processos en l'espai i en el temps, exactament com succeeix en els sistemes càrstics en els quals hi ha un acoblament de flux i reacció química (Steefel i Lasaga, 1990; Lasaga, 1997), No obstant, com a molt s'han modelitzat o simulat processos a l'escala de laboratori i per a condicions de flux de Darcy, és a dir, per condicions hidrodinàmiques molt restringides.

Més endavant es comentaran aquestes idees en el tractament factorial de les dades i, particularment, de les variables del sistema calcocarbònic. És a dir, es concretaran condicions per veure l'evolució del sistema, com per exemple considerar-lo, químicament, obert o tancat.

3.2.2.5.2.5 Sulfats, clorurs, sodi i potassi

La concentració en ió sulfat de la ressurgència dels Uelhs deth Joeu és significativa, amb un valor mitjà de 3.58 mg/l. Per la seva concentració és el tercer ió, darrera del bicarbonat i el calci, en la composició química de les aigües de la font. El valor màxim és de 7.3 mg/l i el mínim de 0.8 mg/l (taula 10).

	Uelhs deth Joeu			
	mitjana	**mínim**	**màxim**	**rang**
Sulfats (mg/l)	3.58	0.8	7.3	6.5
Clorurs (mg/l)	0.29	0.01	0.7	0.69
Sodi (mg/l)	0.35	0.06	0.8	0.74
Potassi (mg/l)	0.11	0.02	0.3	0.28

Taula10: Sulfats, clorurs, sodi i potassi als Uelhs deth Joeu (n=85).

L'ió sulfat segueix un esquema d'evolució comparable al de la conductivitat, bicarbonat i calci. És a dir, que té una evolució en funció de les aportacions hídriques i de marcat caràcter estacional. L'observació del cicle 1988-1989 il·lustra molt bé l'evolució: una disminució força pronunciada d'acord amb la puja del cabal, un mínim o mínims molt definits coincidint amb el cabals més elevats i un augment progressiu en la recessió de l'hidrograma (figura 44). La resta de cicles mostren el mateix esquema, encara que el nombre d'observacions és inferior i les evolucions no estan tan ben definides.

L'ió clorur als Uelhs deth Joeu té una concentració mitjana de 0.29 mg/l, un valor màxim de 0.7 mg/l i un mínim de 0.01 mg/l. Com succeeix amb l'ió sulfat, té també un esquema d'evolució determinat pel període de crescuda estacional (figura 44). En el cicle 1988-1989 s'observa molt bé el valor mínim, que coincideix amb els cabals més elevats. El mínim és precedit per una disminució d'evolució comparable a la de l'ió sulfat, mentre que l'augment que experimenta en la recessió és molt lent. La interpretació dels cicles restants no és tan senzilla, encara que, en general, hi ha una bona correspondència entre el cabals més elevats de l'hidrograma i el mínims en ió clorur més marcats.

El sodi té concentracions molt baixes amb un valor mitjà de 0.35 mg/l. El màxim és de 0.8 mg/l i el mínim de 0.06 mg/l. Aquest ió experimenta una forta variabilitat en el cicle hidrològic, la qual cosa fa que la seva evolució aparegui molt ben definida. En el cicle 1988-1989 s'observa clarament una evolució de tipus estacional lligada a les variacions de cabal de la crescuda estacional, tal i com s'ha comentat pels altres ions. L'esquema presenta tres parts ben definides: una disminució pronunciada relacionada amb la puja del cabal, uns mínims que coincideixen amb els cabals més elevats i un augment de la concentració molt lent en la recessió de l'hidrograma. En els cicles restants s'observa la mateixa evolució, però no tan ben definida.

El potassi és l'ió que té les concentracions més baixes de tots els analitzats a la font del sistema. La concentració mitjana és 0.11 mg/l, la màxima 0.3 mg/l i la mínima 0.02 mg/l. En el cicle 1988-1989 s'observa, amb una bona definició, l'esquema d'evolució relacionat amb el període d'aigües altes o crescuda estacional (figura 44) En efecte, la concentració del potassi experimenta una evolució amb tres parts diferenciades: la disminució relacionada amb la puja del cabal, uns mínims que coincideixen amb els cabals més elevats i un augment molt lent a la recessió de l'hidrograma. En els cicles restants l'esquema no s'observa.

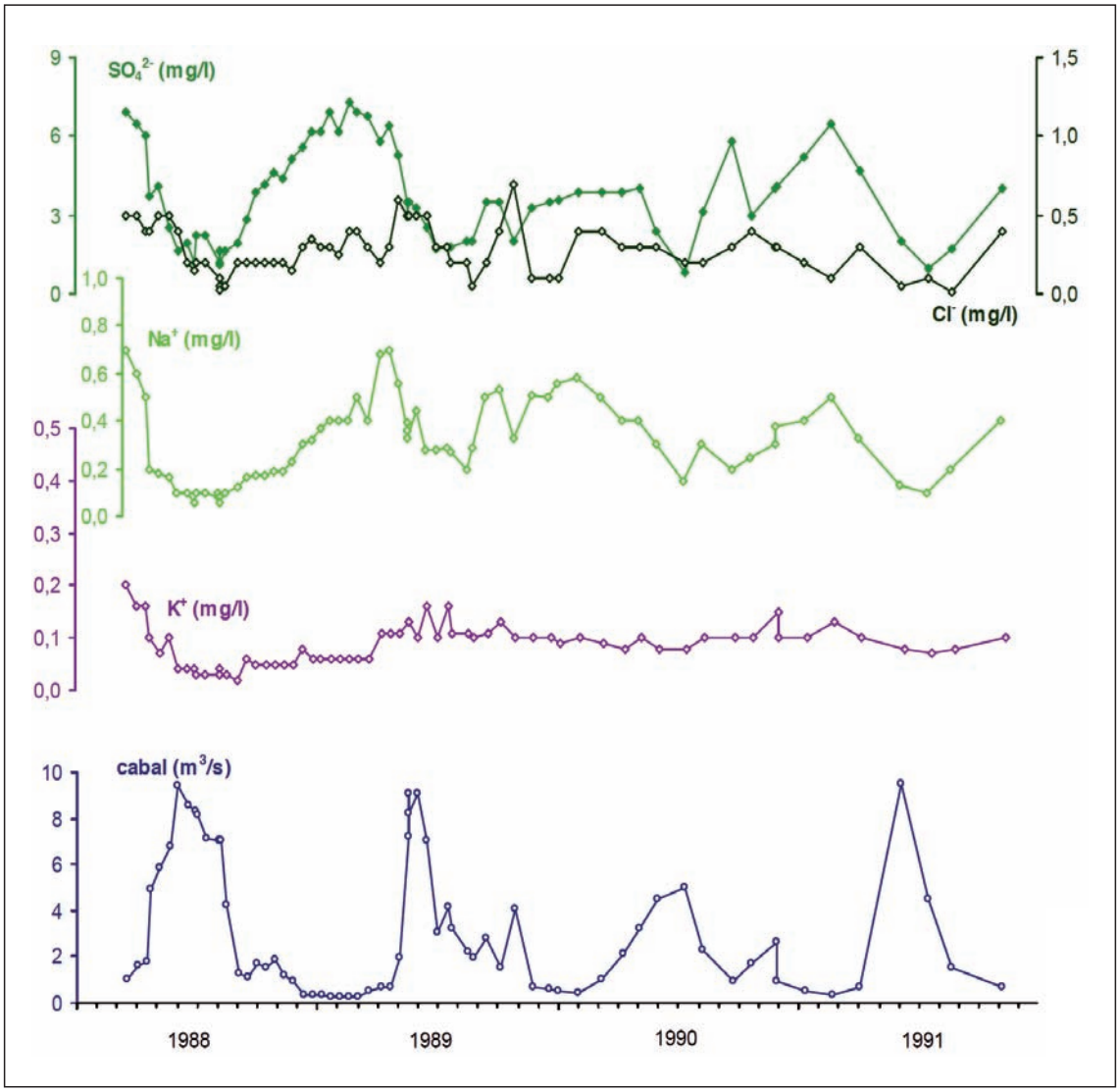


Figura 44: Variació dels ions sulfat, clorur, sodi i potassi als Uelhs deth Joeu.

3.2.2.5.2.6 Nitrats

Les concentracions de l'ió nitrat amb un valor de mitjà de 0.72 mg/l es poden considerar com a poc importants. El valor màxim és d'1.9 mg/l i el mínim de 0.0 mg/l.

L'evolució de la concentració de l'ió nitrat en el cicle 1988-1989 segueix l'esquema que determina la crescuda estacional, amb les tres parts que s'han distingit en altres ions: una disminució relacionable amb la puja de cabal, dos mínims que es relacionen amb els cabals més elevats i un augment bastant marcat amb una posterior estabilització a la recessió. L'esquema no és tan clar en els cicles restants. Tot i que els mínims coincideixen força bé amb els cabals més elevats de l'hidrograma, les altres parts del l'esquema són més difícils de definir.

L'origen dels nitrats a les aigües dels Uelhs deth Joeu s'ha de situar en les activitats de pastura existents a la conca del sistema. Aquestes activitats es desenvolupen sobretot en el període estival.

3.2.2.5.2.7 Anàlisi Factorial de Components Principals

Les dades que s'analitzen són les que corresponen a quasi set cicles hidrològics de mostreig i mesures als Uelhs deth Joeu, del 1988 al 1994. Les variables amb les que es treballa són: cabal, temperatura, pH, TAC (bicarbonats), TH (calci + magnesi), pCO_2, ΔpH, calci, magnesi, sodi, potassi, clorurs, sulfats i nitrats. Les figures 41, 42, 43 i 44 il·lustren l'evolució de les diferents variables al llarg dels cicles.

El factor I explica el 49,3 % de la variabilitat observada i oposa les variables TAC, TH, calci, sulfats, pCO_2, sodi i, en menor mesura, magnesi, al pH i al cabal. El factor II, que explica el 14.4 % de la variabilitat, oposa la temperatura als nitrats, clorurs i cabal. El factor III, que contribueix en un 11.4 % a la variància total, agrupa en un extrem el potassi, l'ΔpH i, en menor mesura, el pH. El factor IV, que només explica el 7.1 % de la variància, apareix molt mal definit. Finalment, el factor V (5.2 % de contribució a la variabilitat) està definit pel magnesi.

Els resultats més clars apareixen en el dos primers eixos principals i, per tant, tota la discussió se centra en el pla factorial I-II.

Espai de les variables:

El pla factorial I-II explica el 63.7% de la variabilitat (figura 45). La correlació entre la pCO_2 i l'ΔpH és gairebé nul·la, cosa que posa de manifest que no hi ha un bon bescanvi en la interfase aire-aigua (si més no a la informació que arriba a la ressurgència). Aquest resultat indica que en aquest sistema predomina la infiltració en pèrdues (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1977 b, 1979 a, 1981, 1995), comportant-se, sobretot en períodes d'aigües altes, més aviat com un sistema tancat.

El factor I es pot definir com el temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer.

L'associació entre mineralització (bicarbonats i calci) i sulfats (factor I), i la seva oposició al cabal (Q), indica que l'ió sulfat podria originar-se en part a partir de l'oxidació de les pirites, procés que necessita un temps de contacte llarg.

La bona correlació positiva entre els nitrats i els clorurs, i la seva oposició a la temperatura (factor II) indica que és a la conca d'alimentació on l'aigua incorpora aquests ions. Així, el factor II informa sobre l'origen espacial de l'aigua.

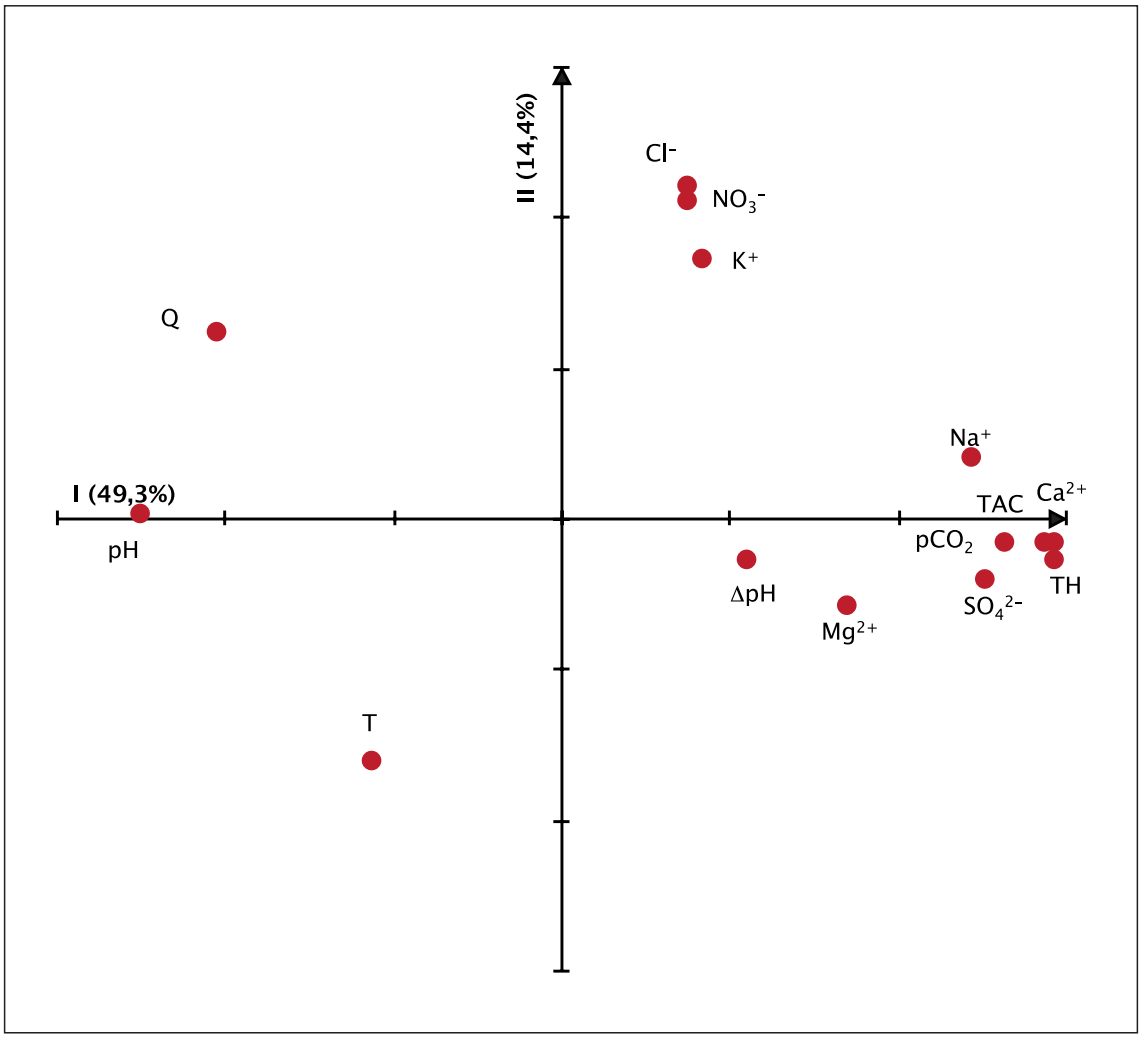


Figura 45: Espai de les variables de l'ACP dels Uelhs deth Joeu.

Espai de les unitats estadístiques:

És possible diferenciar tres tipus o grups d'aigua en el context de l'hidrograma (figura 46).

De la crescuda es poden distingir d'una part la puja o augment de cabal (i els cabals més elevats de la punta de crescuda) i, de l'altra, la decrescuda. A més hi ha el període d'aigües baixes que és assimilable a l'esgotament (o tendència a l'esgotament). Aquestes tres situacions hidrodinàmiques tenen unes marques geoquímiques definides.

Aigües de les puges o branca ascendent i cabals més elevats de les crescudes (a):

- La fusió de la neu és màxima i això determina l'augment del cabal.
- Disminueix la mineralització en funció de l'augment de cabal de les aportacions als engolidors o pèrdues (aigües d'origen nival).
- Disminució de la pCO_2: tot i que correspon al període de màxima producció de CO_2 als sòls. Això s'explica per tractar-se d'aigües d'origen nival i pel fet que el tipus d'infiltració en pèrdues es comporta geoquímicament com un sistema més aviat tancat.

- Disminució dels sulfats: el seu origen per tant ha de relacionar-se principalment amb l'oxidació de les pirites i amb fluxos de temps de trànsit lent.

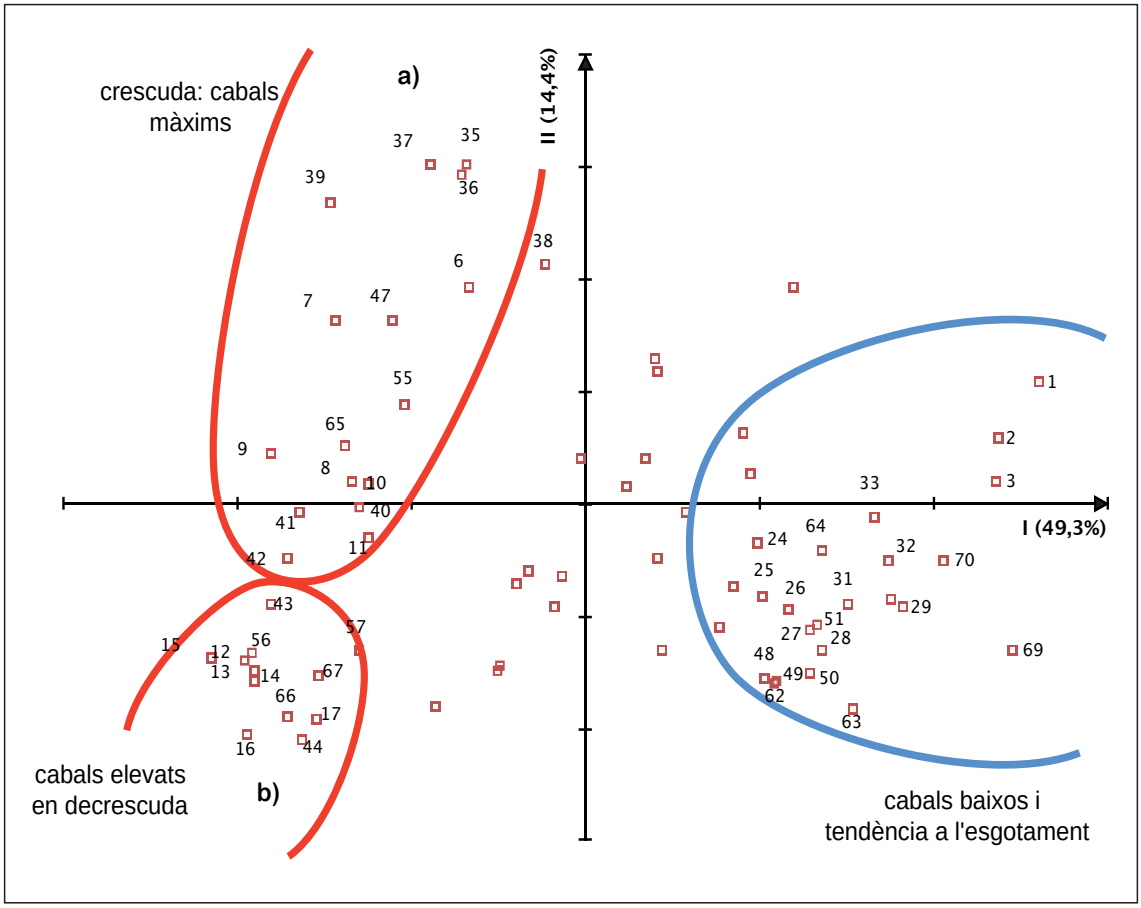


Figura 46: Espai de les unitats estadístiques de l'ACP dels Uelhs deth Joeu.

Aigües de les decrescudes (b):

- Disminució del cabal. Les disminucions de les aportacions per fusió de neu suposen una disminució del cabal a les pèrdues (regressió generalitzada del mantell nival). És més marcada l'aportació per fusió de les glaceres.

- Augment de la temperatura. En relació amb l'augment de la temperatura ambiental i l'augment de la temperatura de reservoris com els llacs de la conca i, en general, de les aportacions superficials abans d'infiltrar-se a les pèrdues.

- Disminució dels clorurs i nitrats: les aigües de fusió de la neu haurien rentat els sòls on s'acumulen aquest ions.

Aigües de cabals baixos i/o tendència a l'esgotament (corresponen a les aigües de la transició de la decrescuda a l'esgotament i, pròpiament, a les aigües de l'esgotament) (c):

- Disminució del cabal: màxima disminució de les aportacions del cicle (innivació i constitució del mantell nival en condicions de baixes temperatures ambientals). A ple hivern la infiltració a les pèrdues pot ser quasi nul·la.

- Augment de la mineralització: en condicions d'esgotament s'impliquen aigües de major temps de permanència i, per tant, més mineralitzades. També es pot considerar una relativa major incidència d'aigües d'infiltració lenta (i ràpida), si es té en compte l'escassa o nul·la funcionalitat de les pèrdues.

- Augment del CO_2: possible aportació de CO_2 a partir de la infiltració lenta (sempre en molt baixes concentracions) i també possible aportació per incorporació de CO_2 emmagatzemat a les parts profundes del carst (zona saturada).

- Augment dels sulfats: per oxidació de les pirites i augment del temps de trànsit i, per tant, de contacte entre l'aigua i les mineralitzacions de sulfurs.

3.2.2.6 Cicle hidrològic i crescudes en els Uelhs deth Joeu i el Forat dels Aigualluts: cabal, temperatura i conductivitat

3.2.2.6.1 Cicle hidrològic

Les dades en continu dels Uelhs deth Joeu i del Forat dels Aigualluts contribueixen d'una forma significativa a la recerca experimental que s'ha realitzat només amb dades sistemàtiques i discretes. A continuació es fa una síntesi dels resultats en continu de la ressurgència de Joeu i del Forat dels Aigualluts, que de fet són els dos punts més representatius del sistema. El monitoratge s'ha realitzat en tres característiques bàsiques: el cabal, la temperatura i la conductivitat (Andrieux, 1972, 1976, 1978; Mangin, 1975 a; Eberentz 1975; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Rouch, 1978, 1980 d, 1986; Freixes, 1986; Freixes et al., 1997). També es va fer el monitoratge del radó, però no es presentaran els resultats (vegeu notablement Morin, 1992, 1995).

Les dades del monitoratge confirmen la caracterització realitzada amb dades discretes i permeten introduir precisions relatives al comportament hidrodinàmic, tèrmic i químic a partir de l'anàlisi de les respectives respostes.

El cicle analitzat per al període de març de 1996 a febrer de 1997 permet comparar les evolucions de cabal, temperatura i conductivitat dels Uelhs deth Joeu i el Forat d'Aigualluts (figures 31, 47 i 48).

De l'anàlisi del cicle es constata l'interès del període escollit, doncs en la hidrologia de l'alta muntanya, sobretot es posen en evidència dos períodes cabdals: un d'aigües altes (crescuda i decrescuda amb fort cabals) i un d'aigües baixes (tendència a l'esgotament i esgotament). El primer és l'expressió de la influència del període de fusió del mantell nival i es desenvolupa de finals d'hivern a la tardor, és a dir, fonamentalment a la primavera-estiu, i el segon caracteritza clarament el període hivernal, on les pèrdues (cas d'Aigualluts, figura 31, i la Renclusa i, en definitiva, el conjunt de pèrdues) aporten els cabals més baixos del cicle. Cal remarcar que es pot definir un període d'aigües baixes i no pròpiament un període d'esgotament. El sistema manté, probablement sempre, un cert funcionament influenciat. Aquesta consideració és molt important de cara a avaluar el volum dinàmic del sistema: els resultats dels càlculs realitzats s'han d'interpretar com una primera aproximació o estimació.

És interessant assenyalar com en el període d'aigües altes es superposen els efectes de la fusió del neu i dels episodis de precipitació líquida que es produeixen a la primavera-estiu; això s'observa tant a l'hidrograma dels Uelhs deth Joeu com al del Forat dels Aigualluts.

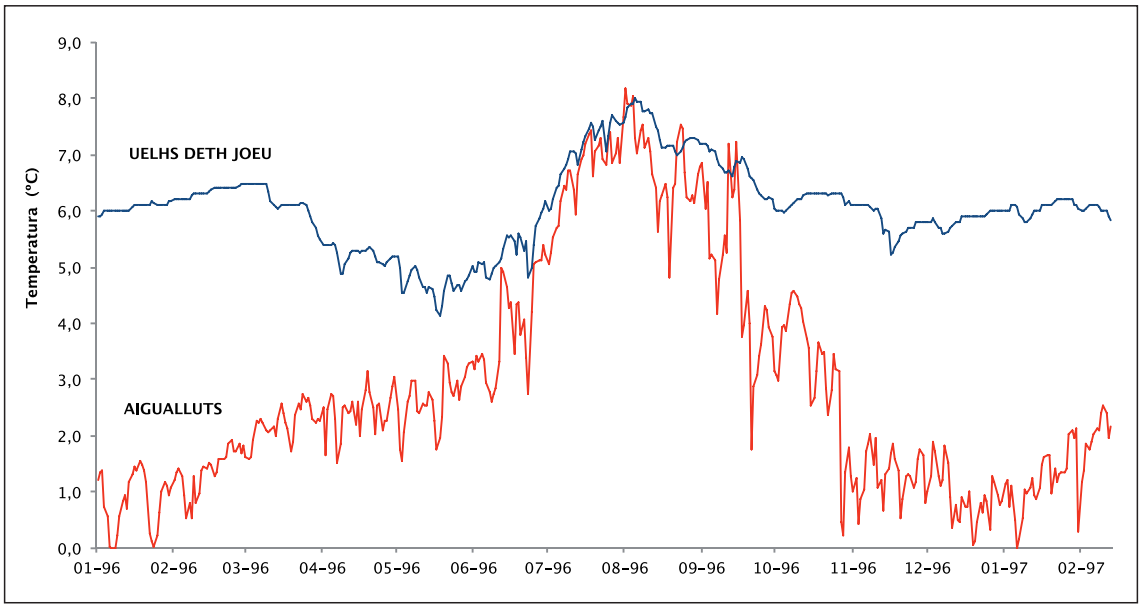


Figura 47: Variació de la temperatura de l'aigua a Aigualluts i als Uelhs deth Joeu.

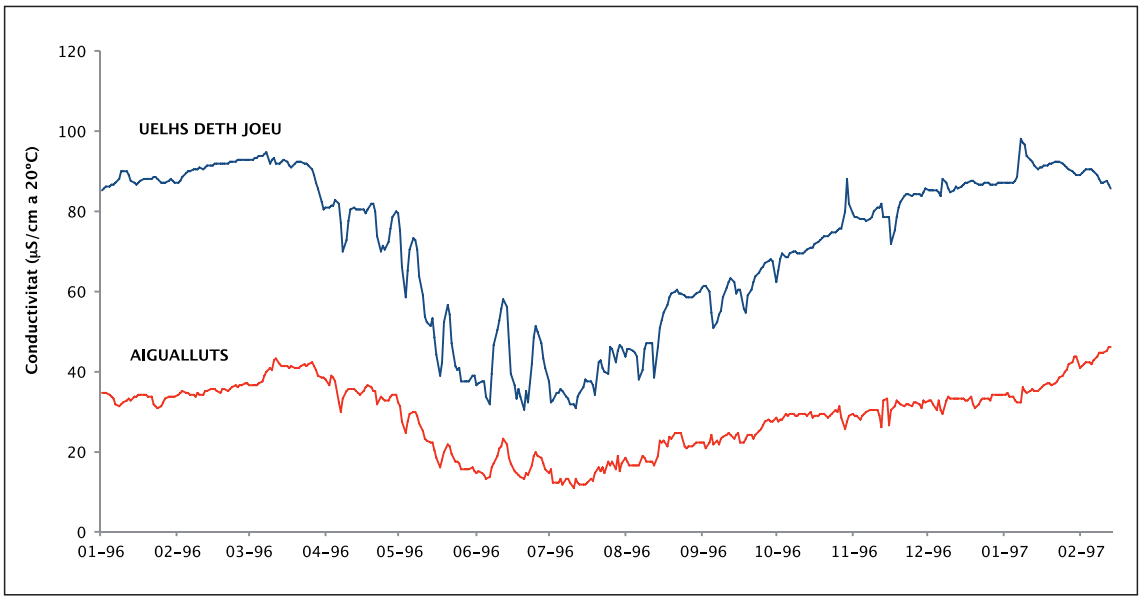


Figura 48: Variació de la conductivitat a Aigualluts i als Uelhs deth Joeu.

En tot el cicle s'observa un paral·lelisme molt marcat entre les evolucions del cabal del Forat dels Aigualluts i dels Uelhs deth Joeu (vegeu figura 31).

Del període d'aigües altes és remarcable l'existència de crescudes diàries que responen al cicle tèrmic diari. Aquestes crescudes diàries s'observen tant a l'hidrograma del Forat dels Aigualluts com al dels Uelhs deth Joeu i influeixen la temperatura i la conductivitat, que també presenten una fluctuació diària (figura 49).

La temperatura de la ressurgència analitzada en el cicle hidrològic (figura 47) es caracteritza per una evolució segons l'esquema o patró abans exposat per als cicles del període de 1988 a 1991 (vegeu figura 36). Així mateix, les dades en continu de la ressurgència del Uelhs deth Joeu analitzades per als diferents cicles del període que va

de l'any 1994 al 2000 (figura 50) constaten molt bé la descripció realitzada amb dades discretes. Cicle a cicle es pot reconèixer l'evolució segons l'esquema que fa evident que hi ha quatre períodes diferenciats: tendència a la temperatura d'equilibri, mínima temperatura, màxima temperatura i mínim tardoral, tal i com s'ha descrit per a les dades discretes i confirmant que l'esquema d'evolució de la temperatura del sistema de Joeu al llarg del cicle hidrològic és original i complex. En el període analitzat en continu de la temperatura (del 1994 al 2000) el valor màxim és 9.9 ºC, el mínim 4.1 ºC, la mitjana 6.4 ºC i l'amplitud absoluta 5.8 ºC. Aquests resultats són molt coherents amb els obtinguts en el seguiment discret (vegeu taula 4).

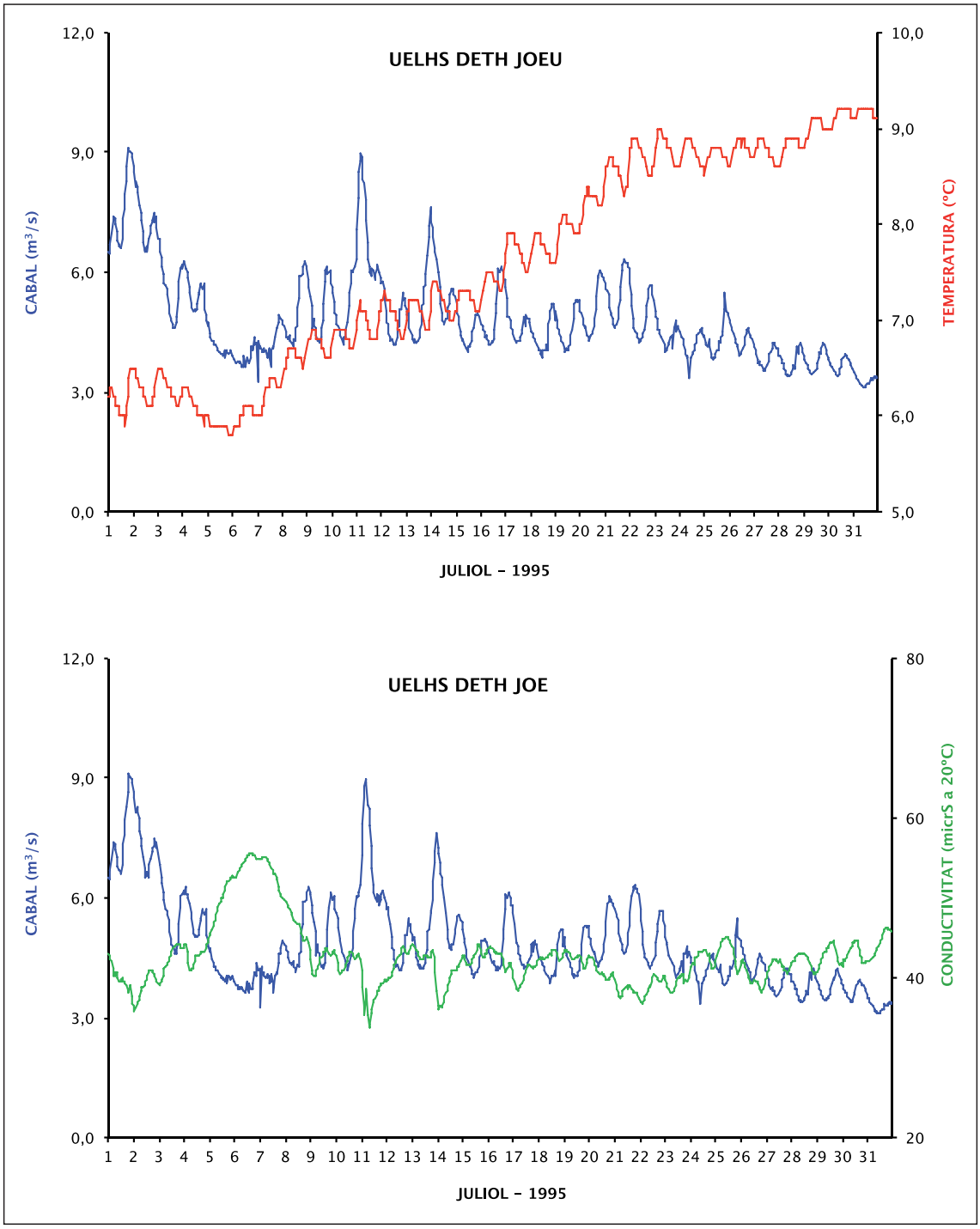


Figura 49: Variació diària del cabal, la temperatura i la conductivitat als Uelhs deth Joeu.

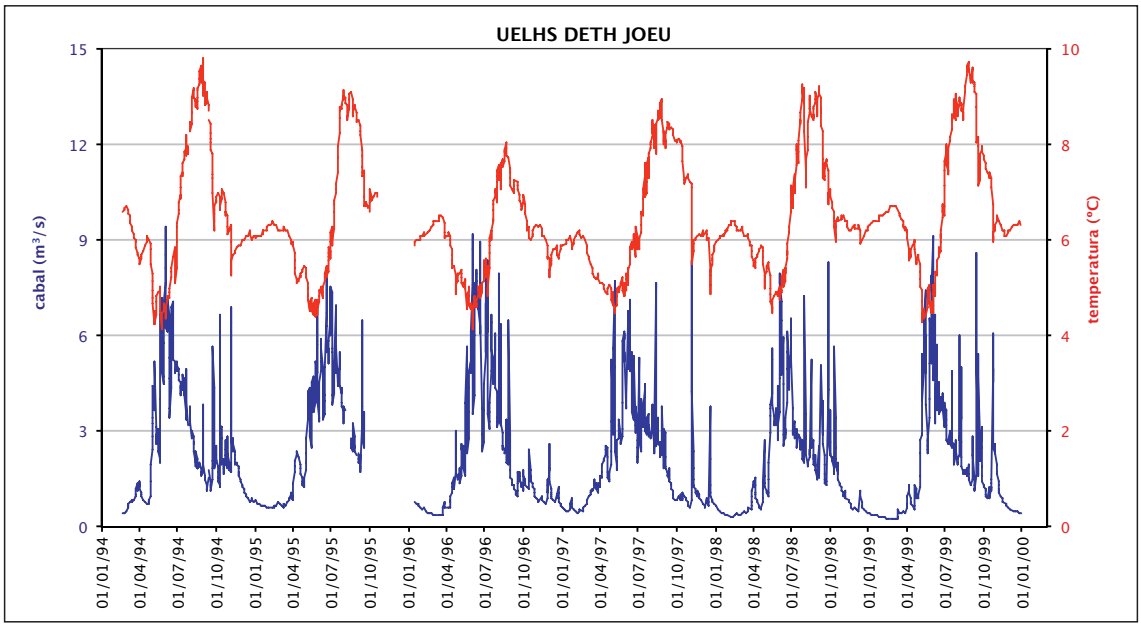


Figura 50 : Cabal i temperatura en els cicles del període 1994-2000 als Uelhs deth Joeu.

La temperatura als Aigualluts té un esquema més senzill. Les temperatures màximes s'assoleixen el mes d'agost (agost-setembre) i les mínimes a l'hivern, particularment el mes de gener (només algunes dècimes de °C) coincidint amb els cabals més baixos del cicle aportats per la pèrdua.

Les temperatures màximes dels Aigualluts s'observen quan el mantell de neu a la conca del sistema ha disminuït de manera molt significativa. És interessant remarcar que les temperatures màximes als Aigualluts influeixen de forma molt important les temperatures màximes enregistrades als Uelhs deth Joeu, com es pot veure a la figura 47.

La conductivitat mostra un esquema d'evolució relativament senzill a la pèrdua d'Aigualluts. Les mínimes mineralitzacions (entre 10 i 15 μS/cm) es corresponen bé amb els cabals màxims del període d'aigües altes que origina la fusió del mantell nival. L'evolució de la conductivitat del Forat dels Aigualluts és molt comparable amb l'evolució dels Uelhs deth Joeu (figura 49).

La conductivitat als Uelhs deth Joeu mostra també un esquema senzill, comparable amb el dels Aigualluts. El valors varien entre 35 i 95 μS/cm. Els valors més baixos (varis mínims) indiquen que la mineralització més baixa correspon al període d'aigües altes, és a dir, als cabals màxims de la ressurgència.

A l'inici del període d'aigües altes, la disminució dels valors de la conductivitat és més pronunciada, tant als Aigualluts com als Uelhs deth Joeu, mentre que l'augment de la conductivitat que es produeix a la part final del període és progressiu. La disminució és més marcada, doncs l'efecte de dilució de les aportacions de l'inici del període d'aigües altes és molt fort.

L'estudi dels cicles hidrològics pel que fa al cabal i la conductivitat per al període de 1994 al 2000 també confirma l'esquema d'evolució obtingut amb les dades discretes (figura 51). Com ja s'ha comentat anteriorment es pot utilitzar la conductivitat, la mineralització o bé, els bicarbonats, ja que aporten el mateix tipus d'informació. En efecte, quan s'ha analitzat l'esquema o patró d'evolució del bicarbonats s'han distingit tres

parts diferenciades: la disminució que experimenta la concentració amb l'augment del cabal, el mínim o mínims que s'assoleixen amb els cabals més elevats i l'augment posterior de la concentració que coincideix amb la disminució dels cabals que correspon a l'etapa final del període d'aigües altes (decrescuda i tendència a l'esgotament); aquest esquema d'evolució dels bicarbonats es repeteix cicle rere cicle.

L'esquema d'evolució té una relació estreta amb la hidrodinàmica del sistema, que està molt influïda per les característiques meteorològiques del cicle hidrològic: innivació i fusió del mantell nival. En efecte, les característiques de la meteorologia (temperatura de l'aire, precipitació en forma de neu i precipitació líquida...) del cicle hidrològic anual influeixen la fusió d'un mantell nival que té un desenvolupament considerable i ocupa la totalitat de la conca (30 km^2). No obstant, les dades en continu de cabal i conductivitat permeten introduir algunes matisacions interessants.

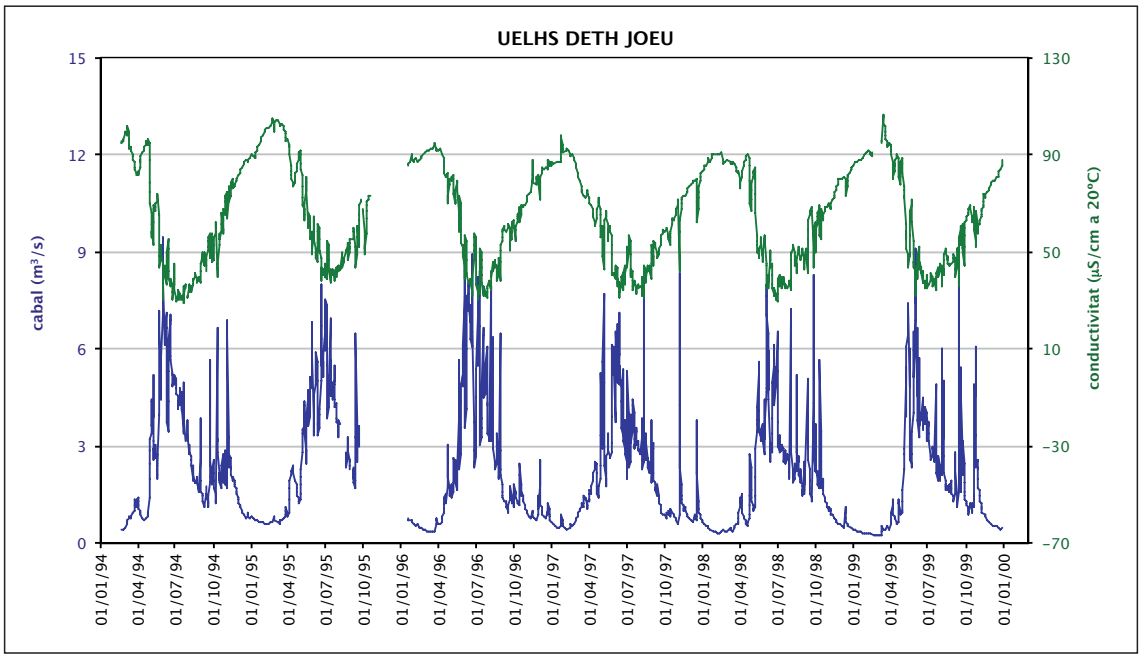


Figura 51: Cabal i conductivitat en els cicles del període 1994-2000 als Uelhs deth Joeu.

L'esquema d'evolució el determina la crescuda estacional que al sistema dels Uelhs deth Joeu es produeix com a conseqüència de la fusió del mantell nival i la seva influència hidrològica que és molt marcada (tant a les pèrdues com a la ressurgència) (vegeu notablement Singh and Singh, 2001 i Freixes et al., 1998 a, b), però analitzada en detall la crescuda estacional té una complexitat considerable com a conseqüència del desenvolupament d'altres crescudes originades per episodis de precipitació líquida que poden ser molt importants i que poden influir i caracteritzar la branca ascendent, els cabals punta i la branca descendent de la crescuda estacional, com s'observa molt bé en el hidrogrames de cabal de període 1994-2000 (figura 51). Encara que els valors de major conductivitat sempre coincideixen amb els cabals més baixos i amb la tendència de l'hidrograma a l'esgotament que és quan s'impliquen més a la ressurgència les aigües que provenen dels reservoris de la zona saturada, aquesta aportació d'aigües més mineralitzades no es fa particularment evident a l'hidrograma de conductivitat. L'evolució cap a una major mineralització fins arribar als valor màxims de cada cicle, es produeix com una continuació de l'evolució cap a una major mineralització que ja s'observa en la decrescuda de la crescuda estacional, això succeeix així independentment

de la incidència d'episodis de precipitació líquida que originen crescudes que determinen mínims més o menys marcats en la branca ascendent de la conductivitat. Així la conductivitat o mineralització no aportaria informació relativa a les aigües que provenen de la zona saturada, a diferència del que s'observa en l'evolució de la temperatura, si més no en aquesta primera anàlisi o aproximació qualitativa que s'ha realitzat.

Per finalitzar aquests comentaris sobre l'evolució de la conductivitat en els diferents cicles hidrològics, només insistir que s'observa una certa asimetria de l'hidrograma de conductivitat: la branca de disminució de la conductivitat sempre en més pronunciada que la branca ascendent, en la que l'augment de conductivitat és més progressiu. Això és el que succeeix exactament amb els bicarbonats i el calci (vegeu figura 41). Els resultats de la conductivitat (a 20 ºC) obtinguts en el monitoratge (1994-2000) amb un valor màxim de 107.7 µS/cm, un mínim de 27.3 µS/cm, una mitjana de 66.6 µS/cm i una amplitud absoluta de 80.4 µS/cm, són coherents amb els obtinguts en el període d'observacions discretes (vegeu taula 5).

3.2.2.6.2 Anàlisi de crescudes als Uelhs deth Joeu

L'anàlisi dels hidrogrames de cabal i les evolucions de la temperatura i la conductivitat mostren que hi ha situacions diferents i fortament contrastades al llarg de cicle hidrològic. A continuació es realitza una anàlisi de crescudes a partir de les evolucions i respostes del cabal, la temperatura i la conductivitat en diferents moments del cicle (aigües altes i aigües baixes).

A l'inici del període d'aigües altes als Uelhs deth Joeu es produeixen crescudes complexes que expressen d'una banda el fort augment del cabal que experimenten les pèrdues a la conca com a conseqüència de la fusió massiva del mantell nival i, de l'altra banda, la fluctuació de cabal deguda al cicle tèrmic diari (figura 52). L'augment de cabal d'aquesta crescuda complexa influeix la temperatura i la conductivitat, que presenten evolucions completament oposades a la del cabal. En el cas de la temperatura es veu una marcada disminució (un mínim o mínims de temperatura) com a conseqüència de la incorporació a les pèrdues d'aigües més fredes. I en el cas de la conductivitat es veu un clar efecte de dilució (un mínim o mínims de la conductivitat) a partir de les aigües menys mineralitzades aportades per les pèrdues.

L'anàlisi del període d'aigües baixes (tardor i, sobretot, hivern) té un interès particular, doncs permet observar les evolucions en les condicions menys influenciades del sistema. En aquestes condicions es podrien fer més evidents les característiques de la zona saturada i particularment el grau de significació de les reserves dinàmiques.

De fet en el període tardoral (i final d'estiu) hi ha importants crescudes originades per episodis de pluja líquida que tenen una gran influència a la ressurgència i que determinen respostes interessants d'analitzar (figures 53, 54 i 55). En les diferents crescudes (algunes amb cabals molt importants (entre 8 i 10 m^3/s de cabal màxim)) s'observa sempre el mateix esquema de resposta: l'augment del cabal determina sempre unes respostes tèrmiques i químiques (conductivitat) característiques, que consisteixen en una disminució molt marcada tant de la temperatura com de la conductivitat. A més, s'observa de forma general en totes les crescudes que el màxim de cabal coincideix molt bé amb el mínim de temperatura i conductivitat. Aquest tipus de respostes són característiques d'aqüífers o sistemes càrstics en els quals les estructures-reservori de la zona saturada són poc o molt poc importants. És a dir, no s'observa l'efecte de descàrrega que caracteritza els aqüífers amb reserves dinàmiques significatives o importants. A Joeu sembla que no hi ha efecte de descàrrega en les respostes tèrmiques i químiques i, per tant, això, si més no, qüestiona la possible existència de reserves dinàmi-

ques d'una certa significació a la seva zona saturada. Per tant, el tipus de resposta que s'observa és un argument per a qüestionar els càlculs abans realitzats sobre el volum dinàmic. Aquesta, indubtablement, és una qüestió en la qual caldrà insistir en el futur. És pròpiament a l'hivern que es produeixen les condicions de menor influència. No obstant, en els diferents períodes d'aigües baixes estudiats, la influència de les aportacions que provenen de la conca càrstica no és menyspreable.

A l'hivern, es pot observar com crescudes originades als Aigualluts per episodis de pluja d'una certa significació (entre 1 i 2 m^3/s de cabal màxim) tenen una resposta molt poc marcada a la ressurgència. Aquestes febles respostes es donen tant en el cabal com en la temperatura i la conductivitat (figura 56). A la crescuda de gener (figura 57) dels Uelhs deth Joeu s'observa una feble variació del cabal i de la conductivitat, però no hi ha resposta en la temperatura.

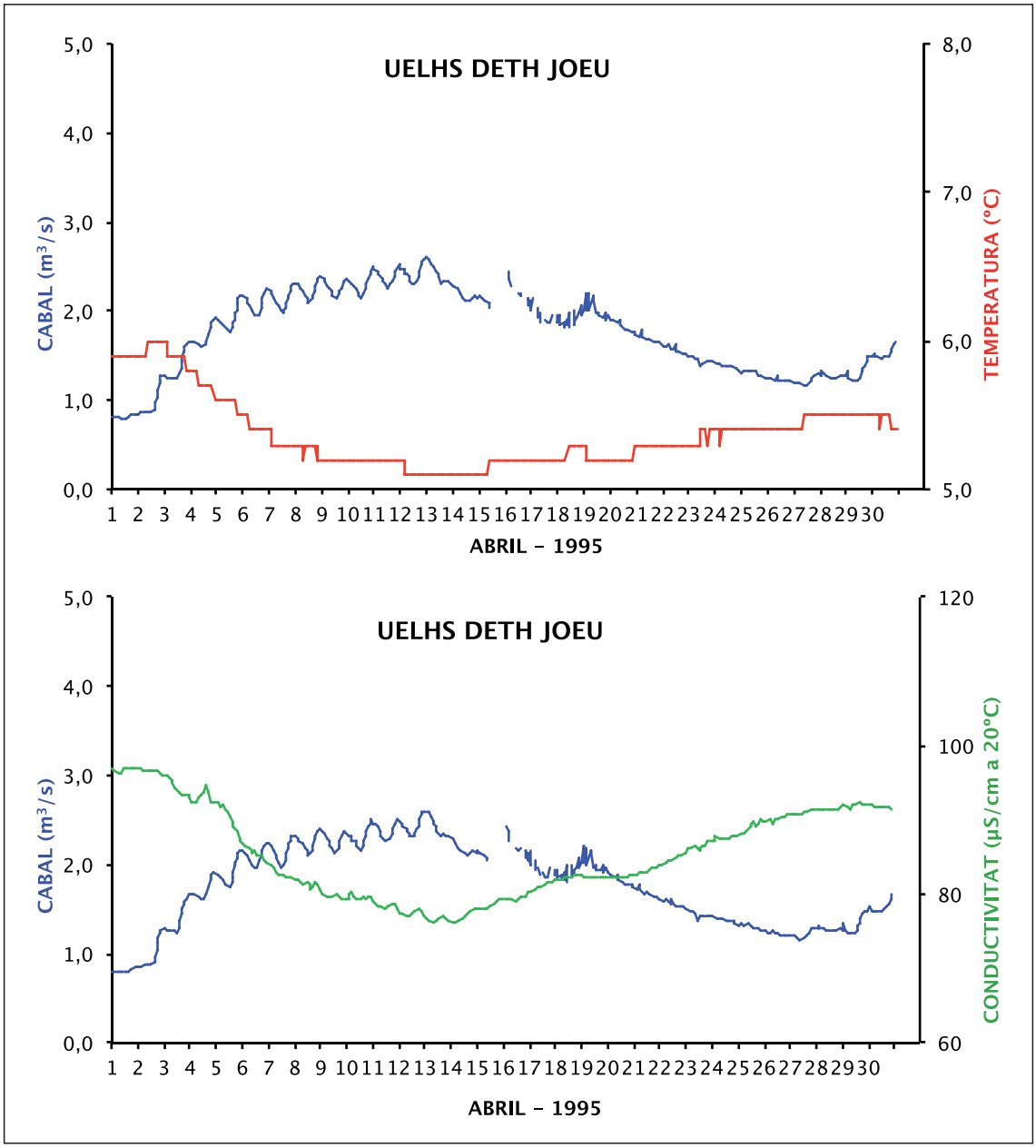


Figura 52: Variacions diàries de cabal (temperatura i conductivitat) a l'inici de la crescuda estacional als Uelhs deth Joeu.

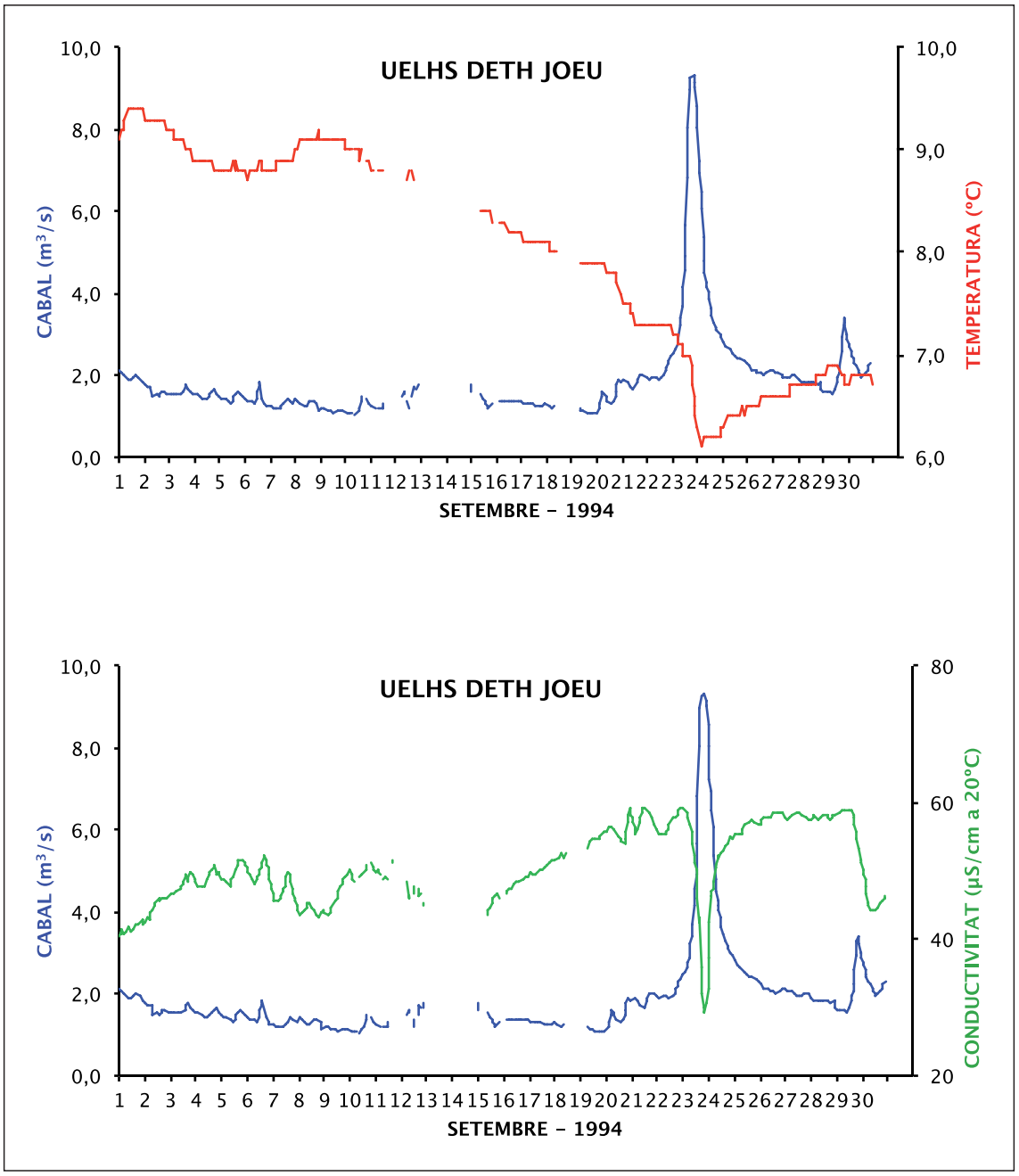


Figura 53: Respostes de la temperatura i la conductivitat a una crescuda de tardor als Uelhs deth Joeu (setembre 1994).

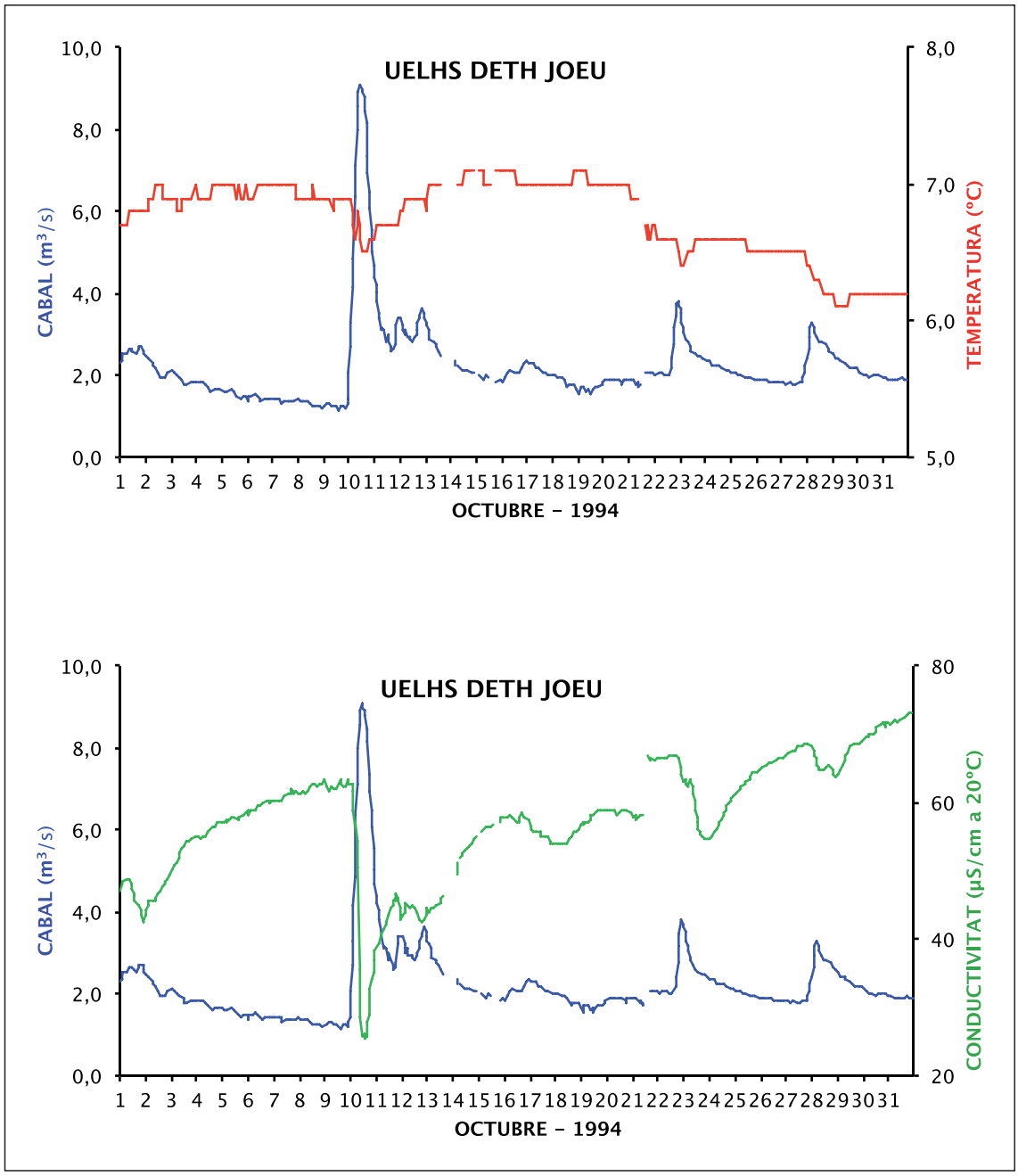


Figura 54: Resposta de la temperatura i la conductivitat a una crescuda de tardor (octubre 1994).

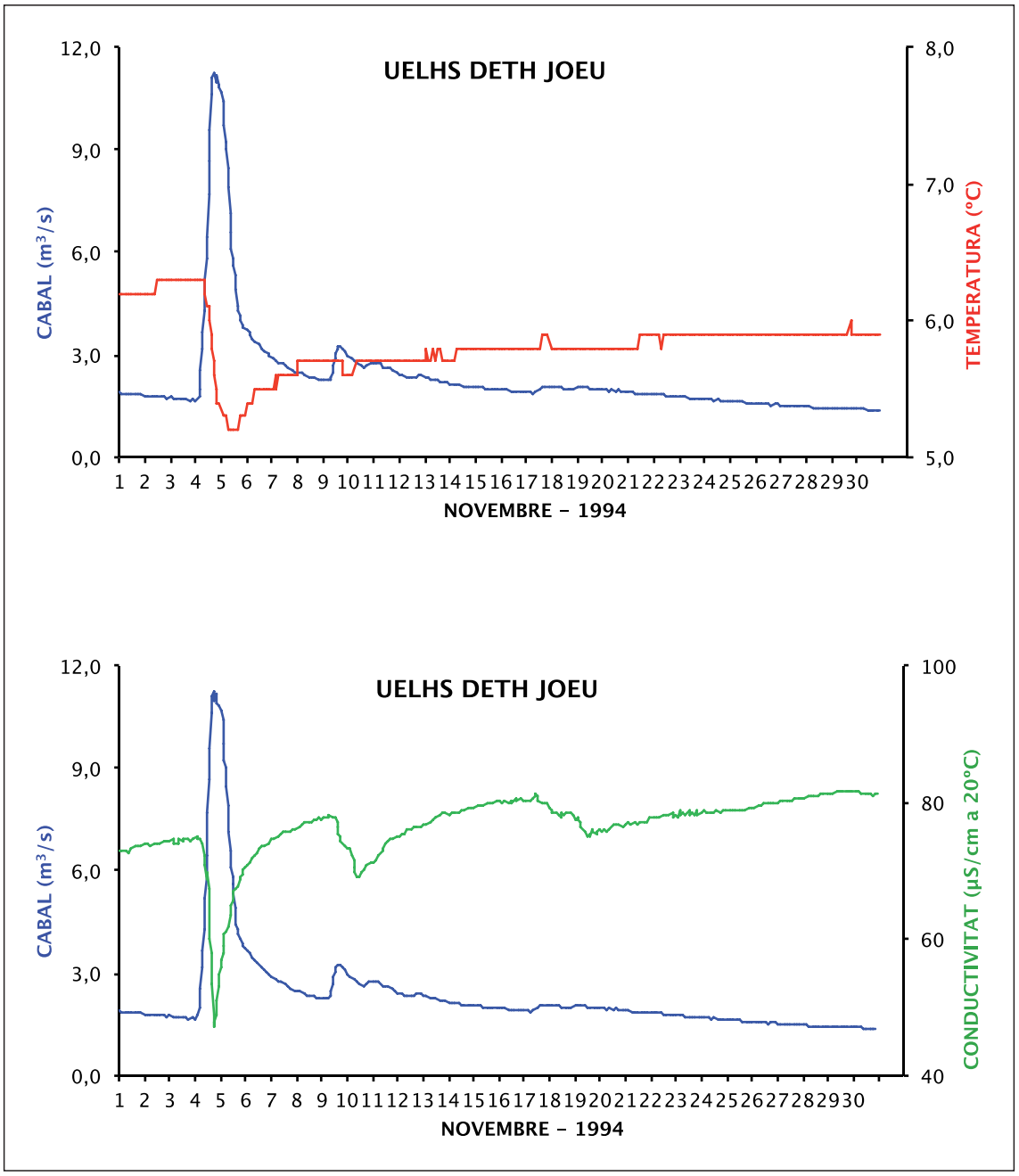


Figura 55: Resposta de la temperatura i la conductivitat a una crescuda de tardor (novembre 1994).

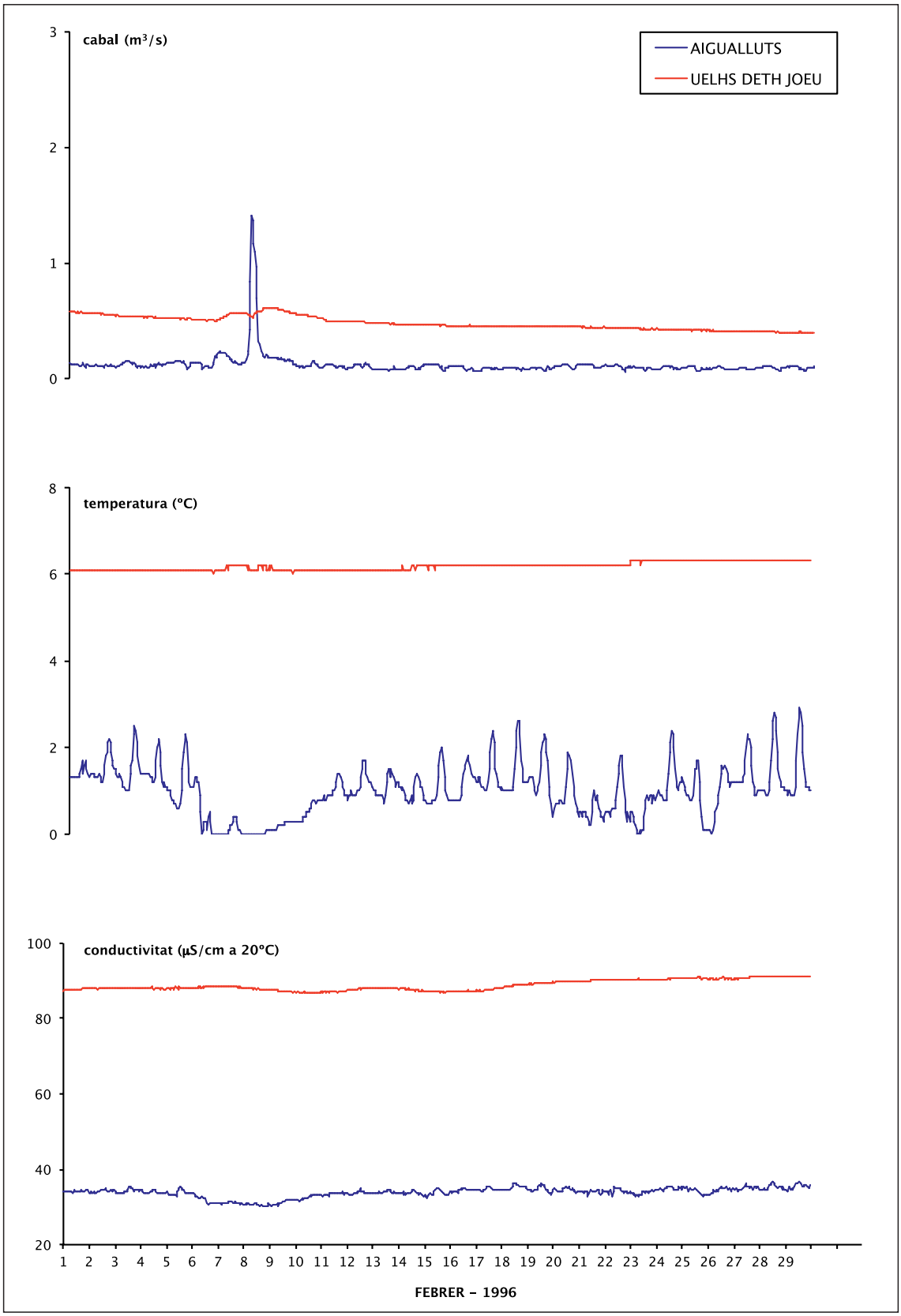


Figura 56: Respostes de cabal, temperatura i conductivitat a Aigualluts i Joeu en període d'aigües baixes (febrer 1996).

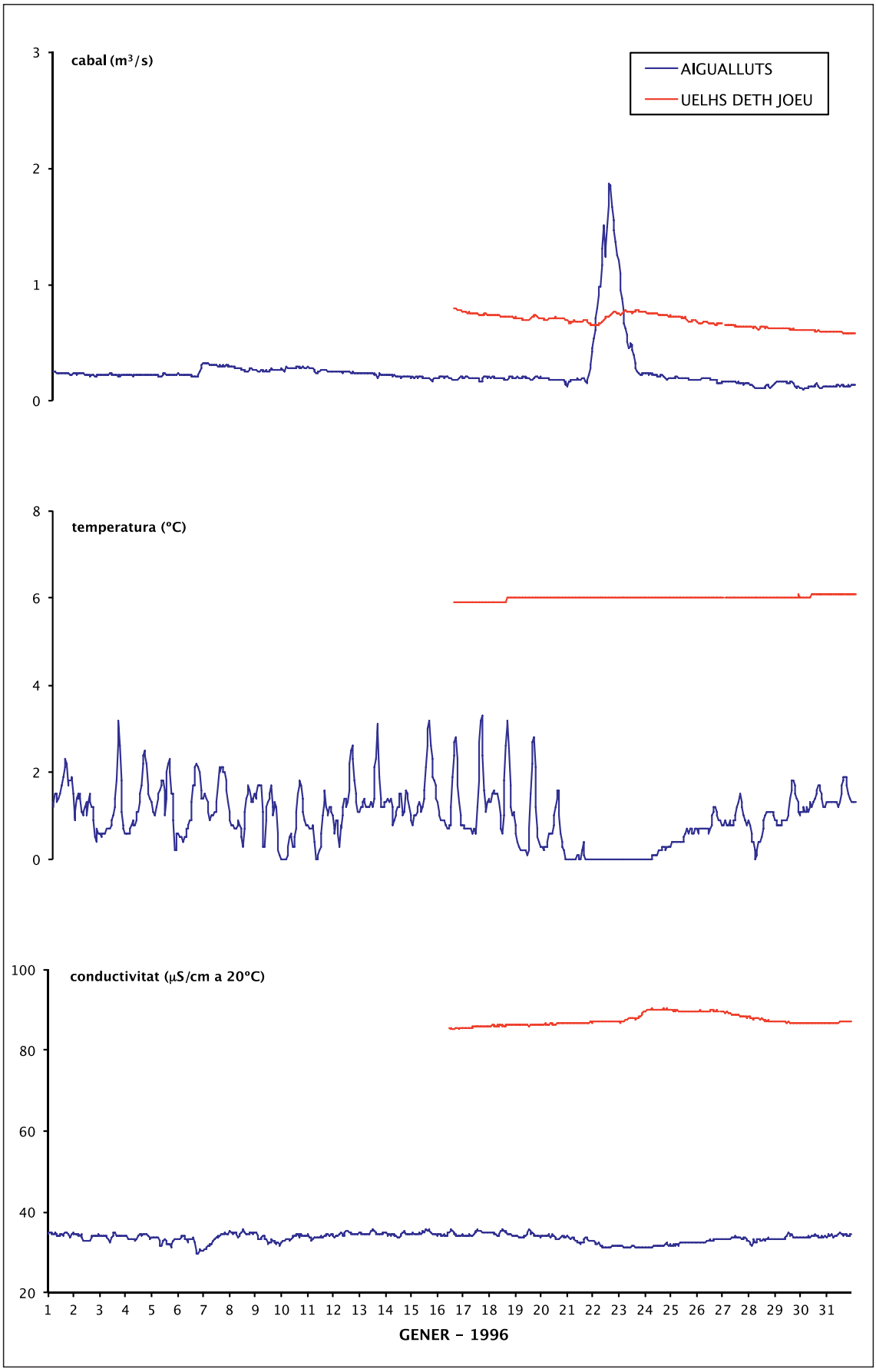


Figura 57: Respostes de cabal, temperatura i conductivitat a Aigualluts i Joeu en període d'aigües baixes (gener 1996).

3.2.2.7 Conclusions

3.2.2.7.1 Model conceptual

En l'esquema o estructura del sistema hidrogeològic de Joeu cal distingir dues parts molt ben diferenciades, les quals són una conseqüència de la marcada estructura binària del sistema. D'una banda hi ha la conca d'alimentació de caràcter quasi completament al·lòcton i, de l'altra, l'aqüífer, que té una constitució complexa i una ben desenvolupada estructura de drenatge.

Però en el sistema de Joeu, des d'un punt de vista funcional, s'hi poden distingir tres parts o subsistemes ben definits: la conca impermeable, la zona no saturada i la zona saturada.

De la conca impermeable són especialment rellevants, en l'esquema hidrològic del sistema, les subconques d'Aigualluts i de la Renclusa, que defineixen l'aportació més important.

Quant a la zona no saturada, s'hauria de distingir entre la que es desenvolupa a partir de les pèrdues més importants (Aigualluts i Renclusa), que es caracteritzaria per una estructura càrstica de tipus filiforme i una organització de la circulació molt influïda per l'estructura de drenatge que es desenvolupa a partir de les aportacions a les pèrdues (circulació tipus escorrentia subterrània), i la zona no saturada que es desenvolupa en els afloraments calcaris no relacionats amb cap pèrdua important o allunyats d'aquestes (aquests tipus d'afloraments tenen una extensió poc important en el sistema), on hi hauria una organització de la circulació amb infiltració ràpida i lenta; els afloraments que podrien observar més clarament aquestes característiques serien els de l'anticlinal del coll de l'Hòro (les parts més allunyades de les pèrdues d'Hòro d'Aran i de Pois) i els de l'alt Nere, encara que amb menor grau.

La zona saturada observa els dos elements propis d'un carst desenvolupat en un esquema binari: d'una banda una estructura de drenatge relativament ben desenvolupada i de tipus filiforme i, de l'altra, unes estructures-reservori o sistemes annexos al drenatge a una profunditat semblant a la que es desenvolupa el dren, doncs es tracta d'un carst de tipus jurassià.

Les diferents característiques analitzades en relació amb la hidrodinàmica i l'estructura del sistema de Joeu posen en evidència un grau de carstificació de mitjà a important, indicant, en conseqüència, que el desenvolupament del sistema ha estat i està presidit per un elevat potencial de carstificació. En el proper apartat es tracta d'aquesta qüestió.

A més, l'estructura de drenatge de l'aqüífer, com ja s'ha comentat, ha de ser obligatòriament de tipus filiforme i amb la carstificació més desenvolupada aigua amunt que aigua avall. És a dir, existeix una estructura de drenatge d'aigua amunt a aigua avall de tipus jerarquitzat i no en xarxa. No obstant això, el caràcter captiu de l'aqüífer, imposat pels materials impermeables del Carbonífer, obliga a un circulació relativament profunda i controlada per la geometria del contacte entre les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior i els gresos del Carbonífer inferior.

El tipus de perfil transversal que correspondria al potencial de carstificació seria el propi d'un sistema de tipus jurassià, és a dir, molt rectilini de dalt a baix, com el que caracteritza nombrosos exemples pirinencs: carsts de Baget i Aliou (Mangin, 1975 a), Arañonera (Cervelló, 2005) i Alba (Freixes et al., 1998 a). Això, però, no és del tot pos-

sible a Joeu, doncs la geometria de l'estructura geològica suposa el confinament de la circulació subterrània. A Joeu, l'energia no emprada en originar una estructura de drenatge, relativament poc profunda i rectilínia, es podria haver utilitzat en la gènesi d'una estructura de drenatge amb conductes de dimensions encara més importants i, necessàriament, a una certa profunditat. Aquesta estructura de drenatge es desenvoluparia, molt possiblement, a prop o seguint el contacte de les calcàries metamòrfiques amb els gresos. Com més endavant s'explicarà, a la unitat hidrogeològica de Tèrme-Pila, encara que el grau de carstificació és significativament inferior, ha de succeir exactament el mateix (almenys a l'estructura drenada per la Font de la Pila).

És difícil precisar l'estructura de la zona saturada de Joeu, però, a part de l'evident estructura de drenatge, han d'existir estructures-reservori laterals més o menys desenvolupades. Per precisar l'estructura de la zona saturada cal aprofundir en el coneixement hidrodinàmic de l'aqüífer, particularment en el tractament dels hidrogrames i en l'avaluació del volum dinàmic i de les reserves profundes.

3.2.2.7.2 Potencial de carstificació

Les característiques del carst o sistema dels Uelhs deth Joeu permeten una interessant reflexió des del punt de vista del potencial de carstificació (Mangin, 1978 c; Freixes, 1993, 1995 a; Freixes et al., 1998 b). L'anàlisi del potencial de carstificació del sistema de Joeu, és a dir, l'anàlisi de les condicions que presideixen el desenvolupament d'aquest carst, té un interès enorme en el marc de l'estudi dels carsts d'alta muntanya, en els quals els fenòmens de captura i l'alimentació al·lòctona tenen un paper cabdal. En aquest sentit, el sistema de Joeu és paradigmàtic. Les conclusions d'aquesta anàlisi són, sobretot, una referència en la interpretació i comprensió de la resta d'exemples aranesos, fins i tot, del sistema d'Aigüèira, en el qual la carstificació té una expressió diferent.

Els factors que intervenen en la carstificació o bé en el potencial de carstificació són:

- els factors geodinàmics interns i externs (activitat geodinàmica interna –neotectònica–, macrotectònica, evolució del relleu i gradients de relleu i clima).
- el potencial H_2O-CO_2.

Al sistema de Joeu l'evolució del relleu i el glacialisme han tingut un importat paper en la definició de les condicions que presideixen la carstificació. La reflexió que es proposa es desenvolupa en dues parts: factor geodinàmic (context geomorfològic i macrotectònica) i factor potencial H_2O-CO_2.

a) Factor geodinàmic: context geomorfològic i macrotectònica:

Context geomorfològic:

El marc geomorfològic anterior a la carstificació del sistema de Joeu el defineix el glacialisme amb la intensa erosió del Màxim glacial i l'evolució en el Postglacial. És precisament a partir d'aquesta etapa o període que cal situar el desenvolupament del carst.

En el Màxim glacial, les glaceres de vall tenien un desenvolupament molt important tant a la vall de l'Éssera com a la de Joeu. L'organització dels sistemes glacials tenia una certa complexitat, doncs de l'alta vall de l'Éssera les glaceres passaven a la vall de Joeu

pel coll de transfluència (coll de l'Hòro) i així s'alimentava la important glacera de Joeu, la qual, finalment, s'incorporava a la de la Garona (Bordonau, 1985).

Les morfologies anteriors a la carstificació actual les definiren els processos erosius glacials (Màxim glacial) i, posteriorment, d'una forma poc important, l'erosió fluvial. La carstificació modificarà la xarxa fluvial que es desenvolupà amb la regressió de les glaceres de vall a les de circ. Aquest context geomorfològic també caracteritza els altres sistemes hidrogeològics aranesos, però és particularment interessant la comparació del sistema de Joeu amb el de Tèrme-Pila.

En efecte, la intensa erosió del Màxim glacial (Bordonau, 1985, 1992) és la responsable de la morfologia que el relleu presenta en la actualitat a la Val d'Aran i a l'Alt Éssera. La morfologia fluvial posterior introdueix modificacions poc importants. És a dir, una vegada es produeix la regressió de les glaceres, la morfologia i els importants gradients de relleu són una clara conseqüència de l'erosió associada al màxim glacial. En aquest sentit, s'ha de remarcar que aquesta erosió és la responsable que es desmantellin els materials impermeables del Carbonífer a l'alt Éssera i de l'aflorament de les calcàries del Devonià. Per tant, aquests processos contribuïren a la configuració de la morfologia de l'alt Éssera i influïren, òbviament, en les característiques dels seus afloraments (situació i extensió de les litologies en relació amb la topografia de la vall). Com a conseqüència en part d'aquesta evolució, la capçalera més alta del riu Éssera passarà a constituir la zona de recàrrega del sistema càrstic.

La morfologia glacial fou relativament poc modificada per la fluvial. No obstant, la circulació fluvial caracteritzava l'alta vall de l'Éssera abans del desenvolupament dels fenòmens de captura càrstica. De la morfologia fluvial pretèrita en són testimoni les formes fluvials relictes que s'observen al Forat dels Aigualluts i aigua avall d'aquest (Éssera avall). De fet, el Forat dels Aigualluts talla la pretèrita morfologia fluvial.

Els processos erosius glacials –i en molt menor grau els fluvials– que contribuïren a la definició de la zona de recàrrega també influïren en la zona de descàrrega. En efecte, l'erosió glacial al fons de la vall de Joeu suposà l'excavació dels materials gresosos del Carbonífer inferior i, com a conseqüència d'això, afloraren les calcàries subjacents del Devonià superior i Carbonífer inferior, que és on es localitza la font dels Uelhs deth Joeu. Concretament, l'erosió afectà a l'estructura anticlinal en la qual hi ha el contacte entre els materials gresosos del Carbonífer inferior i les calcàries cristal·lines del Carbonífer inferior-Devonià superior, on es troba la ressurgència. No obstant, en el terreny les calcàries solament afloren molt puntualment en els brolladors dels Uelhs deth Joeu, doncs hi ha un important dipòsit morrènic.

La situació de la ressurgència dels Uelhs deth Joeu (1410 m) és un aspecte fonamental en el sentit que la descàrrega càrstica és també el nivell de base del sistema (Mangin, 1975 a; Freixes, 1995 a). El nivell de base té un paper de comandament dels processos. Aquest nivell influeix i determina l'organització de la circulació en el sistema. L'esquema en tres dimensions que representa la geologia, els punts d'aigua més representatius (figura 30) i la cartografia hidrogeològica (Monterde, 1998 a) ajuda a comprendre l'organització superficial i subterrània de la circulació hídrica del sistema.

En la definició del potencial de carstificació d'un sistema com el de Joeu s'ha d'observar la marcada dissimetria dels Pirineus (particularment evident en els Pirineus Centrals i la Val d'Aran). Aquesta dissimetria és una conseqüència del major desenvolupament dels processos glacials en el vessant N de la serralada que en el S (Bordonau, 1985, 1992). Aquest és un aspecte a considerar en l'anàlisi de la situació dels nivells de base

càrstics, com per exemple el de Uelhs deth Joeu a la val d'Aran, i com un factor que influiria en el desenvolupament dels fenòmens de captura de l'alta conca de l'Éssera.

Macrotectònica (estructura tectònica i nivell de base):

Al sistema de Joeu, l'estructura càrstica talla la macroestructura tectònica i, tot i que aquesta intervé en certa mesura en els processos de carstificació, a diferència dels altres sistemes aranesos, el seu paper és poc important.

El paper de la macroestructura com a factor determinant de la circulació a nivell regional o a l'escala de la unitat hidrogeològica és evident en medis hidrogeològics de naturalesa fissurada o porosa. En els sistemes càrstics la macroestructura pot intervenir com un factor cabdal o bé com un factor més, com succeeix, en menor o major grau, en els diferents exemples aranesos: Lastoar, Tèrme-Pila i, sobretot, Aigüèira, mentre que al sistema de Joeu no es pot considerar de la mateixa manera.

En efecte, en el sistema de Joeu es fa evident el paper secundari i relatiu que té l'estructura tectònica, és a dir, l'estructura tectònica és un paràmetre d'estat (Mangin, 1978 c, 1982 b), i també s'ha de relativitzar el paper de la macroestructura. Els estudis de cartografia geològica realitzats (Kleinsmiede, 1960 i García-Sansegundo, 1992) indiquen clarament el marcat capbussament dels eixos dels plecs cap a l'E, no obstant, l'organització de la circulació subterrània a Joeu travessa obligatòriament aquesta estructura. Així, la descàrrega del sistema no es troba a la vall del Nere –a favor de la macroestructura– sinó a la de Joeu, és més, la capçalera del Nere és captada a contraestructura cap al Joeu i és drenada pels Uelhs deth Joeu.

L'exemple de Joeu ajuda a relativitzar el paper de l'estructura geològica (Mangin, 1978 c, 1982 b; Freixes, 1993, 1995 a) i il·lustra molt bé el rol de comandament –en el context del potencial de carstificació– que té el nivell de base, el qual imposa una determinada organització de la circulació subterrània (Mangin, 1986 b). El nivell de base, en el carst, és la font principal del sistema. En conseqüència, els Uelhs deth Joeu haurien influït l'organització de la circulació subterrània càrstica de l'aqüífer de Joeu, des de les pèrdues més occidentals de la subconca de la Renclusa a les més orientals de la subconca de l'alt Nere), com molt bé ho il·lustra l'estructura de drenatge definida a partir de les diferents disciplines i particularment amb els resultats de les experiències amb traçadors.

b) Factor potencial H_2O-CO_2:

El factor H_2O-CO_2 ha determinat de manera cabdal la carstificació al sistema de Joeu.

Aquest factor es defineix en funció de la disponibilitat d'aigua i de CO_2. En aquest sentit és fonamental el procés amb el qual l'aigua s'incorpora a la circulació subterrània, és a dir, les característiques de l'alimentació i els tipus d'infiltració són indispensables en la definició del potencial d'aigua. Així mateix, del paper del CO_2 al sistema de Joeu se'n farà la consegüent anàlisi.

Com es remarcarà més endavant, en el cas de Joeu, l'estructura o esquema binari del sistema constitueix un aspecte determinant de les condicions de la carstificació, doncs la hidrodinàmica en depèn i, una vegada més, el factor hidrodinàmic és el que explica les característiques i el desenvolupament d'aquest carst (Mangin, 1977, 1978 c, 1982 b, 1984 a). Dels aproximadament 30 km^2 de la conca de Joeu, el 81% correspon a materials impermeables en els quals es desenvolupa una important xarxa de drenatge superficial ben organitzada –rius de l'Escaleta, Barrancs, Aigualluts, Maladeta i Renclusa–, que té un esco-

lament concentrat molt important. El mantell nival, les glaceres i els llacs són els reservoris que alimenten aquest escolament que acaba infiltrant-se a les pèrdues més importants. La infiltració en pèrdues és predominant i és la que permet constatar que el potencial d'aigua al sistema de Joeu és molt elevat. En efecte, les aportacions a les pèrdues d'Aigualluts i la Renclusa tenen cabals molt elevats i identifiquen, pel seu caràcter massiu i concentrat, les condicions més favorables per a la carstificació. L'explicació de la carstificació es troba en aquest factor (Freixes et al. 1998 b). El CO_2, indispensable en el procés de dissolució, té un paper relatiu en el sistema de Joeu. Abans, en tractar del CO_2, s'han remarcat tot un conjunt de característiques: molt baixes concentracions, evolució en el cicle hidrològic estretament relacionada amb les variacions dels cabals, origen del CO_2 (baixes concentracions en les aigües de fusió de neu, baixa productivitat al prat alpí...). Les taxes de dissolució indiquen que principalment és el CO_2 que s'incorpora a les pèrdues el que s'implica en la dissolució o carstificació, tot i les seves baixes concentracions. La carstificació és possible pel fet que les baixes concentracions en CO_2 són compensades pels elevats cabals a les pèrdues (cabals superiors a algunes desenes de m^3/s al Forat dels Aigualluts en crescudes excepcionals, i cabals també molt importants a la pèrdua de la Renclusa: de varis m^3/s) i els importants volums de trànsit del sistema, per sobre dels 50 hm^3. Aquestes consideracions donen encara més valor al potencial d'aigua com a factor del potencial de carstificació i remarquen el paper de la hidrodinàmica en la carstificació. En el sistema de Tèrme-Pila, com s'analitzarà més endavant, succeeix exactament el mateix.

3.2.2.7.3 Gestió de recursos hídrics i sostenibilitat

El sistema de Joeu té una important disponibilitat de recursos hídrics, amb la particularitat que les reserves són de naturalesa diversa, tal i com es va posar de relleu en el treball d'avaluació dels recursos hídrics d'origen càrstic de la Val d'Aran (Freixes et al., 2000). A més de la disponibilitat de recursos, cal esmentar la qualitat de l'aigua, ja que es tracta d'aigua de molt baixa mineralització, amb una conductivitat mitjana de 70 $\mu S/cm$ a 20 °C, de composició bicarbonatada càlcica i apta pel consum humà. En el cas de Joeu, a diferència del sistema d'Aigüèira, la mineralització i la temperatura experimenten un forta variabilitat com ja ha estat explicat, és a dir, l'aigua no té l'estabilitat (baixa variabilitat) en la composició i la temperatura que caracteritza la Font d'Aigüèira (Freixes et al., 1991 b; 1998 b, 2000). La forta variabilitat és el problema que tenen les aigües dels aqüífers càrstics per a ser definides com a aigües minerals naturals segons determinades normatives (Tampo, 1999).

La diversitat de les reserves ja s'ha explicitat en tractar dels resultats de la hidrodinàmica del sistema. Per tant, existeixen unes grans possibilitats de regulació, si aquesta necessitat s'arriba a plantejar. Els diferents tipus de reservori permetrien introduir dispositius de regulació en distintes parts del sistema. Així, la regulació es podria concretar a la part superior, per exemple al riu d'Aigualluts abans de la pèrdua, mitjançant un barratge de baixa alçada o un conjunt d'embassaments esglaonats aigua amunt del Forat dels Aigualluts. Així mateix, es podria concretar algun tipus de regulació a la zona de descàrrega mitjançant la captació de les reserves de la zona saturada (en el cas que es confirmi aquesta possibilitat); aquesta opció exigiria un estudi més aprofundit de cara a considerar les possibilitats de les diferents alternatives: captacions verticals o, millor, una captació en galeria que es podria ubicar a un nivell inferior dels Uelhs deth Joeu, cercant l'estructura de drenatge (zona saturada) a major profunditat (Freixes et al., 1998 d).[43]

El recursos hídrics aranesos sempre han tingut un enorme interès per a l'explotació hidroelèctrica. En aquest sentit, la relativament complexa infraestructura de captació i d'aprofitament de les diferents aportacions hídriques superficials i subterrànies és molt il·lustrativa.

En el sistema càrstic de Joeu es va realitzar per part d'ENHER un intent de captació de l'aportació hídrica que alimenta el Forat de la Renclusa amb l'objectiu de desviar-la de l'engolidor i independitzar-la de l'estructura de drenatge del sistema. L'experiència no tingué èxit ja que, una vegada realitzada la derivació, el nou curs hídric, després d'un curt recorregut superficial, s'infiltrà aigua avall incorporant-se a la circulació subterrània d'aquest carst. Aquest intent es realitzà amb un escàs coneixement del carst de Joeu i és de suposar que ignorant el medi càrstic i les característiques que el defineixen.

Posteriorment, es materialitza una important infraestructura de captació i transport de l'aportació dels Uelhs deth Joeu a la central de Benòs, que es troba a la Garona. Aquesta iniciativa il·lustra molt bé la importància i l'interès econòmic dels recursos hídrics del sistema. La iniciativa indica, també, les possibilitats d'explotació que té el sistema com a conseqüència de les característiques del seu funcionament i de la seva regulació natural. La captació per a l'explotació hidroelèctrica es situa immediatament aigua avall dels Uelhs deth Joeu. Aquesta captació deriva un màxim de 4.5 m^3/s i constitueix, tot i les fluctuacions del cabal pròpies del caràcter càrstic de l'aqüífer, una aportació significativa del total que es turbina a la central de Benòs. La captació no es beneficia únicament de l'aportació de l'aqüífer de Joeu sinó també de la contribució del sistema càrstic de Pomèro, que té la seva ressurgència a la cota de 1890 m, en el barranc de Pomèro i aigua amunt dels Uelhs deth Joeu. També hi contribueix, però en menor grau, l'aportació de l'aqüífer fluvioglacial de les valls de Pois i Ribèra (Artiga de Lin). Òbviament, les aportacions dels sistemes de Pomèro i l'Artiga de Lin són molt inferiors a la del sistema de Joeu.

La situació del sistema de Joeu, com succeeix amb el de Lastoar i en certa forma amb el de Tèrme-Pila, fa que estigui aïllat de possibles fonts de contaminació (Lastoar i Tèrme-Pila es troben en valls laterals de la Garona i a una distància considerable d'espais urbanitzats). És a dir, no hi ha activitats ni infraestructures que puguin influir de forma greu en la qualitat de les aigües de l'aqüífer. Les úniques activitats, però amb una incidència limitada, són la pastura i, en menor grau, l'activitat excursionista i els seus equipaments. En referència a aquesta última activitat, l'abocament de residus orgànics i d'aigües residuals en equipaments de muntanya (refugi de la Renclusa –al Forat de la Renclusa–, podria suposar una font potencial de contaminació microbiològica. La pastura es desenvolupa en una part important de la conca d'alimentació, tant a l'alt Éssera (pla d'Aigualluts, valleta de l'Escaleta...) com a l'alta vall del Nere, i pot constituir una font de contaminació tant microbiològica com de compostos nitrogenats.

La zona de descàrrega –Artiga de Lin– on hi ha els Uelhs deth Joeu és accessible per una carretera que permet anar, fins i tot, aigua amunt de la ressurgència. Aquesta part d'aigua amunt constitueix pròpiament la capçalera de la vall de Joeu amb les valls de la Ribèra i Pois i té una important activitat de pastura. L'aqüífer càrstic dels Uelhs deth Joeu, particularment la seva zona de descàrrega, difícilment pot tenir cap problema per la protecció que suposa el caràcter captiu de l'aqüífer en aquesta part, mentre que l'aqüífer fluvioglacial de les valls de Pois i Ribèra és més vulnerable per la seva naturalesa granular, l'estructura i les característiques de la seva recàrrega (Monterde, 1998 b).

Per tant, encara que actualment no s'utilitzin els recursos del sistema en l'abastament d'aigua potable, mentre no hi hagi cap activitat o iniciativa que introdueixi alguna font contaminant a la conca de recàrrega, tampoc són necessàries mesures de protecció particulars. No obstant, qualsevol iniciativa d'ordenació de l'àmbit ocupat pel sistema hauria de considerar l'existència de l'aqüífer i la seva vulnerabilitat i observar les mesures de prevenció necessàries amb l'objectiu de no ubicar cap activitat o equipament que pugui tenir incidència en la qualitat de l'aigua.

En els treballs de cartografia hidrogeològica i de vulnerabilitat (Monterde, 1998 a, b) i en els hidrogeològics més generals (Freixes et al., 2000, 2002) es posa en evidència la vulnerabilitat intrínseca d'aquesta unitat hidrogeològica, que té una estreta relació amb l'organització de la seva circulació hídrica: de la conca d'alimentació als Uelhs deth Joeu. La circulació hídrica del sistema de Joeu es caracteritza precisament per una ben desenvolupada estructura de drenatge. Els treballs de cartografia indiquen que, en l'estructura de drenatge (superficial i subterrània), la vulnerabilitat del sistema és elevada o molt elevada (Monterde, 1998 a, b). D'altra banda, el coneixement que es disposa dels límits de l'aqüífer, que s'ha exposat de forma extensa, els resultats de les experiències amb traçadors i la realització d'una cartografia de risc poden orientar de forma rigorosa les possibles iniciatives de protecció i gestió d'aquesta unitat hidrogeològica (Freixes et al., 1997; Freixes, 2003).

Aquestes consideracions tenen un interès prospectiu i, sens dubte, en l'escenari actual són difícils de situar, però no en un escenari futur de demanda de recursos per a una necessitat prioritària com l'abastament d'aigua potable o per a d'altres necessitats que es puguin plantejar: cabals ecològics al riu Joeu, activitats industrials o agrícoles... L'avaluació rigorosa dels recursos i de les reserves hídriques del sistema, així com un coneixement hidrogeològic aprofundit i les orientacions precises per a la seva explotació òptima, són indispensables per a una gestió racional i sostenible.

A més, cal tenir present la significació dels recursos per la importància quantitativa i per les seves característiques qualitatives. La baixa mineralització i composició bicarbonatada càlcica de l'aigua de Joeu, a part de les possibilitats d'utilització per a l'abastament públic ja comentades, té un interès particular sobretot des del punt de vista mineromedicinal i dietètic. Per la seva importància quantitativa i per les possibilitats de regulació i, en conseqüència, d'explotació, els recursos hídrics de Joeu tenen un valor estratègic. En aquest sentit, també cal observar l'interès d'aquests recursos i les possibilitats de regulació en el nou escenari que defineix el canvi climàtic.

Des de la perspectiva de la protecció del territori que ocupa el sistema, és convenient assenyalar –encara que no tinguin un paper explícit en la protecció dels recursos hídrics– les dues figures de protecció dels espais naturals en què es troba el sistema: el Parc de Posets-Maladeta i l'espai de l'Artiga de Lin (PEIN), la primera, de moment, amb un contingut més definit que no pas la segona.

3.2.2.7.4 L'origen de la Garona i el sistema dels Uelhs deth Joeu

La primera referència, original i intuïtiva, relativa a la importància de la pèrdua d'Aigualluts i de la ressurgència dels Uelhs deth Joeu com a origen del riu Joeu i una aportació hídrica notable a la Garona és la d'Spannocchi (1594). Posteriorment, i després d'un llarg període sense informació, les referències més interessants relatives a la unitat hidrogeològica dels Uelhs deth Joeu es troben als segles XIX i XX.

Des del segle XIX, però principalment des de la primera meitat del segle XX, diferents autors han considerat els Uelhs deth Joeu com el naixement del riu Garona (Casteret, 1931; Freixes et al., 1997, 2000). Els documents de l'administració de l'aigua de França (Agence de l'Eau Adour-Garonne, 2003) també afirmen aquest supòsit, és a dir, situen l'origen de la Garona en el sistema càrstic de Joeu (en la ressurgència dels Uelhs deth Joeu) i indiquen la importància que hi té el fenomen de captura càrstica de l'alta conca del riu Éssera, que com ja s'ha explicat implica la totalitat de l'aportació hídrica del vessant septentrional del massís de la Maladeta.

Ara que ja s'han analitzat les característiques físiques i hidrològiques del sistema càrstic de Joeu és palès que en aquestes hi ha arguments més que suficients per a considerar el carst de Joeu com l'origen del riu Garona. En efecte, el fet que hi estigui implicat el relleu més important de la serralada (Aneto 3404 m, massís de la Maladeta), la precipitació segurament més elevada (3000 mm a les parts altes), la presència de les glaceres més importants dels Pirineus, el notable desenvolupament del mantell de neu i la seva persistència (innivació), el paper de les pèrdues d'Aigualluts i Renclusa (que drenen subterràniament les conques superficials de major altitud de la serralada), la diversa naturalesa de les reserves del sistema, la regulació natural i la important aportació anual superior als 50 hm^3 són característiques suficientment il·lustratives de la significació hidrològica del sistema. El sistema de Joeu, doncs, per les seves característiques físiques i hidrològiques, es podria considerar el naixement de la Garona.

Però la idea de l'origen d'un riu té una forta component antropomòrfica i moltes vegades no observa la perspectiva hidrològica.

En aquest sentit, aquestes idees sobre les característiques del sistema de Joeu, la seva significació hidrològica i la seva definició com a naixement de la Garona s'han d'emmarcar en les diferents aportacions d'origen subterrani de la conca aranesa de la Garona i en les altres aportacions subterrànies de la Garona als Pirineus (sobretot de la conca fluvial de l'*Ariège*).

Precisament aquesta reflexió ja ha estat objecte d'un treball anterior (Freixes et al., 2000) en el qual s'insistia que en els Pirineus són diverses les aportacions subterrànies que originen la Garona i que, concretament a la Val d'Aran, a part del sistema de Joeu, hi havia altres sistemes hidrogeològics a considerar: unitats de Lastoar, Tèrme-Pila i Aigüèira, entre altres. L'anàlisi hidrològica, i encara més des de la perspectiva de la hidrologia operativa, porta d'una banda a relativitzar les aportacions d'escassa significació hidrològica com el mateix Uelh de Garona (pla de Beret) que ha estat considerat pròpiament com el naixement de la Garona, mentre que, d'una altra banda, aquesta anàlisi contribueix a remarcar la significació hidrològica que té una aportació com la Font d'Aigüèira (sistema d'Aigüèira), que drena un important reservori a la part més alta de la conca aranesa (Naüt Aran). La Font d'Aigüèira, que forma part del conjunt de les Fonts de Ruda, constitueix l'aportació hídrica d'origen subterrani més significativa de la Garona de Ruda.

3.2.3 Sistema de la Font de Lastoar

3.2.3.1 Introducció

El sistema de Lastoar es localitza a la serra de Rius i ocupa l'espai que hi ha entre el circ d'Escunhau i les pales de Rius (bosc de Lastoar al riu Valarties). El sistema travessa d'W a E la serra de Rius. La Font de Lastoar, ressurgència del sistema, desguassa al riu Valarties. El Valarties desemboca aigua avall pel marge esquerra de la Garona de Ruda a la població d'Arties.

Aquest sistema presenta moltes analogies amb el sistema de Joeu: està situat a la unitat alpina d'Orri (Muñoz, 1992; Berástegui et al., 1993) i a l'anomenat Sinclinori del Pla d'Estany, segons definició dels geòlegs holandesos (vegeu Kleinsmiede, 1960; Zwart, 1979; García-Sansegundo, 1992). És a dir, Lastoar es desenvolupa a la mateixa macroestructura tectònica que Joeu. No obstant, el sistema de Lastoar, a diferència de la unitat de Joeu, se situa quasi a la terminació periclinal oriental del referit sinclinorial i la geometria de l'estructura tectònica en què es troba és relativament diferent.[44]

Lastoar és també un sistema d'esquema o estructura binària amb substrats impermeables formats per granitoides, metapsammites i metapelites, però la conca d'alimentació no presenta la complexitat de la conca del sistema de Joeu.

De les unitats estudiades experimentalment a la Val d'Aran, el sistema de Lastoar és el que té la conca de menor extensió, aproximadament 3.9 km^2. En el context dels sistemes càrstics, la unitat de Lastoar constitueix un exemple de dimensions molt reduïdes.

El sistema té la seva descàrrega a la ressurgència de Lastoar situada al bosc de Lastoar, al vessant esquerre del Valarties. Just al S del límit meridional del sistema s'estén un important àmbit protegit en el PEIN, que correspon a la part septentrional de la zona de protecció del Parc Nacional d'Aigüestortes.

3.2.3.2 Característiques físiques

3.2.3.2.1 Introducció

El sistema de Lastoar es desenvolupa des de la part alta de la vall d'Escunhau (circ d'Escunhau) fins al marge esquerre de l'alta vall del Valarties. Ocupa una part important del bosc de Lastoar, just per sobre del campament de Ressèc (pla de Nera), que és on es troba la ressurgència. Aquesta unitat hidrogeològica es desenvolupa d'W a E a través dels relleus de la serra de Rius. La serra de Rius limita amb la capçalera del Valarties (ribera de Rius) i amb els contraforts NW del massís del Montardo (2833 m) (foto 40).

La Font de Lastoar, ressurgència única del sistema, es localitza al marge esquerre del riu Valarties, 120 m per sobre del pla de Ressèc (pla de Nera)[45] (fotos 41, 42, 43 i 44).

La màxima alçada del sistema és el Pujoalbo (2528 m), però també cal esmentar la tuca de Betren (2526 m), el tuc de la Aubeta (2502 m) i el puig d'Estanho (2408 m), com a cims més elevats i que alhora formen part del circ d'Escunhau.

La ressurgència de Lastoar és a 1530 m d'altitud. El desnivell entre el Pujoalbo i la font, de quasi 1000 m, ha de considerar-se important en la definició i anàlisi del potencial de carstificació del sistema.

3.2.3.2.2 Geologia

Les característiques geològiques de la unitat de Lastoar són, a grans trets, les mateixes que a la unitat de Joeu (figura 58).

A nivell de grans unitats geològiques, se situa també a la zona axial, concretament a l'anomenada unitat d'Orri i, a nivell de les macrounitats del domini aranès, se situa a l'extrem oriental de l'estructura sinclinorial del pla d'Estany.

Aquest domini geològic i, concretament, l'estructura sinclinorial del pla d'Estany han estat investigats per Kleinsmiede (1960) i recentment per García-Sansegundo (1992).

Els materials implicats en aquesta unitat hidrogeològica pertanyen al Paleozoic: metapelites del Cambroordovicià, metapelites del Silurià, pelites i psammites del Carbonífer, calcàries recristal·litzades del Devonià superior i Carbonífer inferior i granitoides del batòlit de la Maladeta.

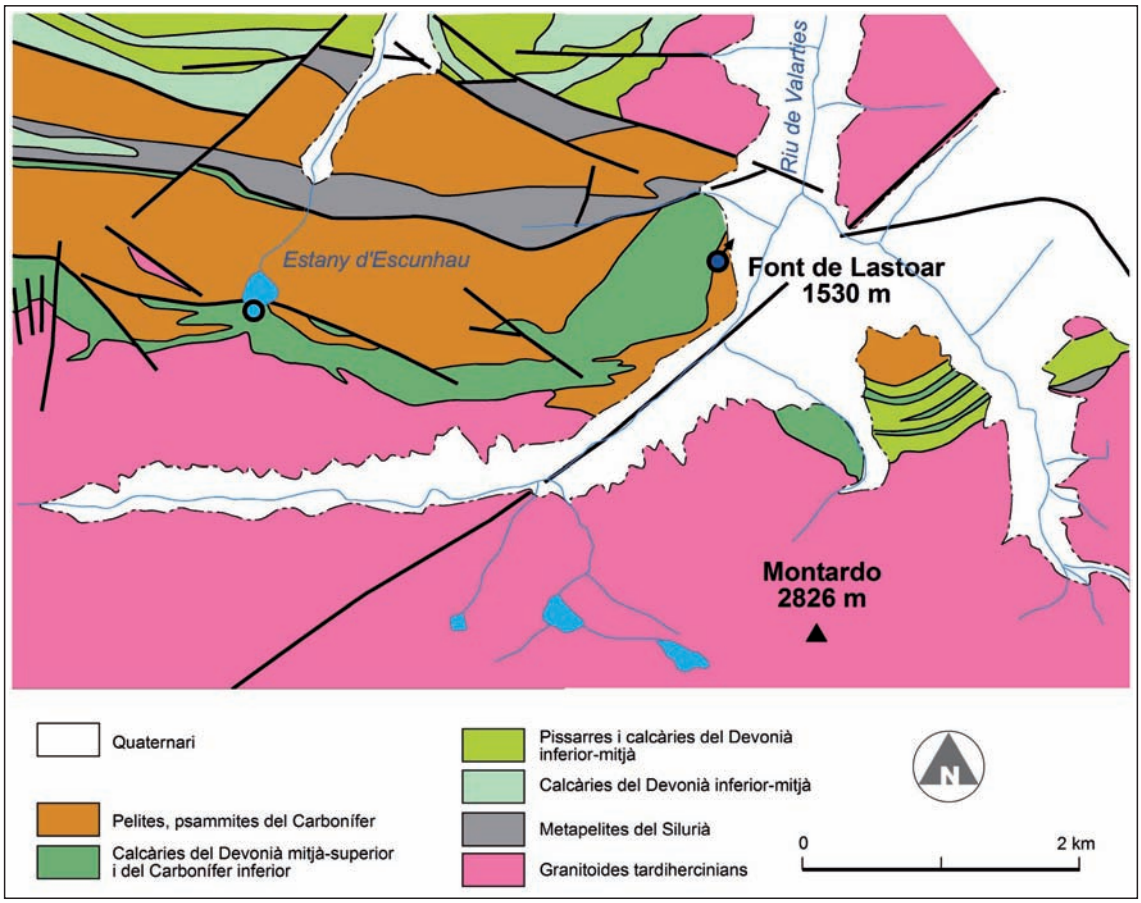


Figura 58: Mapa geològic del sistema de la Font de Lastoar (García-Sansegundo, 1992).

Els granitoides i, també, les pissarres i els esquists (sobretot psammites) carbonífers formen part de la conca impermeable del sistema. L'aqüífer està format per les calcàries metamòrfiques del Devonià superior i Carbonífer inferior.

L'autor holandès Kleinsmiede (1960) realitzà diversos talls, d'orientació S-N, de l'estructura de la serra de Rius des del batòlit de la Maladeta. Un dels talls és a la unitat de Lastoar, no obstant, l'estructura representada en aquest tall és relativament senzilla ja que es tracta d'un tall en la mateixa direcció de les estructures de plegament.

Per a definir i entendre millor l'estructura hidrogeològica del sistema de Lastoar, s'ha realitzat un nou tall geològic (figura 59) (Freixes et al., 1998 a). El perfil passa per la tuca de Betren, el llac d'Escunhau, el Pujoalbo i la Font de Lastoar, i acaba en el contacte de les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior amb les metapelites del Silurià i Cambroordovicià (encavalcament de Valarties). Aquest perfil facilita l'anàlisi en detall de les estructures tectòniques de la zona de recàrrega i descàrrega del sistema i també l'anàlisi de les seves possibilitats com a reservori d'aigües subterrànies. El perfil talla els diferents materials implicats en el sistema: els granitoides (tuca de Betren) situats a la part meridional del sistema, les pelites i psammites del Carbonífer (Pujoalbo) de la part central, les calcàries de l'extrem oriental (Font de Lastoar) i les metapelites del Silurià i Cambroordovicià situades a l'extrem septentrional, on apareix l'encavalcament del port de la Picada-Valarties (Muñoz, 1992; García-Sansegundo, 1992). En definitiva, el tall visualitza molt bé l'estructura sinclinorial de manera que apareixen en detall les estructures menors: anticlinals i sinclinals que pleguen el conjunt format pels materials silurians, devonians i carbonífers, així com vàries falles que compliquen l'estructura de plecs i la continuïtat lateral dels materials.

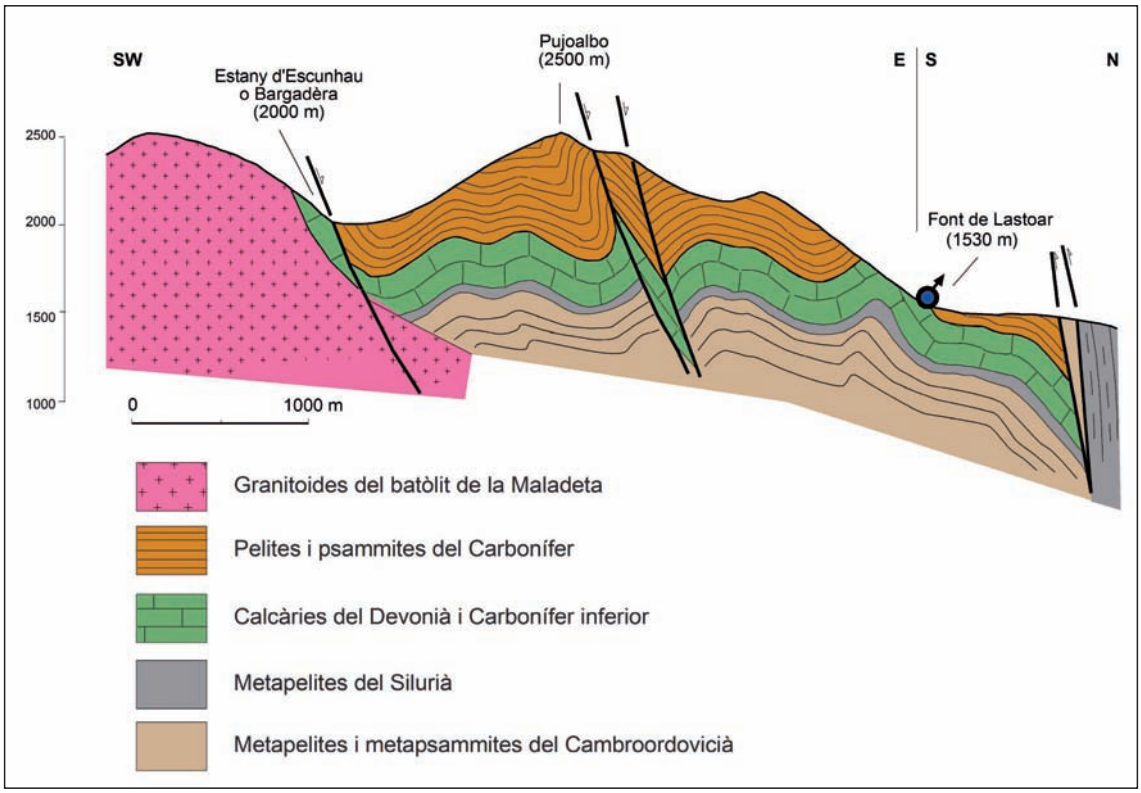


Figura 59: Tall hidrogeològic del sistema de la Font de Lastoar (Garcia-Sansegundo,1992; Cirés, inèdit).

3.2.3.2.3 Els límits del sistema

Els límits geològics del sistema estan bastant ben definits. El límit meridional se situa en els granitoides del batòlit de la Maladeta i el septentrional en l'encavalcament del port de la Picada-Valarties on afloren els materials metapelítics del Silurià i Cambroordovicià (i, més excepcionalment, petites làmines de calcàries del Devonià). El límit oriental té una certa complexitat doncs s'hi troba l'acabament periclinal de l'estructura sinclinorial del pla d'Estany. Però, si es considera la ubicació de la ressurgència, el límit oriental el defineix molt bé el contacte estratigràfic entre les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior i les psammites del Carbonífer inferior (vegeu el mapa geològic de García-Sansegundo, 1992).

Al N de la ressurgència hi ha el límit geològic que abans s'ha definit com encavalcament del port de la Picada-Valarties. En aquest extrem NE del sistema, aquesta estructura posa en contacte directe les calcàries del Devonià i Carbonífer inferior. amb les pissarres (metapelites) del Silurià. No obstant, la ressurgència no es troba en aquest límit geològic septentrional sinó en el flanc de l'estructura anticlinal (vegeu tall) que a continuació s'explicarà, i queda relativament allunyada del límit geològic septentrional referit. L'erosió glacial de la vall de Valarties que hauria excavat el contacte de les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior amb les psammites del Carbonífer inferior, anàlogament al que succeí a Joeu, ha estat determinant de la situació de la ressurgència. Tanmateix, les calcàries continuen en profunditat al N de la ressurgència i, per tant, aigua vall d'aquesta, en la vall del Valarties; les calcàries se situen per sota del tàlveg del Valarties. Aquest és un aspecte d'interès hidrogeològic que s'analitzarà més endavant.

A la part occidental, el límit està definit per la divisòria d'aigües superficials formada per la cresta entre el puig d'Estanho i la tuca de Betren; més a l'W, l'aflorament de calcàries

devonianes continua, constituint, morfològicament, la pala de Sarrahèra, on hi ha la unitat o sistema hidrogeològic que s'ha definit amb el mateix nom i que limita amb el de Lastoar.

La Font de Lastoar (extrem NE del sistema) se situa pràcticament en el contacte dels materials peliticogresosos del Carbonífer i les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior (d'acord amb la cartografia geològica de García-Sansegundo, 1992). En aquest extrem oriental hi ha un important aflorament de calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior i de metapsammites del Carbonífer inferior que formen part d'una estructura anticlinal. En el contacte estratigràfic de les dues litologies s'hi troba la Font de Lastoar.

És interessant remarcar que la situació geològica de la ressurgència de Lastoar és comparable amb la del sistema de Joeu. En efecte, tant en un sistema com en l'altre, l'erosió glacial hauria influït en l'excavació dels materials impermeables del Carbonífer i en afavorir l'aflorament de les calcàries on es situen les ressurgències, ambdues en estructures anticlinals.

3.2.3.2.4 Extensió i paràmetres físics del sistema

L'extensió del sistema de Lastoar es pot establir amb relativa facilitat a partir dels límits geològics que, com s'ha comentat, estan bastant ben definits. A més, la relativa simplicitat de la conca d'alimentació fa possible una bona delimitació .

Efectivament, el sistema de Lastoar està molt lluny de la complexitat hidrològica del de Joeu, tot i situar-se en el mateix context regional des del punt de vista geològic.

Cal remarcar que la seva situació geogràfica és diferent: la conca de Joeu és a l'alt Éssera i la de Lastoar als contraforts de la tuca de Betren i del Pujoalbo (a la Val d'Aran). En conseqüència, han d'existir diferències, més o menys marcades, en les característiques climàtiques de cada sistema (Rijckborst, 1967). De fet, la simple observació de la diferent situació i orografia de les seves conques d'alimentació ja explica les diferències climàtiques i hidrològiques.

Un primer aspecte o element important de la unitat de Lastoar és el circ d'Escunhau (foto 45) el qual és drenat subterràniament per la pèrdua que s'ha denominat d'Escunhau, situada en el límit meridional del llac d'Escunhau (fotos 46 i 47). La part de conca drenada per aquesta pèrdua és la més significativa i extensa del sistema. El llac o estany d'Escunhau s'ha format per sobreexcavació glacial i és un estany característic de fons de circ. El contacte de les calcàries devonianocarboníferes amb les psammites carboníferes hauria facilitat els processos erosius. El llac es troba a 2000 m d'altitud.

En l'àmbit del circ hi ha petits estanyols que també són drenats subterràniament. En el període de primavera-estiu existeix un cert escolament superficial que constitueix el drenatge de les parts altes del circ i dels estanyols abans esmentats; aquest escorrentiu superficial, que es desenvolupa en forts pendents, alimenta el llac i la pèrdua d'Escunhau. Del cim del Pujoalbo també baixa un torrent que alimenta el llac. El circ està dominat pels cims de puig d'Estanho (2408 m), tuca de Betren (2526 m), tuca de la Aubeta (2502 m) i el Pujoalbo (2528 m).

El paper de la pèrdua del llac d'Escunhau és important, doncs constitueix la captura de la capçalera del barranc de Bargadèra o vall d'Escunhau. D'aquesta manera, un

volum important d'aigua que hauria de ser drenat superficialment pel barranc de Bargadèra passa al riu Valarties mitjançant la circulació subterrània del sistema de Lastoar. De fet, la captura càrstica fa que aigües de la capçalera del riu Bargadèra passin a la del Valarties (vegeu la situació de la Font de Lastoar (figures 58 i 59). És interessant remarcar que aquesta captura, en el context hidrològic de la Garona aranesa, transvasa l'aigua d'un afluent situat aigua avall a un de situat aigua amunt. Aquest és l'únic exemple dels estudiats a la Val d'Aran que presenta una captura d'aquestes característiques.

La pèrdua d'Escunhau es localitza en l'anomenada falla de la Maladeta, que en aquest cas posa en contacte les calcàries devonocarboníferes amb les psammites carboníferes (vegeu tall geològic i hidrogeològic).

En una part significativa dels altres afloraments calcaris del sistema, concretament a la carena i vessant SE de la serra de Rius, l'alimentació té un caràcter autòcton, és a dir, es realitza directament des de les calcàries. En el tàlveg del barranc de la Aubeta s'hi ubiquen pèrdues poc importants que han d'alimentar el sistema; aquest barranc està excavat, en part, en el contacte de les calcàries devonianocarboníferes amb les psammites carboníferes.

La Font de Lastoar es troba en el límit oriental del sistema, pràcticament en el punt més baix (aflorament més baix) de les calcàries devonocarboníferes del conjunt de l'estructura sinclinorial en la qual es desenvolupa el sistema; així la seva situació està perfectament justificada. La font origina un torrent molt pendent que finalment desguassa al marge esquerre de la ribera de Rius (riu Valarties).

Els traçats amb fluoresceïna de la pèrdua d'Escunhau han demostrat la seva connexió amb la Font de Lastoar (Rijckborst, 1967).

El conjunt de consideracions sobre els límits geològics i els sistemes hidrològics que limiten amb la unitat de Lastoar (sistema hidrogeològic de Sarrahèra, barranc de Bargadèra, ribera de Rius...) han permès avaluar la conca del sistema de Lastoar en aproximadament uns 3.9 km^2. Es tracta, per tant, d'una conca de dimensions molt reduïdes comparada amb la dels altres sistemes hidrogeològics aranesos.

El sistema de Lastoar constitueix així un sistema de configuració o estructura complexa de tipus binari. Els materials impermeables constitueixen el 54.7 % de la conca i els afloraments calcaris el 45.3 %.

L'altitud més important del sistema és el Pujoalbo amb 2528 m. El circ d'Escunhau, així mateix, està dominat per varis cims d'alçada important que abans ja s'han destacat.

La tuca de Betren, a la part meridional del sistema, està formada per granitoides, mentre que el Pujoalbo, a la part central, està format per les metapsammites del Carbonífer.

La Font de Lastoar està a 1530 m d'altitud. L'altitud mitjana del sistema és 2136 m.

3.2.3.2.5 Morfologia i vegetació

La delimitació de la conca realitzada a l'apartat anterior permet considerar dos àmbits en el sistema: un format pel circ d'Escunhau, el qual constitueix la capçalera del riu Bargadèra, i l'altre format pels vessants SE (pales de Rius) i NE i E (barranc de la Aube-

ta i bosc de Lastoar) de la serra de Rius. En aquest segon àmbit, i al seu vessant E, es localitza la Font de Lastoar. La part que correspon al circ d'Escunhau constitueix l'antiga morfologia de circ de la glacera d'Escunhau o Bargadèra. La vall d'Escunhau, que ocupava l'antiga glacera, està penjada en relació amb la vall de la Garona. En relació amb el glacialisme cal plantejar si les cavitats del circ de Bargadèra, que es comenten a continuació, s'originaren en condicions subglacials.

De la morfologia càrstica cal destacar particularment el carst de Bargadèra,[46] que està format per un conjunt de cavitats de desenvolupament vertical, situades principalment per sobre de la pèrdua del llac d'Escunhau; algunes d'elles s'han desenvolupat en el contacte intrusiu dels granitoides amb les calcàries devonianocarboníferes. D'aquest conjunt de cavitats destaca l'avenc de Bargadèra (i el forat de les Lòses) (foto 48), amb un desnivell de 571 m i més de 1627 m de desenvolupament. Aquesta cavitat té una certa circulació hídrica que conflueix, a un nivell inferior al del llac d'Escunhau, amb l'aportació procedent de la pèrdua d'Escunhau. També cal esmentar el forat d'Escunhau amb 101 m de profunditat. Les cavitats restants tenen un desenvolupament més o menys vertical (la més profunda té 68 m). El conjunt de fenòmens endocàrstics és il·lustratiu d'una estructura càrstica pretèrita important.

La pèrdua de Bargadèra o d'Escunhau, així com les altres descrites, constitueixen una important captura càrstica del circ d'Escunhau. El riu de Bargadèra perd la que seria la seva aportació superficial més important. El curs del Bargadèra, que aigua avall podria constituir una aportació no menyspreable, experimenta una disminució considerable del seu cabal i la part alta del curs resta completament seca.

En els afloraments calcaris de la serra de Rius hi ha un desenvolupament significatiu de la morfologia de rascler i també depressions i pèrdues de poca entitat.

La vegetació de la part baixa de la conca està dominada per una comunitat d'avet (*Abies alba*) amb godiera (*Goodyera repens*), amb un sotabosc molt ric en molses i pobre amb faneròfits. A partir dels 1800 m la comunitat dominant és la de pi negre (*Pinus mugo ssp. uncinata*) amb neret (*Rhododendron ferrugineum*); en aquesta comunitat, l'important recobriment arbustiu ve determinat pel neret, el nabiu (*Vaccinium sp.*) i el ginebró (*Juníperus communis ssp. nana*). A partir dels 2000 m l'estrat arbori va perdent superfície i cada vegada dominen més els matolls i les landes, que, gradualment, van deixant pas als prats rasos i a les gespes.

3.2.3.3 Hidrodinàmica

3.2.3.3.1 Introducció

Les dades de la hidrodinàmica de Lastoar es concreten en els hidrogrames del període de 1988 a 1991 de la ressurgència de Lastoar. Es tracta d'hidrogrames obtinguts a partir de dades sistemàtiques i discretes, però que permeten una primera aproximació a la hidrodinàmica del sistema.

Els hidrogrames són relativament poc punxeguts i més aviat aplanats, reflectint sobretot la crescuda per fusió del mantell nival. No obstant, el cicle hidrològic a Lastoar ha de caracteritzar-se per un esquema molt semblant al de Joeu: període d'aigües altes o crescuda estacional, les crescudes a partir d'episodis plujosos tempestuosos d'estiu i tardor, i l'esgotament a l'hivern (figura 60).

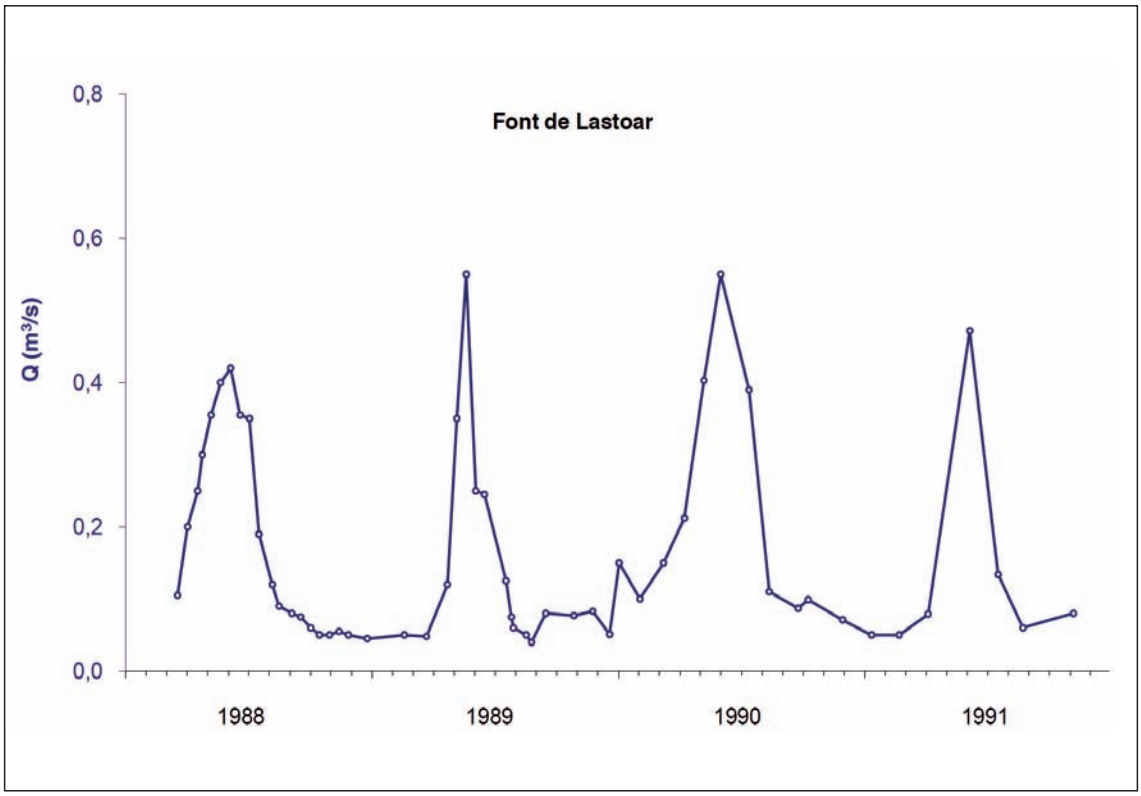


Figura 60: Hidrograma de la Font de Lastoar.

La conca d'alimentació es pot definir força bé a partir de la informació que es disposa de la geologia i dels límits de l'aqüífer. Es poden diferenciar dues parts: la situada en materials predominantment impermeables i la formada per les calcàries.

La primera està constituïda pels substrats diorítics, granodiorítics i granítics de gra mitjà a gruixut amb biotita i amfíbols que formen part dels granitoides del batòlit de la Maladeta, els metapsammítics i metapelítics del Carbonífer i els calcaris del Devonià situats a la base dels granitoides que configuren la tuca de Betren. Aquest conjunt d'afloraments corresponen morfològicament al circ d'Escunhau, que inclou la part occidental de la serra de Rius. La pèrdua del llac o estany d'Escunhau és la més important d'aquesta àrea impermeable i té una funcionalitat notable en el període de fusió del mantell de neu, doncs drena subterrràniament les aportacions dels torrents que baixen del Pujoalbo i de la tuca de Betren. A més de l'esmentada pèrdua n'hi ha d'altres de funcionalitat menor situades en el contacte intrusiu dels granitoides amb les calcàries devonianes del vessant septentrional de la tuca de Betren. L'avenc de Bargadèra, el fenomen endocàrstic més important dels explorats, s'ha excavat, en part, en el contacte dels granitoides amb les calcàries devonianes i el seu origen ha de relacionar-se amb una antiga pèrdua.

La segona part està formada pels afloraments carbonàtics més extensos, els quals conformen la part oriental de la serra de Rius. Aquestes calcàries constitueixen l'àmbit d'alimentació del sistema que té un caràcter més autòcton. El torrent de la Aubeta, que està situat en els contraforts occidentals de la serra de Rius, s'ha excavat en part en el contacte del Carbonífer psammític amb les calcàries del Devonià-Carbonífer. L'alimentació directa de l'aqüífer de Lastoar, en aquesta part del sistema, ha de caracteritzar-se també pel fet d'originar les dues modalitats d'infiltració, la ràpida i la lenta. El desenvolupament de l'epicarst, a part de la pèrdua d'Escunhau i de les pèrdues situades al circ,

caracteritza els afloraments calcaris de la serra de Rius, però es desconeix l'existència d'aqüífers epicàrstics en aquest relleu.

Lastoar té un clar esquema o estructura binària, però no tan marcat com el del sistema de Joeu.

El tall hidrogeològic (figura 59) il·lustra bé les característiques de les diferents parts del sistema: conca i recàrrega, circulació profunda i descàrrega natural. La descàrrega l'assegura la Font de Lastoar, que constitueix una ressurgència càrstica. D'acord amb el perfil hidrogeològic del sistema, el flux ha d'aprofitar estructures orientades W-E.

3.2.3.3.2 Anàlisi dels hidrogrames. Volums de trànsit i dinàmic

Els càlculs realitzats situen l'aportació anual del sistema en uns 5 hm^3.

El càlcul del volum dinàmic s'ha de considerar com una primera aproximació. El valor obtingut, al voltant d'1 hm^3, indica que a Lastoar les reserves dinàmiques tenen una certa importància (taula 11).

cabal (m^3/s)			**volum dinàmic (hm^3)**	**volum de trànsit (hm^3)**
mitjana	mínim	màxim		
0.17	0.04	0.55	1.0	5.3

Taula 11: Característiques hidrodinàmiques del sistema de la Font de Lastoar.

Independentment del valor de volum dinàmic cal considerar la possibilitat que hi hagi reserves profundes. Les calcàries aigua amunt de la ressurgència estan confinades pels materials psammítics del Carbonífer i es desenvolupen en profunditat per sota del nivell de descàrrega, per tant, es pot considerar la hipòtesi que existeixin reserves profundes (vegeu tall hidrogeològic).

Tanmateix, les calcàries continuen al N més enllà de la ressurgència, just fins a l'encavalcament del port de la Picada i formen part d'una estructura que guanya profunditat possiblement a una cota inferior a la del tàlveg del Valarties, però se'n desconeix cap descàrrega i, a més, per les característiques dels aqüífers d'alta muntanya, és poc probable que aigua avall de la ressurgència hi hagi permeabilitat important relacionada amb els processos de carstificació. No obstant, no es pot descartar completament que les calcàries en profunditat puguin tenir interès hidrogeològic.

En el cas de Lastoar es pot parlar de reserves de naturalesa diversa com passa a Joeu, però amb una importància menor. Les reserves totals a Lastoar inclourien el mantell nival, el llac d'Escunhau, els altres petits estanys del circ, les reserves avaluades a partir del volum dinàmic i, finalment, en cas d'existir, les reserves profundes.

Segons la classificació "i" i "k" (Mangin 1975 a), el sistema de la Font de Lastoar es troba en el domini IV (figura 61).

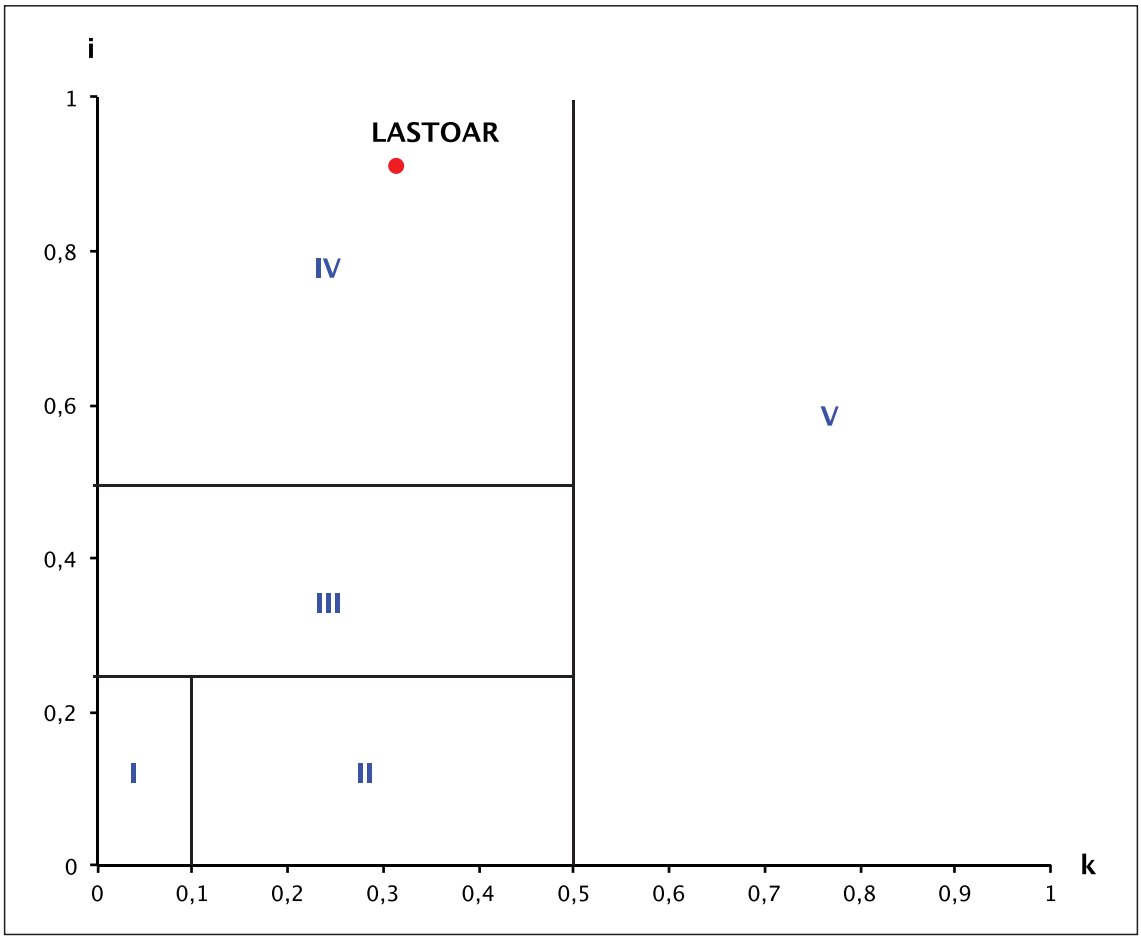


Figura 61: Classificació del sistema de la Font de Lastoar segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a).

3.2.3.3.3 Experiències amb traçadors

Les experiències amb traçadors demostraren la connexió de la pèrdua del llac d'Escunhau amb la ressurgència de Lastoar (Rijckborst, 1967). En efecte, l'experiència realitzada l'any 1965 dóna un temps de trànsit de 288 hores i una velocitat de 14 m/hora. Aquestes dades no han estat obtingudes a partir de la corba de restitució del traçador i, per tant, caldria realitzar noves experiències per aconseguir uns resultats amb més rigor.

En l'experiència realitzada l'any 1996 per part del Servei Geològic de Catalunya no s'aconseguí la restitució de la fluoresceïna; probablement el traçador quedà retingut en alguna estructura de la zona saturada. Aquest tipus de situacions són pròpies dels aqüífers càrstics que tenen un funcionament i una estructura de certa complexitat, com succeeix en el carst de Baget a França i, en general, en estructures càrstiques complexes (Mangin, 1975 a; Meus, 1993; Freixes et al., 1997).

3.2.3.4 Hidrogeotèrmia

3.2.3.4.1 La temperatura en el cicle hidrològic

A la unitat de Lastoar, com també succeeix al sistema de Joeu, s'observa un comportament estacional fortament marcat i una clara dependència dels fenòmens hidrocli-

màtics. La caracterització de l'evolució de la temperatura al sistema de Lastoar que es realitzarà a continuació es basa principalment en dades de la temperatura de la Font de Lastoar i amb dades de la temperatura de la pèrdua més important del sistema, que està situada al llac d'Escunhau o de Bargadèra (Freixes et al. 1998 a , 2000).

La interpretació de l'evolució de la temperatura en el cicle hidrològic es realitza sintetitzant les dades de cadascun dels cicles estudiats. Aquesta interpretació es concreta amb una explicació de l'esquema d'evolució.

La temperatura mitjana per al període estudiat (cicles hidrològics de 1988 a 1991) (taula 12) és de 7.1 ºC. La màxima és de 8 ºC i la mínima de 5 ºC. Per tant, l'amplitud absoluta és de 3 ºC. Aquest valor és important si el comparem amb les amplituds obtingudes en altres sistemes hidrogeològics aranesos: Aigüèira, Tèrme-Pila, Horno i Gresilhon (Freixes et al., 1998 a) o les mesurades en els sistemes estudiats a l'alt Llobregat i la Cerdanya: sistemes de les Fonts del Llobregat, de l'Adou del Bastareny i Fou de Bor. També és interessant comparar els valors de l'amplitud de la temperatura de Lastoar amb els observats en els exemples dels Alps (Schoeller, 1962), dels Pirineus de França, particularment al sistema de Baget (Andrieux, 1972, 1976, 1978) i dels carsts balcànics (Bonacci, 1987).

	temperatura de l'aigua (ºC)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
Font de Lastoar	7.10	5.0	8.0	3.0	54
Pèrdua de Bargadèra	11.36	0.1	21.3	21.2	7

Taula 12: Característiques hidrogeotèrmiques del sistema de la Font de Lastoar.

La interpretació de l'esquema o model d'evolució en el cicle hidrològic és la següent (figura 62):

- **Període de màxima temperatura (tendència a la temperatura d'equilibri aigua-roca).** En el període que va d'agost a març la temperatura presenta una baixa variabilitat i es pot observar una clara tendència a l'equilibri tèrmic aigua-roca. Els valors màxims assolits se situen entre els 7.7 ºC i els 8 ºC (sempre mesurats entre febrer i març). Aquests valors corresponen sempre als valors màxims de la temperatura al llarg del cicle hidrològic. Les aigües amb aquestes característiques tèrmiques han de procedir principalment o completament de la zona saturada del carst. Aquest període és el de tendència a la màxima temperatura o de tendència a la temperatura d'equilibri aigua-roca, que en el sistema de Lastoar coincideix amb la tendència a la temperatura màxima mesurada.

- **Període de mínima temperatura.** A partir del mes d'abril s'observa una disminució de la temperatura molt important, mesurant-se els valors mínims entre finals de maig i primers de juny, entre 5 ºC i 6.2 ºC. Aquesta disminució de la temperatura coincideix amb els cabals màxims (crescuda per fusió del mantell nival o període d'aigües altes) i la màxima funcionalitat de l'estructura de drenatge. En aquesta situació s'incorporen a la circulació subterrània volums molt importants d'aigua de baixa temperatura i el temps de trànsit ha de ser relativament curt (marcadament inferior al del període anterior). En el funcionament

del sistema en aigües altes hi té un paper molt important la pèrdua que drena subterràniament el llac d'Escunhau o de Bargadèra.

- **Període d'augment de la temperatura** (estiu). A partir de juny i entre el mes de juny i el de juliol la temperatura augmenta significativament. En aquest període del cicle el mantell nival és pràcticament inexistent, els volums d'aigua infiltrats disminueixen de forma considerable i el temps de trànsit a l'aqüífer augmenta. A més, les aigües de recàrrega assoleixen la màxima temperatura com a conseqüència de l'augment de la temperatura de l'aire (estiu). Aquestes condicions són les que afavoreixen l'augment de la temperatura a la Font de Lastoar. Cap a finals de juliol la temperatura se situa al voltant dels 7 ºC. A partir d'aquest moment l'evolució de la temperatura inicia el període de tendència a l'equilibri tèrmic aigua-roca que abans s'ha explicat.

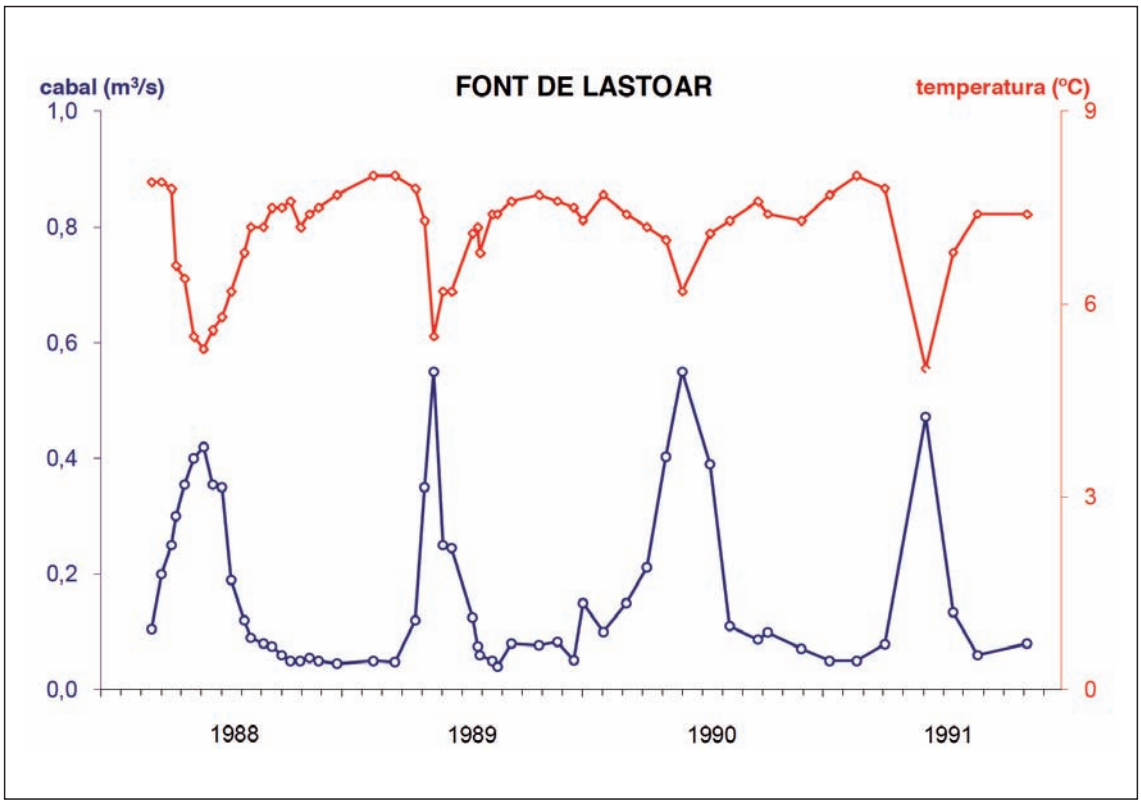


Figura 62: Variació de la temperatura de l'aigua i del cabal a la Font de Lastoar.

3.2.3.4.2 La distribució de freqüències de la temperatura

La distribució és polimodal, cosa que indica el caràcter càrstic i la complexitat del sistema (figura 63). La distribució té tres modes: dues menys marcades amb temperatures de 5.0 ºC i 6.4 ºC i freqüències del 9% i del 7% respectivament; la tercera moda és més marcada i correspon a la temperatura de 7.8 ºC i a una freqüència de 37%. Les modes de baixa freqüència corresponen en aquest cas a aigües més fredes que estan clarament relacionades amb les aportacions massives de la crescuda estacional; són les aigües que originen els mínims anuals al termograma. Les aigües més calentes (temperatures entre 8.2 i 8.6 ºC) es situen en el període d'aigües baixes (de tendència a l'equilibri aigua-roca) i el seu origen ha de relacionar-se amb les estructures de la zona saturada del carst (i temps de residència més llargs).

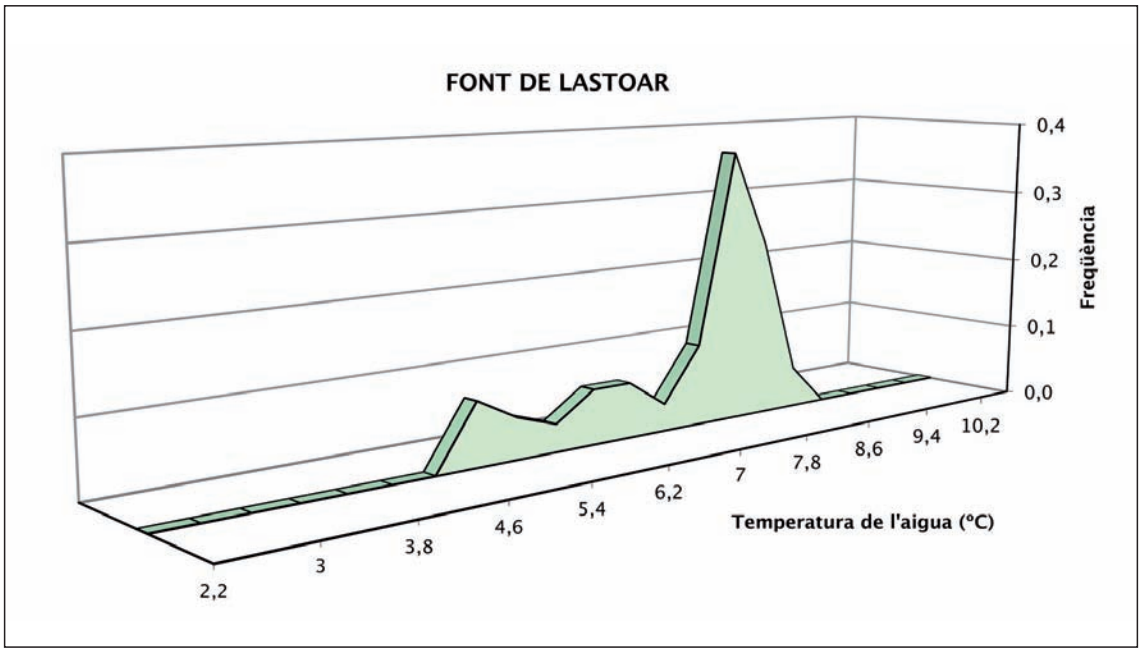


Figura 63 : Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua a la Font de Lastoar (n=54).

3.2.3.5 Hidrogeoquímica

3.2.3.5.1 Introducció

A la unitat de Lastoar les dades hidrogeoquímiques corresponen al període de 1988 a 1991, en el qual s'ha fet un seguiment (mostreig) sistemàtic de la descàrrega natural del sistema, la Font de Lastoar. També es disposa de dades del llac i la pèrdua de Escunhau.

3.2.3.5.2 La conductivitat i la mineralització en el cicle hidrològic

Al llarg dels quatre cicles estudiats, la conductivitat té un valor mitjà de 110.96 μS/cm, un màxim de 142 μS/cm i un mínim de 92 μS/cm. La amplitud de 50 μS/cm assenyala una variació important en aquest paràmetre.

La correlació entre la conductivitat i la mineralització és elevada, amb un valor de 0.864. D'aquesta manera, es pot utilitzar la conductivitat com a variable regionalitzada (Bakalowicz, 1974, 1976, 1979 a; Freixes et al., 1993, 2000), ja que la seva evolució és perfectament assimilable a la de la mineralització; no obstant, per a facilitar la comparació entre els diferents exemples, s'utilitzarà la mineralització.

La mineralització a Lastoar varia de 140 mg/l a 70 mg/l. El valor mitjà és de 99.2 mg/l (n=54) i l'amplitud de 70 mg/l. L'evolució de la mineralització al sistema de Lastoar és pràcticament la dels bicarbonats que es comenta més endavant.

3.2.3.5.3 La distribució de freqüències de la mineralització

La distribució de freqüències de la mineralització a la unitat de Lastoar es caracteritza per una polimodalitat molt acusada: amb quatre modes perfectament diferenciables (figura 64).

Les modes de 75 mg/l i 85 mg/l corresponen a les aigües menys mineralitzades, que caracteritzarien el període d'aigües altes que ha estat referit a la hidrodinàmica; la moda de 85 mg/l és la que presenta una freqüència més elevada (0.24) i reflecteix molt bé la incidència i importància de les aigües de fusió de neu en l'alimentació del sistema. La moda de 105 mg/l identifica aigües de fusió de neu procedents de la pèrdua d'Escunhau (i probablement, en part, aigües de temps de permanència més llarg i de buidament de la zona saturada). Finalment, la moda de 120 mg/l, amb una freqüència molt baixa (0.04), té una base ampla que inclou el valor de 140 mg/l; aquesta moda caracteritza les aigües més mineralitzades, que corresponen al buidament de les reserves.

La polimodalitat que s'observa a Lastoar ha de respondre a una certa complexitat del sistema i, possiblement, de l'estructura de l'aqüífer. La carstificació ha de tenir un cert desenvolupament.

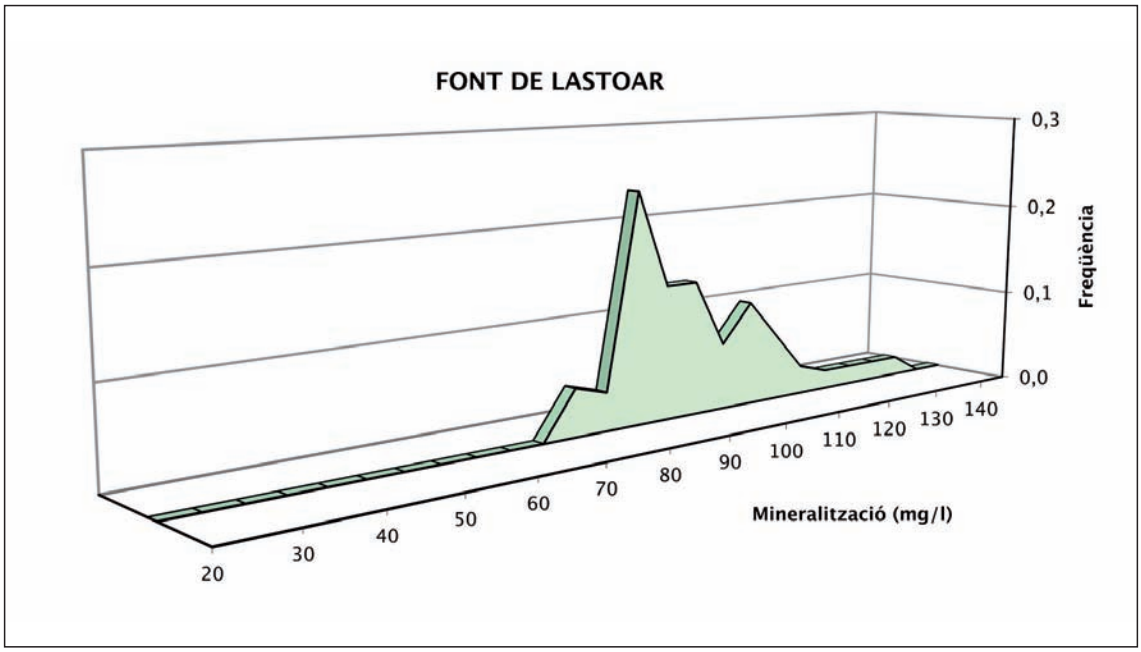


Figura 64: Distribució de freqüències de la mineralització a la Font de Lastoar (n=54).

Com succeeix amb la unitat hidrogeològica de Joeu, l'estructura binària del sistema ja introdueix una certa complexitat. En efecte, la conca que alimenta la pèrdua d'Escunhau implica substrats diferents: granitoides, calcàries, metapsammites i metapelites. La pèrdua del llac d'Escunhau s'alimenta a partir de les aportacions superficials de torrents de fort pendent i que estan situats en substrats diversos (sobretot, metapsammites del Carbonífer i granitoides). A més, la circulació hídrica en les estructures endocàrstiques constituïdes per l'avenc de Bargadèra i la resta de cavitats del circ d'Escunhau es realitza en el contacte intrusiu entre els granitoides i les calcàries. No obstant, en aquest sistema els cabals màxims no són importants: el cabal a la Font de Lastoar no sobrepassa els 0.6 m^3/s (cal recordar que es tracta de mesures discretes i, per tant, els valors mesurats no són necessàriament els màxims de l'hidrograma real). Aquestes dades indicarien que l'estructura de drenatge és poc desenvolupada o que, en cas de ser-ho, no tindria un grau de funcionalitat important. A aquesta reflexió caldria afegir que l'evolució de la temperatura té un rang de variació considerable, amb una amplitud de 3 ºC. Aquesta variació, com abans s'ha indicat, podria relacionar-se amb una carstificació d'un cert desenvolupament.

En el sistema de Lastoar es pot pensar que hi ha una estructura càrstica disfuncional originada com a conseqüència de la disminució de la conca càrstica, que hauria estat progressivament assimilada per la circulació superficial del barranc de la ribera de Rius. Aquests processos caracteritzarien l'evolució fluvial postglacial i caldria emmarcar-los en la dialèctica o dualitat que s'estableix entre l'erosió superficial i la subterrània (Freixes, 1993, 1995 a; Mangin, 1978 c, 1982 b). Així, l'avenc de Bargadèra i la resta de cavitats podrien interpretar-se com els testimonis d'una antiga estructura de drenatge d'escassa funcionalitat actual arran de la disminució de la conca càrstica, que originaria una menor aportació hídrica.

3.2.3.5.4 Bicarbonats, calci i magnesi

Els bicarbonats, com anteriorment s'ha comentat, tenen un pes molt important en la determinació de la conductivitat i la mineralització. La correlació entre la mineralització i els bicarbonats és de 0.985. Per aquest motiu, la interpretació de l'evolució de qualsevol d'aquests paràmetres és exactament la mateixa.

La concentració mitjana per al període de 1988 a 1991 és de 67.8 mg/l. La màxima és de 93.9 mg/l i la mínima de 50 mg/l. L'amplitud és de 43.9 mg/l (taula 13).

	Font de Lastoar			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	67.8	50.0	93.9	43.9
Calci (mg/l)	21.2	16.8	30.5	13.7
Magnesi (mg/l)	1.76	0.4	2.7	2.3

Taula 13: Bicarbonats, calci i magnesi a la Font de Lastoar (n=54).

L'evolució d'aquest paràmetre és clarament estacional (figura 65). L'esquema d'evolució que s'observa es repeteix cicle rere cicle. Per a aquest ió l'esquema d'evolució estacional apareix ben definit, a excepció del cicle 88-90 en el qual es desdibuixen una mica les tendències.

En l'esquema d'evolució es poden considerar diferents períodes o tendències de característiques pràcticament anàlogues a les descrites en analitzar l'evolució de la temperatura.

En síntesi, aquestes tendències o períodes es poden concretar en:

- **Període de mínima mineralització**. El contingut en bicarbonats experimenta una forta disminució i s'origina un o varis mínims segons les característiques del cicle hidrològic. Els mínims coincideixen amb els cabals màxims. La disminució es produeix sistemàticament en tots els cicles estudiats a partir de la crescuda estacional originada per la fosa de neu durant el període de primavera-estiu. L'inici de la disminució se situa a la branca ascendent de les crescudes, és a dir, al començament de la puja. La tendència o evolució de disminució dels bicarbonats es relaciona des d'un punt de vista hidrodinàmic amb la puja i el màxim de

cabal. A la decrescuda, en general, hi ha les mínimes concentracions, que normalment es mantindran fins l'inici de l'esgotament (o situació d'aigües baixes).

- **Període d'augment de la mineralització**. En situació d'aigües baixes i/o esgotament hi ha una marcada tendència d'augment progressiu de la concentració en bicarbonats. Aquesta tendència presenta, segons les característiques hidroclimàtiques del cicle, una evolució més complexa que l'analitzada anteriorment. En aquest sentit, un paper important l'introdueixen les precipitacions plujoses del període tardoral, que originen una important fluctuació del contingut en bicarbonats, la qual s'insereix en la mateixa tendència d'augment progressiu. A més, les aigües que provenen de la fusió de les primeres neus del cicle poden incidir en aquesta tendència abans que es produeixin les nevades pròpiament hivernals, les quals tenen una caràcter de major permanència (mantell de neu més persistent).

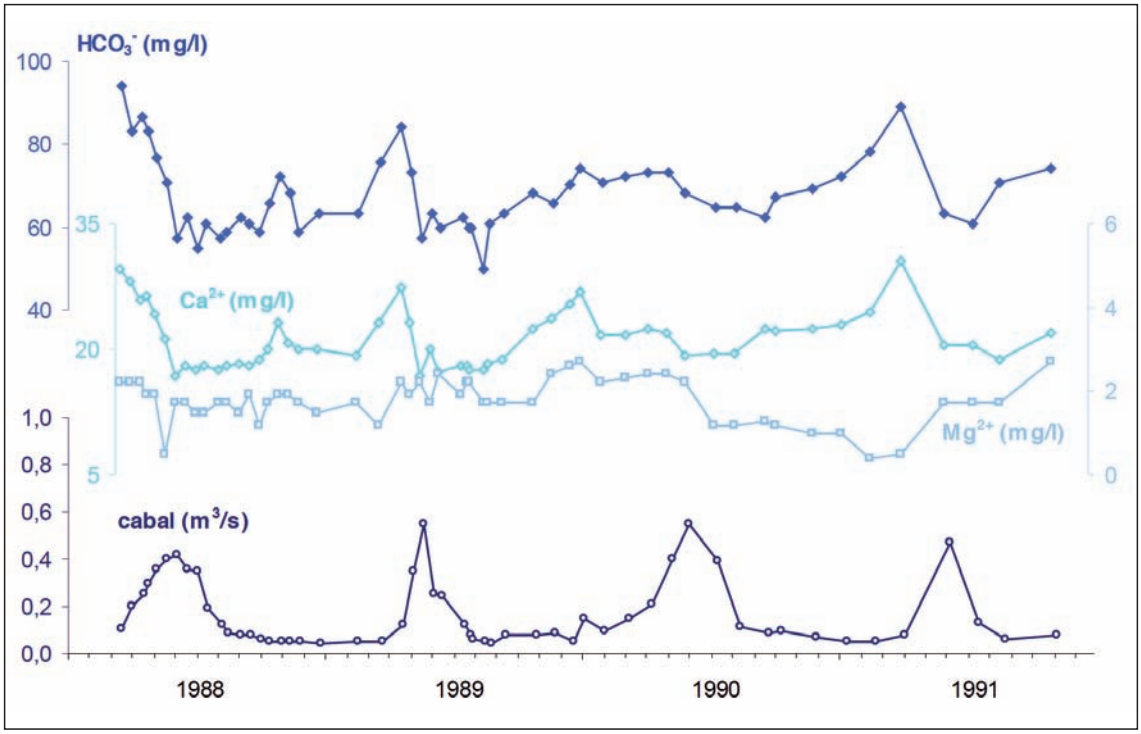


Figura 65: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a la Font de Lastoar.

El calci és el segon ió en importància per la seva concentració en les aigües de Lastoar. Aquest ió, conjuntament amb els bicarbonats, determina, essencialment, la mineralització. El contingut mitjà de calci és de 21.2 mg/l, el màxim de 30.5 mg/l i el mínim de 16.8 mg/l. L'amplitud és de 13.7 mg/l.

L'evolució del calci al llarg dels cicles hidrològics presenta un clar caràcter estacional, com passa amb l'observada pels bicarbonats. Aquest esquema d'evolució, que s'observa cicle rere cicle, respon a l'evolució de les condicions hidrodinàmiques i té la mateixa interpretació que s'ha realitzat pels bicarbonats. És a dir, hi ha dues tendències: una de disminució del contingut en calci relacionada amb la situació d'aigües altes i una d'augment del contingut en relació amb el període d'aigües baixes i esgotament. En el cas de l'ió calci la coincidència dels mínims amb els màxims cabals apareix molt ben definida.

El magnesi presenta unes concentracions molt baixes i, de fet, es pot considerar un ió clarament minoritari. Els valors referits a continuació corresponen a tot el període de 1988 a 1991. El valor mitjà és d'1.76 mg/l, el màxim de 2.7 mg/l i el mínim de 0.4 mg/l. Per tant, l'amplitud és de 2.3 mg/l. L'evolució del magnesi no és fàcil d'interpretar. S'observen algunes tendències de disminució de la concentració. Així, els mínims més significatius es donen en situació d'aigües altes, normalment a l'inici de les crescudes (inici del període d'aigües altes). No obstant, no es pot definir per a aquest ió un esquema d'evolució estacional. L'evolució és en realitat més complexa i de difícil interpretació.

3.2.3.5.5 La pCO_2 i l'ΔpH

Els paràmetres que es comentaran a continuació són la pCO_2 i l'ΔpH.

La pCO_2 presenta en el període estudiat una variabilitat significativa: la concentració màxima és del 0.078 % i la mínima del 0.014 %. L'amplitud és del 0.064 % (taula 14). El valor mitjà és del 0.030 %. Aquests valors, encara que lleugerament superiors als del sistema de Joeu, segueixen sent molt baixos. Aquestes baixes concentracions s'observen també en altres punts d'aigua del sistema.

	mitjana	mínim	màxim
pCO_2 (%)	0.030	0.014	0.078
ΔpH_c	-0.19	-0.60	0.03

Taula 14: Variació dels paràmetres del sistema calcocarbònic a la Font de Lastoar (n=54).

L'evolució d'aquest paràmetre no és fàcil de definir (figura 66). En aquest cas, no s'observa una evolució estacional clara com succeeix als Uelhs deth Joeu. No obstant, els mínims més significatius es corresponen amb les situacions de cabals més elevats i això és característic de tots els cicles estudiats. Una vegada més el comportament hidrodinàmic sembla tenir un paper important en l'evolució química. En aquest cas, però, el factor hidrodinàmic no té un pes tan considerable com a Joeu. En efecte, a Lastoar els cabals més elevats a penes sobrepassen els 0.5 m^3/s.

Cal insistir, però, que l'evolució és complexa i no s'observen tendències definides i netes que reflecteixin les diferents situacions hidrodinàmiques (parts de l'hidrograma): a Lastoar hi intervenen altres factors en l'evolució del CO_2.[47]

L'ΔpH o índex de saturació té un valor mitjà de - 0.19, al llarg de tot el període de 1988 a 1991 (taula 14). El màxim és de 0.03 i el mínim de - 0.60. L'amplitud de 0.64 és significativa i indica que aquest paràmetre presenta una variabilitat important en l'evolució del cicle hidrològic.

De primer, el que cal remarcar és el predomini de valors infrasaturats en la pràctica totalitat del període estudiat (figura 66). No obstant, temporalment i sempre per períodes de curta duració, s'assoleixen valors situats a l'equilibri, fins i tot valors positius, encara que en cap cas es poden interpretar clarament com de sobresaturació.

La infrasaturació que caracteritza les aigües de Lastoar, no és marcada com en el sistema de Joeu. Una vegada més, aquesta diferència cal situar-la en les contrastades condicions hidrodinàmiques de cada sistema.

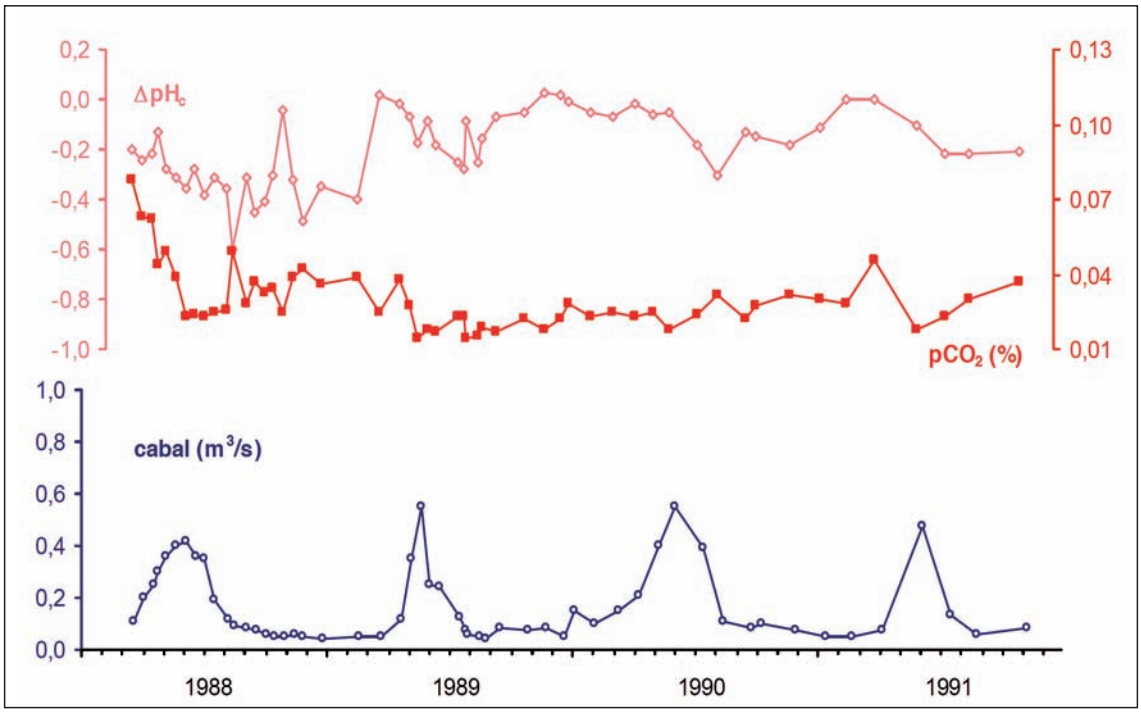


Figura 66: Variació de la pCO_2 i l'ΔpHc a la Font de Lastoar.

3.2.3.5.6 Sulfats, clorurs, sodi i potassi

L'ió sulfat, després dels bicarbonats i el calci, és l'ió que es presenta amb majors concentracions. El valor mitjà és (1988-1991) de 5.81 mg/l. El valor màxim és de 9.3 mg/l i el mínim de 2.9 mg/l. L'amplitud és significativa, amb 6.4 mg/l (taula 15). Al llarg del cicle hidrològic s'observa una important variació en aquest ió. L'esquema d'evolució dels sulfats presenta una gran analogia amb l'observat pels bicarbonats i el calci. En síntesi, es reconeixen les dues tendències abans explicades per a aquests dos ions (figura 67).

L'ió clorur es presenta en concentracions molt baixes. El valor mitjà és de 0.37 mg/l, el màxim de 0.8 mg/l i el mínim de 0.01 mg/l. L'amplitud és de 0.79 mg/l.

	Font de Lastoar			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Sulfats (mg/l)	5.81	2.9	9.3	6.4
Clorurs (mg/l)	0.37	0.01	0.8	0.79
Sodi (mg/l)	1.37	0.25	2.4	2.15
Potassi (mg/l)	0.09	0.03	0.33	0.30

Taula 15: Sulfats, clorurs, sodi i potassi a la Font de Lastoar (n=54).

Les variacions observades al llarg del cicle de l'any 1988 presenten un esquema que es pot interpretar com estacional. No obstant, en ser els continguts tan baixos, qualsevol

variació de cabal, encara que de feble amplitud, origina fluctuacions significatives, de característiques semblants a les considerades a l'escala del cicle. En conseqüència, hi ha variacions que són difícilment interpretables i que no es poden inscriure dintre de les tendències generals de tipus estacional.

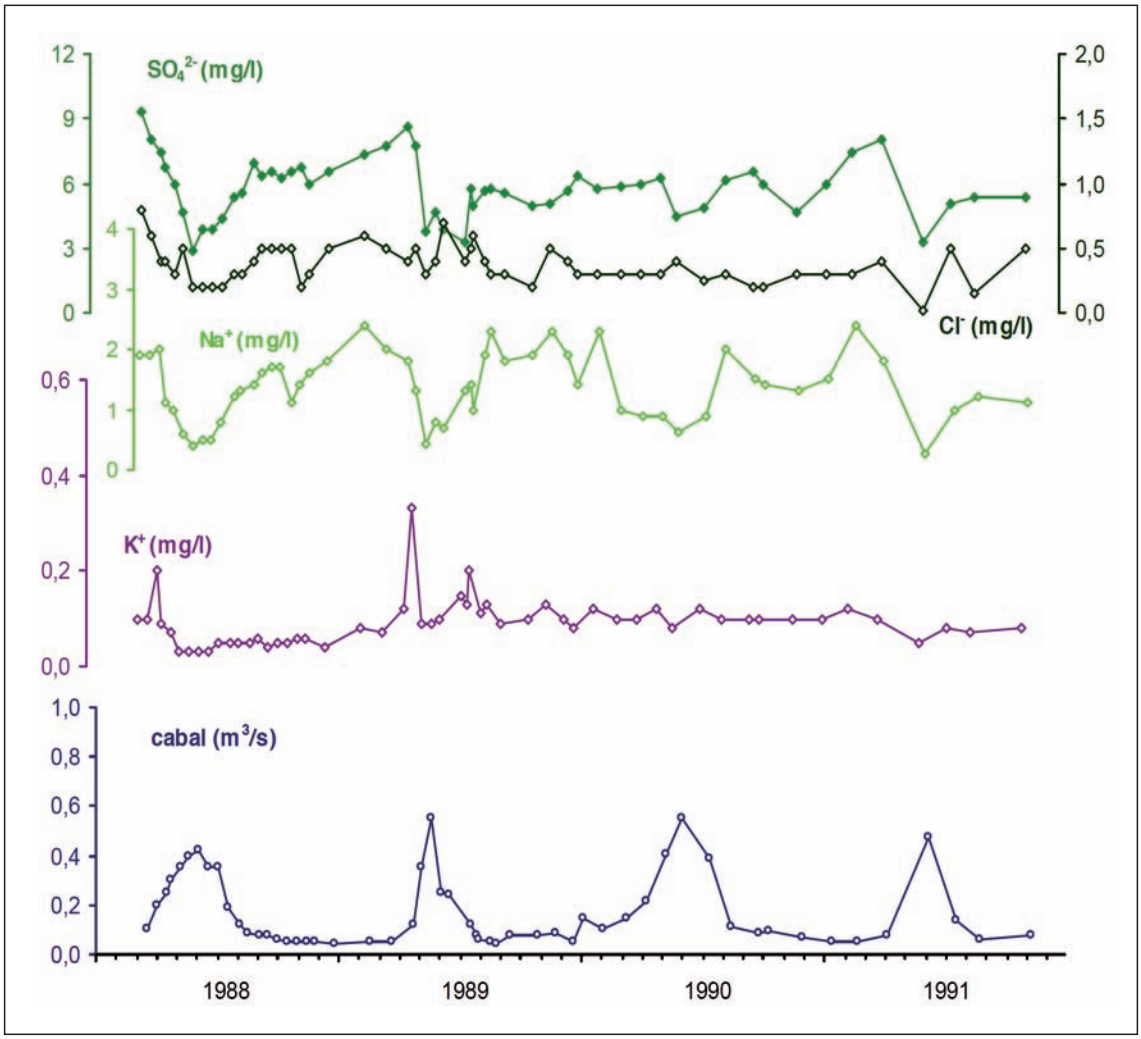


Figura 67: Variació dels ions sulfat, clorur, sodi i potassi a la Font de Lastoar.

Les concentracions en sodi són també baixes: el valor mitjà és d'1.37 mg/l, el màxim de 2.4 mg/l i el mínim de 0.25 mg/l. L'amplitud és de 2.15 mg/l. Al llarg del cicle s'observa una important variabilitat. La variabilitat del sodi presenta un clar esquema estacional, amb un forta analogia amb els descrits pels bicarbonats, calci i sulfats. En l'evolució del sodi són perfectament definibles les tendències abans explicades pels esmentats ions: hi ha fortes disminucions relacionades clarament amb l'augment del cabal degut a la fosa de neu i augments progressius dels continguts en els períodes d'aigües baixes i esgotament. Els mínims continguts (entre 0.01 mg/l i 0.05 mg/l) coincideixen amb els cabals màxims. Aquest esquema estacional es pot observar cicle rere cicle.

L'ió potassi té concentracions molt febles al llarg de tot el període estudiat (de 1988 a 1991): el valor mitjà és, solament, de 0.09 mg/l. La variabilitat observada se situa dintre dels marges d'error analític i, en conseqüència, la interpretació esdevé problemàtica i no es desenvoluparà.

3.2.3.5.7 Anàlisi de Components Principals

En el cas del sistema de Lastoar es presenta una anàlisi de components principals a partir de les dades de 54 mostres de quatre cicles hidrològics de 1988 a 1991.

Les variables utilitzades són: cabal (Q), temperatura (T), bicarbonats (HCO_3^-, TAC), calci + magnesi (TH), calci, magnesi, sodi, potassi, clorurs, sulfats, nitrats, ΔpH, pCO_2 i pH.

El factor I explica el 38,4% de la variància total. El defineixen els sulfats, calci, TAC (bicarbonats), TH (calci + magnesi), T (temperatura) i pCO_2. El cabal amb una saturació de 0,452 també hi contribueix, però d'una manera poc significativa.

El factor II explica el 18,6% de la variància total. El defineixen ΔpH, pH i pCO_2.

La interpretació es basarà en l'espai factorial que defineixen els factors I i II, que expliquen el 57% de la variància.

Espai de les variables (figura 68):

El factor I es pot definir com el factor mineralització, és a dir, el factor que expressa els temps d'adquisició de la mineralització; aquesta mineralització s'identifica a partir dels bicarbonats i el calci. Els sulfats també estan molt ben definits en el factor I, i el mateix succeeix amb la temperatura (T). Malgrat l'escàs pes de la saturació del cabal (Q), és interessant remarcar l'oposició entre les variables que defineixen la mineralització (HCO_3^- i Ca^{2+}), i el cabal (Q) que es troba situat a la part positiva del factor I. Així, d'una manera general: els cabals més elevats determinen aigües menys mineralitzades i, recíprocament, les aigües més mineralitzades correspondrien als cabals més baixos de la decrescuda (transició de la decrescuda a l'esgotament) i a l'esgotament. No obstant, aquesta afirmació només té un valor genèric i es pot matisar ja que a l'inici de les crescudes (puja) sembla que es mobilitzen aigües més mineralitzades que se situarien en les estructures reservori de la zona inundada del sistema de Lastoar, que sabem que té unes reserves significatives de l'ordre d'1 hm^3 (i condicions favorables a l'existència de reserves profundes). El fet que els sulfats i la temperatura s'associïn a les aigües més mineralitzades també s'explicaria en el context dinàmic del sistema: la formació del sulfats per oxidació de sulfurs és un procés lent i exigeix un temps de permanència llarg. Així mateix les aigües de major temperatura a Lastoar marquen les aigües de la zona inundada de l'aqüífer on hi ha les estructures de magatzematge.

També cal comentar la situació de la pCO_2 que tot i el pes que té en el factor I, no s'associa amb el bicarbonats i el calci, cosa que sí que succeïa en l'anàlisi factorial de Joeu, així sembla que la darrera evolució del CO_2, ben associat amb la mineralització (particularment amb als bicarbonats) que s'observa en aqüífers com Joeu (vegeu el capítol dedicat al sistema de Joeu) i Baget (Bakalowicz, 1980) no és evident a Lastoar. El factor II, el defineixen les variables de l'equilibri calcocarbònic, és a dir, l'índex de saturació (ΔpH) i la pCO_2 (equilibrant). No obstant, cal tenir clar, com ja s'ha vist amb les variables que defineixen el factor I, que la pCO_2, contribueix a la definició tant del factor I com del factor II, encara que té més pes en el factor I. Per tant, les variables de l'equilibri calcocarbònic (fins i tot el pH) contribueixin a definir el factor II. Així, en la definició del factor II hi intervé d'una manera determinant l'ΔpH que expressaria el major o menor grau de saturació de l'aigua. El factor II es podria definir com la velocitat de trànsit de l'aigua entre els espais d'emmagatzematge i la ressurgència, malgrat no existir una bona correlació entre el cabal i l'ΔpH. Així mateix, la correlació entre l'ΔpH i la pCO_2 és poc important (cos 105º = -0.256) que podria indicar que a la ressurgència de Lastoar, que drena un reservori d'una certa importància, no existeixen condicions de bescanvi entre

la fase liquida i la fase gasosa, però aigua amunt sí que existeixen aquestes condicions on es desenvolupa, com ja s'ha explicat, una important estructura endocàrstica a la zona no saturada (a més en el sistema de Lastoar, a diferència del de Joeu, la ressurgència sí que es troba en un important aflorament calcari que es desenvolupa de manera significativa en direcció W). En el cas de Lastoar sabem que les aigües són pràcticament sempre infrasaturades; només en l'esgotament i sobretot quan es mobilitzen les aigües del reservori aquestes indiquen condicions d'equilibri o molt properes a l'equilibri. Això és propi de condicions hidrodinàmiques que a Lastoar corresponen, com veurem a continuació, a les primeres crescudes després de l'esgotament que precedeixen la crescuda estacional o bé clarament a l'inici de la crescuda estacional.

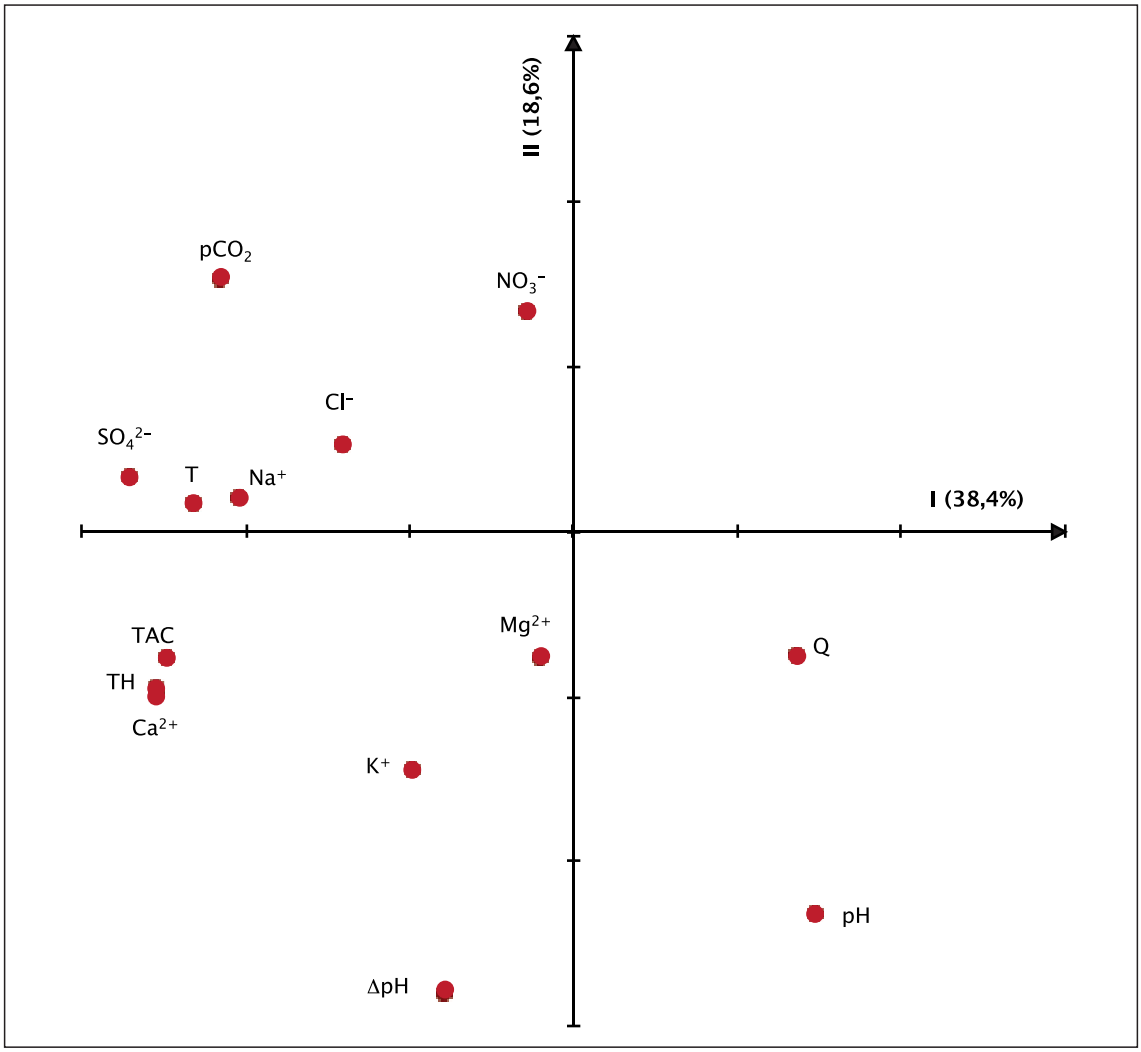


Figura 68: ACP de Lastoar. Espai de les variables

Espai de les unitats estadístiques (figura 69):

Les unitats estadístiques en el pla factorial I-II estan distribuïdes segons quatre grups o famílies que corresponen a diferents situacions dinàmiques o hidrodinàmiques de l'hidrograma de cabal: a) inici de la crescuda estacional (I), b) inici de la crescuda estacional (II), c) cabals màxims de crescuda i d) cabals baixos en decrescuda i tendència a l'esgotament.

Les unitats estadístiques del primer grup a) inici de la crescuda estacional, corresponen a les aigües més mineralitzades (1, 2, 3, 23, 50) (factor I), el segon grup: b) inici de cres-

cuda (II) són les mostres que observen un grau de saturació més marcat, però, en el cas de Lastoar, just fins a l'equilibri químic (24, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40 i 41) (factor II); són les que es mobilitzen dels reservoris de la zona inundada del sistema. Això succeeix en tots els cicles hidrològics, però s'observa molt bé en el cicle 1989/1990 en el què es produeixen tot un seguit de petites crescudes que precedeixen la crescuda estacional.

El grup c) cabals màxims de crescuda, correspon als cabal més elevats (puntes dels hidrogrames de cabal) i a les aigües menys mineralitzades dels cicles hidrològics (7, 8, 25, 26, 27, 42, 43 i 51).

El grup d) cabals baixos en decrescuda, tendència a l'esgotament i esgotament, està format per les unitats estadístiques que caracteritzen la part final de la decrescuda, la transició a l'esgotament i l'esgotament pròpiament (12,13, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 2 i 53).

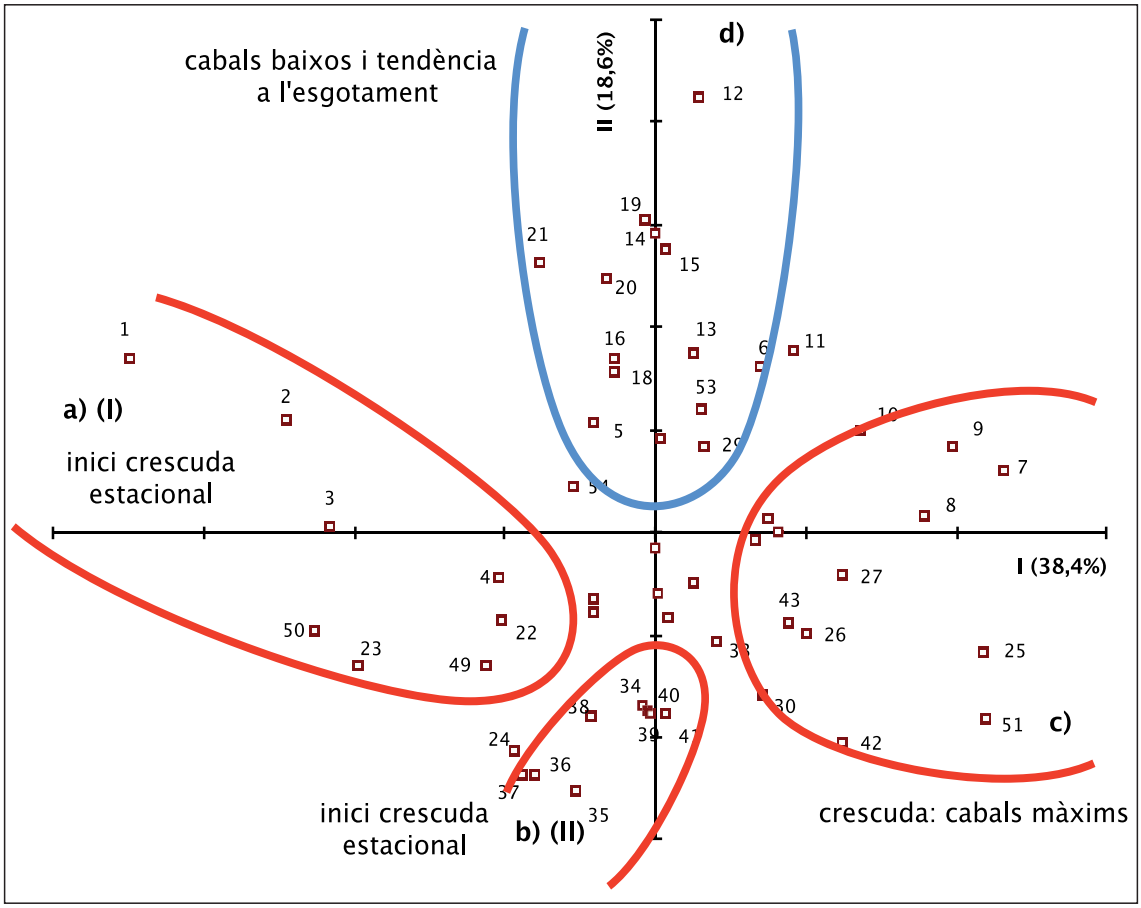


Figura 69: ACP de Lastoar. Espai de les unitats estadístiques

3.2.3.6 Conclusions

3.2.3.6.1 Model conceptual

Del sistema de Lastoar cal remarcar que té unes dimensions reduïdes, amb una conca d'aproximadament 3,9 km^2. Aquest és un aspecte a considerar en el moment de sintetitzar els resultats de la hidrodinàmica i també, com es comentarà més endavant, quan es plantegi la utilització dels recursos de l'aqüífer des de la perspectiva de la hidrogeologia operativa.

La conca és poc important, però l'aportació anual (o volum de trànsit) és prou significativa, de l'ordre de 5 hm^3. Aquest valor indica que el sistema té una funcionalitat important. Aquesta aportació s'ha de relacionar amb la importància de les precipitacions en altitud, en particular de les precipitacions en forma de neu que determinen un important mantell en l'àmbit del circ d'Escunhau. El volum dinàmic, de l'ordre d'1 hm^3, també és significatiu.

A Lastoar les variacions de cabal són relativament acusades i, tot i no disposar d'hidrogrames de crescudes originades per episodis de precipitació líquida, és evident una certa capacitat de drenatge del sistema.

L'anàlisi de les dades de temperatura i de la seva variabilitat, amb una amplitud de 3ºC indiquen també un grau de carstificació no menyspreable (Andrieux, 1972, 1976, 1978; Freixes et al. 1998 a). El caràcter càrstic i la complexitat del sistema es posen en evidència a partir de la distribució polimodal de les freqüències de la temperatura (figura 63) .

Les dades d'hidrogeoquímica permeten fer consideracions similars. Així, si s'analitzen els paràmetres del sistema calcocarbònic, es constata que les amplituds dels bicarbonats i del calci són significatives, comparables amb les observades als Uelhs deth Joeu i a la ressurgència de la Pila del sistema càrstic de Tèrme-Pila. La variabilitat, les amplituds d'aquests paràmetres i els marcats mínims que s'observen en les crescudes estacionals indiquen l'existència d'una certa estructura de drenatge en el si de l'aqüífer. L'índex de saturació (ΔpH) per la seva variabilitat i rang en el del cicle hidrològic i per la seva evolució principalment en condicions d'infrasaturació (Bakalowicz, 1979 a; Freixes et al., 1993), també indica un cert grau de carstificació.

Pel que fa a la hidrogeoquímica també cal remarcar, anàlogament al que passa amb la temperatura, el caràcter polimodal de la distribució de freqüències de la mineralització, que també indicaria el caràcter càrstic de l'estructura del sistema i la seva complexitat.

La informació de què es disposa solament permet fer unes consideracions de tipus general sobre el model conceptual del sistema.

Amb relació a l'esquema de l'aqüífer i la circulació a la zona no saturada, cal assenyalar que l'alimentació es produeix de dues formes diferents. La primera és directament des dels afloraments calcaris, sobretot de la serra de Rius –on hi ha formes càrstiques superficials, que suposen una alimentació de caràcter autòcton. I la segona és a partir de l'escorrentia dels dos substrats impermeables (granitoides del batòlit de la Maladeta i psammites del Carbonífer) quan aquests estan en contacte amb les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior (contacte que pot ser intrusiu o per falla com ja s'ha comentat). Quan l'alimentació és a partir de l'escorrentia del dos substrats impermeables és de tipus al·lòcton. La pèrdua de l'estany d'Escunhau assumeix el drenatge de la part més important de l'alimentació al·lòctona del sistema. És en aquest caràcter al·lòcton que el sistema de Lastoar té una marcada analogia amb el de Joeu. Aquesta pèrdua té un paper important en l'esquema funcional del sistema i és la que influeix notablement la seva hidrodinàmica, tant a la crescuda estacional com en els episodis de pluja. Pel que fa a la circulació a la zona no saturada, ha d'existir una estructura de drenatge de cert desenvolupament des de la pèrdua d'Escunhau a la Font de Lastoar. Així mateix, aigua amunt de la pèrdua, en el contacte intrusiu entre les granodiorites i les calcàries, hi ha l'avenc de Bargadèra i altres cavitats que són l'expressió d'una part d'una estructura de drenatge antiga encara funcional. La part del sistema formada pels afloraments calcaris té pèrdues d'escassa entitat i ha de caracteritzar-se principalment

per les modalitats d'infiltració pròpies de les calcàries (lenta i ràpida, directa i diferida). No obstant, no es disposa d'informació sobre l'existència i el possible paper d'aqüífers epicàrstics.

Pel tipus de sistema, la carstificació també s'ha de desenvolupar d'aigua amunt a aigua avall i l'estructura de drenatge, com succeeix al sistema de Joeu, ha de ser més aviat de tipus filiforme. És a dir, es tracta d'una estructura que no és en forma de xarxa. Les observacions de camp i, en particular, les observacions realitzades en les exploracions espeleològiques al carst d'Alba a l'alt Éssera (vegeu Freixes et al., 1998 a) –que és un molt bon exemple de sistema binari amb estructura de drenatge filiforme– ajuden a comprendre la geometria de l'estructura que ha de caracteritzar el sistema de Lastoar.

De la zona saturada de Lastoar no se'n pot precisar l'estructura, però sí assenyalar que hi ha una certa estructura de drenatge, encara que segurament amb un desenvolupament menys important en aquesta part d'aigua avall del sistema que la que existeix aigua amunt, descrita abans en tractar de la zona no saturada. Sobre aquest aspecte en particular i sobre el model conceptual de Lastoar en general, l'anàlisi del potencial de carstificació del sistema i de la seva evolució permetran introduir algunes consideracions i matisacions.

A més, al sistema de Lastoar cal considerar-hi la possibilitat de que presenti o no reserves profundes. Aquesta qüestió s'ha analitzat detingudament a l'apartat d'hidrodinàmica.

3.2.3.6.2 El potencial de carstificació i l'evolució del carst de Lastoar

El sistema de Lastoar presenta una carstificació que té un cert desenvolupament, com es pot constatar a partir de les observacions de camp realitzades a les cavitats situades al circ d'Escunhau. L'avenc de Bargadèra, amb 571 m de desnivell i més de 1627 m de desenvolupament, és la cavitat més important. No obstant, si s'analitza la carstificació a partir del funcionament hidrològic estricte, aquesta és menys important que la que s'observa al sistema de Joeu. Si es compara amb el sistema de Tèrme-Pila –amb cadascuna de les dues parts que es poden distingir en aquest sistema–, la carstificació de Lastoar, encara que menys important, seria semblant a la que s'observa a les respostes hidrològiques de la Pila, però superior a la que s'observa a Tèrme. Lastoar tindria una carstificació significativament més important que la del sistema d'Aigüèira.

En el carst de Lastoar es pot pensar que el sistema hauria perdut una certa funcionalitat, és a dir, que la part al·lòctona de la conca havia estat més extensa que l'actual. Diferents observacions de camp permeten formular aquesta hipòtesi.

Les dimensions dels conductes de les cavitats del circ d'Escunhau no es corresponen amb la limitada funcionalitat que actualment s'hi observa. Aquestes cavitats probablement s'originaren a partir d'una conca més extensa que l'actual. La disminució de la conca hauria d'explicar-se com a resultat de la competència entre la circulació superficial i la subterrània. Així, la circulació superficial del Valarties hauria augmentat la seva conca en detriment de la subterrània del sistema de Lastoar. El que possiblement hauria ocorregut és que el curs de la ribera de Rius (que limita amb el sistema de Lastoar) s'hauria encaixonat aigua amunt, originant-se una marcada incisió que capturaria part de la conca càrstica, disminuint així l'aportació massiva a les pèrdues del circ d'Escunhau que alimenten el sistema. Com a conseqüència, la funcionalitat del sistema es reduiria i els processos de carstificació també.

Aquesta evolució es comprèn millor si s'analitza el context hidrològic del sistema de Lastoar. El sistema de Lastoar alimenta el riu Valarties, però la ressurgència –nivell de base del sistema càrstic– es troba a una certa alçada per sobre d'aquest riu. A més, l'evolució fluvial aigua amunt (ribera de Rius) està controlada pel seu nivell de base que és la Garona a Arties. El Valarties té una conca molt superior i un potencial d'erosió superior al del sistema de Lastoar. L'erosió (el potencial d'erosió) a la capçalera del Valarties, és a dir, al curs de la ribera de Rius, ha estat molt més important que el potencial de carstificació de Lastoar i com a conseqüència d'això s'hauria produït la captura per part del Valarties (ribera de Rius) d'una part de la conca càrstica (formada pel circ d'Escunhau). En definitiva, en produir-se la captura hauria disminuït el potencial de carstificació del sistema de Lastoar. L'exemple il·lustra molt bé que el factor hidrodinàmic és el que determina el potencial i el grau de carstificació del sistema i, per tant, la seva evolució.

3.2.3.6.3 Explotació de recursos i sostenibilitat

És interessant recordar que el sistema de Lastoar és el de menors dimensions i entitat dels estudiats experimentalment a la Val d'Aran. Aquest fet podria comportar una desconsideració amb relació a les possibilitats del sistema des de la hidrogeologia operativa. No obstant, el plantejament ha de ser ben diferent. El sistema té una aportació anual important –al voltant dels 5 hm^3– i unes reserves dinàmiques –al voltant d'1 hm^3– no menyspreables. Per tant, aquests recursos han d'observar-se com a molt interessants en el marc de la planificació hidrològica de la Val d'Aran i han de considerar-se com una part significativa del patrimoni hídric aranès d'origen subterrani (Marsily in MIPT, 1996; Freixes, 2003). A més, amb relació a la protecció dels recursos i la sostenibilitat, cal considerar dos aspectes del sistema de Lastoar. El primer és que la recàrrega se situa, pràcticament del tot, per sobre dels 2000 m, no existint en aquest cas cap factor de risc a la seva conca. No hi ha vies accessibles per a vehicles si s'exceptua el camí forestal que puja des de la població d'Escunhau a la vall del mateix nom (que arriba just al límit de la conca), ni cap tipus d'infraestructura que pogués esdevenir problemàtica (temporalment hi ha pastures). Per tant, la situació en què es troba el sistema és una garantia per a la conservació de la qualitat dels seus recursos. El segon aspecte a considerar és l'excel·lent qualitat de l'aigua. En aquest sentit, és interessant assenyalar que les aigües bicarbonatades càlciques de Lastoar, com succeeix en els altres aqüífers càrstics aranesos, tot i la feble mineralització que les caracteritza, són més interessants i convenients per a l'abastament d'aigua potable que l'explotació d'aigües d'aqüífers de naturalesa granítica (com per exemple la captació actual d'Arties).

En definitiva, cal valorar positivament les possibilitats d'explotació de l'aqüífer de Lastoar, és a dir, les possibilitats de disposar d'aigua rodada i de qualitat en un futur immediat a les poblacions i activitats més properes.

El monitoratge d'un cicle que aportés dades de cabal en continu i l'estudi d'algun episodi de crescuda originat per precipitacions líquides constituirien una informació molt valuosa (cabal, temperatura, geoquímica i isòtops), que complementaria la que ja es disposa, en la perspectiva de conèixer millor l'estructura de la zona saturada i orientar millor l'explotació i utilització dels seus recursos. Així mateix, en el sistema de Lastoar cal desenvolupar un programa d'experiències amb traçadors, i realitzar cartografies hidrogeològiques, de vulnerabilitat i de risc. Aquests treballs contribuiran a la protecció de la conca d'alimentació i a concretar uns objectius de sostenibilitat del sistema.

3.2.4 Sistema de les Fonts de Tèrme i Pila

3.2.4.1 Introducció

El sistema de Tèrme-Pila, anomenat així pels seus dos punts de descàrrega natural (fotos 49, 50, 51 i 52) també podria anomenar-se de l'Unhòla-Varradòs, doncs la seva estructura càrstica relaciona i connecta aquests dos sistemes fluvials. Així, el sistema de Tèrme-Pila abasta els relleus que hi ha entre la part superior del curs de l'Unhòla i les valls de Sascorjada i Varradòs.

Tèrme-Pila és un sistema d'esquema o estructura marcadament binària. Aquesta estructura determina en part la seva complexitat. Les dimensions del sistema no s'han pogut precisar amb suficient rigor, més endavant s'insistirà en aquesta qüestió. No obstant, la conca no és gaire gran i la seva extensió ha de situar-se entre 9 i 11 km^2.

El sistema de Tèrme-Pila presenta unes característiques hidrogeològiques molt interessants en el marc dels sistemes càrstics de la Val d'Aran. En efecte, Tèrme-Pila té un interès particular doncs facilita l'observació –a partir del control experimental dels dos punts de descàrrega– de característiques originals del funcionament i de l'estructura de l'aqüífer que contrasten amb les dels altres sistemes aranesos, però que alhora permeten constatar determinades observacions realitzades en cadascun d'ells (Freixes et al., 1998 a, b, 2000). Tèrme-Pila és un exemple clau i un esglaó intermedi entre els sistemes menys evolucionats i els que ho estan més. Les observacions relatives a la zona saturada de l'aqüífer indiquen l'existència de parts ben diferenciades tant en el funcionament com en l'estructura. Les observacions aporten resultats molt interessants per a comprendre la gènesi del carst d'alta muntanya, així com per a comprendre el desenvolupament de la carstificació en l'espai –aigua amunt i aigua avall– en aquests tipus d'aqüífers. En definitiva, la recerca experimental i les observacions de camp realitzades a Tèrme-Pila transcendeixen l'interès estricte de l'exemple en particular i es poden situar en una perspectiva hidrològica més general i teòrica.

La descàrrega natural és, precisament, un dels aspectes originals del sistema, ja que presenta dues ressurgències situades a gran distància i amb un fort desnivell entre elles. Aquesta característica és força excepcional, fins i tot en la casuística dels aqüífers càrstics, però explicable tractant-se d'un exemple d'alta muntanya.

Tèrme-Pila és un sistema que per les seves característiques i complexitat observa un interès científic considerable. Des del punt de vista hidrogeològic, com succeeix amb el sistema de Joeu, és remarcable com a exemple de captura càrstica. La captura, en el cas de Tèrme-Pila, determina el transvasament dels recursos hídrics de la part superior del curs de l'Unhòla (fotos 53 i 54) a la vall de Varradòs. El fenomen de captura implica diferents parts del riu Unhòla i presenta tot un conjunt d'evidències geomorfològiques, és a dir, de formes càrstiques associades al fenomen de captura: el forat de l'Unhòla (fotos 55, 56, 57, 58 i 59), les pèrdues del pla de Tor i les morfologies de carst cobert desenvolupades en els dipòsits quaternaris que hi ha aigua avall del forat de l'Unhòla (fotos 60, 61 i 62). Aquests aspectes geomorfològics tenen especial interès per a comprendre l'evolució del carst i del relleu en general.

La complexitat del sistema que es posa en evidència a partir de la recerca experimental té un interès explícit des de l'òptica de la hidrologia teòrica. D'aquí l'interès de l'aprofundiment de les recerques fins ara realitzades. Però, a part de les consideracions sobre l'interès del fenomen, aquest sistema, com ja es veurà més endavant, constitueix una aportació hídrica amb recursos i reserves importants que cal tenir present des dels punts de vista de l'explotació, la protecció i la sostenibilitat.

3.2.4.2 Característiques físiques

3.2.4.2.1 Introducció

Aquest sistema, d'estructura complexa, es desenvolupa abastant part de les capçaleres dels rius aranesos Unhòla, Toran i Varradòs, i limita al N i a l'E amb les altes capçaleres dels cursos fluvials francesos Isard i Urets de la conca del Lez. El sistema ocupa una part important dels relleus que dominen les capçaleres dels esmentats cursos fluvials: des dels malls del pla de Tor, les pales de Liat i serra de Crabèra –dominats pels cims de la cresta que va del Maubèrme (2880 m) al tuc Blanc deth Portilhon (2640 m)– als contraforts meridionals de les serres Sascorjada (foto 63) i de Pica Palomèra.

3.2.4.2.2 Geologia

A nivell de grans unitats estructurals, el sistema es localitza a la unitat alpina de Bossòst o Pallaresa (Muñoz, 1992, Berástegui et al., 1993). El límit meridional d'aquesta unitat és l'anomenada falla de Bossòst, que constitueix una estructura de gran desenvolupament orientada W-E (García-Sansegundo, 1992; Muñoz, 1992); segons la sistematització proposada per Zwart (1979), el sistema és a la unitat anomenada Dom de la Garona.

Les característiques geològiques de l'àmbit en què es troba el sistema de Tèrme-Pila han estat estudiades per Kleinsmiede (1960), Rijckborst (1967) i, més recentment, per Martínez et al. (1982) i García-Sansegundo (1992), entre d'altres (figura 70).

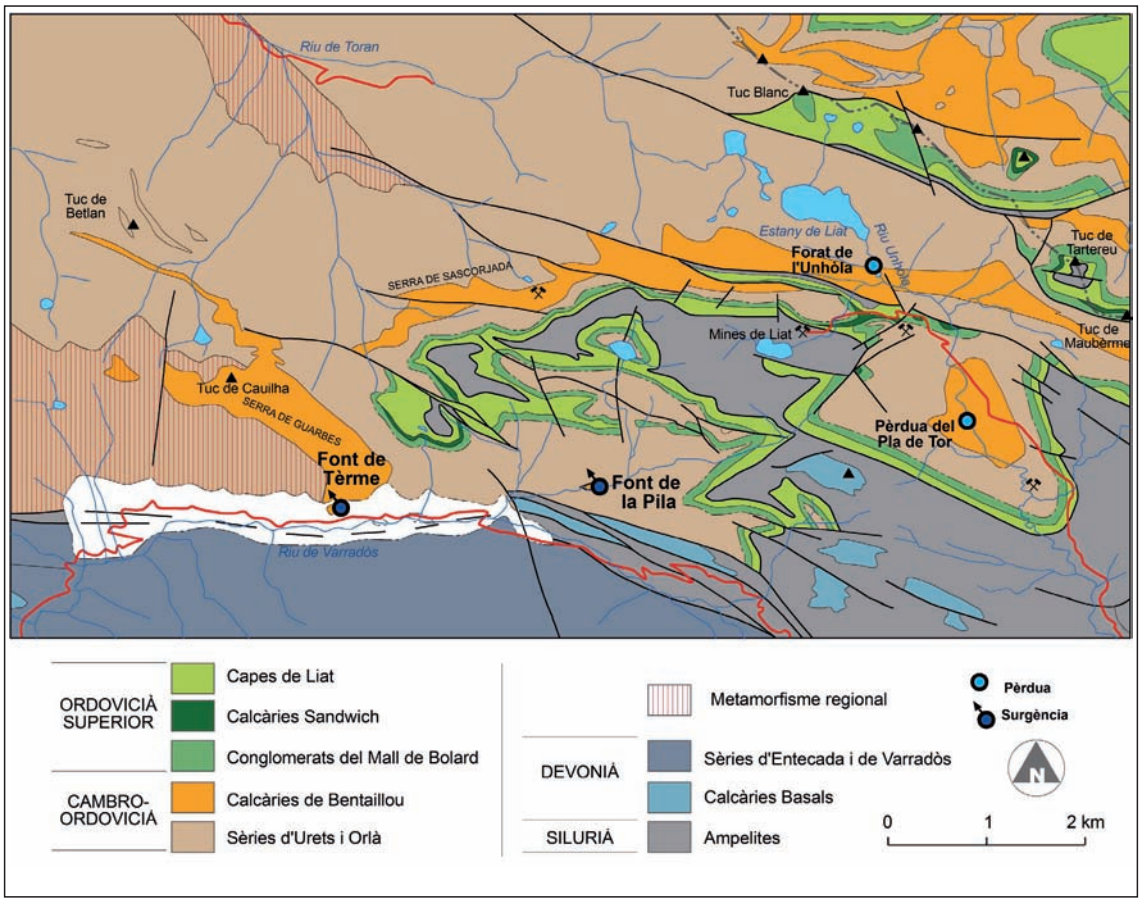


Figura 70: Mapa geològic del sistema de les fonts de Tèrme i Pila (García-Sansegundo, 1992).

Els materials implicats en el sistema són del Cambroordovicià, de l'Ordovicià superior i del Silurià.

El Cambroordovicià presenta les següents unitats de baix a dalt: Sèrie d'Urets, Calcària de Bentaillou i Sèrie d'Òrla.

La Sèrie d'Urets està formada per totes les alternances peliticoquarsítiques que afloren per sota de la Calcària de Bentaillou. La potència d'aquesta successió és de l'ordre dels 300 m o superior.

La Calcària de Bentaillou constitueix un gruixut nivell de calcàries blanques i massives (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1992); els efectes del metamorfisme han estat importants i presenten una forta recristal·lització (foto 64). La potència de la unitat varia entre els 100 i 150 m. L'espessor disminueix de manera considerable en direcció N. Aquesta unitat carbonàtica apareix normalment intercalada entre pissarres i gresos de les unitats d'Urets i Òrla, que pertanyen també al Cambroordovicià (vegeu García-Sansegundo, 1992).

La Sèrie d'Òrla és la successió siliciclàstica que aflora per sota de l'Ordovicià superior i per sobre de la Calcària de Bentaillou. La potència pot variar entre els 200 i els 400 m.

El Silurià es caracteritza predominantment per pissarres negres grafitoses amb abundant pirita (García-Sansegundo, 1992). Quan s'ha pogut mesurar, la potència assoleix els 200 m.

L'aqüífer de Tèrme-Pila es desenvolupa a la Calcària de Bentaillou o *Calcaire Métallifère* d'edat cambroordoviciana. Aquestes calcàries afloren a la part superior del curs de l'Unhòla: àrees de l'estany de Liat i de pla de Tor i a les serres de Guarbes, Sascorjada i de Pica Palomèra. Pel que fa al vessant francès, les calcàries encara afloren amb més extensió: relleus de serra d'Aranh, circ d'Urets i N del tuc de Maubèrme.

Encara que amb una implicació menor en l'àmbit del sistema, la conca de Tèrme-Pila presenta afloraments reduïts de materials de l'Ordovicià superior. De baix a dalt es poden considerar les següents unitats: Conglomerats del mall de Bolard, la Calcària Sandwich i les Capes de Liat (García-Sansegundo, 1992).

Els Conglomerats del Mall de Bolard estan formats per conglomerats amb còdols quarsítics i lutítics; menys freqüentment hi apareixen còdols calcaris i microconglomerats amb clasts quarsítics. La potència és d'uns 30 m. Els afloraments més importants se situen entre l'estany Long de Liat i el tuc dels Armèros.

La Calcària Sandwich està formada per alternances centimètriques o decimètriques de calcàries grises silíciques i pissarres. Els afloraments més importants són a l'estany Long de Liat i a la serra de Guarbes. La potència és de l'ordre de 3 m.

Les Capes de Liat són principalment lutites, amb intercalacions mil·limètriques o centimètriques de gresos de gra fi. A vegades s'hi observen nivells de calcàries. La potencia de la unitat, encara que variable, és de l'ordre dels 30 m. Aflora en l'àmbit que va de la serra de Guarbes al port d'Òrla. Les Capes de Liat tenen immediatament a sobre les ampelites del Silurià.

Aquest conjunt de materials –Conglomerats del Mall de Bolard, Calcària Sandwich i Capes de Liat– des del punt de vista hidrològic formen part de la conca càrstica com a substrats impermeables.

La unitat Calcària Sandwich, amb potències dels nivells calcaris que rarament passen d'alguns cm, no és considerable des del punt de vista de la carstificació. És a dir, no s'hi poden originar estructures càrstiques de dimensions importants. Els fenòmens de dissolució es redueixen a l'existència de microcarst: microrascler i, en general, formes superficials i de dimensions molt limitades.

L'estructura a la "unitat de Bossòst" o "Dom de la Garona" és complexa i està formada per materials presilurians afectats per una important deformació i metamorfisme de l'Hercinià (García-Sansegundo, 1992).

L'estructura tectònica de l'àmbit concret en què es desenvolupa el sistema té interpretacions força distintes segons els autors. Així, la interpretació de Kleinsmiede (1960) és molt més senzilla que la de García-Sansegundo (1992). L'autor holandès considera els afloraments de Liat, serra Sascorjada i Pica Palomèra formats per una única capa, mentre que García-Sansegundo hi considera una estructura anticlinal de 2ª generació amb l'eix orientat E-W.

L'estructura de Liat té una certa complexitat i està formada per un plec ajagut vergent al N (García-Sansegundo, 1992).
Els afloraments del pla de Tor, segons Kleinsmiede (1960), presenten una estructura anticlinal d'eix E-W, mentre que García-Sansegundo defineix aquest aflorament com una estructura d'interferència de plecs d'eixos NW-SE i W-E.

L'aflorament on es troba la Font de la Pila està constituït per un nivell de calcàries de la Calcària de Bentaillou que es troba verticalitzat i associat a una estructura amb desplaçament anomenada falla de la Pila per Kleinsmiede (1960). A la cartografia d'aquest autor, la Font de la Pila se situa a la intersecció de dues importants falles: una d'orientació NW-SE i l'altra W-E; per a Kleinsmiede, doncs, la falla d'orientació W-E és la falla de Bossòst, i s'hi hauria excavat la vall Sascorjada o de Sièsso. García-Sansegundo (1992) no reflecteix aquest aflorament carbonàtic a la seva cartografia i, a més, situa la falla de Bossòst molt més al S.

A l'aflorament més occidental del sistema, en el qual es troba la Font de Tèrme, Kleinsmiede (1960) hi defineix una estructura formada per un conjunt de plecs amb els eixos W-E, sense precisar-ne les característiques de detall. No obstant, García-Sansegundo hi defineix una macroestructura anticlinal amb un eix de direcció NW-SE.

Precisament, en aquesta part occidental del sistema (serra de Guarbes), hi ha un important metamorfisme que fou estudiat per Kleinsmiede (1960) i Zwart (1979). Es tracta d'un metamorfisme de contacte originat pels granits i pegmatites moscovítiques que, segons Zwart (1979), presenta la següent zonació: zona II (esquist amb moscovita-biotita), zona III (esquist amb estaurolita-cordierita-andalusita), zona IV (esquist amb andalusita-cordierita) i zona V (esquist amb cordierita-sil·limanita). Aquest metamorfisme es reconeix molt bé en la totalitat de la serra de Guarbes i, per tant, en l'aflorament en què es troba la Font de Tèrme (García-Sansegundo, 1992).

Amb l'objectiu de descriure l'estructura tectònica, però també per a visualitzar les zones de recàrrega i descàrrega del sistema, s'ha realitzat un tall geològic i hidrogeològic (figura 71) que mostra l'estructura del sistema des de l'estany Long de Liat i la pèrdua del forat de l'Unhòla fins a la zona de descàrrega. Aquest tall indica la situació de les dues ressurgències: Pila i Tèrme.

De les característiques de l'estructura tectònica de l'àmbit del sistema Tèrme-Pila és important retenir certs aspectes de la macroestructura, que en aquest cas poden haver

influït en el potencial de carstificació. Així, sembla que els eixos dels plecs d'orientació W-E cabussen a l'W, on es troben lògicament les ressurgències. En el límit occidental s'hi troba la Font de Tèrme, que alhora és la situada a menys alçada. A la part oriental del sistema (Liat, pla de Tor), les calcàries se situen a major altitud i el mateix succeeix amb la part septentrional (serres Sascorjada i de Pica Palomèra).

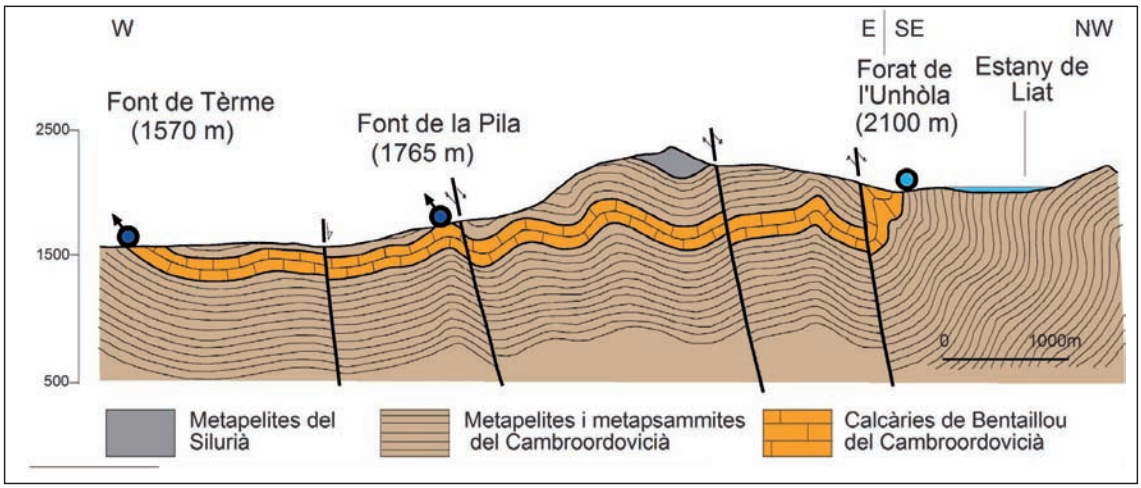


Figura 71: Tall hidrogeològic del sistema de les fonts de Tèrme i Pila. 1. Ampelites del Silurià. 2. Metapelites i metapsammites de les sèries d'Urets i Orla (Cambroordovicià). 3. Calcàries de Bentaillou (Cambroordovicià) (Garcia-Sansegundo,1992; Cirés, inèdit).

3.2.4.2.3 Límits del sistema

Des d'un punt de vista geològic, els límits septentrional, meridional i occidental estan bastant ben definits, però l'oriental és més problemàtic. En efecte, el límit septentrional cal situar-lo aproximadament a les calcàries que conformen l'aflorament que s'estén amb un orientació W-E a la part alta de la serres Sascorjada i de Pica Palomèra. Aquest límit ressegueix en part la divisòria entre les conques dels rius Toran i Varradòs; en tota l'extensió d'aquest aflorament hi ha nombroses pèrdues i, en general, formes càrstiques superficials, que s'alimenten a vegades de petits escolaments superficials procedents dels afloraments metapelítics i metapsammítics del Cambroordovicià que estan en contacte amb les calcàries. Així, alguns estanyols situats als contraforts i les parts altes de la serra Sascorjada són drenats subterràniament (Kleinsmiede, 1960; Rijckborst, 1967).

No obstant, cal precisar les característiques del límit septentrional a la zona de Liat. Aquesta part més alta de la conca del riu Unhòla, a part de l'aflorament de la Calcària de Bentaillou (on se situen les pèrdues i les formes càrstiques), té com a substrat més característic els materials metapsammítics de la Sèrie d'Òrla, els quals ocupen una gran extensió que va més enllà de la divisòria amb el riu Toran. En aquest substrat impermeable hi ha l'estany Long de Liat, que mitjançant un curs superficial de curt recorregut alimenta el forat de l'Unhòla. Aquest engolidor suposa la infiltració total d'aquesta aportació superficial. A més cal afegir les aportacions que provenen dels estanys d'Albi, que alimenten l'estany Long de Liat i es troben en substrats impermeables formats per les lutites de les Capes de Liat.

El límit meridional es pot definir a partir dels diferents afloraments carbonàtics situats al S: el de pla de Tor, el de la Font de la Pila i el de Tèrme. No obstant, la complexitat de l'estructura tectònica fa que la unitat de la Calcària de Bentaillou es desenvolupi al S de

la Font de la Pila, just fins a la falla de Bossòst. En el supòsit que l'aqüífer també es desenvolupés abastant tot l'espai que hi ha fins a la falla, això possibilitaria, òbviament, una gran extensió de la part profunda i captiva de l'aqüífer i, també, de la seva zona saturada.

El límit occidental correspon a l'aflorament de la Calcària de Bentaillou en el qual es troba la Font de Tèrme (serra de Guarbes). L'estructura d'aquest aflorament calcari correspon a un plec anticlinal d'orientació NW-SE. Les calcàries tenen a la base els materials metapelítics i metapsammítics de la unitat d'Urets –la Font de Tèrme molt probablement se situa en aquest contacte– i al sostre, a cada flanc de l'estructura anticlinal, hi ha els materials de la Sèrie o unitat d'Òrla. És interessant remarcar que l'aflorament més occidental de la Calcària de Bentaillou del sistema (segons la cartografia de García-Sansegundo, 1992) està aproximadament a 4 km al NW de la Font de Tèrme. Així, el límit occidental, al menys des del punt de vista geològic, està bastant ben definit, doncs està indicat de forma aproximada pel contacte de les metapelites i metapsammites del Cambroordovicià de la Sèrie d'Òrla amb les calcàries de la unitat de Bentaillou. L'estructura té una orientació NW-SE (flanc occidental de l'estructura anticlinal esmentada) (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1992).

Si, com abans s'ha suposat a la Font de Tèrme, els materials metapelítics situats a la base de la Calcària de Bentaillou són un aflorament de la Sèrie d'Urets, la ressurgència indicaria molt bé el límit inferior impermeable de l'aqüífer de Tèrme-Pila, el qual estaria format pels materials que constitueixen la Sèrie d'Urets (figura 71).

El límit oriental és, indubtablement, el més difícil de definir. Les calcàries que afloren a la zona de Liat continuen en direcció E per sota del Maubèrme, així mateix succeeix amb l'estructura plegada que aflora al pla de Tor; en aquest cas el límit solament es pot establir a partir de criteris hidrogeològics. És evident que, en aquesta part oriental, el sistema de Tèrme-Pila limita (o bé se situa en la proximitat del límit) amb el sistema càrstic d'Urets, que se situa a França i forma part de la conca del Lez.

3.2.4.2.4 Extensió i paràmetres físics

En aquest exemple cal distingir entre les dimensions o extensió de la conca i l'extensió pròpiament del sistema. Aquesta distinció és necessària doncs existeix un domini molt important de materials impermeables (metapelites i metapsammites del Silurià i Cambroordovicià) amb drenatge superficial superposat a l'aqüífer i sense cap tipus de relació amb aquest; òbviament, en aquest context l'aqüífer és captiu. Per tant, s'entén que la conca es defineix a partir de tots els dominis drenats subterràniament pel sistema, mentre que l'extensió del sistema correspondria a l'espai físic ocupat per aquesta unitat hidrogeològica, que inclouria la conca d'alimentació i l'espai en què es desenvolupa l'aqüífer.

L'extensió de la conca no es fàcil d'establir, solament és possible una primera aproximació. Els afloraments calcaris ben determinats com a conca del sistema ja han estat referits: el pla de Tor, la zona de Liat (forat de l'Unhòla), l'aflorament de les serres de Pica Palomèra i Sascorjada i l'aflorament de serra de Guarbes.

A aquests afloraments calcaris amb drenatge subterrani cal afegir els substrats impermeables que formen part de la conca. En efecte, els afloraments calcaris estan en contacte amb afloraments de gran extensió formats per roques que constitueixen substrats impermeables. En general, aquests afloraments consisteixen en metapelites i metapsammites del Cambroordovicià: sobretot materials de la Sèrie d'Òrla que tenen

un paper molt important en el sistema com a substrat impermeable (García-Sansegundo, 1992) i, també, les pissarres del Silurià. En aquests substrats impermeables hi ha estanys i un escorrentiu superficial que acaba sent drenat subterràniament per les pèrdues situades a les calcàries. El percentatge de roques impermeables que formen la conca del sistema és del 89% i el de roques calcàries del 11%.

Amb aquest caràcter binari cal remarcar, principalment, dues parts del sistema: la part que s'ha anomenat de Liat, amb l'espectacular pèrdua del forat de l'Unhòla, que drena subterràniament el conjunt límnic de Liat, i la part de Pica Palomèra, amb l'estany del mateix nom, situada en materials impermeables constituïts per les pissarres ampelítiques del Silurià i drenada per un curs superficial de fort pendent. Aquesta aportació acaba desguassant al riu Unhòla i es perd en nombrosos punts des del forat de l'Unhòla fins al llindar que separa la zona de Liat de la del pla de Tor.

La pèrdua del pla de Tor també drena subterràniament tot un conjunt d'afloraments de diferent naturalesa litològica (metapelites, calcàries…). La pèrdua forma part d'una estructura càrstica accessible, que es coneix com avenc del pla de Tor, i la seva exploració (més de 700 m de longitud) facilita l'observació directa de la part d'aigua amunt de la zona inundada de l'aqüífer.

Òbviament, les pèrdues situades en l'àmbit de Liat (forat de l'Unhòla…) i al pla de Tor es troben en afloraments de la Calcària de Bentaillou.

És interessant remarcar que els dos àmbits més importants de la conca del sistema: Liat i Tor (en bona part formats per substrats impermeables), que defineixen l'alta conca del riu Unhòla, són drenats subterràniament i estan relacionats amb les ressurgències de Tèrme i Pila. Les experiències amb traçadors realitzades en les respectives pèrdues ho han confirmat clarament. Aquest aspecte serà tractat a l'apartat d'hidrodinàmica.

A partir de les característiques d'aquest conjunt d'àmbits drenats subterràniament i utilitzant criteris geològics, geomorfològics, hidrogràfics i hidrogeològics (experiències amb traçadors) la conca es pot establir en 11 km^2, aproximadament.

En tractar dels límits geològics, ja s'ha assenyalat la complexitat de l'estructura geològica, així com el desenvolupament i la gran extensió que assoleix la Calcària de Bentaillou per sota dels materials impermeables. L'aqüífer podria ocupar aquesta extensió fins als límits definits per discontinuïtats majors, com per exemple, la falla de Bossòst (situada al S de la Pila). La impossibilitat de determinar l'extensió real de l'aqüífer fa que no es puguin definir amb rigor els límits del sistema. Si el límit meridional és assenyalat per la Font de la Pila, l'extensió del sistema (de l'ordre d'uns 15 km^2) no seria molt superior a la de la conca. Però, si l'aqüífer es desenvolupa al S de aquesta font fins la falla de Bossòst, l'extensió seria significativament superior (segurament alguns km^2, però és difícil de quantificar).

El límit oriental es pot considerar aproximadament en la divisòria d'aigües que limita la conca de l'Unhòla i la del riu Urets.

3.2.4.2.5 Morfologia i vegetació

En l'àmbit del sistema hi ha una morfologia de tipus glacial heretada de la important activitat erosiva del darrer màxim glacial, com succeeix en tots els exemples de sistemes càrstics aranesos i en el conjunt de la Val d'Aran. Una part important de l'excavació

de les valls de Varradòs i Unhòla i l'origen dels estanys situats a la base dels circs són conseqüència dels processos d'excavació glacial (Bordonau, 1985, 1992).

De la morfologia d'origen glacial en el sistema de Tèrme-Pila cal remarcar els estanys de les zones de Liat i de les serres de Pica Palomèra i Sascorjada. Per la seva implicació en el funcionament del sistema és remarcable l'estany Long de Liat.

La morfologia fluvial desenvolupada a partir del màxim glacial, és a dir, en el període post-glacial, ha estat significativament modificada pels processos càrstics, els quals han introduït canvis hidrològics importants. Així, el potencial d'erosió superficial que existia a la part superior del riu Unhòla, amb el desenvolupament de la captura càrstica, es transformà en un important potencial de carstificació, responsable finalment de l'origen del sistema.

La incisió del tàlveg del riu Varradòs en l'antiga morfologia glacial i fluvial preexistent a la captura ha estat afavorida per l'aportació hídrica d'origen càrstic. En efecte, encara que l'erosió no hagi estat molt important, la marcada incisió recent de la vall de Varradòs ha estat influïda per l'aportació hídrica del sistema de Tèrme-Pila.

El sistema presenta un relleu bastant acusat, amb vessants de forts pendents com succeeix a Pica Palomèra, la serra Sascorjada i també en tot el límit oriental, on hi ha les màximes altituds del sistema: contraforts dels tucs de Maubèrme, Tartareu, Comenges, Comat deth Pòrt, Sèrra Nauta i Blanc deth Portilhon.

Des de la Font de Tèrme (1570 m), la situada a menys altitud del sistema, al tuc de Maubèrme (2880 m) hi ha un desnivell de 1310 m.

En el supòsit que els contraforts occidentals del tuc de Maubèrme (2880 m) formin part del sistema, aquest cim seria l'altitud màxima. A la zona de Liat, al N del Maubèrme, hi ha el tuc de la Sèrra Nauta amb 2705 m, que té el vessant occidental clarament implicat en el sistema.

Tant el Maubèrme com el tuc de la Sèrra Nauta se situen en materials impermeables (Cambroordovicià i Ordovicià superior), però les calcàries (Calcària de Bentaillou) també tenen cims de certa altitud a les serres Sascorjada (tuc de Lia de 2260 m) i de Pica Palomèra (tuc de Güèrri de 2377 m).

Dels sistemes càrstics aranesos, Tèrme-Pila és el que té la zona de descàrrega situada a major altitud. En efecte, a la part alta de la vall de Varradòs hi ha Tèrme a 1570 m i a la meitat del barranc de Sièsso o Sascorjada hi ha la Pila a 1765 m. La Font de la Pila o Uelh de Sascorjada, amb els seus quasi 3 m^3/s de cabal màxim, ha de ser una de les fonts cabaloses situada a més altitud en els Pirineus.

L'altitud mitjana del sistema és de 2225 m i l'anàlisi del relleu (corba hipsogràfica) fa evident que el carst de Tèrme-Pila implica les parts més altes de les capçaleres de les valls de l'Unhòla i Varradòs (serra Sascorjada), que són els relleus més alts del sistema. Com ja s'ha comentat, existeixen forts gradients a l'alta vall de l'Unhòla (per exemple de la pèrdua del forat de l'Unhòla al Maubèrme), que és la part de major altitud del sistema, però també existeixen forts gradients entre els diferents elements càrstics de la vall de Varradòs (per exemple entre la Font de Tèrme, pràcticament al fons de la vall, i els cims de la serra Sascorjada (morfologia exocàrstica i pèrdues) en el límit amb la vall de Toran).

De la morfologia càrstica s'han referit abans algunes característiques d'interès relacionades amb el fenomen de captura. En aquest sentit, són remarcables el forat de

l'Unhòla i la pèrdua-avenc del pla de Tor. El forat de l'Unhòla (figura 71) és una cavitat de grans dimensions –250 m de diàmetre i 50 de fondària– excavada en el contacte de les metapsammites de la Sèrie d'Òrla i les calcàries de la unitat de Bentaillou, on desapareix el riu Unhòla procedent de l'estany Long de Liat. La pèrdua del pla de Tor (avenc de pla de Tor), que és accessible a l'exploració espeleològica, té un desnivell de 161 m i un recorregut de 707 m. L'aflorament de la Calcària de Bentaillou on se situa el forat de l'Unhòla continua a l'E, però apareix recobert per materials quaternaris (de naturalesa lutítica amb clasts de pissarres) que presenten nombroses depressions, que constitueixen un interessant exemple de carst cobert, el qual s'ha originat per l'efecte del drenatge subterrani que hi ha a les calcàries infrajacents.

Des d'una perspectiva hidrogeològica té molt d'interès definir com a estructura càrstica de l'alt Unhola el conjunt de morfologies càrstiques tant superficials com subterrànies que s'acaben d'explicar en l'àmbit de l'alt Unhola, que se situarien més concretament en els afloraments carbonàtics de la part oriental del sistema. Aquesta estructura càrstica inclouria les diferents formes càrstiques superficials i subterrànies que definirien la zona no saturada i l'epicarst en aquesta part del sistema, que té particular rellevància perquè és on hi ha les pèrdues més importants del sistema. Aquesta estructura càrstica ha de tenir un paper molt important en el desenvolupament dels processos de producció i transport de CO_2 (infiltració lenta, difusió..) i també infiltració ràpida i escorrentia subterrània (*ruissellement*) (avenc de pla de Tor i estructures anàlogues que han d'existir, en l'àmbit del sistema càrstic, aigua avall del forat de l'Unhòla (Bourges et al. , 2001)).

També cal esmentar les formes càrstiques dels afloraments calcaris a les serres de Sascorjada i de Pica Palomèra, on destaquen sobretot formes càrstiques superficials i, particularment, nombroses pèrdues.

A la Font de Tèrme i al seu entorn immediat no es coneix cap cavitat important que pugui relacionar-se amb la ressurgència. El cas de la Font de la Pila és diferent. Com el seu nom indica, està constituïda per un vessador en forma de pila, que desguassa uns 3 m per sobre del tàlveg del barranc de Sièsso. Aquest vessador és la part superior d'un conducte inundat de dimensions mètriques i de disposició quasi vertical que assoleix uns 90 m de fondària; el conducte s'ha pogut reconèixer i se n'ha fet la topografia amb tècniques d'exploració subaquàtica.

La vegetació reprodueix les característiques de les valls araneses. Fins als 1700 m, i segons l'orientació dels pendents, la vegetació dominant passa de ser la fageda (Fagus sylvatica) (foto 65) amb joliu (Scilla lilio-hyacinthus) a ser l'avetosa (Abies alba) amb godiera (Goodyera repens); en diverses àrees aquestes formacions es troben barrejades. Cap els 1700 m, on els boscos ja estan molt aclarits, els bedolls (Betula pendula) són més abundants. A partir dels 1800 m la superfície coberta per matolls i landes és cada vegada més important. Dels 2300 m en amunt els prats rasos i les gespes són dominants.

3.2.4.3 Hidrodinàmica

3.2.4.3.1 Introducció

Es disposa de dades de cabal discretes de quatre cicles, amb mesures sistemàtiques de les dues ressurgències: Tèrme i Pila. De la Font de la Pila es disposa també de dades de cabal d'un cicle complet en control continu.

És remarcable que entre les dues fonts hi ha quasi 200 m de desnivell i una distància de 2.5 km. Aquesta situació és poc freqüent, però possible en sistemes o aqüífers càrstics

de muntanya o d'alta muntanya. Els aqüífers de muntanya, tant els de tipus jurassià (sistema de Baget) com els de tipus valclusià (com per exemple el sistema de la font de Valcluse), acostumen a tenir una font o bé, si en tenen vàries, la principal i el sobreeixidor (o sobreixidors) estan molt agrupats o tenen una relació hidrodinàmica estreta (Mangin, 1975 a). Així la situació que s'observa al sistema de Tèrme-Pila és explicable en tractar-se d'un exemple de carst d'alta muntanya.

En aquest cas, com a continuació s'explicarà, les contrastades característiques hidrodinàmiques (i tèrmiques i geoquímiques) que presenten les dues ressurgències il·lustren molt bé el funcionament i l'estructura del sistema.

Tèrme és la ressurgència situada aigua avall, en el límit occidental del sistema, i Pila és la que es troba aigua amunt.

La Font de la Pila,[48] situada aigua amunt, constitueix un punt d'observació excepcional i les mesures que s'hi han realitzat han aportat informació molt valuosa per a comprendre el funcionament del sistema. L'aflorament de la Calcària de Bentaillou en què es troba la font és de reduïdíssimes dimensions i està relacionat segurament amb una estructura anticlinal que fou desplaçada verticalment per una falla (fotos 66 i 67).

L'hidrograma de Tèrme és més aviat aplanat i allargat i molt poc punxegut. El cabal màxim ha estat de 0.360 m^3/s, que és el cabal màxim més baix mesurat en els aqüífers càrstics aranesos estudiats. Pel tipus de control realitzat, l'hidrograma reflecteix sobretot les crescudes de tipus estacional que corresponen al període de fusió del mantell nival (de primavera-estiu) (figura 72).

L'hidrograma de la Font de la Pila és significativament més punxegut que el de Tèrme i amb una recessió i, sobretot, un esgotament no tan lents. És de suposar que, de forma excepcional, aquesta ressurgència pugui deixar de brollar. No obstant, en el període de quatre cicles en què es realitzaren mesures de cabal, aquesta situació no es va observar; el cabal mínim mesurat fou de 0.06 m^3/s. En aquestes condicions hidràuliques és la Font de Tèrme la que assumeix completament el drenatge de la zona saturada del sistema.

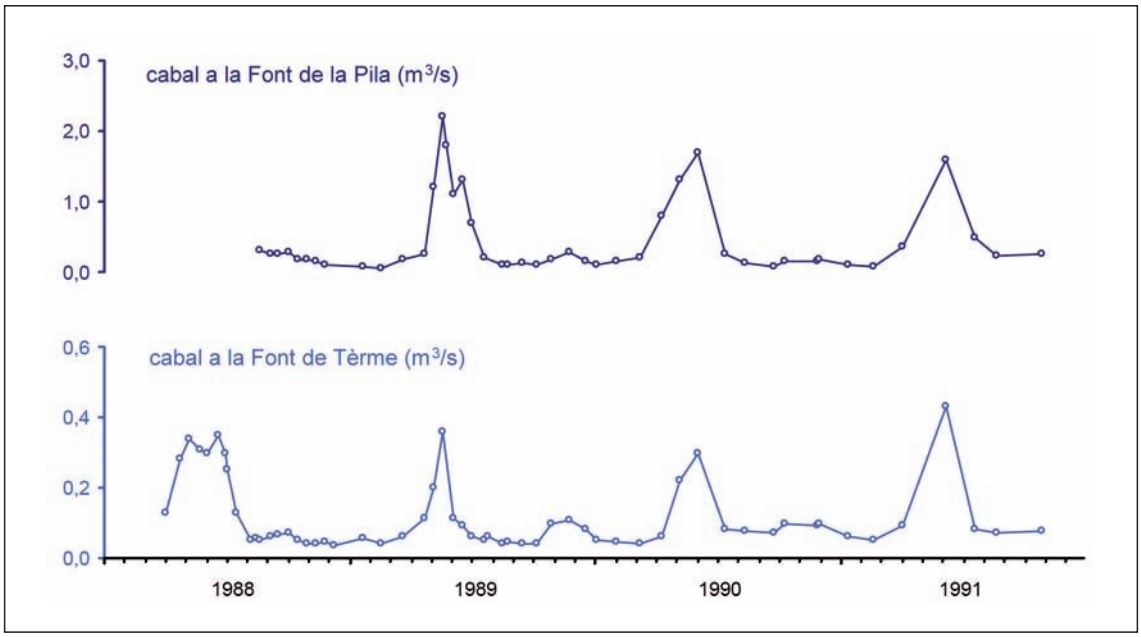


Figura 72: Hidrogrames de les fonts de Tèrme i Pila.

Des del punt de vista hidrodinàmic, és interessant fer algunes remarques amb relació a l'estructura de l'aqüífer i del sistema. Les calcàries estan confinades tant al sostre com a la base per materials impermeables en la pràctica totalitat de l'extensió de l'aqüífer, si s'exceptua l'aflorament de la serra de Guarbes on hi ha Tèrme. Com a conseqüència d'aquesta estructura, l'aqüífer té un caràcter clarament captiu. La Pila, com a dispositiu de descàrrega, ho il·lustra molt bé. Però el caràcter captiu és un fet des d'aigua amunt de la Pila fins a Tèrme. En el sistema de Tèrme-Pila això és així, encara que és convenient recordar que els aqüífers càrstics es comporten com a captius segons quin sigui l'estat hidrodinàmic del sistema, independentment que tinguin un confinament litològic al sostre de les calcàries (Mangin, 1975 a). A diferència de la Font de la Pila, la ressurgència de Tèrme es troba en un important aflorament de calcàries, des del qual és possible l'alimentació directa de la font, però és difícil precisar qualitativament, i per tant quantitativament, el paper hidrogeològic d'aquestes calcàries en el sistema. A Tèrme i aigua amunt d'aquesta ressurgència, el confinament de les calcàries és evident (figura 71).

3.2.4.3.2 Volum de trànsit i volum dinàmic. Classificació de l'aqüífer

L'aportació anual calculada per al període de 1988-1991, a partir de les mesures de diferents cicles del referit període, dóna un valor de 14.7 hm^3 per al total del sistema. D'aquesta aportació només 2.7 hm^3 corresponen a Tèrme, mentre que els 12 hm^3 restants són aportats per la Font de la Pila. Amb relació a aquests volums aportats és possible fer algunes consideracions interessants. Cal remarcar que l'aportació de Tèrme té un valor significativament inferior al de la Pila, això és així sistemàticament, és a dir, cicle rere cicle. Es posa en evidència, per tant, que la capacitat de drenatge de la ressurgència de Tèrme és molt limitada. El seu cabal màxim és, relativament, poc important: 0.360 m^3/s. En canvi, la Pila, la ressurgència situada aigua amunt en el sistema, amb un cabal màxim mesurat de 3 m^3/s i, possiblement, amb capacitat d'aportar-ne de més elevats, és la font que contribueix anualment amb el 81% del volum hídric que circula pel sistema. Això indica que la Font de la Pila té una capacitat de drenatge molt superior a la de Tèrme.

La interpretació d'aquest fet està en relació directa amb la carstificació i el seu grau de desenvolupament. Al sistema de Tèrme-Pila, la carstificació de la part d'aigua avall, com indica el comportament hidrodinàmic de Terme, és molt poc important, mentre que la carstificació de la part d'aigua amunt, com indica el comportament hidrodinàmic de la Pila, és més important. Una explicació aprofundida d'aquest aspecte es facilita a les conclusions, concretament als apartats sobre el model conceptual i el potencial de carstificació.

El volum dinàmic ha estat calculat a partir de l'hidrograma total del sistema. Com succeeix amb els avaluats als altres sistemes aranesos, el valor obtingut és una primera aproximació, sobretot si es considera que el sistema, per la seva estructura binària, té un funcionament quasi permanentment influenciat. En definitiva, el volum dinàmic calculat és d'uns 4 hm^3. Aquest valor és important si es consideren les característiques físiques del sistema i, en particular, la limitada extensió de la conca i del sistema (taula 16).

	cabal (m^3/s)			**volum dinàmic (hm^3)**	**volum de trànsit (hm^3)**
	mitjana	mínim	màxim		
Font de Tèrme	0.09	0.03	0.36	≈ 4	2.7
Font de la Pila	0.38	0.06	2.20		12.0

Taula 16: Característiques hidrodinàmiques del sistema de les fonts de Tèrme i Pila.

En el cas de Tèrme-Pila, conèixer les aportacions de les dues àrees impermeables més importants suposaria el control com a mínim de dos punts: el forat de l'Unhòla i la pèrdua del pla de Tor. Tot i això, restarien nombroses pèrdues menors de les quals no se'n coneixeria ni el cabal aportat ni d'altres aspectes del funcionament.

Per la informació que es disposa, l'extensió de la zona saturada, independentment de les característiques de la seva estructura, és important. Una idea aproximada la indica la distància de 2.5 km que hi ha entre les ressurgències de Tèrme i Pila. A més, si es considera el nivell del conducte inundat permanent que s'observa a la part final de l'avenc de pla de Tor, l'extensió encara és més gran. La distància entre la Font de Tèrme i el conducte inundat (nivell de la zona saturada) de l'avenc de pla de Tor és de 5.7 km. Aquest nivell inundat és també una indicació del límit oriental de la zona saturada.

En relació també amb l'extensió de la zona saturada, cal introduir la reflexió abans iniciada sobre el límit meridional del sistema. En efecte, les calcàries s'estenen més al S d'on es troba la Font de la Pila, just fins a la falla de Bossòst. Per tant, si la circulació subterrània i els processos de carstificació s'han desenvolupat en l'espai situat entre l'esmentada falla i la Font de la Pila, l'extensió de la zona inundada del sistema podria ser significativament superior (alguns km^2).

Els càlculs basats en l'hidrograma del sistema permeten obtenir "i" i "k" i situen l'exemple de Tèrme i Pila en el domini dels aqüífers compostos (Mangin, 1994 a) (figura 73).

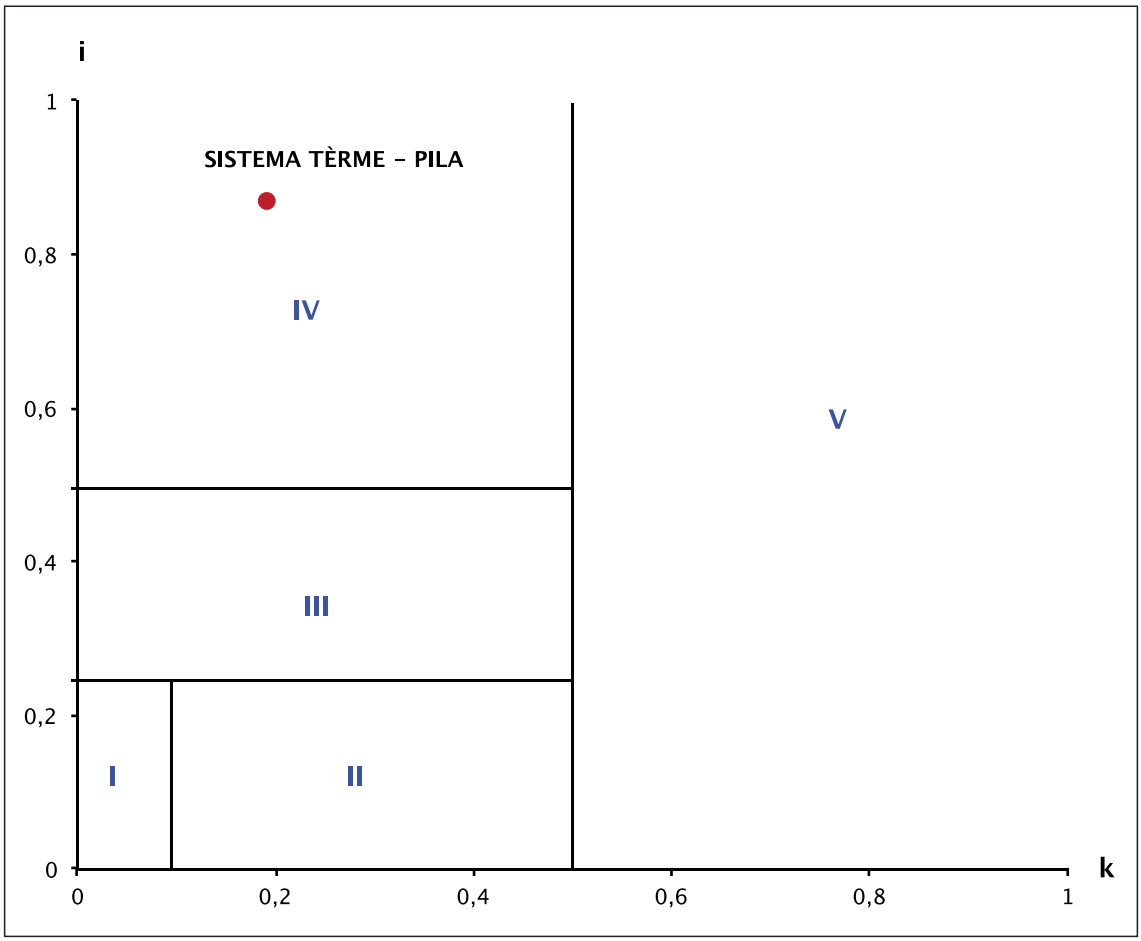


Figura 73: Classificació del sistema de les fonts de Tèrme i Pila segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a).

3.2.4.3.3 Recursos i reserves hídriques

Si es considera la important estructura plegada en què s'ubica la zona saturada de l'aqüífer, no es pot descartar l'existència de reserves profundes; això suposaria que les reserves totals de la zona saturada fossin superiors a les del volum dinàmic calculat. En efecte, encara que la Font de Tèrme estigui en el contacte de les calcàries amb els materials impermeables infrajacents, aigua amunt, com succeeix en l'àmbit de la Font de la Pila, l'estructura de plecs anticlinals i sinclinals faria possible l'existència de reserves profundes, sense que se'n pugui precisar la seva importància. El límit inferior impermeable en l'àmbit de la Pila pot trobar-se per sota del nivell de descàrrega de Tèrme.

La potència de la successió calcària varia entre els 100 i 150 m. Tèrme sembla que està a la base d'aquestes calcàries, però la Pila, per la seva particular situació geològica (com a conseqüència de l'efecte de la falla), es troba a una altitud superior del contacte del sostre de les calcàries amb els materials impermeables de la Sèrie d'Òrla, tant en relació amb el desenvolupament de l'estructura de l'aqüífer aigua amunt com aigua avall.

3.2.4.3.4 Experiències amb traçadors

Un aspecte fonamental en la delimitació del sistema, en la seva definició com a unitat hidrogeològica i en el coneixement del seu funcionament, ha estat la realització d'experiències amb traçadors.

Al sistema de Tèrme-Pila, les primeres experiències amb traçadors de les quals es disposa de referències documentals es realitzaren a mitjan segle XX. Concretament es realitzaren sis experiències per a comprovar la relació i fer una aproximació al temps de trànsit existent entre l'Unhòla de Liat i la Font de la Pila els anys 1948, 1949 i 1950 i, posteriorment, l'any 1965 es va realitzar una experiència per comprovar la relació del forat de l'Unhòla amb Tèrme (Rijckborst, 1967).

En el marc del programa d'experiències amb traçadors desenvolupat pel Servei Geològic de Catalunya a la Val d'Aran es realitzaren dues experiències, els anys 1990 i 1994: la primera injectant el traçador a la pèrdua del forat de l'Unhòla i la segona a la pèrdua de l'avenc del pla de Tor. En les dues experiències es posà a punt un dispositiu de monitoratge per obtenir el cabal en continu i per disposar d'un mostreig sistemàtic de la descàrrega del traçador a les dues fonts del sistema: Tèrme i Pila.

Aquestes experiències permeteren constatar definitivament que Tèrme i Pila eren ressurgències d'un mateix sistema i que els dos afloraments o àmbits impermeables de l'alta vall de l'Unhòla, els més importants del sistema (la zona límnica de Liat i la de Pica Palomèra-pla de Tor), alimenten la zona saturada de l'aqüífer. En les dues experiències la senyal del traçador arribà primer a la Pila i desprès a Tèrme.

En l'experiència realitzada a la pèrdua del forat de l'Unhòla, el temps de trànsit calculat a partir de la corba de restitució de la Pila fou de 3 dies i el calculat a partir de la corba de restitució de Tèrme fou de menys de 5 dies (fotos 68 i 69). Els valors obtinguts són perfectament comparables amb els aportats per les experiències anteriors. En aquesta experiència, la primera de les realitzades pel Servei Geològic de Catalunya als sistemes càrstics aranesos, s'utilitzà una quantitat excessiva de traçador i, per tant, els valors calculats solament són orientatius.

La segona experiència es va realitzar en unes condicions òptimes. És a dir, des del punt vista hidrodinàmic la situació era pràcticament no influenciada i el cabal a la pèrdua del

pla de Tor en què es va injectar la fluoresceïna era molt baix: 1 l/s. Els temps de trànsit mitjans calculats a partir de les corbes de restitució foren de 110.23 hores per a la Pila i de 150.13 hores per a Tèrme. Les dues corbes són unimodals. En aquesta experiència, tot i les condicions òptimes de l'operació, la restitució del traçador en el conjunt de les dues fonts no arribà al 10%. Aquesta molt baixa restitució no és fàcil d'interpretar i possiblement indica la complexitat del sistema, particularment de la seva zona saturada. La velocitat de trànsit mitjana és superior en el trajecte fins a Tèrme que en el trajecte fins a la Pila i exactament el mateix s'observà en l'experiència de traçat realitzada a la pèrdua del forat de l'Unhòla. Segurament l'explicació es trobi també en la complexitat de l'estructura de la zona saturada del sistema.

3.2.4.4 Hidrogeotèrmia

D'aquest sistema es disposa de dades de la temperatura de les dues fonts principals: Tèrme i Pila. I també de dades puntuals de les pèrdues més significatives: forat de l'Unhòla i avenc del pla de Tor (Freixes et al., 1998 a).

En la interpretació de les dades de la temperatura és interessant recordar que la Font de Tèrme és a 1570 m i la Font de la Pila a 1765 m, és a dir, que el desnivell entre les dues fonts és de quasi 200 m. En l'àmbit del sistema, la situació espacial de les dues fonts és molt important per a comprendre l'evolució de les temperatures al llarg del cicle hidrològic.

L'evolució de la temperatura presenta en ambdues fonts un marcat caràcter estacional, però les característiques d'una i altra són ben contrastades (figura 74).

La temperatura mitjana a la Font de Tèrme és de 5.16 ºC per al període de 1988 a 1991. La temperatura màxima és de 5.8 ºC i la mínima de 4.5 ºC. Per tant, l'amplitud absoluta és 1.3 ºC. Aquesta amplitud absoluta es pot considerar com a poc important comparada amb la d'altres aqüífers càrstics, com per exemple Baget i Aliou (Andrieux, 1972, 1976, 1978), i és també inferior a l'observada en d'altres ressurgències de la Val d'Aran com les dels sistemes de Joeu i Lastoar, però és superior a l'amplitud de la Font d'Aigüèira (Freixes et al., 1998 a). L'amplitud de Tèrme és significativament inferior a la de la Pila.

Les dades corresponents s'han concretat a la taula 17.

La temperatura mitjana a la Font de la Pila és de 4.67 º C per al període de 1988 a 1991. La temperatura màxima és de 5.7 ºC i la mínima de 2.9 ºC. L'amplitud absoluta és 2.8 ºC. Aquesta amplitud, contràriament al que succeeix amb la Font del Tèrme, és conseqüència de la forta variabilitat que la temperatura experimenta a la Font de la Pila. Més endavant s'insistirà en la significació i interpretació d'aquests valors. A la taula 17 s'han sintetitzat els estadístics bàsics de la Font de la Pila.

Les distribucions de freqüències de la temperatura de Tèrme i la Pila són significativament diferents (figura 75). Tèrme té una distribució bimodal amb una moda molt marcada i una segona que solament s'insinua; es tracta d'una distribució més aviat estreta (l'amplitud és 1.3 ºC). La Pila té una distribució polimodal, comparable a la de les ressurgències de Joeu i Lastoar, amb una moda més marcada en relació amb les altres que tenen uns valors de freqüència inferiors. Aquesta moda més marcada coincideix pràcticament amb la més definida de Tèrme. La distribució de la Pila és ampla com correspon a una variabilitat important i a una amplitud absoluta de 2,8 ºC. Aquestes característiques de les distribucions de la temperatura apunten una interpretació

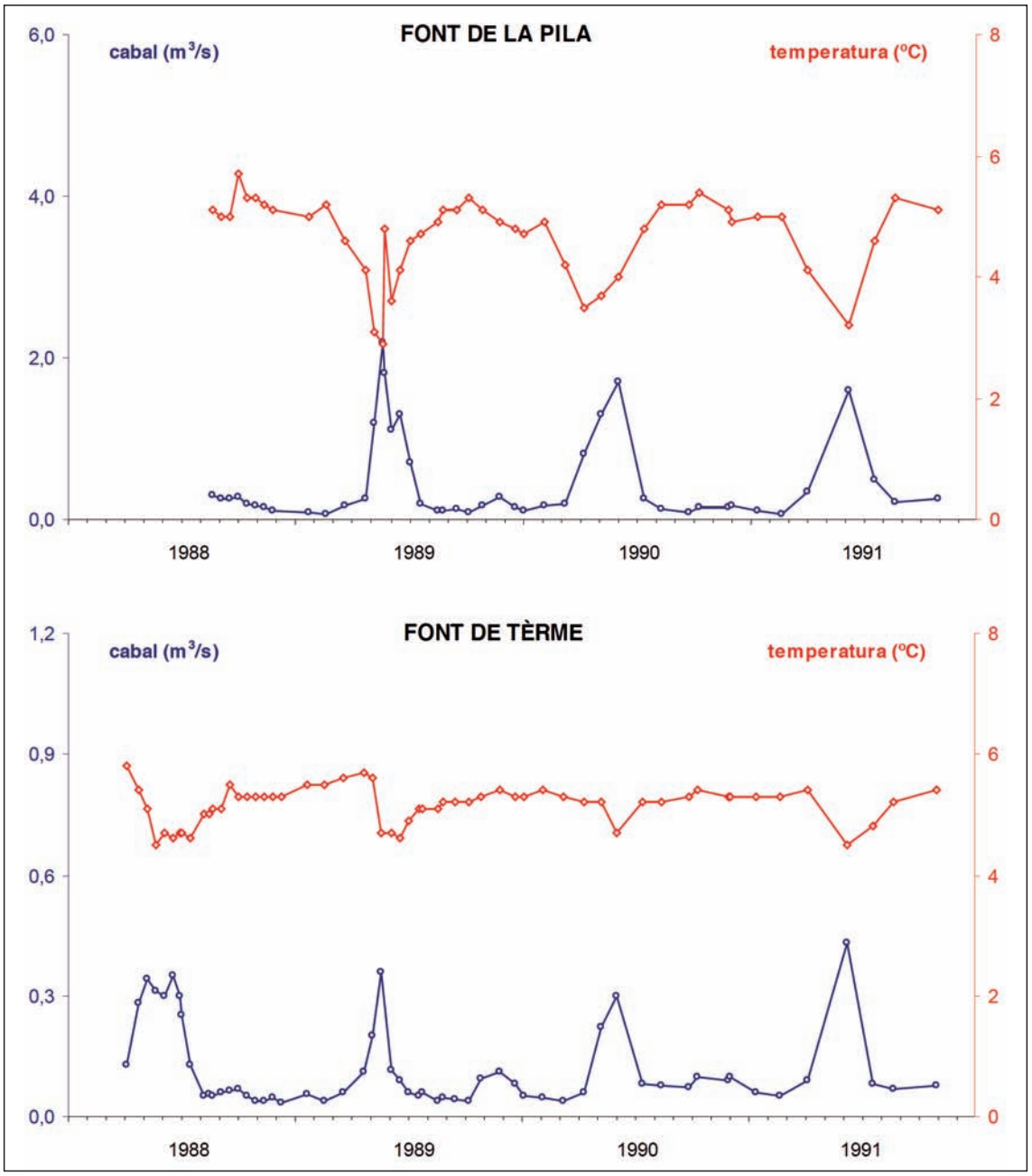


Figura 74: Variació de la temperatura de l'aigua a les fonts de Tèrme i Pila.

	temperatura de l'aigua (ºC)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
Font de Tèrme	5.16	4.5	5.8	1.3	57
Font de la Pila	4.67	2.9	5.7	2.8	37
pèrdua de l'Unhola	8.45	0.5	17.6	17.1	6
pèrdua de Pla de Tor	20.1 (agost)				1

Taula 17: Característiques hidrogeotèrmiques del sistema de les fonts de Tèrme i Pila.

que reforça la realitzada des de la hidrodinàmica. En efecte, la distribució de Tèrme és pròpia d'un medi hidrogeològic d'escassa o feble carstificació, d'estructura més aviat homogènia i, pràcticament, sense estructura de drenatge, mentre que la distribució de la Pila és característica d'un medi hidrogeològic amb una estructura complexa de naturalesa càrstica, heterogènia i amb estructura de drenatge (Andrieux, 1978; Bakalowicz, 1979 a; Antigüedad, 1986; Freixes et al., 1998 a, b).

Les evolucions temporals de la temperatura d'una i altra font presenten analogies, és a dir, un esquema d'evolució semblant. L'explicació de l'esquema d'evolució que es fa a continuació és per a les dues fonts, tot fent una abstracció i globalització de les dades dels quatre cicles. Després es matisaran les diferències existents en les evolucions de Tèrme i la Pila i la seva significació.

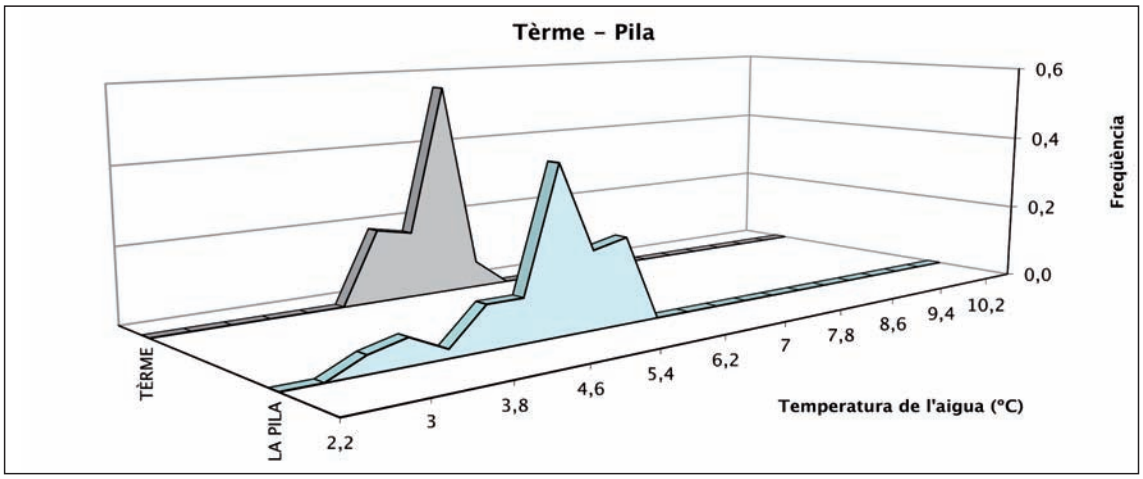


Figura 75: Distribució de freqüències de la temperatura a les fonts de Tèrme i Pila.

Per a facilitar la descripció es poden considerar els següents períodes:

- **Tendència a l'equilibri tèrmic (esgotament).** A partir del mes de juliol la temperatura de l'aigua inicia una certa tendència a l'estabilització (equilibri tèrmic aigua-roca) coincidint amb el final de la decrescuda. L'evolució que segueix aquest paràmetre, des d'aquest moment fins els mesos de febrer-març (molt semblant a l'observada a la Font de Lastoar), fa pensar que el sistema està en unes condicions de règim escassament influenciat o no influenciat. Els temps de trànsit, en aquesta situació, són més grans i es donen unes condicions favorables a la tendència d'equilibri tèrmic aigua-roca.

- **De mínima temperatura.** Tal i com s'ha descrit pels sistemes de Joeu i Lastoar, entre els mesos de maig i juny la temperatura disminueix de forma significativa i assoleix els valors mínims del cicle simultàniament a l'enregistrament dels cabals més elevats. Per tant, es torna a posar de manifest l'efecte de la crescuda estacional de primavera amb una important infiltració massiva d'aigua de baixa temperatura (aigües més fredes). Aquesta important aportació hídrica (originada per la fusió de la neu) incorpora aigües més fredes al drenatge de l'aqüífer i és la responsable de la disminució de la temperatura.

- **Augment de la temperatura.** En el període de decrescuda estacional (mesos de juny i juliol) l'evolució de la temperatura de l'aigua marca una clara tendència

a la recuperació (augment de la T). En aquest període el mantell nival és inexistent o quasi ha desaparegut (ha quedat reduït a algunes congestes d'altitud) i la temperatura ambient és màxima. Això condiciona que una part molt important de l'aigua que s'infiltra en aquest moment provingui dels estanys de Liat, que són desguassats per un curs superficial d'un cert recorregut (centenars de m) abans d'arribar a la pèrdua del forat de l'Unhòla. Els cabals d'aquestes aportacions haurien disminuït de manera considerable i l'aigua arribaria a les pèrdues a elevada temperatura (taula 17). Aquestes aigües d'elevada temperatura són les responsables de l'augment de la temperatura a les ressurgències a partir del mínim de temperatura que caracteritza el període anteriorment descrit.

Aquest esquema o patró d'evolució, amb els tres períodes que s'han definit, caracteritza tant la Font de Tèrme com la de Pila. No obstant, si s'analitzen les dues evolucions de manera comparada (figura 76), s'observen alguns trets diferencials. A continuació s'explicaran i matisaran les diferències entre ambdues fonts.

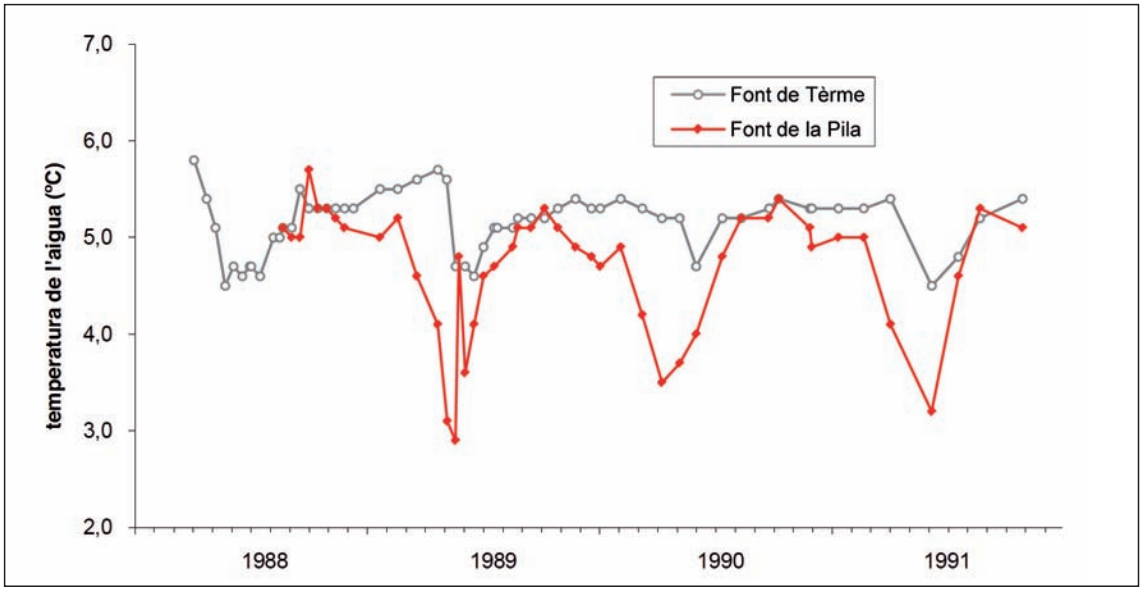


Figura 76: Comparativa de la variació de la temperatura de l'aigua a les fonts de Tèrme i Pila.

En efecte, en comparar les dues evolucions es constaten diferències que apareixen sistemàticament cicle rere cicle. Aquestes diferències estan en relació amb el fet que una i altra font, encara que pertanyents a un mateix sistema, constitueixen les descàrregues de dominis de funcionament i estructura distinta. Això és el que, des d'una altra òptica, la hidrodinàmica ha demostrat, és a dir, que hi ha un comportament hidrodinàmic característic de cada surgència, tot i que ambdues formen part de la mateixa unitat hidrogeològica. Més endavant, en tractar la hidrogeoquímica, es constataran també diferències significatives entre les dues fonts, tal com s'han observat des de la hidrodinàmica o la hidrogeotèrmia.

Les diferències més significatives són:

- l'amplitud absoluta a Tèrme és 1.3º C, mentre que a la Pila és 2.8 ºC.
- una menor variabilitat en el període de tendència a l'equilibri tèrmic a Tèrme que a la Pila.

- les disminucions de la temperatura que condueixen als mínims tèrmics s'inicien abans a la Pila que a Tèrme, i els mínims o els períodes de mínima temperatura també se situen abans a la Pila que a Tèrme.

L'explicació d'aquestes diferències és possible a partir de les característiques observades des del punt de vista del funcionament de les dues fonts (i de l'estructura del medi hidrogeològic amb què connecta cadascuna d'elles). En definitiva, és la hidrodinàmica la que facilita una explicació. Des del punt de vista hidrodinàmic, Tèrme i Pila es comporten de manera diferent i les estructures de les parts de l'aqüífer que connecten amb una i altra surgència són també diferents. La interpretació exigeix recordar la diferent situació de les dues fonts en el sistema. La Pila és a una distància menor que Tèrme de la conca d'alimentació més important (Liat i pla de Tor), on se situen les pèrdues de funcionament quasi permanent: forat de l'Unhòla i pèrdua del pla de Tor.

Les respostes hidrodinàmiques, hidrogeotèrmiques i, com es veurà més endavant, les hidrogeoquímiques, assenyalen que el sistema està més carstificat aigua amunt. La Font de la Pila es caracteritza per estar connectada a una estructura de drenatge ben definida, mentre que a Tèrme aquesta estructura pràcticament no existeix.

En certa manera es pot afirmar que el senyal d'entrada és molt més amortit a Tèrme que a la Pila: les evolucions dels diferents paràmetres físics i químics així ho indiquen. Aquesta més gran modulació del senyal d'entrada a Tèrme s'explica per la menor carstificació existent aigua avall i per la major extensió i importància de la zona saturada en relació amb aquesta font que no amb la Pila.

L'arribada d'aigües de més baixa temperatura abans a la Pila que a Tèrme està perfectament explicada perquè la primera s'ubica més a prop de les pèrdues. A més, cal tenir present que els temps de trànsit entre les pèrdues (Unhòla i pla de Tor) i la Pila són significativament més petits que entre les pèrdues esmentades i Tèrme. Així ho indiquen les experiències amb traçadors.

L'observació comparada de l'evolució de la temperatura de Tèrme i la Pila (figura 76) sembla indicar l'existència d'una anomalia o, si més no, d'un fenomen particular: en determinats moments del cicle hidrològic, concretament entre els mesos d'agost i octubre, el termograma de la Pila es caracteritza per temperatures superiors a les de Tèrme, tot i que està situada, altitudinalment, uns 200 m per sobre d'aquesta. En efecte, quan les aigües infiltrades a les pèrdues a temperatures elevades i superiors clarament a la temperatura d'equilibri tèrmic (que caracteritzaria l'interior de l'aqüífer) s'endinsen cap a zones profundes de l'aqüífer, progressivament van disminuint la temperatura, és a dir, es produeix un refredament (pèrdua de calories). No obstant, una font ubicada aigua amunt i a gran altitud (1765 m) en l'àmbit del sistema, com és el cas de la Pila, pot caracteritzar-se, temporalment, per temperatures superiors a les d'una font situada aigua avall i a una altitud inferior (com per exemple Tèrme). Aquesta situació es produeix, sistemàticament, cicle rere cicle en el període d'agost a octubre, el qual correspon a la infiltració d'aigües a temperatura més elevada del cicle hidrològic.

Una explicació d'aquest fenomen es pot establir a partir de les observacions i mesures de la temperatura de l'aigua realitzades a les zones no saturada i saturada del sistema càrstic d'Alba que ja anteriorment s'ha referit (Freixes et al., 1998 a).

Al sistema d'Alba, les mesures de la temperatura realitzades a l'hivern i a l'estiu des de la pèrdua més important (llac d'Alba) pràcticament fins a la zona inundada de l'aqüífer, han demostrat l'existència d'un gradient positiu en el primer cas i negatiu en el segon.

Les mesures han estat realitzades en l'aportació hídrica (flux o circulació subterrània) més significativa de les diferents que s'originen a les pèrdues que alimenten la zona inundada del sistema. L'estructura càrstica en la qual s'han fet les mesures correspon a un segment de l'eix o estructura de drenatge de la zona no saturada; les mesures han estat possibles gràcies a les exploracions espeleològiques realitzades en aquest carst.

El carst d'Alba és un sistema d'esquema marcadament binari, amb una estructura de geometria de tipus filiforme i amb la carstificació més desenvolupada aigua amunt que aigua avall, exactament com succeeix als sistemes de Joeu i Lastoar. Aquestes són també les característiques de Tèrme-Pila.

3.2.4.5 Hidrogeoquímica

3.2.4.5.1 La Font de Tèrme

3.2.4.5.1.1 La conductivitat i la mineralització

La conductivitat té un valor mitjà de 99 μS/cm, un màxim de 120 μS/cm i un mínim de 81 μS/cm. L'amplitud de 39 μS/cm té una significació limitada. La mineralització calculada a partir de la suma del contingut iònic té un valor màxim de 120 mg/l i un mínim de 70 mg/l.

La correlació entre la conductivitat i la mineralització és 0.478; es tracta d'un valor baix que no permet la utilització de la conductivitat com a variable regionalitzada (Bakalowicz, 1974, 1975, 1979 a; Freixes et al., 1998 b, 2000). En canvi, la correlació entre la mineralització i els bicarbonats és elevada amb un valor de 0.972. Per a facilitar la comparació amb els altres sistemes estudiats s'utilitzarà la mineralització.

3.2.4.5.1.2 La distribució de freqüències de la mineralització

La distribució de freqüències de la mineralització a la Font de Tèrme és de tipus bimodal, però amb una moda molt més significativa que l'altra. En efecte, la moda de 95 mg/l és la més representativa del contingut químic de les aigües de la font, mentre que la segona moda, que correspon al valor de 115 mg/l i a una freqüència de 0.015, quasi no té significació (figura 77).

Malgrat l'escassa significació de la segona moda, la distribució bimodal assenyala l'existència de dues famílies químiques o, si es vol expressar d'un altra manera, l'arribada a la font d'aigües procedents de dominis espacials diferents, és a dir, la heterogeneïtat química respon a una heterogeneïtat física. Aquesta distribució indicaria, en definitiva, l'existència d'una incipient carstificació que facilitaria o determinaria la circulació d'aigües químicament diferents que no arribarien a barrejar-se o només ho farien parcialment. No obstant, l'escassa significació de la moda de major mineralització confirmaria el limitat desenvolupament de la carstificació de la part d'aigua avall del sistema drenada per Tèrme. Aquestes consideracions extretes de la distribució de la freqüència de la mineralització no fan sinó confirmar les conclusions aportades per la hidrodinàmica i la hidrogeotèrmia.

A les conclusions s'insistirà més en la interpretació de la distribució de freqüències de la Font de Tèrme, cal dir, però, que la part de l'estructura de l'aqüífer més propera (zona saturada immediata) a la font ha de tenir un paper d'homogeneïtzació de la informació

química procedent d'aigua amunt, doncs la Font de la Pila, punt de descàrrega situat aigua amunt, com es veurà més endavant, presenta una distribució més complexa que la de Tèrme.

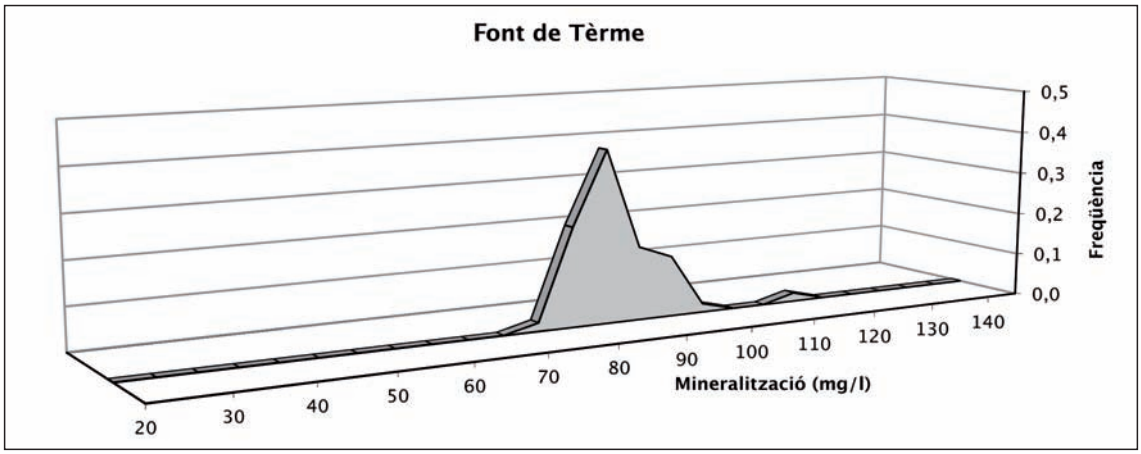


Figura 77: Distribució de freqüències de la mineralització a la Font de Tèrme.

3.2.4.5.1.3 Bicarbonats, calci i magnesi

Els bicarbonats presenten un valor mitjà de 60.4 mg/l, un màxim de 79.3 mg/l i un mínim de 51.2 mg/l. L'amplitud és de 28.1 mg/l. El calci presenta un valor mitjà de 20.7 mg/l, un màxim de 26.9 mg/l i un mínim de 18 mg/l. L'amplitud és 8.9 mg/l (taula 18).

Abans s'ha indicat l'escassa correlació entre els bicarbonats i la conductivitat, fet que obliga a la utilització de la mineralització com a paràmetre globalitzador del contingut químic, la qual sí que presenta una bona correlació amb els bicarbonats. No obstant, és interessant l'anàlisi de l'evolució dels bicarbonats independentment d'aquestes consideracions.

L'evolució dels bicarbonats s'interpretarà conjuntament amb la del calci, doncs s'observa un paral·lelisme important i a més hi ha una bona correlació (0.841).

	Font de Tèrme			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	60.4	51.2	79.3	28.1
Calci (mg/l)	20.7	18.0	26.9	8.9
Magnesi (mg/l)	0.62	0.0	1.2	1.2

Taula 18: Bicarbonats, calci i magnesi a la Font de Tèrme (n=57).

A Tèrme, l'evolució estacional dels diferents paràmetres (figura 78) no apareix amb la mateixa definició que l'observada al sistema dels Uelhs deth Joeu. Però, s'observen tendències clarament relacionables amb l'evolució dels cabals en funció del període de recàrrega

per fusió de neu. Aquestes tendències s'observen bé en els paràmetres dels bicarbonats i el calci. En tots els cicles hi ha una coincidència entre la situació d'aigües altes i els mínims assolits, com així també succeeix en els sistemes de Joeu i Lastoar. No obstant, hi ha uns màxims (aigües de màxima mineralització a Tèrme a les crescudes de setembre de 1988 i amb l'estacional d'abril de 1989) que podrien interpretar-se, a nivell d'hipòtesi, com a resultat de la descàrrega i buidat d'aigües més mineralitzades de la zona inundada.

El magnesi presenta concentracions molt baixes. El valor mitjà és de 0.65 mg/l, el màxim és d'1.2 mg/l i el mínim de 0.0 mg/l. L'amplitud absoluta és 1.2 mg/l. La interpretació de l'evolució del magnesi és delicada. S'observa una certa estacionalitat en alguns dels cicles, però és difícil de generalltzar.

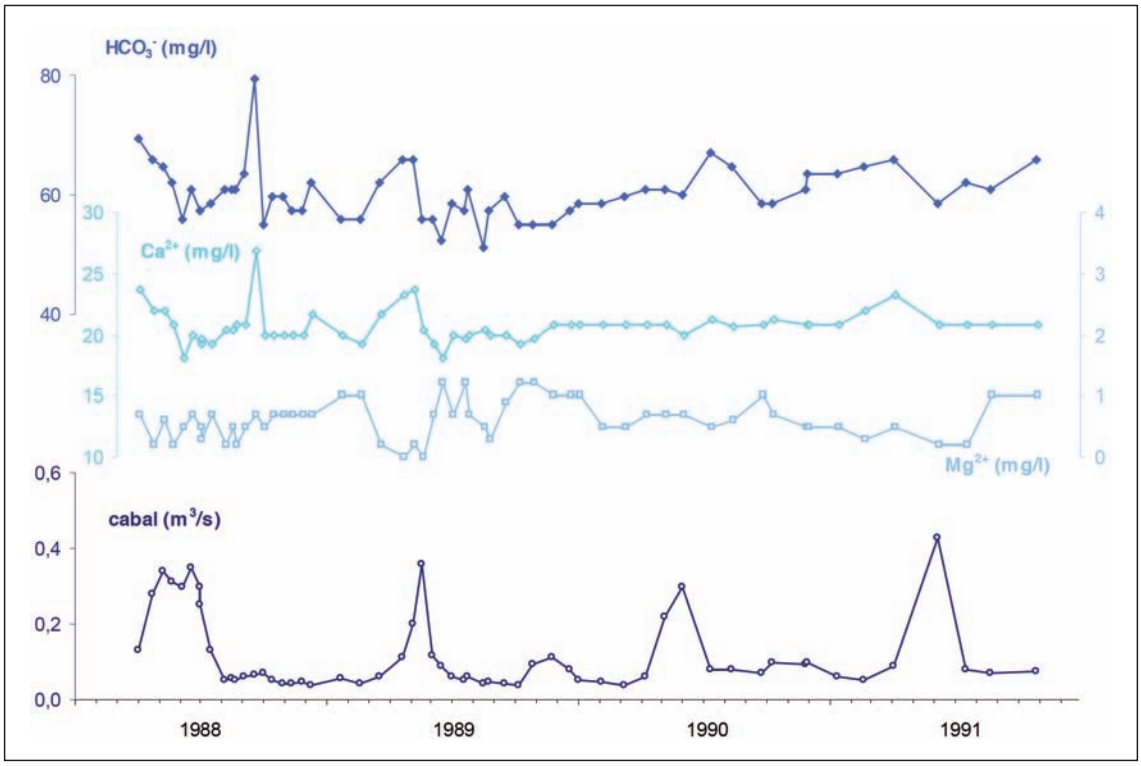


Figura 78: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a la Font de Tèrme.

3.2.4.5.1.4 La pCO_2 i l'ΔpH

La pCO_2 presenta una variabilitat moderada en el període considerat: el valor màxim és de 0.052 % i el mínim de 0.015 %. L'amplitud és 0.037 %. El valor mitjà és de 0.024% (taula 19, figura 79).

El CO_2 aportat per la Font de Tèrme és del mateix ordre que l'avaluat a la unitat de Lastoar, i és lleugerament superior a l'obtingut a la de Joeu.

A la Font de Tèrme, per tant, cal insistir que el CO_2 presenta, com en els altres sistemes aranesos, concentracions molt baixes.

Les variacions de la pCO_2 en el període dels quatre cicles estudiats no presenta cap esquema d'evolució definit. Com també succeïa amb Lastoar, no s'observa l'evolució estacional que caracteritzava la unitat hidrogeològica de Joeu.

No obstant, els valors mínims de la pCO_2, si més no en els cicles de 1988 i 1989, coincideixen amb els cabals màxims o bé, com succeeix en el cicle de 1991, amb la puja de la crescuda estacional. A més, en alguns dels cicles hi ha tendències d'evolució clarament determinades per l'evolució del cabal. D'aquí doncs que el factor hidrodinàmic tingui un paper important. En efecte, a l'apartat d'hidrodinàmica ja s'ha indicat que l'evolució del cabal a Font de Tèrme reflecteix bé el període de fusió del mantell nival. En aquest cas, però, cal introduir una consideració important com és l'existència d'una zona saturada significativa i de gran extensió, la qual presenta dues característiques: en primer lloc, la feble o baixa carstificació que defineix, almenys, la part d'aigua avall, és a dir, la drenada per la Font de Tèrme i, en segon lloc, l'escàs desenvolupament de l'estructura de drenatge. La consideració d'aquestes característiques és important per a comprendre l'evolució del CO_2, que a Tèrme, òbviament, no depèn d'una manera tan definida de les influències de la recàrrega que es produeix per la fusió del mantell nival.

L'ΔpH té un valor mitjà de - 0.25 per al període de 1988 a 1991. El màxim és de - 0.06 i el mínim de - 0.49. L'amplitud de - 0.43 és significativa i assenyala una variabilitat important per aquest paràmetre (taula 19, figura 79).

	mitjana	**mínim**	**màxim**
pCO_2 (%)	0.026	0.015	0.052
ΔpH_c	-0.27	-0.49	-0.06

Taula 19: Variació de la pCO_2 i de l'ΔpH a la Font de Tèrme (n=57).

És remarcable, primerament, la quasi permanent infrasaturació de les aigües a la Font de Tèrme. Solament d'una manera isolada s'assoleixen valors situats a l'equilibri, i en cap cas valors sobresaturats.

Els valors d'infrasaturació a Tèrme són menys marcats que a Lastoar i a Joeu. Això també és explicable a partir de l'escàs desenvolupament de l'estructura de drenatge i pel desenvolupament de la zona saturada, que, aigua avall de la Pila, és d'estructura homogènia i baixa carstificació.

A la Font de Tèrme és interessant indicar la correlació que s'observa entre la pCO_2 i l'ΔpH, amb un valor de 0.661. Aquest valor de correlació, tot i no ser important, és significatiu, i més en el context hidrològic que s'observa. Aquesta correlació a Joeu i Lastoar solament s'observa en el període d'aigües baixes i esgotament.

Aquesta relació entre la pCO_2 i l'ΔpH podria indicar una evolució última de la circulació subterrània en una atmosfera que permetria el bescanvi entre la fase líquida i la gasosa, però caldria aprofundir en aquesta qüestió a partir de l'anàlisi de crescudes. L'afloramen calcari en què es troba Tèrme faria possible el referit bescanvi. L'alimentació o recàrrega d'aquest aflorament podria afavorir la incidència d'aigües de fusió de neu (o de precipitació en general) en profunditat, primer a la zona no saturada, després a la zona saturada i finalment a Tèrme, a partir, sobretot de la infiltració lenta. Aquest tipus d'infiltració podria tenir un paper important en el conjunt de l'aflorament de la serra de Guarbes on es troba Tèrme. Això sense deixar de considerar l'existència de la infiltració ràpida i de la infiltració en petites pèrdues, però amb un desenvolupament més limitat tenint en compte que el bloc calcari en el que es troba Tèrme pràcticament no té carstificació (Bakalowicz, 1979, Botton, 1984; Fleyfel, Freixes, 1986).

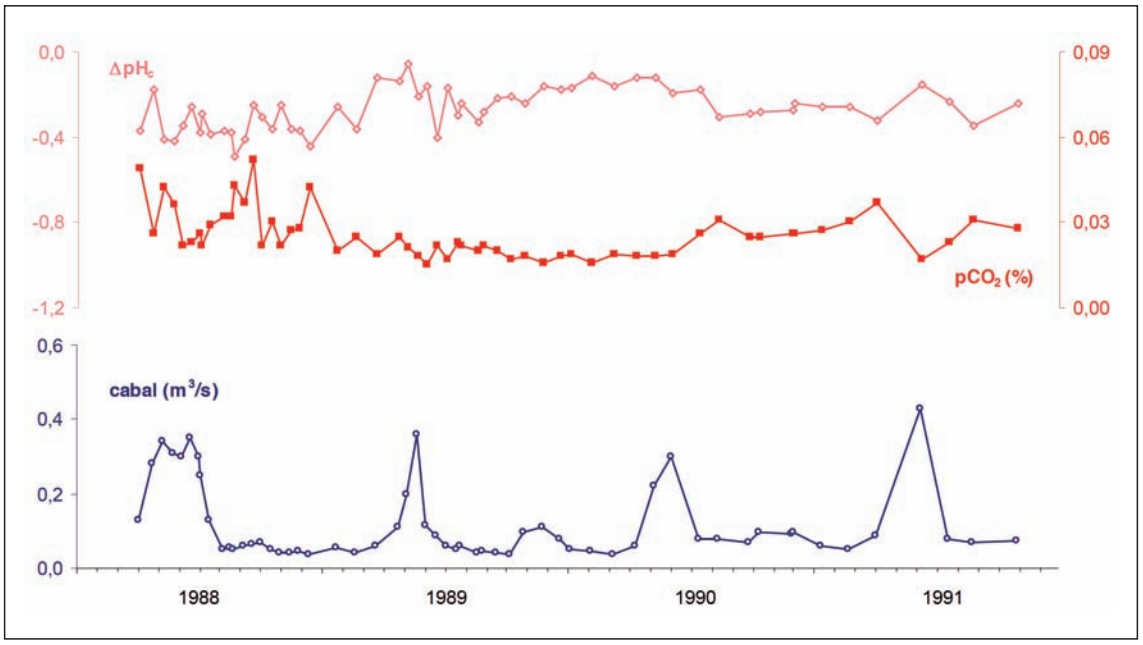


Figura 79: Variació de la pCO_2 i de l'ΔpH a la Font de Tèrme.

3.2.4.5.1.5 Sulfats, clorurs, sodi i potassi

L'ió sulfat, després del bicarbonat i el calci, és el que es presenta amb majors concentracions. El valor mitjà és de 6.12 mg/l, el màxim de 8.9 mg/l i el mínim de 3.9 mg/l. L'amplitud és de 5 mg/l (taula 20, figura 80). L'amplitud és significativa i es pot considerar que aquest ió presenta variacions importants durant el cicle hidrològic. L'esquema de variació que s'observa és de tipus estacional i està determinat per la crescuda originada per la fusió de neu. Així, a grans trets, s'observen dues tendències en cada cicle hidrològic o crescuda estacional. La primera tendència consisteix en una disminució de la concentració fins assolir-se els valors mínims i, la segona, en una recuperació o augment de la concentració, assolint-se generalment, en aquest cas, els valores màxims; aquest esquema o patró d'evolució es repeteix cicle rere cicle. En els cicles de 1988 i 1989, aquesta evolució estacional està molt ben definida: els períodes de cabals alts coincideixen amb les baixes concentracions en sulfats i, recíprocament, els d'aigües baixes i esgotament coincideixen amb les màximes concentracions. És interessant remarcar que, a diferència de Joeu i Lastoar, a Tèrme, l'evolució estacional s'observa força bé en els sulfats i no així en els bicarbonats. Aquesta consideració indica clarament que en l'evolució d'aquests dos paràmetres hi intervenen factors diferents.

L'ió clorur es troba en molt baixes concentracions: el valor mitjà és només de 0.32 mg/l. El màxim és de 0.8 mg/l i el mínim de 0.08 mg/l. L'amplitud és de 0.72 mg/l (taula 20, figura 80). Les variacions més importants se situen en els episodis de crescuda i, per tant, les màximes concentracions es corresponen amb els màxims cabals. Això s'observa particularment bé en els cicles de 1988 i 1989. En els períodes d'aigües baixes les concentracions són també baixes.

Les concentracions en sodi són molt baixes amb un valor mitjà de 0.54 mg/l. El màxim és d'1.2 mg/l i el mínim de 0.21 mg/l (taula 20, figura 80). Les evolucions del sodi, encara que molt poc apreciables, són també de tipus estacional.

La baixa variabilitat de les concentracions de potassi no permet una interpretació clara de la seva evolució (taula 20, figura 80).

	Font de Tèrme			
	mitjana	**mínim**	**màxim**	**rang**
Sulfats (mg/l)	6.16	3.9	8.9	5.0
Clorurs (mg/l)	0.34	0.08	0.8	0.72
Sodi (mg/l)	0.52	0.21	1.2	0.99
Potassi (mg/l)	0.19	0.10	0.29	0.19

Taula 20: Sulfats, clorurs, sodi i potassi a la Font de Tèrme (n=57).

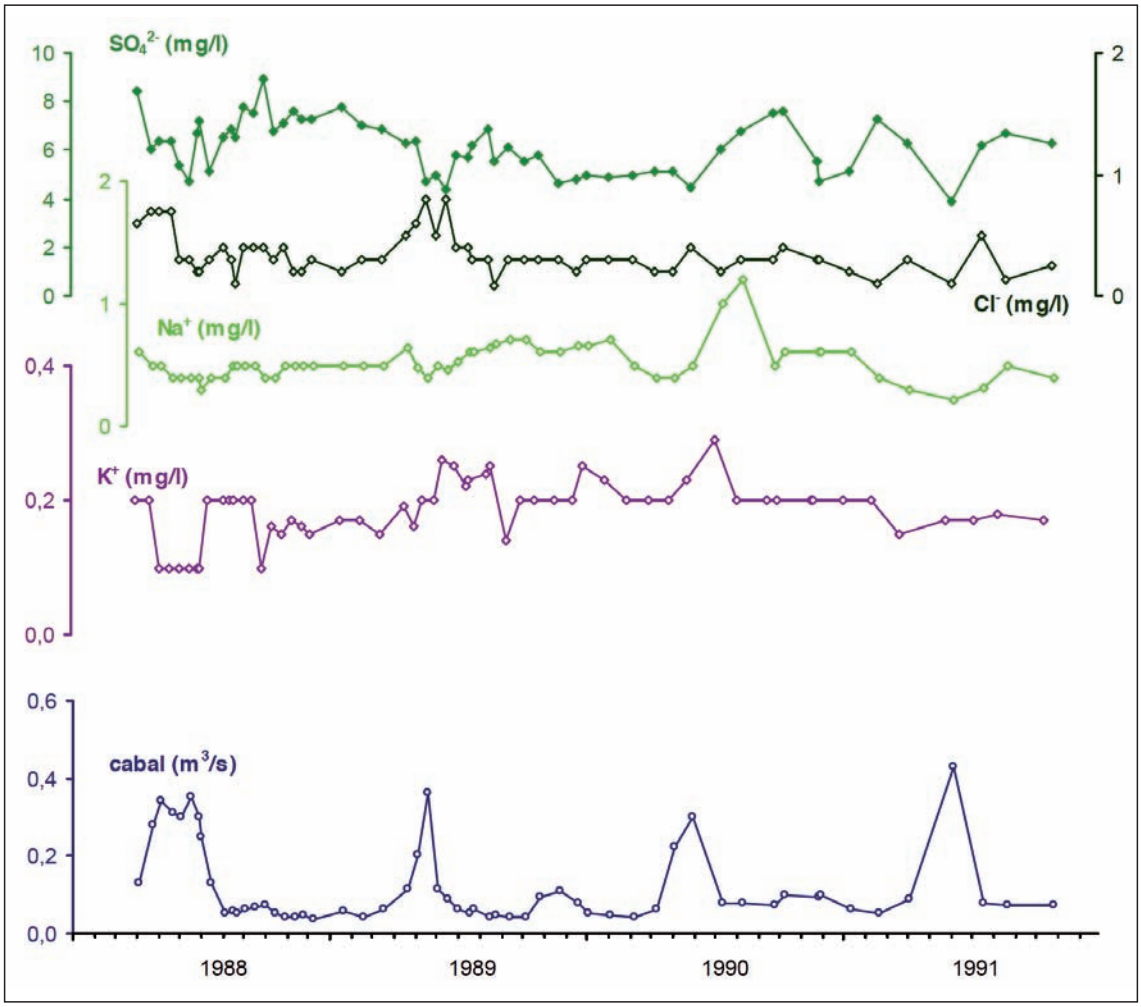


Figura 80: Variació dels sulfats, clorurs, sodi i potassi a la Font de Tèrme.

3.2.4.5.1.6 Anàlisi de components principals

L'anàlisi de components principals de la Font de Tèrme es realitza a partir de les dades de 57 mostreigs realitzats en quatre cicles hidrològics (del 1988 al 1991).

Les variables utilitzades són: cabal (Q), temperatura (T), bicarbonats (TAC), sulfats, clorurs, nitrats, calci+magnesi (TH), calci, magnesi, sodi, potassi, pCO_2, ΔpH i pH.

El factor I explica el 30,1% de la variància i el factor II el 20,8%.

El pla factorial I-II explica el 59,9% de la variància; la interpretació se centrarà en aquest pla factorial.

Espai de les variables (figura 81):

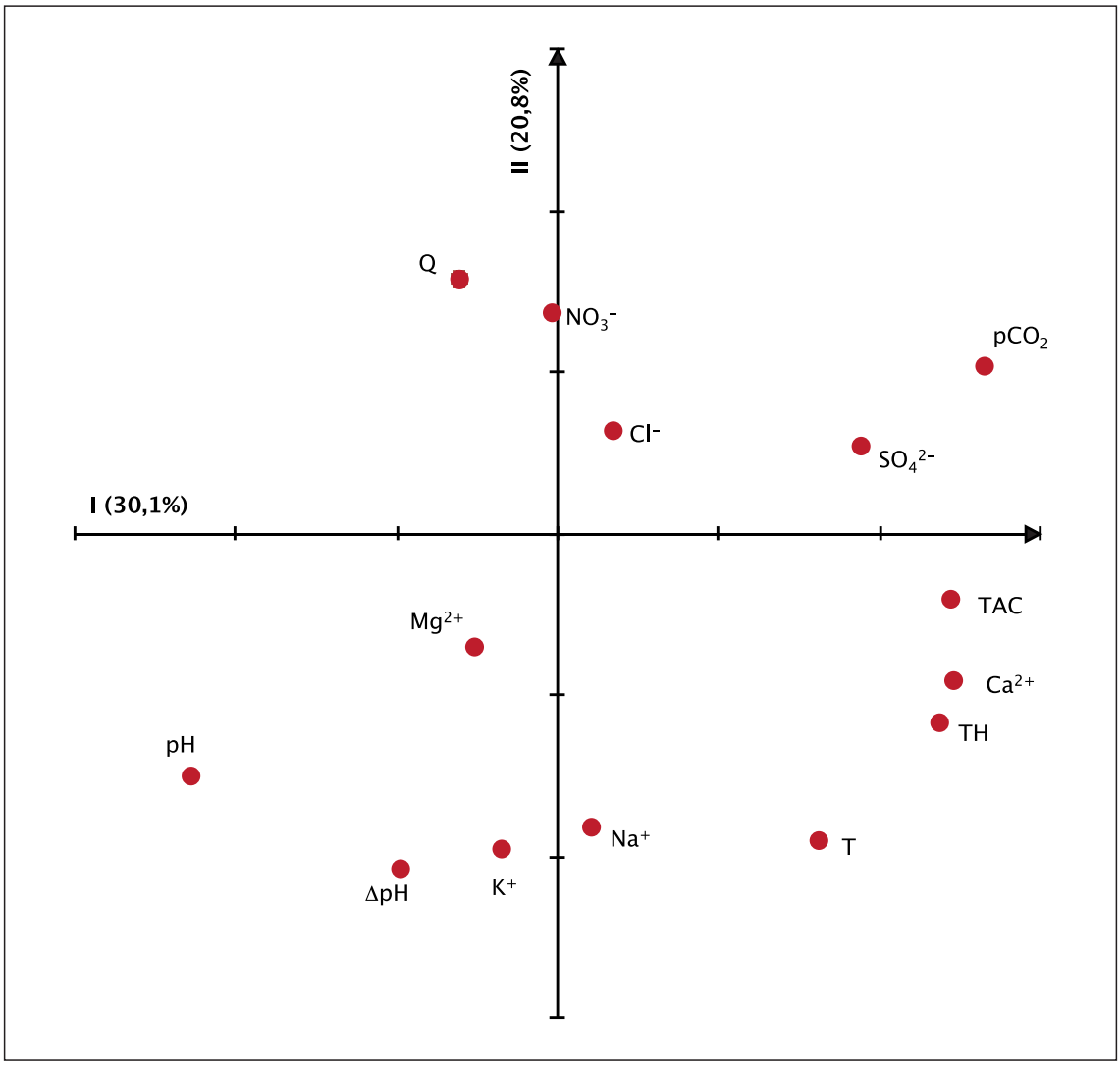


Figura 81: ACP de la Font de Tèrme. Espai de les variables

El factor I el defineixen la pCO_2, el calci i TAC, el TH, el pH, els sulfats i la temperatura (T).

El factor II el defineixen l'ΔpH, el potassi, la temperatura (T), el sodi, i, el cabal, en menor mesura. La temperatura (T), encara que amb més pes en el factor II, com ja s'ha comentat, també contribueix significativament al factor I.

En efecte, la $pCO_{2,}$ els bicarbonats i el calci són les variables determinants del factor I.

El factor I és el factor mineralització, és a dir, el factor que expressa el temps necessari per a l'adquisició de la mineralització per part de la solució (temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer). Els bicarbonats i el calci s'oposen al cabal (Q), encara que ho fan amb una correlació poc marcada. Així mateix, els sulfats, encara que amb un pes

menor, també formen part de les variables associades a la mineralització. Els sulfats podrien tenir a veure amb aigües de llarg temps de permanència, que fan possibles els processos d'oxidació dels sulfurs i, en definitiva, amb les aigües emmagatzemades a la zona inundada del carst.

El factor II, està molt ben definit per l'ΔpH, que indicaria el major o menor grau de saturació de la solució. Així mateix, és remarcable que l'ΔpH, s'oposa amb una correlació forta i marcada amb la pCO_2 (- 0.74), tot i que la pCO_2 contribueix més a la definició del factor I. A la Font de Tèrme s'expressa d'una manera molt clara que existeixen condicions de bescanvi entre la fase gasosa i la solució, tenint en compte el confinament geològic de les calcàries de Bentaillou (vegeu figures 70 i 71) i el caràcter captiu de l'aqüífer aigua amunt de Tèrme, en direcció a l'Unhòla, l'explicació d'aquestes condicions favorables al bescanvi rau en el fet que la Font de Tèrme es troba en un aflorament calcari molt important, constituït per la Serra de Guarbes, que observa un desenvolupament molt important de la zona no saturada i el seus processos: infiltració lenta que incorporaria CO_2 en profunditat i difusió de CO_2 i un paper menor de la infiltració ràpida i en pèrdues.

Segons el factor II també s'oposa el cabal (Q) a l'ΔpH i a la temperatura (T). En el cas de la Font de Tèrme, els cabals més elevats determinen, de manera general, les aigües més infrasaturades i les de menor temperatura (T), però aquesta consideració es pot matisar; en efecte, en les aigües dels períodes d'esgotaments (o de tendència a l'esgotament) o bé en les aigües dels períodes d'esgotament mobilitzades en el context d'episodis de crescuda d'escassa entitat (vegeu particularment els cicles de 1990 i 1991) hi ha els valors d'ΔpH menys infrasaturats, és a dir, que més s'apropen a l'equilibri.

El factor II es podria definir com la velocitat de trànsit de l'aigua entre les estructures d'emmagatzematge i la ressurgència.

Espai de les unitats estadístiques (figura 82):

En l'espai de les unitats estadístiques es poden diferenciar dues famílies o grups de mostres: a) crescuda: puja, cabals més elevats i decrescuda i b) tendència a l'esgotament i esgotament i petites crescudes en el sí del període d'esgotament.

a) Crescuda: puja, cabals més elevats i decrescuda

El grup a inclou les mostres (u.e.) que formen part de les crescudes estacionals dels quatre cicles hidrològics estudiats. Les unitats estadístiques formen part de la puja o branca ascendent de l'hidrograma, cabals més elevats (o punts de crescuda) i de la decrescuda. Aquestes unitats estadístiques defineixen les aigües més infrasaturades i menys mineralitzades (3, 4, 5, 6, 7, 8, 25, 26, 42, 43, 44 i 54). La influència del flux (cabals elevats) és molt important i les velocitats de trànsit en el sistema són les més importants del cicle.

b) Tendència a l'esgotament i esgotament i petites crescudes en el si del període d'esgotament

El grup b inclou les mostres del període d'esgotament (o tendència a l'esgotament). Es tracta de les mostres corresponents a les aigües més mineralitzades i, així mateix, les que se situen més a prop de l'equilibri, és a dir, les aigües menys infrasaturades. També formen part del grup les aigües amb les concentracions més elevades en sulfats.

Algunes de les mostres corresponen a la mobilització d'aigües que formen part de les reserves de la zona inundada després de llargs períodes d'esgotament, coincidint amb

l'inici de la crescuda estacional o bé caracteritzen crescudes de poca entitat que precedeixen la crescuda estacional dels diferents cicles estudiats. Es tracta de les unitats estadístiques: 35, 36, 37 i 38. Algunes formen part de les branques ascendents de les crescudes estacionals (puges), just després del període d'esgotament: 23, 24, 25 i 43 (és necessari recordar que l'hidrograma de cabal el determinen mesures discretes i en conseqüència, no es defineixen rigorosament la diversitat de crescudes).

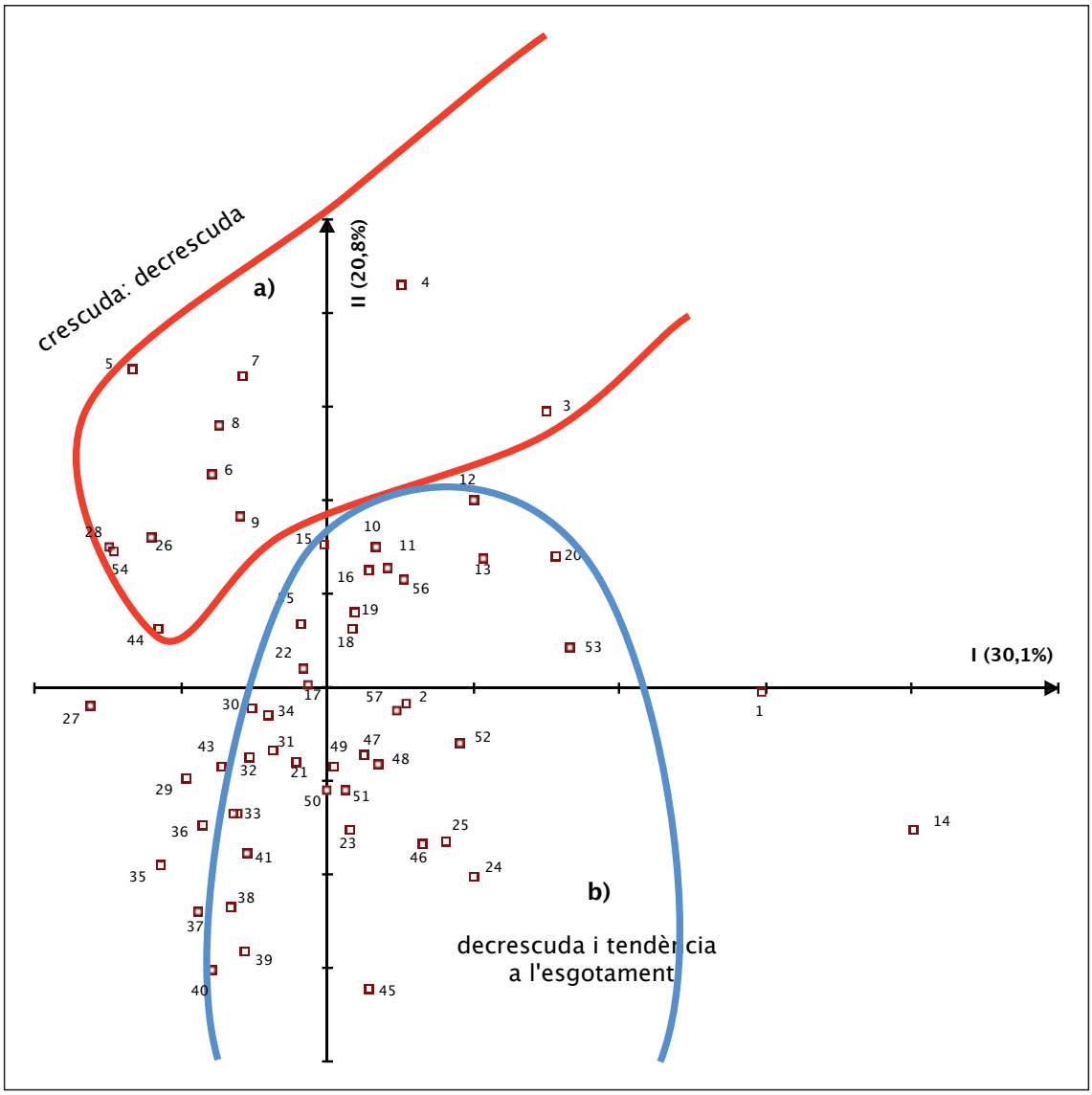


Figura 82. ACP de la Font de Tèrme. Espai de les unitats estadístiques

3.2.4.5.2 La Font de la Pila

3.2.4.5.2.1 Conductivitat i mineralització

La conductivitat té un valor mitjà de 86.56 µS/cm, un màxim de 101 µS/cm i un mínim de 58 µS/cm. L'amplitud és de 43 µS/cm.

La mineralització té un valor màxim de 90 mg/l i un mínim de 40 mg/l. L'amplitud és de 50 mg/l.

La correlació entre la conductivitat i la mineralització és de 0.785, que és un valor superior a l'obtingut a Tèrme però que queda situat per sota d'una bona correlació (> 0.9). La correlació entre la mineralització i els bicarbonats és elevada amb un valor de 0.989; per tant, s'utilitzarà la mineralització com a variable regionalitzada.

3.2.4.5.2.2 La distribució de freqüències de la mineralització

La distribució de freqüències de la mineralització a la Font de la Pila es pot definir, pràcticament, com a polimodal; és a dir, s'observen dues modes ben definides i se n'insinua una tercera (figura 83).

Contràriament al que s'observava a Tèrme, a la Pila la moda de menys mineralització (50 mg/l) amb una freqüència de 0.045 és la menys significativa, mentre que la moda que correspon a les aigües més mineralitzades (80 mg/l) té una freqüència important de 0.36. Això sí, la moda més significativa a la Pila (80 mg/l) coincideix pràcticament amb la més significativa de Terme (85 mg/l), és a dir, aquestes dues modes identifiquen, pràcticament, la mateixa família hidrogeoquímica i caracteritzen el volum d'aigua més important aportat per una i altra font. L'estructura polimodal de la distribució de freqüències de la Pila il·lustra el caràcter complex de l'estructura drenada per aquesta font i una carstificació de certa importància (Bakalowicz, 1979 a; Freixes et al., 1998 a, b, 2000). En efecte, la Pila té relació no solament amb la part més carstificada de l'aqüífer, sinó també amb una estructura de drenatge d'un cert desenvolupament. Les dades hidrodinàmiques i les observacions de camp indiquen l'existència d'una estructura de drenatge en relació amb aquesta surgència.

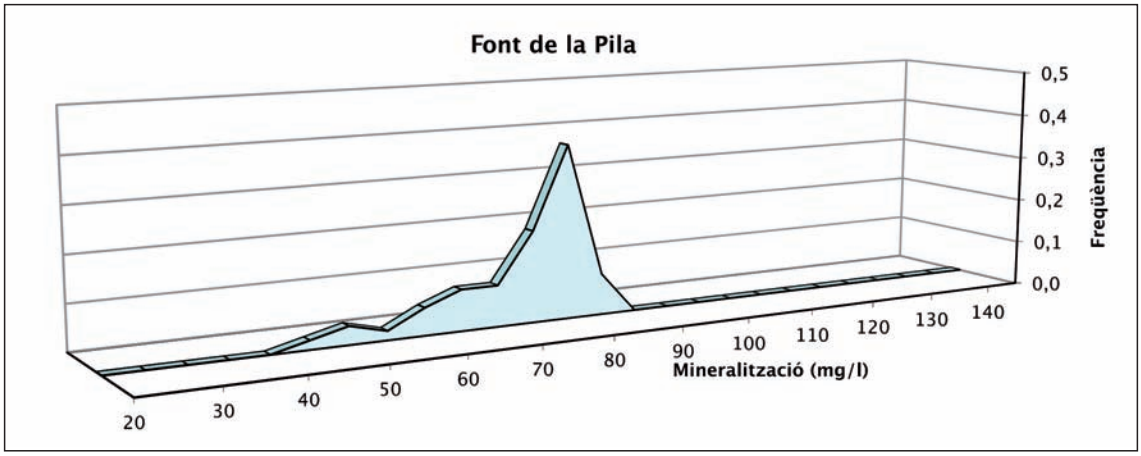


Figura 83: Distribució de freqüències de la mineralització a la Font de la Pila.

A continuació, l'explicació de les evolucions dels diferents paràmetres químics confirmarà les conclusions extretes de l'anàlisi de la corba de distribució de la mineralització.

3.2.4.5.2.3 Bicarbonats, calci i magnesi

Els bicarbonats presenten un valor mitjà de 51.46 mg/l, un màxim de 62.2 mg/l i un mínim de 32.9 mg/l. L'amplitud és de 29.3 mg/l. El calci presenta un valor mitjà de 17.38 mg/l, un màxim de 20.4 mg/l i un mínim d'11.6 mg/l. L'amplitud és de 8.4 mg/l (taula 21, figura 84).

L'evolució dels bicarbonats s'interpretarà conjuntament amb la del calci, doncs s'observa un paral·lelisme important i, a més, hi ha una bona correlació (0.904).

A la Font de la Pila aquests dos paràmetres presenten una evolució estacional molt ben definida. Tant en els bicarbonats com en el calci s'observen bé les tendències. La tendència a la disminució caracteritza l'inici de la crescuda estacional: els mínims coincideixen amb la puja de la crescuda o amb els cabals més elevats. La tendència a la recuperació es produeix a la decrescuda i a l'esgotament. Amb els cabals més baixos les evolucions s'estabilitzen significativament, particularment per al calci (figura 84).

El magnesi presenta concentracions molt baixes amb un valor mitjà de 0.67 mg/l, un màxim d'1.5 mg/l i un mínim de 0.0 mg/l. L'amplitud és d'1.5 mg/l. En el cicle de 1988-89 hi ha una evolució estacional anàloga a la descrita pels bicarbonats i el calci; en els altres cicles les tendències no es defineixen i no s'observa la referida evolució (taula 21, figura 84).

	Font de la Pila			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	51.4	32.9	62.2	29.3
Calci (mg/l)	17.4	11.6	20.4	8.8
Magnesi (mg/l)	0.67	0.0	1.5	1.5

Taula 21: Bicarbonats, calci i magnesi a la Font de la Pila (n=45).

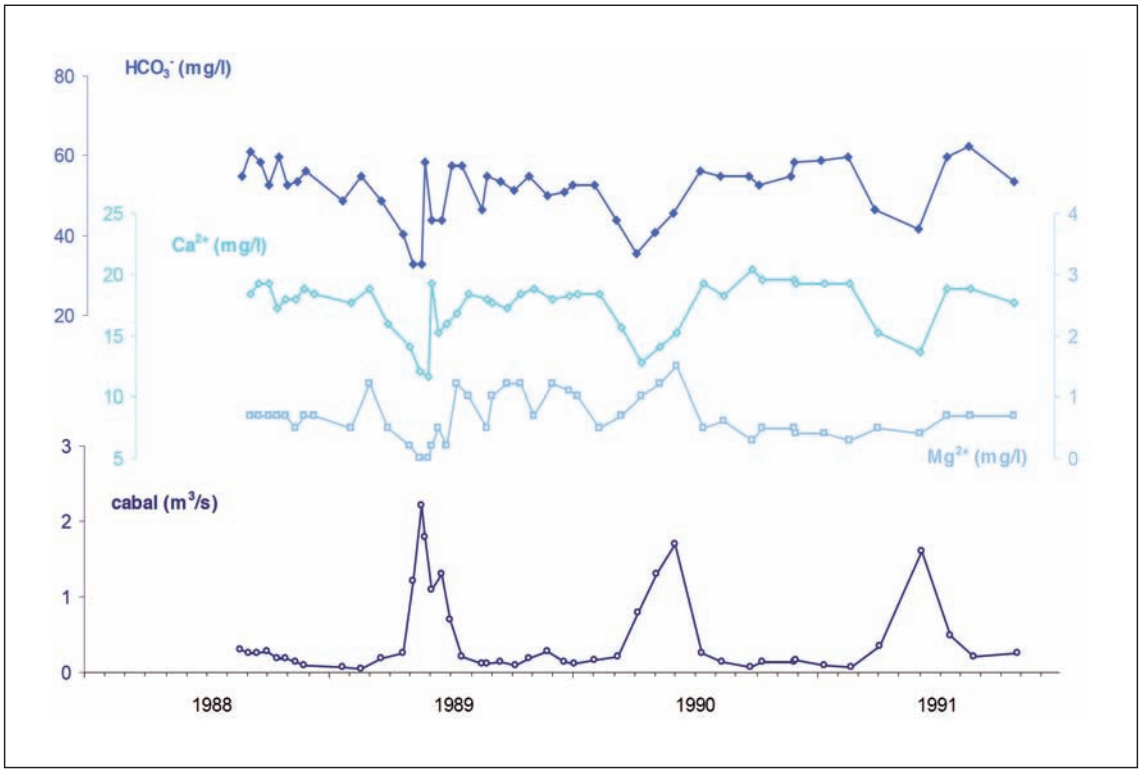


Figura 84: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a la Font de la Pila.

3.2.4.5.2.4 La pCO_2 i l'ΔpH

El CO_2 presenta, en el període estudiat (de 1988 a 1991), un valor mitjà de 0.021 %; el màxim és 0.054 % i el mínim 0.011 %. L'amplitud és de 0.043 % (taula 22). Aquests valors són molt propers als obtinguts a Tèrme. Així, el CO_2 aportat per la Pila és del mateix ordre que l'aportat per Lastoar i Tèrme, i lleugerament superior al de Joeu; com en tots els sistemes aranesos, les concentracions es poden qualificar de molt baixes.

A l'evolució de la pCO_2 a la Pila, tot i no presentar un esquema molt definit i a diferència de Joeu, s'hi observen tendències de caràcter estacional com en els altres sistemes, encara que menys marcades (figura 85).

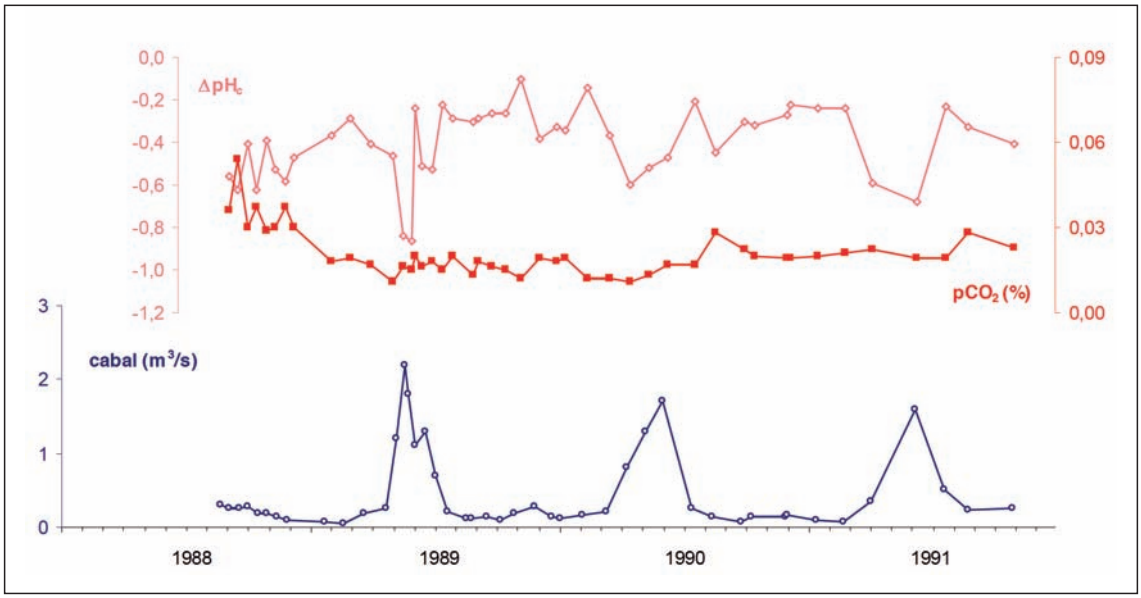


Figura 85: Variació de la pCO_2 i de l'ΔpH a la Font de la Pila.

El valors més baixos de la pCO_2 coincideixen, en cadascun dels cicles, amb l'inici de la crescuda estacional (puja).

L'ΔpH presenta un valor mitjà de - 0.40, un màxim de - 0.1 i un mínim de - 0.86. L'amplitud és de 0.76, que constitueix un valor força elevat, sobretot si es compara amb els altres sistemes estudiats (taula 22).

	mitjana	**mínim**	**màxim**
pCO_2 (%)	0.021	0.011	0.054
ΔpH_c	-0.40	-0.86	-0.10

Taula 22: pCO_2 i ΔpH a la Font de la Pila (n=45).

La Font de la Pila és, juntament amb els Uelhs deth Joeu, el dispositiu de descàrrega amb valors més infrasaturats. D'això en resulta que el valor mitjà abans referit sigui marcadament infrasaturat, sensiblement més que a Tèrme. El valor menys infrasaturat a penes frega l'equilibri amb - 0.1, que, a més, cal dir que és un valor aïllat en els di-

ferents cicles hidrològics estudiats en aquesta ressurgència. L'evolució de l'ΔpH, permanentment en condicions infrasaturades, cal interpretar-la a partir de les condicions hidrodinàmiques, que, com succeïa a Joeu, determinen l'evolució lluny de l'equilibri que s'observa a les aigües aportades per la Pila. A més, en el domini drenat per aquesta font, les condicions hidrodinàmiques estan també determinades per l'existència d'una estructura de drenatge més o menys desenvolupada i d'una carstificació significativa.

L'evolució de l'ΔpH és estacional, amb un esquema molt clar que es repeteix cicle rere cicle. S'observen dues tendències ben definides (figura 85). La primera és la disminució de l'ΔpH fins els valors mínims; això succeeix sempre a l'inici de la crescuda estacional; els valors més infrasaturats coincideixen amb la puja o bé amb els cabals màxims. La segona és la tendència a la recuperació dels valors que més s'acosten a l'equilibri; això succeeix a la decrescuda i, en general, en condicions d'aigües baixes i d'esgotament.

A la crescuda estacional del cicle de 1989 s'observa, per a un cabal d'1.8 m^3/s, un valor de baixa infrasaturació probablement explicable per la implicació d'aigües de la zona saturada més properes a l'equilibri .

3.2.4.5.2.5 Sulfats, clorurs, sodi i potassi

Com també succeïa a la Font de Tèrme, a la Pila el sulfat és l'ió que es presenta amb majors concentracions després del bicarbonat i el calci. El valor mitjà és de 4.96 mg/l, el màxim de 7.3 mg/l i el mínim de 3 mg/l. L'amplitud és de 4.3 mg/l (taula 23).

Aquest ió presenta variacions importants a nivell del cicle hidrològic (figura 86). L'evolució és clarament estacional i està determinada per la crescuda, o període d'aigües altes, originada per la fusió de neu a la primavera-estiu. Les dues tendències apareixen molt ben definides. És a dir, la disminució de la concentració en sulfats a l'inici de la crescuda estacional i la recuperació o augment de la concentració en el període d'aigües baixes.

Els sulfats constitueixen un marcador molt sensible, doncs s'observa una resposta significativa amb els corresponents mínims a partir de petites crescudes originades per episodis plujosos.

La comparació de les evolucions dels sulfats a Tèrme i la Pila permet comprovar l'existència de nombroses analogies, tant en les evolucions estacionals com en les respostes originades pels episodis plujosos. És a dir, s'observa una coincidència quasi rigorosa en totes les tendències i, fins i tot, en els diferents màxims i mínims.

	Font de la Pila			
	mitjana	**mínim**	**màxim**	**rang**
Sulfats (mg/l)	4.96	3.0	7.3	4.3
Clorurs (mg/l)	0.35	0.1	0.8	0.7
Sodi (mg/l)	0.56	0.17	1.0	0.83
Potassi (mg/l)	0.20	0.09	0.40	0.31

Taula 23: Sulfats, clorurs, sodi i potassi a la Font de la Pila (n=45).

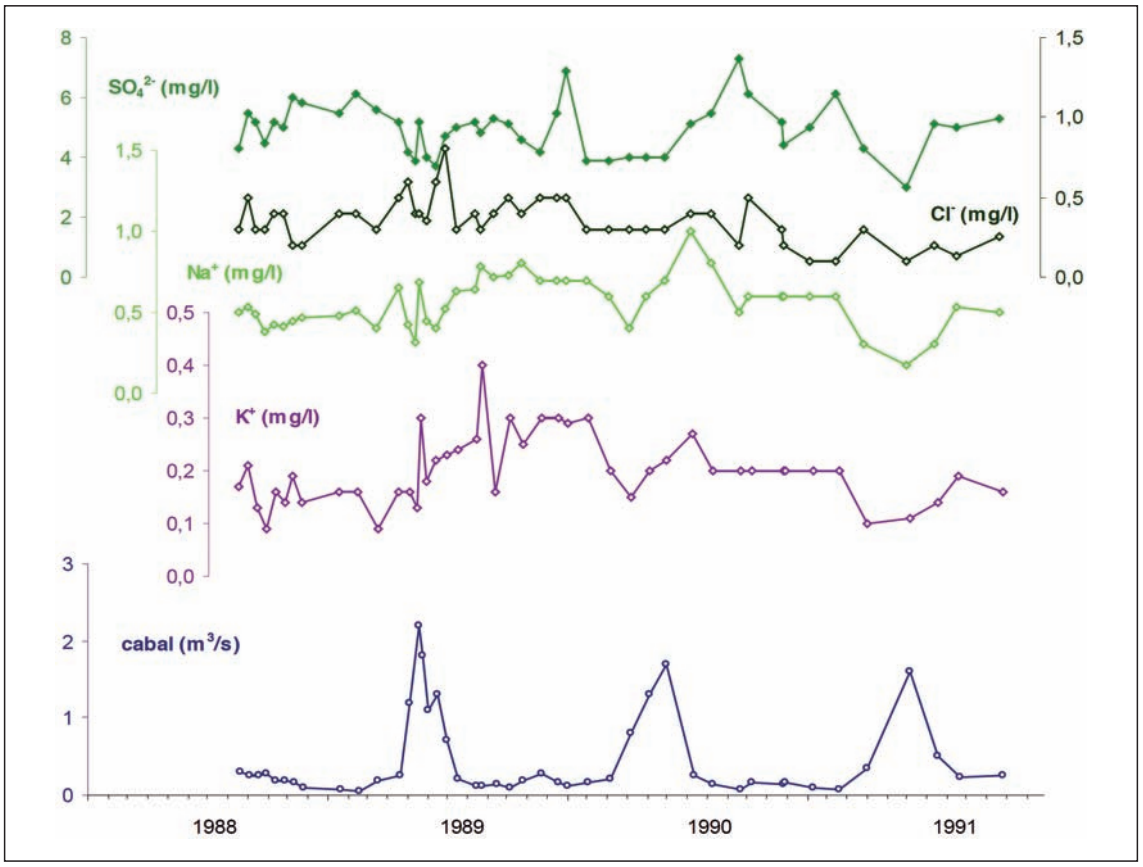


Figura 86: Variació de sulfats, clorurs, sodi i potassi a la Font de la Pila.

El sodi presenta concentracions molt baixes: el valor mitjà és solament de 0.56 mg/l, el màxim és d'1 mg/l i el mínim de 0.17 mg/l. L'amplitud és de 0.83 mg/l.

En el cas del sodi s'observa l'evolució estacional, però menys definida que en els bicarbonats i el calci. Els mínims, però, coincideixen bé amb la puja i els cabals màxims de la crescuda estacional (figura 86).

Els ions clorur i potassi es presenten en molt baixes concentracions. El valor mitjà pels clorurs és de 0.35 mg/l i pel potassi de 0.20 mg/l (taula 23).

Els ions clorur i potassi, tot i presentar uns valors mínims relacionables amb la crescuda estacional, no presenten una evolució estacional ben definida com s'observa en altres ions (taula 23, figura 86).

3.2.4.5.2.6 Anàlisi de components principals (ACP)

L'anàlisi de components principals de la Font de la Pila s'ha realitzat a partir de 45 mostres de quatre cicles hidrològics (del 1988 al 1991).

Les variables utilitzades han estat: cabal (Q), temperatura (T), bicarbonats (TAC), sulfats, clorurs, nitrats, calci+magnesi (TH), calci, magnesi, sodi, potassi, pCO_2, ΔpH i pH.

El factor I explica el 43.3% de la variància i el factor II el 23.1%. El pla factorial I-II explica el 66.4% de la variància. La interpretació es basarà en aquest pla factorial.

Espai de les variables (figura 87):

El factor I el defineixen principalment el calci, els bicarbonats (TAC), el TH, la temperatura, l'ΔpH, el cabal (Q) i els sulfats i, en menor grau, el sodi, els nitrats i el potassi.

Segons el factor I el cabal (Q) s'oposa amb una correlació forta i negativa als bicarbonats, el calci, la temperatura i l'ΔpH.

El factor I té una doble explicació. D'una banda es pot interpretar com el factor mineralització, és a dir, el factor que dóna compte del temps necessari per a l'adquisició de la mineralització de l'aigua (temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer) i, d'altra banda, si es considera la important contribució de l'ΔpH en la definició del factor I (en la definició del factor II és poc important), aquest també expressaria la velocitat de trànsit de l'aigua (entre les estructures o espais d'emmagatzematge i la ressurgència), tot i que cal observar que a la Pila la correlació entre l'ΔpH i la pCO_2, és més aviat baixa i negativa, mentre que la correlació entre l'ΔpH i el Q és forta i negativa.

Així, segons el factor I, i de manera general, els cabals més importants determinarien les aigües menys mineralitzades i, recíprocament, el cabals baixos (tendència a l'esgotament) les aigües més mineralitzades; així mateix, les aigües a major temperatura estarien associades als cabals més baixos i les aigües de menor temperatura als cabals més elevats. I, finalment, els sulfats també estan relacionats amb les aigües més mineralitzades i de major temperatura, però d'una manera menys marcada que en altres exemples estudiats a l'Aran (vegeu el sistema càrstic de Joeu); en aquests cas l'origen dels sulfats també difícilment es podria explicar per oxidació de sulfurs (Bakalowicz, 1979 a), ja que les concentracions són més aviat baixes comparades amb les dels sulfats originats per oxidació de sulfurs; així l'origen dels sulfats convindria relacionar-lo amb l'aportació de les precipitacions i la reconcentració als sòls.

Així és necessari remarcar que l'ΔpH i els principals ions en dissolució (HCO_3^- i Ca^{2+}), és a dir, els traçadors que són creats i transportats per l'aigua, tenen característiques ben diferents de la pCO_2 i dels altres elements o traçadors solament transportats per l'aigua (Cl^-...), la creació o origen dels quals precedeix el transport.

El factor II el defineix la pCO_2, que s'oposa al pH amb una correlació forta i negativa (cos 155º = - 0.9), però, la variable pH a nivell interpretatiu té poc interès; el que té interès és la relació de la pCO_2 amb l'ΔpH, però no hi ha una bona correlació entre aquestes variables (cos 104º = - 0.24). Segons el factor II, la pCO_2 també s'oposa al cabal Q (cos 117º = - 0.45) i al sodi (cos 115º = - 0.42) (i al potassi), però les correlacions, com es pot observar, tampoc són importants. Aquestes dades no faciliten la interpretació del factor II.

La quasi independència de la pCO_2 de la resta de variables fa pensar que això pugui tenir a veure amb l'origen i el transport de la CO_2, és a dir, amb les característiques de la infiltració i, més en general, amb les de la circulació hídrica que alimenta la Font de la Pila. Del fet que no hi hagi bona correlació amb l'ΔpH, fa pensar en una evolució independent de la pCO_2 o del CO_2 dissolt. És evident que hi ha una darrera evolució, fins arribar a la ressurgència de la Pila sense possibilitat de bescanvi amb una fase gasosa de CO_2 i tanmateix la correlació de la pCO_2 amb el Q, encara que no és important, no és menyspreable, és per això que s'ha de cercar una explicació del factor II en la relació que s'estableix entre el CO_2 i el flux hídric (i amb l'estructura de l'aqüífer i del sistema aigua amunt de la Pila).

Quant a les aigües d'infiltració lenta, ràpida i en pèrdues és necessari recordar que el sistema calco-carbònic evoluciona primer com un sistema obert (infiltració lenta) per passar a evolucionar com un sistema tancat (infiltració ràpida i infiltració en pèrdues).

Aigua amunt de la Font de la Pila hi ha una important estructura càrstica, tant a la zona saturada com a la no saturada, cosa que no succeeix en el cas de la Font de Tèrme, tot i l'important aflorament calcari on es troba. En efecte, aigua amunt de la Pila, a part d'una important estructura càrstica inundada (i una significativa estructura de drenatge), hi ha una zona d'infiltració i un carst superficial (epicarst), relativament ben desenvolupat, si es considera la limitada extensió dels afloraments de la calcària de Bentaillou (vegeu figures 70 i 71). Això no obstant, hi ha una significativa morfologia càrstica superficial i un sòl relativament ben desenvolupat a les calcàries, (i un carst cobert, com ja s'ha explicat), productor de CO_2 que ha de facilitar la incorporació de CO_2 al flux hídric i el desenvolupament de la infiltració lenta. Aquestes característiques defineixen l'entorn de l'Unhola i de Liat i també el pla de Tor. A més, cal considerar-hi la infiltració ràpida i la infiltració en pèrdues; aquesta darrera és particularment important. Així mateix, existeix una important estructura càrstica subaèria: amb una part endocàrstica desenvolupada aigua avall de l'àmbit de l'alimentació de l'aqüífer que, com ja s'ha explicat, està constituït per la part alta de la capçalera de l'Unhola (les calcàries de Bentaillou dels afloraments de Liat, Unhola i Tor). Aquesta estructura càrstica subaèria es fa particularment evident amb l'avenc del pla de Tor (que drena la pèrdua del pla de Tor) i també ha d'existir, segurament amb major desenvolupament, des del forat de l'Unhola cap a l'interior de l'aqüífer, aigua avall del sistema. Aquesta estructura càrstica profunda de morfologia filiforme estaria molt ben connectada amb la diversitat de formes càrstiques de l'alt Unhola com ho demostren les observacions de camp relatives a les formes exocàrstiques, endocàrstiques i la circulació hídrica que les caracteritza. És precisament en l'àmbit de l'alt Unhola on l'estructura càrstica situada, si més no temporalment, a la zona no saturada, adquireix la seva màxima expressió. Es tracta d'una part amb una notable fluctuació del nivell piezomètric: transició de les condicions pròpies de la zona no saturada a les de la zona inundada: aportacions a partir de la infiltració ràpida, la infiltració en pèrdues i l'escorrentia subterrània fins a la zona inundada.

En aquesta estructura càrstica que forma part de la zona no saturada, a part del paper de captura i transport del CO_2 per part de la infiltració lenta (i la seva incorporació a les modalitats d'infiltració ràpida i en pèrdues), s'ha d'observar el paper de l'aerodinàmica en la concentració del CO_2 (Bourges et al., 2001), sobretot considerant la important estructura de cavitats existent a l'Alt Unhola.

A més, en el carst cobert de Liat (graves, sorres i argiles) existeixen les condicions per a un possible origen del CO_2. En efecte, a les formes superficials del carst cobert (depressions...) situades damunt de la calcària de Betaillou, es retroben les condicions per al desenvolupament de la infiltració lenta que pot aportar el CO_2 a la infiltració ràpida, independentment de les febles aportacions de CO_2 que caracteritzen la infiltració de les pèrdues importants (Unhola i Tor).

En aquest context de reflexió sobre l'origen del CO_2 i el paper i la importància de les diferents modalitats de flux i transport és interessant recordar les particularitats hidrodinàmiques de la ressurgència de la Pila, doncs és la situada més aigua amunt del sistema de Tèrme–Pila. La Pila forma part d'una estructura de drenatge més desenvolupada: els seus cabals més elevats són de l'ordre de 3 m^3/s, mentre que a Tèrme els cabals més elevats rarament sobrepassen els 0.4 m^3/s i el volum de trànsit de la Pila de 12.3 hm^3 és molt superior al de Tèrme, de només 2.7 hm^3.

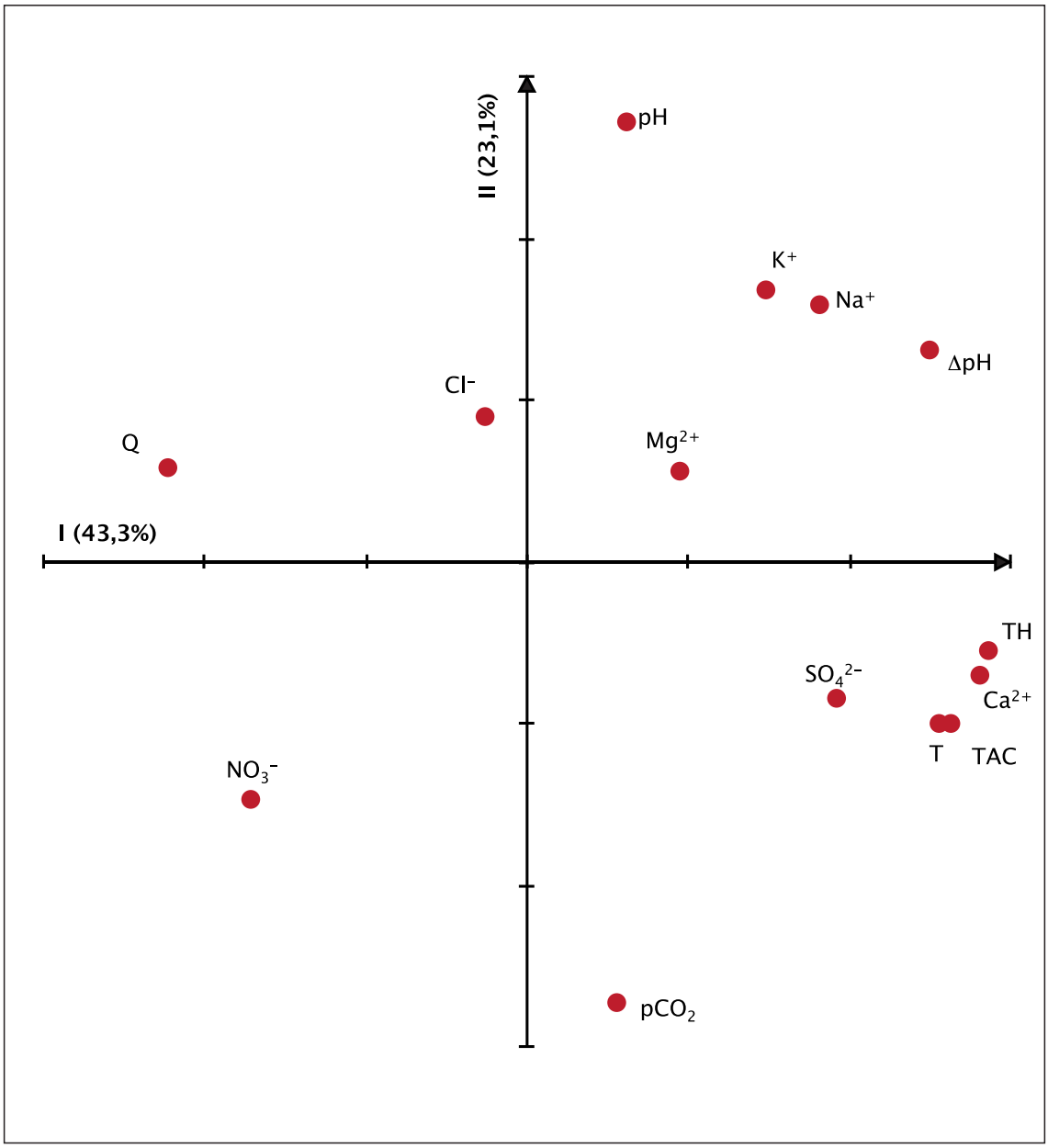


Figura 87: ACP de la Font de la Pila. Espai de les variables.

Espai de les unitats estadístiques (figura 88):

Les unitats estadístiques es poden diferenciar en dos grans grups o famílies (a i b) que inclouen la pràctica totalitat de les mostres.

El grup a inclou les observacions o unitats estadístiques que correspondrien a la part de l'hidrograma de la crescuda estacional. Així hi hauria les u.e, relacionades amb els cabals més elevats (punta de crescuda) i també de la branca ascendent (puja) i de la decrescuda (les u.e. són: 13, 14, 15, 16, 17, 18, 30, 31, 32, 41 i 42).

Les unitats estadístiques del grup b corresponen als cabals baixos i esgotament o tendència a l'esgotament (les u. e. van de la 1 a la 11, de la 19 a la 28 i de la 24 a la 40 i, a més cal afegir, la 44 i 45).

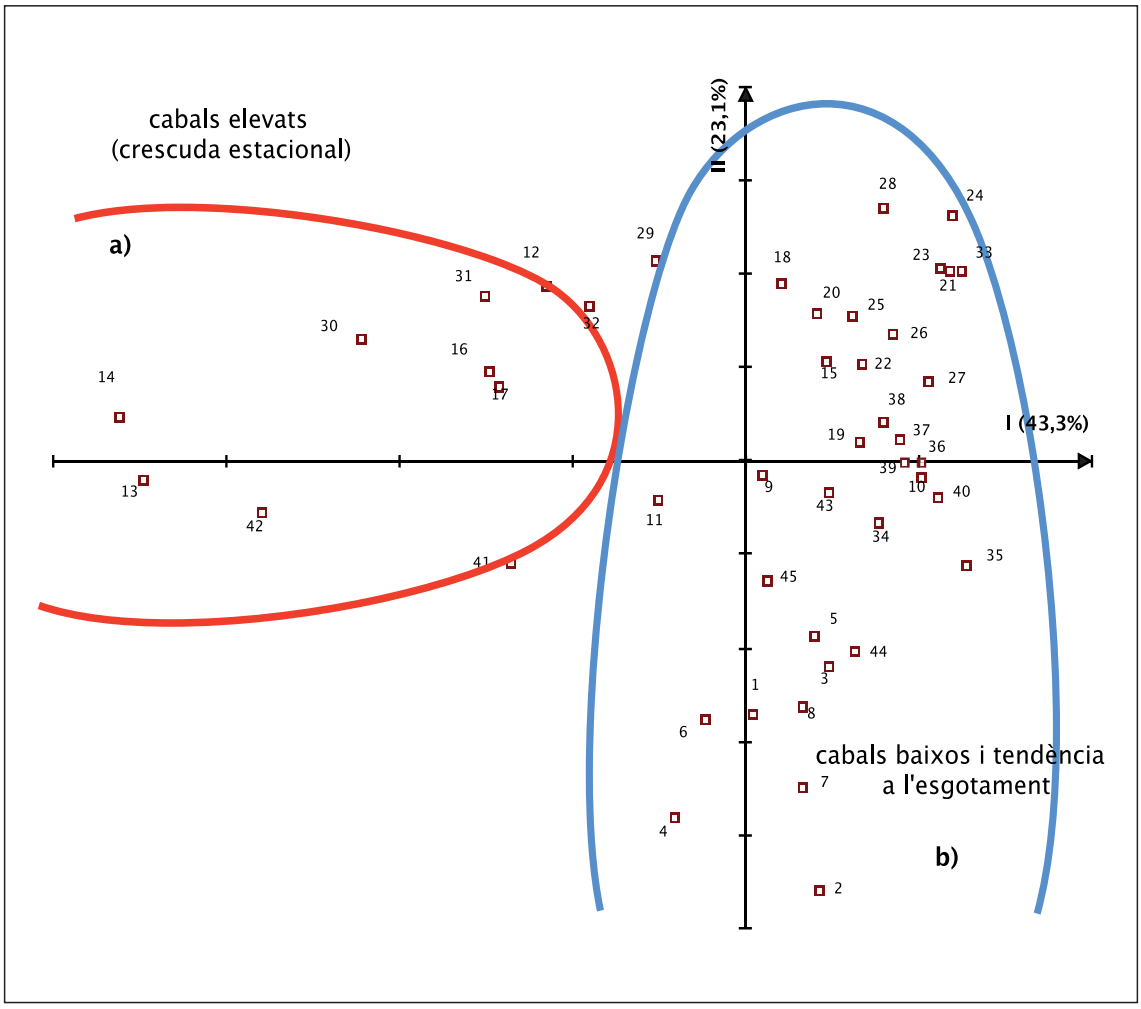


Figura 88: ACP de la Font de la Pila. Espai de les unitats estadístiques.

3.2.4.6 Conclusions

3.2.4.6.1 Model conceptual

Al sistema de Tèrme-Pila, a diferència dels altres sistemes aranesos, les dades experimentals de la descàrrega s'obtenen a partir de les mesures en dos punts d'observació, però de característiques ben diferents, i no únicament per la seva situació sinó també pel marcat contrast de les respostes i evolucions hidrodinàmiques, hidrogeotèrmiques i hidrogeoquímiques. La informació que aporten ressurgències úniques com les dels Uelhs deth Joeu i la Font de Lastoar sobre els seus respectius sistemes, a Tèrme-Pila l'aporten dues ressurgències entre les que no es pot establir una relació simple del tipus font principal-sobreeixidor, sinó que la relació és més complexa. Cadascuna d'elles aporta una informació suficientment original com per a caracteritzar parts de l'aqüífer de funcionament i estructura ben contrastada. L'existència de la Font de la Pila o Uelh de Sascorjada fa particularment interessant l'estudi d'aquest sistema i permet obtenir una informació que contribueix a comprendre el funcionament i l'estructura de sistemes hidrogeològics de característiques semblants, com és el cas de Joeu, Lastoar i Alba.

La caracterització global del funcionament i de l'estructura del sistema de Tèrme-Pila només és possible si es consideren conjuntament els resultats de les dues ressurgències.

L'anàlisi de l'hidrograma del sistema permet situar el sistema entre els aqüífers compostos o complexos.

L'hidrograma de la Font de Tèrme indica la seva relació amb un medi de funcionament no càrstic o molt poc càrstic.

Abans de passar a esquematitzar l'estructura del sistema de Tèrme-Pila, és convenient recordar l'esquema marcadament binari que el caracteritza. En aquest aspecte, encara que amb unes dimensions diferents, Tèrme-Pila és perfectament comparable amb el sistema de Joeu. En efecte, com passa a Joeu, l'extensió dels afloraments calcaris és molt poc significativa, si la comparem amb la dels afloraments impermeables que són drenats subterràniament. L'alimentació al·lòctona és un aspecte fonamental en el funcionament del sistema i, com es comentarà més endavant, en la gènesi d'aquest carst.

Les dades experimentals aportades en aquest cas pel seguiment de les dues ressurgències són bàsiques per a concretar el model conceptual.

En el model conceptual cal remarcar el contrastat paper de les parts amb una alimentació clarament al·lòctona (Liat, Pica Palomèra i pla de Tor) amb aquelles en què l'alimentació és en part al·lòctona i en part autòctona, tot i que els afloraments calcaris no són molt extensos i, en conseqüència, el caràcter autòcton no sigui particularment important: és el cas de la serra Sascorjada. I, finalment, hi ha l'aflorament calcari de la serra de Guarbes on hi ha la Font de Tèrme, que és, per la seva extensió, el més important del sistema i en el qual l'alimentació ha de tenir un caràcter principalment autòcton.

Amb relació a les característiques del carst superficial, a part de les formes més implicades en el funcionament del sistema, com és el cas de les pèrdues de forat de l'Unhòla i la pèrdua de l'avenc del pla de Tor, es disposa d'escassa informació. El mateix succeeix amb els aqüífers epicàrstics, però ben segur que n'hi ha als afloraments calcaris de les serres Sascorjada i Guarbes.

Els diferents tipus d'alimentació determinen les característiques del funcionament de la zona no saturada a les calcàries. Com a conseqüència de la importància que té l'alimentació al·lòctona en el conjunt del sistema, el tipus d'infiltració més important es realitza per les pèrdues (algunes poden incorporar en situació d'aigües altes cabals de varis m^3/s (possiblement desenes de m^3/s)). Les aigües infiltrades a les pèrdues, com s'observa a l'avenc del pla de Tor, arriben a la zona saturada després d'un recorregut variable segons l'estat del sistema, però que en situació d'aigües baixes (o poc influenciada) es realitza per un conducte de 700 m de geometria molt rectilínia. Aquestes dades de l'endocarst que drena subterràniament la pèrdua del pla de Tor tenen molt d'interès i s'han de poder extrapolar, al menys en part, a les altres pèrdues de l'alt Unhòla. Així, entre el forat de l'Unhòla i la zona saturada ha d'existir el mateix tipus d'esquema funcional i estructural, és a dir, estructura filiforme i jeràrquica. El tipus de flux és el que s'ha definit com una escorrentia subterrània (*ruissellement souterrain*), però que en aquest exemple s'origina principalment en pèrdues. Aquesta "zona no saturada", si es consideren els elevats cabals que s'infiltren a les pèrdues en el període de fusió de neu, ha d'inundar-se almenys de forma parcial. És a dir, els conductes que alimenten la zona saturada han d'experimentar fluctuacions importants del nivell inundat, de manera que el que s'ha anomenat zona no saturada ho és només temporalment en els períodes d'aigües baixes o de funcionament menys influenciat del sistema. Així mateix, en aquesta zona d'aigua amunt de la Pila, les condicions hidrodinàmiques experimentarien canvis importants i la circulació passaria de ser lliure de tipus escorrentia subterrània a ser en càrrega durant els períodes de recàrrega amb més aportació hídrica. A més, les

calcàries, aigua avall de les pèrdues, estan completament confinades, al sostre i a la base, per materials impermeables.

Tant la pèrdua de forat de l'Unhòla com la de pla de Tor (i el conjunt de pèrdues de menor entitat existents a la part alta de l'Unhòla) alimenten la zona saturada del sistema, però, com ja s'ha comentat, aigua amunt de la ressurgència de la Pila. A més, les dades experimentals de la ressurgència de la Pila indiquen la seva connexió amb la part més carstificada del sistema. De fet, la carstificació ha de ser significativament més important en la part d'aigua amunt del sistema: de la ressurgència de la Pila a l'alt Unhòla. El caràcter més aviat al·lòcton de l'alimentació d'aquesta part d'aigua amunt i la importància quantitativa de l'aportació són fonamentals per a explicar que la carstificació sigui més important aigua amunt que aigua avall. L'anàlisi del potencial de carstificació complementarà aquestes consideracions.

La zona saturada del sistema la drenen dues ressurgències: Tèrme i Pila. La informació que aporta la Font de Tèrme ens indica que la carstificació és poc important a la part d'aigua avall del sistema: entre incipient i d'un cert desenvolupament, però sempre amb un grau baix. L'estructura d'aquesta part d'aigua avall és més aviat homogènia i, pràcticament, sense elements de drenatge, mentre que la informació que aporta la Pila indica que l'estructura de la part d'aigua amunt és càrstica, heterogènia i que té eix de drenatge (elements propis d'un sistema amb estructura de drenatge). És difícil amb les dades actuals aportar més precisions sobre la zona saturada i la seva estructura. Les dades de la hidrodinàmica i, en particular, els resultats de les experiències amb traçadors semblen indicar que l'estructura és complexa: hi ha un drenatge ben identificat, però es difícil precisar l'estructura pròpiament del reservori.

L'estructura de conductes i buits càrstics a partir dels quals s'organitza el drenatge ha de ser de tipus filiforme (Freixes, 1993, 1995 a; Mangin, 1975 a, 1977, 1982 a, 1984 a), sobretot en la part d'aigua amunt del sistema, és a dir, de la Pila a l'alt Unhòla. Es tracta del mateix tipus d'estructura que s'ha considerat als exemples de Joeu i Lastoar. Òbviament, aigua avall de la Pila ha de disminuir el grau de carstificació i l'estructura de drenatge ha de perdre progressivament i ràpida el caràcter filiforme. Així, la zona saturada aigua avall acaba tenint una estructura poc carstificada, de naturalesa més homogènia, que, en definitiva, és la que alimenta Tèrme. D'aquesta manera, l'estructura càrstica de tipus filiforme caracteritzaria sobretot la zona no saturada i la zona saturada de la part d'aigua amunt del sistema.

Aquest model conceptual que s'acaba d'exposar s'ha basat en les dades hidrològiques de les dues ressurgències i, en particular, en les experiències amb traçadors. A més, les observacions de camp, sobretot les geomorfològiques, han estat incorporades a la descripció del model. D'aquesta manera, les morfologies exocàrstica i endocàrstica de l'alt Unhòla adquireixen un major sentit i significat una vegada se situen en l'esquema de naturalesa sistèmica i hidrològica del model.

En síntesi, en el model conceptual del sistema Tèrme-Pila s'hi poden distingir, essencialment dues parts: una situada aigua amunt de naturalesa càrstica amb una important aportació (influència) al·lòctona que s'origina en la conca impermeable de l'alt Unhòla i una zona saturada amb una estructura de drenatge ben definida (com així ho indiquen les dades hidrològiques de la Font de la Pila) i, una altra, situada aigua avall, amb una estructura pràcticament no càrstica, més aviat fissurada (com ho reflecteixen les dades hidrològiques de la Font de Tèrme). A més, a la part d'aigua amunt, tant a la zona no saturada com a la saturada, l'estructura de drenatge seria de tipus filiforme i fortament jeràrquica, mentre que aigua avall del sistema aquesta estructura seria progressivament

menys marcada fins a desaparèixer a favor d'una estructura fissurada i homogènia on es localitzaria la Font de Tèrme.

A part de la infiltració en pèrdues, n'hi ha dels altres dos tipus: la ràpida i la lenta. A vegades s'identifica la infiltració en pèrdues a la ràpida, però és possible introduir marcades diferències (Bakalowicz, 1977 b, 1979 a, 1981, 1995). La consideració d'aquests tipus d'infiltració és important en el sentit que la dissolució necessita diòxid de carboni i cal analitzar com aquest s'incorpora al subsòl i a la circulació subterrània. Se sap que el diòxid de carboni s'incorpora i s'acumula en profunditat per difusió, però sobretot per les aigües d'infiltració lenta que actuen com un vector que transporta el CO_2 a l'interior del massís i a les parts profundes de l'aqüífer (Bakalowicz, 1979 a, Freixes, 1986; Bourges et al., 2001). Al sistema de Tèrme-Pila, els afloraments des dels quals és possible la infiltració lenta (i la ràpida) són relativament reduïts, però no menyspreables i abans ja s'ha indicat el caràcter predominantment al·lòcton de l'alimentació i, per tant, la importància de la infiltració en pèrdues; no obstant, cal considerar els afloraments de les serres Sascorjada i de Guarbes, així com els calcaris i del carst cobert de Liat. Per les dades de què es disposa de la hidrogeoquímica, sobretot del sistema calcocarbònic, es considera que l'origen del CO_2 que s'implica en els processos de carstificació és principalment a les aigües d'infiltració en pèrdues. Les concentracions en CO_2 són febles, doncs les aigües procedeixen majoritàriament de la fusió de neu. Això no treu que puguin haver-hi aportacions significatives de CO_2 d'altre origen (aigües d'infiltració lenta, difusió). L'anàlisi del potencial de carstificació del sistema complementa aquestes idees.

3.2.4.6.2 Potencial de carstificació i gènesi del carst

En la definició del potencial de carstificació hi intervenen diferents factors (Mangin, 1975 a, 1982 a; Freixes, 1995 a). Una vegada més es retroben la morfologia glacial originada per la intensa erosió del màxim glacial i la morfologia fluvial que es desenvolupa en el postglacial. Aquestes morfologies influeixen les condicions prèvies a la carstificació en diferents aspectes: suposen l'existència de forts gradients en el relleu que poden influir en el desenvolupament dels fenòmens de captura i originen les formes de sobreexcavació que ubiquen la majoria dels estanys i llacs de la zona de recàrrega. També hi ha una morfologia fluvial anterior a la carstificació, com la que s'observa a Liat. En efecte, al forat de l'Unhòla s'observa molt bé com aquest talla una morfologia fluvial meandriforme preexistent.

En definitiva, en el sistema de Tèrme-Pila cal assenyalar el fort gradient entre els relleus de l'alt Unhòla i les valls Sascorjada i Varradòs i, particularment, els gradients que hi ha entre els diferents afloraments de calcàries del sistema. Aquests darrers gradients són una conseqüència de la macroestructura tectònica que, sense entrar en el detall de la seva complexitat, té estructures amb els eixos amb una clara component d'orientació W-E i un fort cabussament dels eixos cap a l'W, cosa la qual determina i defineix el nivell de base o descàrrega del sistema, que ja se sap que és complex pel fet d'estar format per dues ressurgències (en el carst o sistema càrstic, el nivell de base està constituït per la surgència principal, però quina és la ressurgència principal en el sistema de Tèrme-Pila?).

La geometria de la falla de Bossòst també pot influir en la disposició dels materials. En efecte, aquesta estructura d'orientació W-E té un salt molt marcat a la part occidental, d'uns 1000 m (Martínez et al., 1982), i molt menys important a l'oriental. Per tant, aquesta falla fa que les calcàries de la part occidental del sistema càrstic estiguin a una altitud inferior que les de l'oriental.

Però, en el potencial de carstificació del sistema de Tèrme-Pila, com també succeeix amb el de Joeu, hi ha un factor molt important que és el potencial aigua-CO_2. En el sistema de Tèrme-Pila, el caràcter principalment al·lòcton de l'alimentació, com ja s'ha comentat, està en estreta relació amb l'estructura marcadament binària del sistema. Les característiques del potencial aigua-CO_2 també en depenen. Així, s'ha de remarcar la important disponibilitat de recursos a la part alta de l'Unhòla (des de Liat al pla de Tor, que és on hi ha les màximes altituds del sistema: tuc de Maubèrme i Sèrra Nauta) en funció de les precipitacions, particularment sòlides, que originen un considerable i persistent mantell nival. Aquesta disponibilitat d'aigua es troba aigua amunt de les pèrdues més importants del sistema i, a més, una vegada ha desaparegut el mantell nival (mitjans d'estiu), hi ha tot un conjunt de reservoris, en forma d'estanys i llacs (Liat, Pica Palomèra), que continuen alimentant-les. És l'elevada aportació d'aigua concentrada i massiva a les pèrdues del forat de l'Unhòla, pla de Tor..., la que determina que hi hagi un elevat potencial aigua-CO_2. A Tèrme-Pila, com succeeix al sistema hidrogeològic de Joeu, el que és important del factor potencial aigua-CO_2 és l'aportació de volums considerables d'aigua i com aquests s'incorporen a la circulació subterrània en les calcàries a partir de pèrdues massives situades al riu Unhòla. Això és el que explica la gènesi d'aquest carst i, en definitiva, el model conceptual que abans s'ha esquematitzat. Una conclusió clara és que l'alimentació al·lòctona ha estat fonamental en la gènesi d'aquest carst (Freixes et al., 1998 a, b, 2000, 2002).

Una de les qüestions que pot semblar problemàtica, tal i com s'ha comentat a Joeu, és l'origen del CO_2 que intervé en la carstificació. En el cas de Liat i pla de Tor els afloraments calcaris no són gaire extensos, però presenten una morfologia càrstica i uns sòls més o menys desenvolupats. Des d'aquests es pot produir una aportació de CO_2, que tindria la infiltració lenta com a vector de transport i que acabaria incorporant-se a la circulació que hi ha a les estructures de drenatge procedents de les pèrdues (que temporalment constitueixen una zona no saturada amb una circulació subterrània en condicions subaèries). No obstant, com succeeix a Joeu, aquestes aportacions de CO_2 no poden ser molt importants. És per això que a Tèrme-Pila s'ha de considerar com a molt important el paper del CO_2 que, en concentracions molt baixes, s'incorpora directament en els fluxos que s'infiltren a les pèrdues. Així, la carstificació és possible pel fet que les febles concentracions de CO_2 són compensades pels importants volums d'aigua que passen a circular subterràniament. De nou es retroba el paper de la hidrodinàmica en la gènesi del carst (Mangin, 1975 a; Freixes, 1993, 1995 a; Freixes et al., 2002). Amb relació als processos de carstificació, un darrer aspecte important és la possibilitat que la dissolució sigui afavorida per la incorporació d'aigües de pH molt àcids (oxidació de sulfurs) procedents de les mineralitzacions de sulfurs existents a la conca del sistema. Bakalowicz (1979 a) remarca aquest aspecte en els carsts limítrofes amb el de Tèrme-Pila que es troben a França en el mateix context geològic i a la Calcària de Bentaillou, per exemple el carst de la Cigalère. No obstant, a Tèrme-Pila no hi ha les elevades concentracions en sulfats dels exemples francesos, de 50 a 100 mg/l, que indicarien que l'oxidació dels sulfurs té un paper en la carstificació.

3.2.4.6.3 L'explotació dels recursos i la sostenibilitat

El sistema de Tèrme-Pila és l'aportació d'origen subterrani més important de la vall de Varradòs i que això sigui així és una conseqüència del transvasament subterrani d'aigua de la vall de l'Unhòla a la de Varradòs (foto 70). Aquest fenomen de captura càrstica fa que l'aportació hídrica total de la vall de Varradòs sigui significativament superior a la que tindria únicament per la seva pròpia conca (foto 71). L'aportació subterrània del sistema de Tèrme-Pila és comparable amb l'aportació superficial estricta de la conca de Varradòs.

Els cabals que es poden captar a la vall de Varradòs aigua avall de les ressurgències de Tèrme i Pila són particularment elevats en el període de primavera-estiu en el qual es produeix la fusió del mantell nival (fotos 70 i 71).

La importància que ha adquirit l'aportació hídrica del Varradòs, en detriment del riu Unhòla, ha afavorit la seva captació i derivació per a l'explotació hidroelèctrica. La captació, que se situa a la part d'aigua avall del riu de Varradòs, canalitza l'aigua a l'explotació hidroelèctrica de Benòs.

Una vegada més l'explotació dels recursos hídrics dels sistemes càrstics aranesos es fa aigua avall de la descàrrega natural (de Tèrme i Pila). En aquest cas s'aprofita l'augment de recursos que suposa el fenomen de captura càrstica, però les reserves dinàmiques i les possibles reserves profundes del sistema resten intactes i constitueixen un patrimoni hídric per la seva importància quantitativa i per la seva qualitat (aigües bicarbonatades càlciques de molt baixa mineralització). L'explotació en galeria de la zona de descàrrega podria augmentar els cabals, relativament baixos, que aporta la ressurgència de Tèrme. Aquesta iniciativa exigiria la realització d'una cartografia geològica de detall a l'àmbit de la ressurgència de Tèrme.

El sistema de Tèrme-Pila presenta tot un conjunt de característiques que són conseqüència d'activitats humanes pretèrites i actuals que cal conèixer a efecte de la seva protecció i sostenibilitat. De les activitats més remarcables que es van desenvolupar en l'àmbit del sistema, cal assenyalar l'activitat minera, centrada en l'explotació de sulfurs de plom, zenc i coure a la conca, és a dir, a la zona de recàrrega del sistema. Aquest conjunt d'explotacions mineres es troben al NE del pla de Tor i al N de Pica Palomèra (Kleinsmiede, 1960). Les explotacions foren definitivament abandonades l'any 1934. Els jaciments se situen a la Calcària de Bentaillou o *Calcaire Métallifère* i estan relacionats amb estructures d'encavalcament desenvolupades en els materials ampelítics del Silurià. Actualment encara s'observen les restes de les antigues instal·lacions mineres.

Una altra de les activitats que hi ha a la conca és la pastura, tant a la zona de descàrrega com a les de recàrrega: Liat, pla de Tor i serres Sascorjada i de Pica Palomèra.

Les parts altes del sistema són accessibles: un camí puja des de Salardú fins a la zona de Liat (turisme amb tot terreny des de Salardú a la vall de l'Unhòla, que passa pel pla de Tor i arriba fins al forat de l'Unhòla i l'estany de Liat). També la zona de descàrrega és accessible per la carretera que puja des d'Arròs fins el salt del Pish, la qual continua en forma de camí fins al coll de Varradòs i connecta amb els camins de la vall de l'Unhòla. Inicialment aquests accessos eren per a facilitar l'explotació forestal i el pas a les pastures i encara actualment tenen aquesta funció. La zona de recàrrega del sistema també és accessible des de la vall de Toran per camins de pas de pastures (Liat i serra Sascorjada).

A l'espai ocupat pel sistema no existeix, a part d'algunes bordes, cap tipus d'infraestructura o equipament.

També són directament accessibles algunes parts de l'estructura càrstica del sistema: la Pila amb tècniques d'exploració subaquàtica i, mitjançant tècniques d'exploració espeleològica habituals, l'avenc del pla de Tor, que assoleix la zona saturada del sistema aigua amunt de la ressurgència de la Pila.

L'accessibilitat que té el sistema de Tèrme-Pila i els tipus d'activitats existents, si s'exceptua la pastura, no suposen un problema potencial. A més, existeix la iniciativa de protecció del Pla d'Espais d'Interès Natural (PEIN) que es comentarà més endavant.

En aquest sentit, la situació de la zona de recàrrega a la part alta de les valls –aïllada d'activitats i fonts de contaminació– i, en general, l'estat de preservació del sistema són comparables amb els de Lastoar. Tèrme-Pila, per les seves característiques com a sistema hidrogeològic i carst d'alta muntanya –i més, no existint cap activitat que pogués suposar un focus de contaminació greu–, constitueix un reservori de recursos hídrics d'interès que cal protegir i que cal analitzar des del punt de vista de la prospectiva, particularment per a futures utilitzacions dels recursos hídrics.

La zona de descàrrega és accessible i té activitat de pastura, però l'aqüífer, aigua amunt de Tèrme i, fins i tot, aigua amunt de la Pila, és captiu; per tant, la zona saturada estaria protegida en aquesta part per la pròpia estructura de l'aqüífer. Únicament caldria conèixer millor el paper hidrogeològic de l'extens aflorament calcari en què es troba la Font de Tèrme amb l'objectiu de precisar la vulnerabilitat d'aquesta ressurgència.

Un cop analitzades les activitats existents en el sistema, ara és interessant concretar objectius de sostenibilitat i introduir algunes consideracions sobre la seva vulnerabilitat.

En el cas de Tèrme-Pila, considerar la sostenibilitat obliga a un aprofundiment del coneixement hidrogeològic que actualment es disposa. En aquest sentit, un dels objectius bàsics és el monitoratge instrumental del sistema, que aportaria dades en continu dels dos punts de descàrrega i de la recàrrega amb l'equipament almenys del forat de l'Unhòla (cabal, temperatura i conductivitat).

La complexitat del sistema i, en particular, de la seva conca exigeix recerques en els següents aspectes: noves experiències amb traçadors i observacions sobre el funcionament en situació de crescuda de la part superior del curs de l'Unhòla (en concret, a les pèrdues més importants). Des del punt de vista aplicat és essencial la realització de cartografia hidrogeològica, de vulnerabilitat i de risc. Complementàriament, també seria interessant disposar d'una cartografia geomorfològica amb l'objectiu de caracteritzar la morfologia càrstica de les parts superiors de les serres de Sascorjada i Pica Palomèra.

Un estudi relatiu a la geoquímica, sobretot dels metalls pesants i també dels elements traça, és indispensable per a completar la informació hidrogeoquímica dels elements majoritaris que ja es disposa. Així, s'aconseguirà una informació més detallada de la qualitat de l'aigua d'aquest sistema, que tindrà interès sobretot en la perspectiva del seu aprofitament com a aigua potable. En aquest sentit, la geoquímica de les traces és particularment indicada per les importants mineralitzacions que hi ha en els materials situats en l'àmbit del sistema, i més encara si es considera la important activitat minera que existia a la zona de Liat, la qual forma part de la conca del sistema. En efecte, les mineralitzacions i la mineria s'han de contemplar com una font o un focus de contaminació potencial que podria afectar la qualitat de l'aigua del sistema. Aquestes recerques se situarien en la línia de les realitzades al sistema d'Aigüèira (Freixes et al., 1996) i constituirien una contribució bàsica en els estudis de vulnerabilitat específica del sistema (Zwalhen, 2003).

De l'àrea en què es troba el sistema de Tèrme-Pila, el Pla d'Espais d'Interès Natural protegeix la pràctica totalitat de la zona de recàrrega: la zona límnica de Liat, serra Sascorjada i serra de Pica Palomèra, i només la part oriental del pla de Tor. És a dir, d'una banda es protegeix la part septentrional del sistema i de l'altra el vessant esquerra o oriental del riu Unhòla, que connecta amb l'espai protegit de Marimanha també en el PEIN (DMA-ICC, 1996), però no es protegeix la part occidental de l'Unhòla, on hi ha la pèrdua del pla de Tor i d'altres de menys importants. La delimitació que estableix el PEIN es fa des del desconeixement de l'existència del sistema i, per tant, ignorant el fenomen de captura i la seva

significació hidrològica. Això és així malgrat que aquest carst presenta aspectes que, pel seu interès geomorfològic i hidrològic o, des d'una perspectiva més general, pel seu interès geològic, constitueixen un patrimoni que cal considerar i protegir (Freixes, 2003). Una vegada més hi ha una clara absència de criteris hidrològics –i, més en general, de criteris des de les Ciències de la Terra– en la definició dels espais a protegir.

El salt del Pish, que se situa a la confluència dels barrancs Sascorjada (Sièsso) i Varradòs, entre les fonts de Tèrme i Pila, s'alimenta principalment de l'aportació hídrica que s'origina a la Font de la Pila o Uelh de Sascorjada. El salt del Pish (i la vall de Varradòs pels seus ecosistemes, hidrologia…) s'ha convertit en un centre d'interès de les excursions araneses i, en un futur immediat, juntament amb les ressurgències i les formes càrstiques del sistema, ho hauria de ser de les activitats d'educació ambiental i científica que es poguessin programar.

L'originalitat del sistema de Tèrme-Pila en el context dels sistemes càrstics d'alta muntanya (Cervelló et al., 1982; Maire, 1990; Freixes et al., 1993) fa que aquest exemple presenti un interès particular des del punt de vista de la recerca, però també des de la divulgació científica i l'educació ambiental (Freixes et al., 1989, 2002; Freixes, 2003).

3.2.5 Sistema de la Font d'Aigüèira

3.2.5.1 Introducció

Aquesta unitat hidrogeològica se situa al vessant dret de la Garona de Ruda i abasta els relleus que van des del port de la Bonaigua just fins el nucli urbà de Vaquèira (foto 72). La part occidental és a la Val d'Aran, però l'oriental es troba al Pallars Sobirà.

Es tracta d'una unitat de dimensions relativament poc importants. Però, malgrat tot, les característiques del seu funcionament hidrològic i la seva estructura, així com les considerables reserves hídriques, fan que constitueixi un exemple amb diferències contrastades en relació amb els altres estudiats a la Val d'Aran. La unitat té un interès estratègic considerable, com s'explicarà a les conclusions.

La Font d'Aigüèira és el punt de descàrrega natural més important del sistema i alimenta la Garona de Ruda poc abans de la confluència amb el riu Malo (foto 73). La font es localitza a la part oriental del nucli urbanitzat de Vaquèira, just sota la carretera que puja al port de la Bonaigua.

El territori que ocupa el sistema d'Aigüèira no està protegit com a tal, és a dir, explícitament, en el Pla d'Espais d'Interès Natural de Catalunya (PEIN) de la Generalitat de Catalunya;[49] solament es protegeix, i de manera incompleta, la part oriental situada al Pallars Sobirà. En el PEIN també es protegeix una part de la ribera de la vall de la Garona de Ruda, que defineix el límit sud del sistema. Més recentment, el Parc Natural de l'Alt Pirineu també protegeix un petit àmbit del sistema. No obstant, des del punt de vista hidrològic, aquestes figures de protecció pràcticament no tenen interès.

El sistema d'Aigüèira és especialment interessant per la disponibilitat i excel·lent qualitat dels seus recursos hídrics. Des de la dècada dels 70 la Font d'Aigüèira té una captació a partir de la qual se serveix aigua rodada a les poblacions de Salardú, Tredòs, Unha i, mitjançant bombament, a Vaquèira 1500 (Freixes et al., 1996 a) i a partir de l'any 1998 també es subministrà la població de Gessa i, més recentment, l'any 2004, el nucli urbanitzat de Vaquèira 1700 (pletes de Tanau i Nin de Beret).

En el sistema d'Aigüèira s'hi desenvolupa una part de la superfície esquiable de l'estació de Vaquèira-Beret, sobretot a l'extrem occidental (muntanya de Vaquèira), però les darreres ampliacions que s'han projectat de l'estació d'esquí implicaran també la part oriental del sistema. Com es constatarà més endavant, cal un coneixement hidrogeològic més aprofundit i, en particular, la realització de cartografies hidrogeològiques de vulnerabilitat i de risc en la línia dels treballs de Monterde (1998 b), en els quals es fa una primera aproximació a l'anàlisi de la vulnerabilitat. La realització d'una cartografia de risc del sistema hauria de ser un objectiu prioritari.

3.2.5.2 Característiques físiques

3.2.5.2.1 Geologia

El sistema d'Aigüèira se situa a la part meridional del massís de Marimanha i ocupa els relleus de la muntanya de Vaquèira, Arcoïls, Teso de la Mina i tuc de la Cigalera.

Des del punt de vista geològic, el sistema d'Aigüèira es localitza al SW del plutó de Marimanha. Els materials implicats en el sistema són les diferents unitats que formen l'aurèola metamòrfica i els granitoides del plutó (figures 89 i 90).

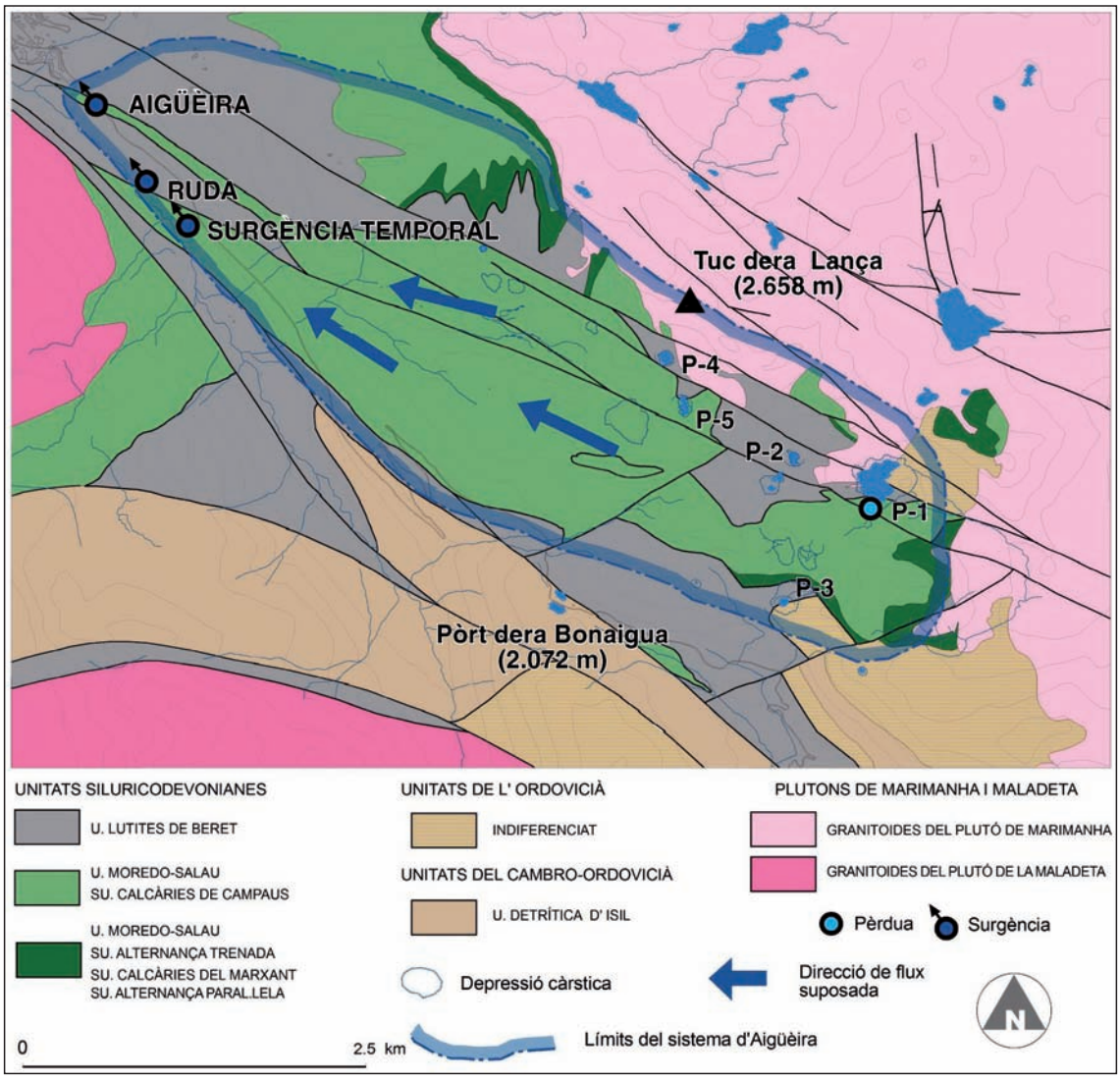


Figura 89: Mapa geològic del sistema de la Font d'Aigüèira (Palau 1995; Monterde, 1998).

El plutó de Marimanha, de 32 km^2 d'extensió, forma part dels anomenats *Massifs supérieurs*. La part apical del plutó intrueix materials de l'epizona. Els tipus de granitoides que predominen són les granodiorites, tonalites i els monzogranits. En la zonació del plutó els termes bàsics se situen a la perifèria. L'espectre dels elements que el componen és ampli i va de leucogranits a quarsogabres, que intrueixen una sèrie sedimentària paleozoica epizonal que va del Cambroordovicià al Devonià mitjà. El termes àcids, ubicats al centre del plutó, són granits i leucogranits monzonítics. I els termes bàsics, formats per granodiorites biotítiques amb amfíbol accessori, se situen a l'exterior.

El metamorfisme regional és de baix grau: zona de la clorita.

El metamorfisme de contacte és relativament reduït. Es poden distingir dos conjunts de materials afectats per metamorfisme de contacte. Un de peliticodetrític amb unitats del Cambroordovicià (Unitat d'Isil), Ordovicià superior (Unitat de la Bonaigua, Unitat de Matamoixons, Unitat de Barranc d'Alòs i Unitat de la Peülla) i Devonià (Unitat de Beret) i un altre de carbonàtic (amb passades de pelites) bàsicament representat per la Unitat de Moredo-Salau (Silurià superior-Devonià inferior) (Palau, 1995).

En cadascun dels conjunts hi ha dues zones. Per a les roques detrítiques es poden considerar les zones de la biotita-cordierita-andalusita i de la sil·limanita i, per a les carbonàtiques, les zones de biotita-clinozoïsita i diòpsid.

La litologia en què es desenvolupa l'aqüífer d'Aigüèira correspon a la Unitat litostratigràfica de Moredo-Salau (Palau i Sanz, 1989; Palau, 1995), concretament a les subunitats Calcàries de Campaus i de Marxant. La potència de la successió carbonàtica metamorfitzada és de 250 a 300 m i va del Silurià superior a l'Emsià (Devonià inferior).

Els límits del sistema queden definits per les següents roques impermeables: les metapelites i metapsammites de les Unitats de Beret (Devonià mitjà) i d'Isil (Cambroordovicià), les metapelites de la Solana d'Ares (Ordovicià superior, indiferenciat) i els granitoides del plutó de Marimanha, concretament les granodiorites biotítiques amb amfíbol accessori.

L'estructura és polifàsica, essencialment herciniana però també alpina.

Des del punt de vista estructural, el sistema d'Aigüèira forma part de la Unitat Estructural de Marimanha (vegeu Palau, 1995); aquesta té dues subunitats: la Subunitat Estructural de Roca Blanca (Calcàries de Campaus) i la Subunitat Estructural del Ticolet. La primera subunitat constitueix i defineix pròpiament l'àmbit del sistema, la segona estableix un dels límits del sistema.

La Unitat Estructural de la Pallaresa també contribueix a la definició del límit oriental del sistema.

Les Calcàries de Campaus en les quals s'ha desenvolupat l'aqüífer d'Aigüèira presenten una estructura sinclinorial amb l'eix cabussant cap a l'W (o al WNW). En efecte, es tracta d'una megaestructura de plecs anticlinals i sinclinals de pla axial vertical orientats WNW-ESE.

Una important discontinuïtat, interpretada com un encavalcament hercinià amb desplaçament al S, se situa entre la Unitat de Moredo-Salau i les unitats de Beret (Devonià mig) i d'Isil (Cambroordovicià) (Losantos et al., 1986; Palau, 1995). Aquesta discontinuïtat, que apareix plegada, té una significació hidrogeològica considerable (figures 89 i 90) doncs constitueix el límit inferior del sistema en una part important de la seva extensió.

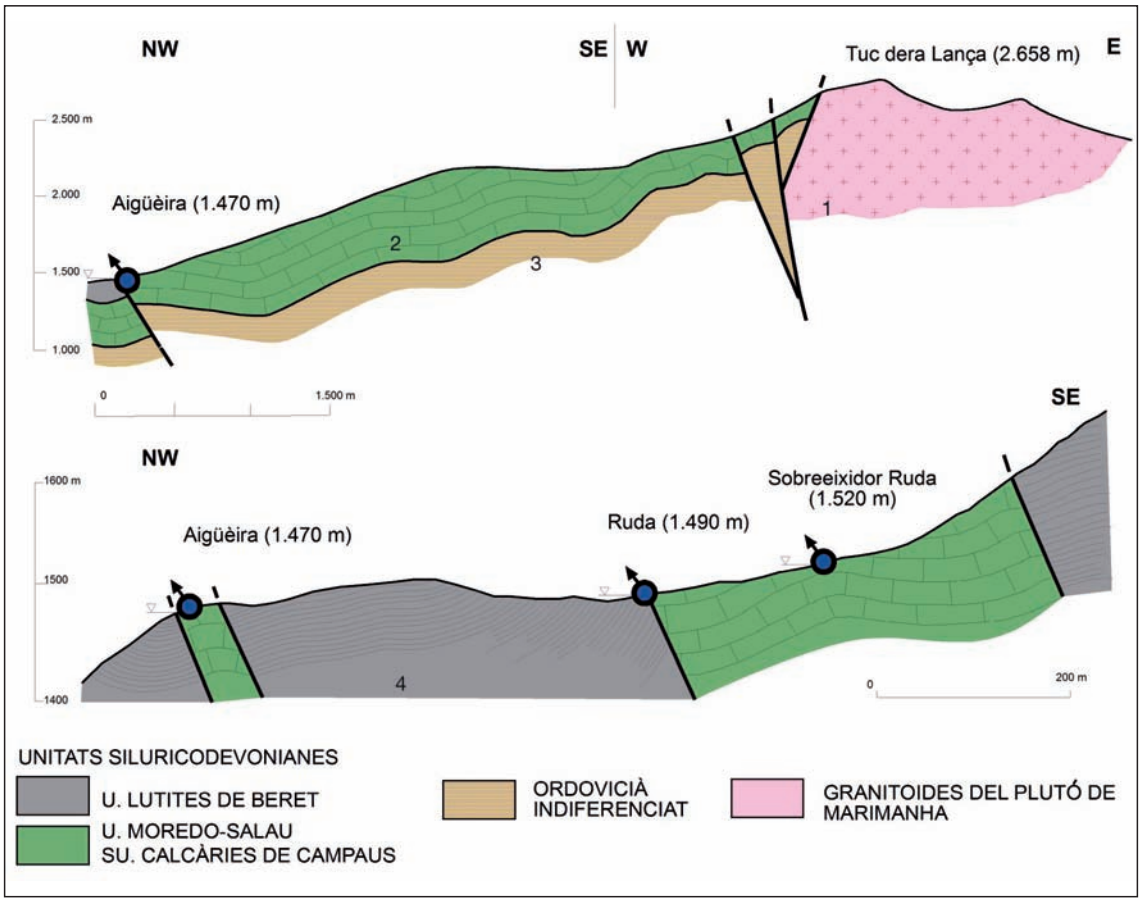


Figura 90: Talls hidrogeològics del sistema de la Font d'Aigüèira (1. Granitoides del plutó de Marimanha. 2. Calcàries del Silurià superior – Devonià inferior. 3. Ordovicià indiferenciat. 4. Lutites de Beret) (Monterde, inèdit).

El conjunt de materials en els quals s'ubica el sistema estan afectats per importants falles d'orientació WNW-ESE que tallen les diferents estructures descrites. L'edat d'aquestes falles és herciniana, però molt probablement han tingut activitat en l'etapa alpina. Aquestes falles també tenen un paper important en la delimitació del sistema d'Aigüèira.

A més, en aquestes falles, definides per Palau (1995), s'hi situen elements importants de l'estructura càrstica del sistema com és el cas de la pèrdua de l'estany d'Àrreu o Pudo, situada a la falla de l'estany d'Àrreu, i la surgència d'Aigüèira que es troba a la zona d'intersecció de les falles de Ruda, de la Bonaigua i d'Arcoïls. Així mateix, l'encavalcament de Gavarnia ha de limitar al S la unitat estructural de Marimanha; per tant, el més probable és que les diferents falles esmentades formin part de l'estructura d'encavalcament de Gavarnia i que l'elevada densitat de diàclasis que s'observa al sistema d'Aigüèira (s'observa molt bé al límit S: carretera que puja al port de la Bonaigua) tingui relació amb l'esmentat encavalcament.

Com a conseqüència de les importants estructures de plegament que afecten a les unitats carbonàtiques, el gruix d'aquests materials pot ser superior als 1500 m. Per tant, les calcàries tindrien un desenvolupament notable a un nivell inferior al de la Font d'Aigüèira, descàrrega principal del sistema; fet que té unes implicacions hidrogeològiques interessants que es comentaran a l'apartat d'hidrodinàmica i a les conclusions.

3.2.5.2.2 Límits de l'aqüífer i del sistema

La delimitació de l'aqüífer és relativament fàcil i es correspon, aproximadament, amb la del sistema, ja que es considera que la implicació dels materials impermeables (metapelites-metapsammites o granitoides) és poc important (figures 91 i 92). En conseqüència, el sistema es podria definir com a monàdic i, per tant, tindria una alimentació eminentment autòctona. A diferència del sistema de Joeu, els afloraments de granitoides tenen una extensió molt reduïda, com així s'observa als vessants que limiten l'estany Pudo. Aquests granitoides són granodiorites biotítiques amb amfíbol accessori. L'aqüífer correspon bàsicament a l'aflorament meridional de la Subunitat Estructural de Roca Blanca al S del plutó (Palau, 1995; Freixes et al., 1996 a).

L'aqüífer, a la seva part oriental (on se situa el port de la Bonaigua), ja sigui al N o al S, està molt ben delimitat, doncs les calcàries, amb una estructura sinforme, estan en contacte amb unitats impermeables (unitats de Beret, Solana d'Ares i d'Isil). Aquest límit oriental està també definit pel contacte de les calcàries amb els granitoides de Marimanha. L'esmentada estructura sinforme de les calcàries té, en aquest límit oriental, la terminació periclinal. A l'extrem NE, el límit queda definit pel contacte mecànic per falla de les calcàries amb la Unitat d'Isil.

A la part occidental, és a dir, a l'W del port de la Bonaigua, cal distingir entre el límit septentrional i el meridional. El septentrional està definit per la falla d'orientació WNW-ESE entre les calcàries i la Unitat de Beret. El meridional està determinat pel contacte d'encavalcament modificat (falla alpina posterior) de les calcàries amb la Unitat de Beret. A l'extrem occidental estricte s'hi localitza la Font d'Aigüèira, en el mateix contacte mecànic de les calcàries amb els materials impermeables de la Unitat de Beret (la situació de la Font d'Aigüèira la determina una falla que posa en contacte les Calcàries de Campaus amb les metapelites de la Unitat de Beret). La Font d'Aigüèira és el dispositiu de descàrrega natural més important del sistema.

La falla o falles que determinen la situació de la Font d'Aigüèira han de correspondre a una estructura important, que segurament és la falla de Gavarnia o una fractura associada o satèl·lit d'aquesta. La falla de Gavarnia ha de constituir el límit S del sistema, coincidint en part amb el tàlveg de la Garona de Ruda. De fet, els processos d'erosió implicats en l'excavació de la vall de Ruda haurien aprofitat les superfícies de debilitat d'aquesta estructura o estructures.

Sí bé els límits del sistema coincideixen pràcticament amb els de l'aqüífer, alguns afloraments de materials impermeables (metapelites i granitoides) situats en el límit septentrional són drenats subterràniament i, en conseqüència, han de ser considerats com a part del sistema. Una d'aquestes situacions s'observa molt bé a l'estany Pudo, el qual s'alimenta per l'escorrentiu superficial d'un vessant de naturalesa granodiorítica i alhora és drenat subterràniament per la pèrdua situada a la seva vora meridional (no obstant, fins el moment no existeix una verificació mitjançant traçadors de la connexió d'aquesta pèrdua amb la Font d'Aigüèira o amb els altres punts de descàrrega del sistema; vegeu l'apartat d'hidrodinàmica).

Els sistemes hidrològics situats als límits del sistema d'Aigüèira també contribueixen a definir la seva delimitació. Al N i a l'W hi ha el riu Malo, al S la Garona de Ruda (de fet, una part del vessant dret del Ruda: pales i costers de Ruda i Loses de la Mina formen part del sistema), a l'E hi ha el riu de la Bonaigua, afluent de la Noguera Pallaresa (port de la Bonaigua), i també a l'E, en el límit amb l'estany Pudo, hi ha el barranc del Muntanyó, que desguassa a la Noguera Pallaresa (Àrreu). En aquest barranc hi ha un punt

de descàrrega d'origen subterrani no menyspreable del qual no se'n coneix l'àmbit de recàrrega. Aquesta aportació alimenta el barranc del Muntanyó.

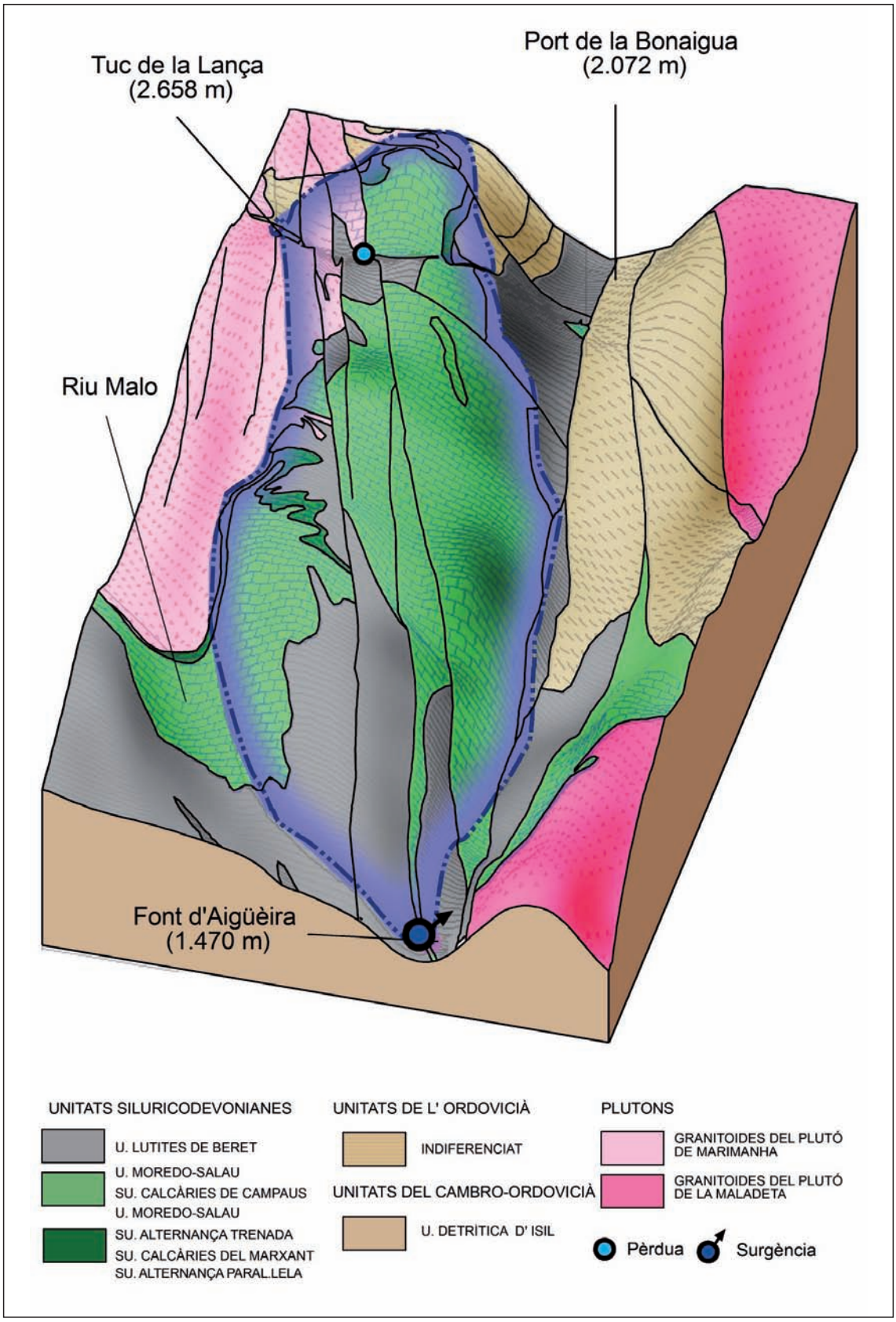


Figura 91: Bloc diagrama del sistema de la Font d'Aigüèira (Palau, 1995; Monterde, inèdit).

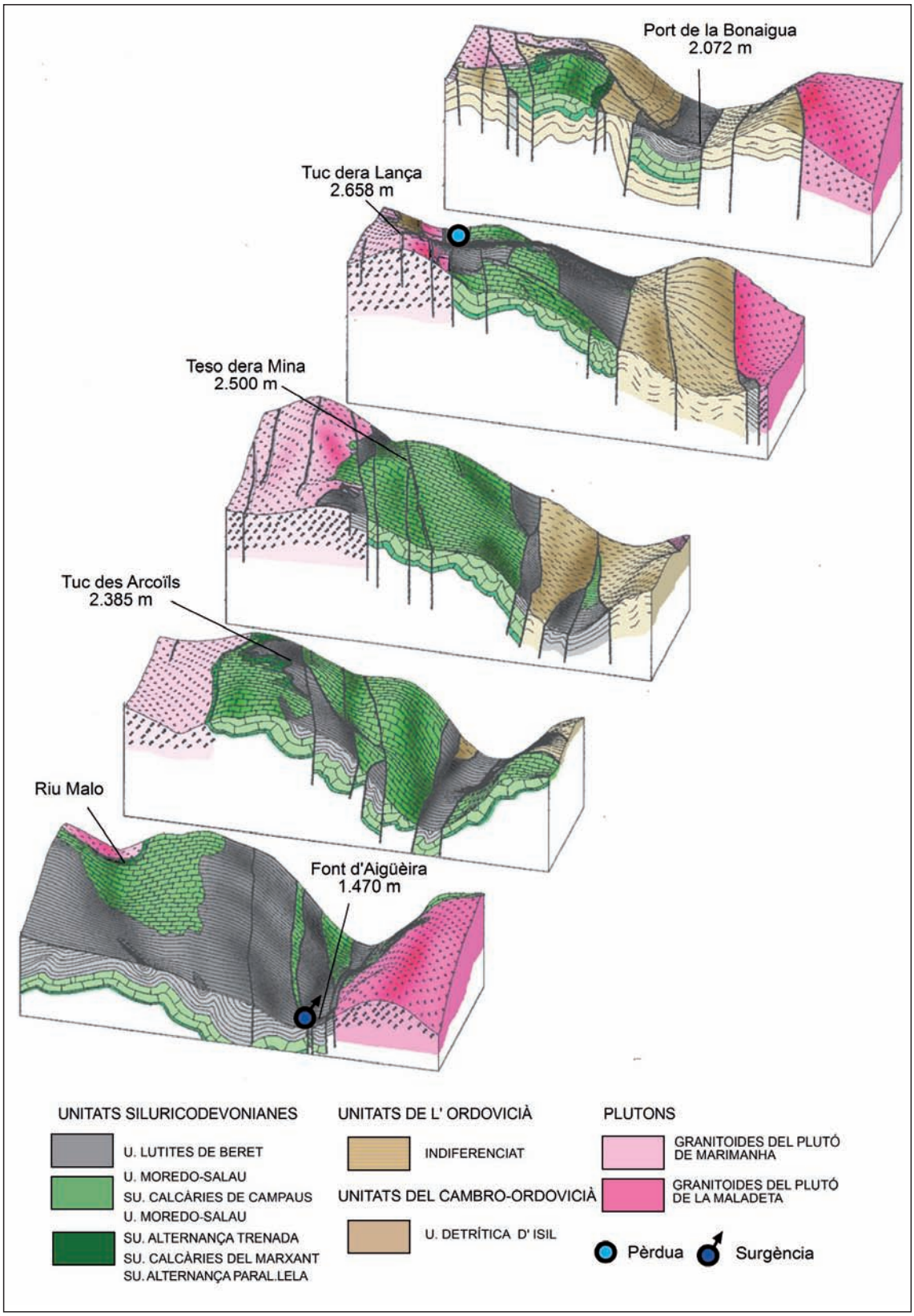


Figura 92: Detalls de l'estructura geològica del sistema de la Font d'Aigüèira (Palau, 1995; Monterde, 1998).

En els límits del sistema d'Aigüèira hi ha també els següents sistemes hidrogeològics: el carst de Bò o del riu Malo, el sistema de la vall d'Àrreu i el sistema, o sistemes, amb

la descàrrega natural situada als contraforts orientals del port de la Bonaigua (capçalera del riu de la Bonaigua, Noguera Pallaresa).

Per a precisar els límits cal analitzar la possible relació de la unitat hidrogeològica d'Aigüèira amb tres dominis carbonàtics veïns. Aquest dominis són: l'aflorament calcari on, segons Rijckborst (1967), es troba el sistema càrstic de riu Malo o carst de Bò, el qual se situa a les calcàries de la Unitat de Moredo-Salau, és a dir, a les mateixes calcàries que la unitat hidrogeològica d'Aigüèira; l'aflorament carbonàtic (calcàries del Devonià de la Unitat Estructural del Ticolet) del marge esquerre de la Garona de Ruda, on es troba el tuc de la Montanheta (2086 m); i, finalment, les calcàries situades aigua avall de la Font d'Aigüèira a la mateixa Garona de Ruda. A les calcàries del riu Malo s'hi localitza el sistema càrstic anomenat del riu Malo o de Bò (vegeu Rijckborst, 1967); aquestes calcàries tenen una estructura antiforme, en la part superior de la qual es desenvolupa el referit carst, encara en activitat actualment: les formes endocàrstiques són accessibles des de la pèrdua fins a la ressurgència. Es tracta d'un sistema amb una aportació molt poc important i per aquest motiu es va realitzar un barratge artificial a la ressurgència que contribueix a la seva regulació hídrica. El carst de Bò és un sistema hidrogeològic ben definit i de dimensions molt reduïdes –quasi exhumat i de funcionament hidrològic poc important, comparable amb el carst de l'Escaleta (vall de l'Escaleta, sistema de Joeu)– que no té cap relació amb el sistema d'Aigüèira. La geometria antiforme dels materials amb els plunges cabussant cap l'W va fer reflexionar a Rijckborst (1967, pàg. 63 i 64) (vegeu Kleinsmiede, 1960, pàg. 172) sobre la possibilitat que les calcàries del riu Malo alimentessin la Font d'Aigüèira i el trop-plein de Ruda (i les Fonts de Ruda). Els talls i les experiències de traçat al sistema de Bò (Rijckborst, 1967) permeten interpretar-lo com una unitat sense cap relació amb el sistema d'Aigüèira. Posteriorment, Hartevelt (1971) refereix de nou la no connexió entre el domini del riu Malo i la unitat d'Aigüèira. A l'estructura antiforme del riu Malo, els intents d'explotació amb captacions verticals no han donat resultats gaire positius, sobretot per la baixa productivitat dels mateixos. De moment no es disposa de suficient informació sobre les característiques i la importància de la circulació profunda de l'estructura antiforme i, per tant, de la possible relació amb el sistema d'Aigüèira. Mentre no es disposi d'un coneixement més aprofundit (sondeigs d'investigació, experiències amb traçadors...), constituirà encara una qüestió oberta. No obstant, tot sembla indicar que la relació és poc probable.

Pel que fa a l'aflorament calcari de la Montanheta, situat al vessant esquerre de la Garona de Ruda, es pot assegurar que no té cap relació estructural amb els materials calcaris del sistema d'Aigüèira. Entre el sistema d'Aigüèira i l'aflorament calcari de la Montanheta hi ha un aflorament de materials impermeables de la Unitat de Beret. A la part superior de la Montanheta hi ha diverses dolines i pèrdues (Kleinsmiede, 1960) i a la base d'aquest relleu hi ha alguns punts de descàrrega de molt poca importància que estan situats, pràcticament, al mateix tàlveg del Ruda. Així, en els relleus de la Montanheta es configuraria un sistema hidrogeològic de poca importància que desguassaria al vessant esquerre de la Garona de Ruda. A partir d'aquestes consideracions es pot concloure que les calcàries de la Montanheta constitueixen una unitat hidrogeològica independent, sense relació amb el sistema d'Aigüèira.

L'aflorament calcari situat a la mateixa llera de la Garona de Ruda, a escassa distància i aigua avall de la Font d'Aigüèira, podria fer pensar en la possibilitat que existissin punts de descàrrega situats a la llera del riu Ruda. Aquesta qüestió s'abordà amb experiències d'aforament químic, és a dir, amb la utilització de traçadors químics amb l'objectiu de comprovar l'existència o no d'aportacions d'origen subterrani difuses i desconegudes. Les experiències donaren resultats negatius i, en conseqüència, és possible concloure el caràcter singular i la importància de la Font d'Aigüèira com a punt de descàrrega principal del sistema.

3.2.5.2.3 Extensió i paràmetres físics

Els límits des del punt de vista geològic estan bastant ben definits. De l'anàlisi detallada de la geometria de l'estructura geològica es desprenen importants arguments amb relació a la delimitació d'aquesta unitat hidrogeològica. Si es consideren els límits geològics abans referits, la conca ha de tenir una extensió entre 10.5 i 13.5 km^2, és a dir, es tracta d'una conca de dimensions, relativament, poc importants.

La màxima altitud del sistema, que se situa al límit septentrional en materials granodiorítics, és el tuc de la Lança de 2658 m; també cal citar el cap del Muntanyó d'Àrreu de 2626 m. La Font d'Aigüèira és a 1440 m.

L'anàlisi del relleu permet constatar el desnivell marcat i abrupte que hi ha des de la Font d'Aigüèira (1440 m) (fons de la vall de la Garona de Ruda) a la depressió dels Arcoïls. Així mateix, els relleus que limiten la part alta de la conca assoleixen altituds importants, com succeeix amb el tuc de la Lança (2658 m) (Monterde, 1998 b). L'altitud mitjana del sistema és 2049 m.

3.2.5.2.4 Morfologia i vegetació

La morfologia del conjunt del sistema, com ja s'ha indicat, es caracteritza per un relleu acusat. La part superior, aproximadament amb altituds al voltant de la cota dels 2000 m, constitueix una superfície amb forma de depressió amb importants contraforts al N i també al S. Una important morfologia de dissolució caracteritza aquest àmbit superficial del sistema (fotos 74 i 75). En aquest exocarst predominen els rasclers i les dolines en forma d'embut a vegades amb el fons pla (fotos 76 i 77); aquestes característiques són particularment remarcables al pla d'Arcoïls on hi ha nombroses pèrdues de funcionament temporal (Bassetes des Arcoïls). No es coneixen cavitats subterrànies importants en el marc estricte del sistema; a les pales de Ruda hi ha una cavitat de desenvolupament quasi vertical de dimensions mètriques i pràcticament exhumada, que presenta formes de dissolució del tipus empremtes de corrent de dimensions mitjanes (foto 78). A la Font d'Aigüèira també s'observen tot un conjunt de conductes de dimensions decimètriques; aquestes petites dimensions són, probablement, una expressió més de les característiques del funcionament i de l'estructura del sistema, com més endavant es comentarà a l'apartat d'hidrodinàmica (fotos 79 i 80).

En el marc dels treballs realitzats no s'ha abordat la hidrogeologia de la part més superficial del sistema, és a dir, el reconeixement dels aqüífers epicàrstics i les seves implicacions; no obstant, les observacions de camp indiquen un considerable desenvolupament de la morfologia pròpia de l'epicarst i la presència de fonts en aquesta part superficial. Cal assenyalar que el seu estudi, donades les característiques hidrogeològiques del sistema, pot tenir especial interès per a comprendre millor el seu funcionament.

L'escassa extensió dels afloraments impermeables ha afavorit que no existeixi pròpiament una xarxa superficial organitzada. L'única excepció és el barranc dels Arcoïls que desguassa al Ruda i que està situat a la part central del sistema (també hi ha el barranc de Vaquèira, però se situa als límits del sistema). No obstant, al barranc dels Arcoïls hi ha pèrdues significatives que disminueixen o anul·len la circulació superficial.

La conca d'Aigüèira és escassament boscada. Únicament als costers de Ruda i al barranc dels Arcoïls existeix un cert predomini de pi negre (*Pinus mugo* ssp. *Uncinata*). A la resta de la conca, dominen els matolls i les landes a les parts baixes, i els prats rasos i les gespes a les cotes altes.

3.2.5.3 Hidrodinàmica

3.2.5.3.1 Introducció

La descàrrega del sistema està definida per un punt principal i permanent: la Font d'Aigüèira, que se situa a l'extrem occidental del sistema i a només 25 m per sobre del curs fluvial del Ruda o Garona de Ruda. A més de la Font d'Aigüèira, hi ha les anomenades Fonts de Ruda,[50] formades per un conjunt de punts dispersos i que són de poca significació (i alguns de funcionament temporal); també hi ha el trop-plein de Ruda que constitueix una descàrrega temporal i que possiblement tingui relació amb les Fonts de Ruda (figures 89 i 90). De les Fonts de Ruda i del trop-plein només es disposa de dades puntuals, però cal remarcar que la seva aportació hídrica és molt poc important si es compara amb la de la font principal.

És necessari remarcar que a les calcàries situades al Ruda aigua avall de la Font d'Aigüèira no s'ha detectat cap punt de descàrrega.

Abans de comentar les característiques de la recàrrega és interessant insistir en el tipus d'estructura o esquema del sistema. Així, a la conca del sistema els afloraments de materials impermeables són aïllats i d'escassa extensió (per exemple les granodiorites que conformen el cim o tuc de la Lança), mentre que el predomini correspon als materials calcaris (Arcoïls...). En aquest sentit, es pot concloure que l'estructura del sistema és eminentment monàdica i, per tant, la seva alimentació és fonamentalment autòctona. Dels sistemes hidrogeològics en roques calcàries, més o menys carstificats, que s'han investigat a la Val d'Aran, el sistema d'Aigüèira és l'únic que presenta una estructura de tipus monàdic, la resta –Lastoar, Tèrme-Pila i, de manera remarcable, Joeu– són de tipus binari. A la Val d'Aran el tipus d'esquema dels sistemes, és a dir, el caràcter monàdic o binari, sembla que ha influït i ha estat determinant de les característiques del funcionament i de l'estructura en cadascun dels exemples estudiats (vegeu Freixes, 1993 i Freixes et al., 1998 a, b; 2000).

La recàrrega del sistema es produeix d'una manera generalitzada en el conjunt d'afloraments carbonàtics que es troben, sense solució de continuïtat de les parts més baixes a les més altes de la conca. Aquesta recàrrega es desenvolupa però de manera remarcable a gran altitud, a partir dels 2000 m, on, com ja s'ha comentat, existeix una superfície a manera de depressió que abasta una part significativa de l'àmbit superficial del sistema. Una part representativa d'aquesta superfície superior són els Arcoïls. En el pla dels Arcoïls hi ha nombroses dolines amb forma d'embut que actuen temporalment com a pèrdues (Bassetes dels Arcoïls...). L'alimentació d'aquestes pèrdues es realitza sobretot a partir de la fusió de la neu (infiltració in situ) i, una vegada el mantell nival ha pràcticament desaparegut, la fusió de les acumulacions de neu que resten a major alçada origina un escorrentiu concentrat en torrents de poca entitat que acaben infiltrant-se a les referides pèrdues.

La recàrrega també s'ha de realitzar a través de la pèrdua de l'estany Pudó. De fet, aquesta constitueix l'única pèrdua d'una certa importància que es manté activa una vegada, avançat l'estiu, desapareix pràcticament el mantell nival i només resten petites congestes. No obstant, l'estany Pudo és un reservori poc important amb una alimentació també limitada i el seu nivell tendeix a disminuir fins a restar per sota del llindar de desguàs cap a la pèrdua i aquesta, almenys pel que s'observa sobre el terreny, també deixa, temporalment, de ser funcional.

Al sistema d'Aigüèira existeix una certa circulació superficial concentrada, però molt poc important. En definitiva, no existeix una xarxa superficial organitzada que contri-

bueixi amb cabals importants a la circulació subterrània, com per exemple passa als sistemes de Joeu i de Tèrme-Pila.

Al sistema d'Aigüèira, anàlogament als altres sistemes hidrogeològics aranesos, les precipitacions es produeixen d'una manera sistemàtica i molt regular al llarg del cicle (mitjana de 1321 mm anuals entre octubre de 2002 i setembre de 2004). Durant el període que va de finals d'octubre a la primavera, les precipitacions en forma de neu poden ser molt importants i originen un mantell de neu de considerable potència de 5-10 m. La precipitació en forma de neu i la innivació al sistema d'Aigüèira tenen un paper molt important, doncs influeixen significativament els seus processos hidrològics, encara que de manera diferent a com s'observa als sistemes de Joeu, Lastoar o Tèrme-Pila. Al sistema d'Aigüèira, pel seu caràcter autòcton o monàdic, la recàrrega a partir de la fusió del mantell de neu es produeix d'una forma, més o menys, homogènia, en el conjunt de la conca i es desenvolupa en un període llarg que va de primavera a finals d'estiu. Així mateix, la recàrrega a partir de les precipitacions en forma líquida (episodis tempestuosos d'estiu i tardor) es produeix, principalment, d'una manera directa a la superfície de les calcàries, doncs, com ja s'ha comentat, les parts impermeables de la conca tenen una molt reduïda extensió.

En el sistema d'Aigüèira, és necessari insistir que encara que la innivació més important se situï a les parts superiors del massís a partir dels 2000 m (el tuc de la Lança és a 2658 m), la innivació i la recàrrega es produeixen en el conjunt dels afloraments calcaris, dels situats a menys altitud, on es troba la Font d'Aigüèira (1440 m), als que estan a la part més elevada del sistema. Aquesta consideració és fonamental per comprendre el funcionament hidrodinàmic del sistema, així com per entendre els processos relacionats amb el sistema calcocarbònic.

La informació sobre la hidrodinàmica d'Aigüèira es basa en les dades d'un limnígraf de la companyia hidroelèctrica Productora de Fuerzas Motrices S.A. (filial de FECSA) del període 1983-1992 (foto 81) i en les d'una estació automàtica digital instal·lada pel Servei Geològic de Catalunya l'any 1994, que enregistra d'una manera continua el nivell, la temperatura i la conductivitat; en el període de 1994 a 1995 també s'enregistrà el radó. Aquestes estacions instrumentals controlaren les característiques de la descàrrega natural del sistema d'Aigüèira en el seu punt més important: la font d'Aigüèira.

En el referit període, el cabal a la Font d'Aigüèira ha variat entre 0.133 m^3/s i 0.850 m^3/s. Són freqüents els cicles en què els cabals mínims estan per sobre dels 0.2 m^3/s. Una característica important del seu funcionament és la reduïda variabilitat del seu cabal (C.V. = 8.3%). El cabal mitjà és de 0.264 m^3/s (taula 24).

cabal (m^3/s)			**volum dinàmic (hm^3)**	**volum de trànsit (hm^3)**
mitjana	mínim	màxim		
0.264	0.13	0.85	3-4	8.3

Taula 24: Característiques hidrodinàmiques del sistema de la Font d'Aigüèira.

3.2.5.3.2 Anàlisi d'hidrogrames. Volums de trànsit i dinàmic

Els hidrogrames analitzats són de morfologia més aviat allargada i aplanada, amb recessions molt lentes i amb unes puntes poc marcades, determinades, sistemàticament

en tots els cicles, per la influència de la recàrrega que s'origina fonamentalment com a conseqüència del període de màxima fusió de neu a la primavera.

Les puges més aviat lentes i progressives estan en bona part influïdes per les característiques de la dinàmica i l'estructura de l'aqüífer. La fusió del mantell de neu es produeix en incrementar-se la temperatura ambiental mitjana diària a la primavera (hivern-primavera) i determina un augment progressiu de l'alimentació que experimenta el sistema; a Aigüèira les aigües de fusió de neu s'incorporen directament a la circulació subterrània en les calcàries (infiltració lenta i ràpida). Per la importància que té el mantell de neu al sistema d'Aigüèira, la fusió de la neu és un procés que es manté durant un període de temps que abasta de l'inici de la primavera a ben avançat l'estiu. Aquest fet determina, així mateix, que el funcionament del sistema sigui influenciat durant un període de temps llarg (figura 93).

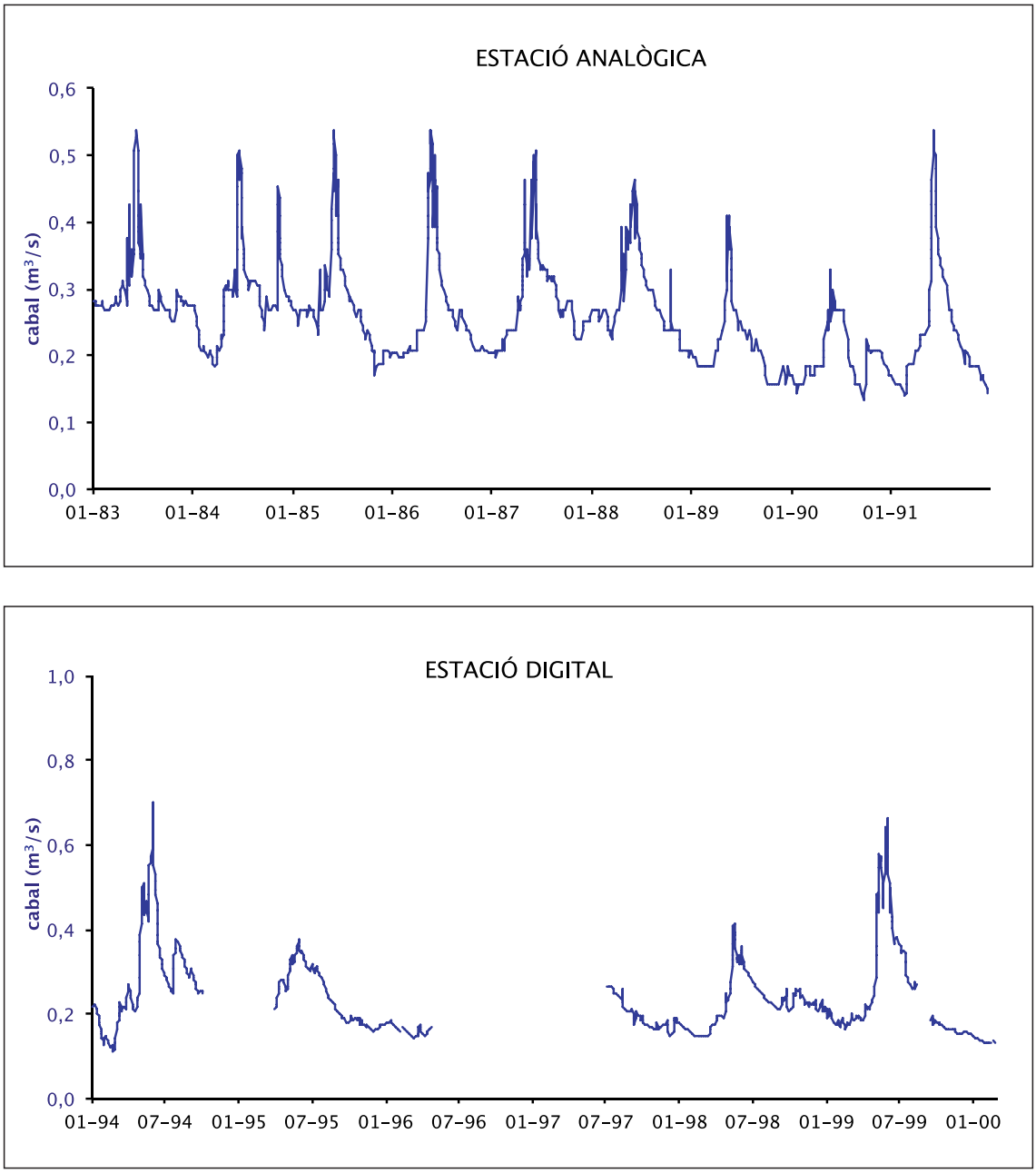


Figura 93: Hidrogrames de la Font d'Aigüèira (estacions analògica i digital).

Cal remarcar que, per al període de 1983-1992, únicament hi ha un cicle en el qual un episodi de pluja té una resposta a la Font d'Aigüèira. Aquesta observació il·lustra molt bé el paper de la zona saturada i la seva importància; es filtren pràcticament tots els senyals d'entrada propis d'episodis de pluja, és a dir, que no tenen resposta en els hidrogrames de la font principal. Com es confirmarà més endavant els sistema d'Aigüèira no té estructura de drenatge.

El volum de trànsit mitjà és de 8.33 hm^3.

L'anàlisi d'hidrogrames permet constatar l'existència d'esgotaments amb pendents relativament suaus, però poc diferents entre si, que reflecteixen l'estat del sistema en relació amb el volum de reserves dinàmiques.

L'anàlisi de les corbes de recessió, aplicant l'equació de Maillet per a la part corresponent a l'esgotament, segons els criteris de Mangin (funció homogràfica) per a la decrescuda (Mangin, 1975 a, 1994 a), indica l'existència d'uns volums de reserves dinàmiques importants en tots els cicles estudiats (taula 25).[51]

PERÍODE	α	Q_1 (m^3/s)	Q_2 (m^3/s)	V_d (hm^3)	k	t_i (dies)
Set. 1995 – mar. 1996	0.0047	0.187	0.080	3.43	0.41	180
Set. 1997 – mar. 1998	0.0042	0.182	0.085	3.72	0.45	160
Set. 1998 – feb. 1999	0.0053	0.209	0.080	3.38	0.41	165
Set. 1999 – feb. 2000	0.0046	0.172	0.075	3.22	0.39	153

Taula 25: Síntesi dels esgotaments analitzats a la Font d'Aigüèira.

Els diferents valors obtinguts per al volum dinàmic, de 3.22 hm^3 a 3.72 hm^3, han d'interpretar-se com l'expressió d'una zona saturada amb una capacitat d'emmagatzematge elevada i variable en funció de la importància quantitativa de la recàrrega que es produeix en cadascun del cicles hidrològics. La recàrrega pot assolir valors molt importants en el període de fusió de neu a la primavera (i estiu); l'aportació que prové de la precipitació en forma de neu pot ser més o menys important depenen de les característiques de l'any meteorològic, però en tots els cicles té una influència molt marcada en el funcionament del sistema. Òbviament, en la recàrrega també hi contribueixen les aportacions dels episodis de precipitació líquida del cicle: estiu i tardor (i primavera), però la seva influència no és tan marcada.

El volum dinàmic avaluat en els diferents cicles ha de relacionar-se amb una zona saturada d'important extensió, la qual possiblement també es caracteritzaria per una "superfície piezomètrica" que experimentaria fluctuacions significatives. De moment, no es disposa de dades piezomètriques que permetin confirmar aquestes consideracions, però l'anàlisi dels límits, de l'estructura geològica del sistema i de l'estructura de l'aqüífer suggereixen també la possibilitat que hi hagi fluctuacions significatives de la superfície piezomètrica (Mangin i Pulido-Bosch, 1983; Freixes et al., 1996 a). Al sistema d'Aigüèira la recàrrega anual, significativament a partir de la fusió del mantell nival, influeix i reconstitueix de manera molt important les reserves de l'aqüífer.

De l'anàlisi de les recessions i particularment de la part que expressa la infiltració es constata la marcada lentitud amb què es produeix.

El coeficient d'heterogeneïtat (ε), és el paràmetre que caracteritza la importància de la concavitat de la corba del gràfic *y = f (t)* (Mangin, 1975 a) (que permet analitzar la part de decrescuda de la corba de recessió) i il·lustra molt bé l'evolució de la decrescuda, és a dir, quan els valors d'ε són elevats (per exemple al sistema d'Aliou a França els ε poden assolir valors de 32.7) indiquen que la crescuda a l'inici és molt ràpida però que de seguida s'alenteix considerablement; mentre que quan els valors dels coeficients d'heterogeneïtat són més aviat baixos permeten caracteritzar crescudes de lentes velocitats de decreixement dels cabals, que és el que succeeix al sistema d'Aigüèira amb coeficients d'heterogeneïtat entre 0.027 i 0.278 calculats per a 9 cicles hidrològics i amb un valor mig de 0.142. A Aigüèira la presència de neu, com ja s'ha explicat és molt important i determinant de la recàrrega del sistema, és a dir, la progressiva fusió de neu en un llarg període del cicle hidrològic de l'ordre de 6 mesos (primavera-estiu) determina l'alimentació de la infiltració. Aquestes característiques són les que expliquen els valors significativament baixos dels coeficients d'heterogeneïtat (ε). En aquest sentit, el sistema d'Aigüèira és comparable amb el de Fontestorbes a França (Mangin, 1975 a) que observa una important innivació i una alimentació a partir de la fosa de neu que determina el desenvolupant de crescudes de lentes velocitats de decreixement del cabal i coeficients d'heterogeneïtat més aviat baixos.

Els valors calculats del paràmetre "i" són, en general, força elevats i permeten determinar en l'estudi de 9 cicles hidrològics un valor mig de 0.75.

La classificació segons Mangin (1975 a, 1994 a) basada en els paràmetres "i" i "k" situa el sistema d'Aigüèira en el domini dels sistemes càrstics complexos, relativament a prop del domini dels aqüífers de caràcter no càrstic (Freixes et al., 1996 a; Andreo, 1996, 1997) (figura 94). La importància del volum dinàmic del sistema d'Aigüèira exigeix que el medi carbonàtic (massís rocós) tingui una estructura fissural (i/o de carstificació incipient) amb un desenvolupament suficient per a constituir un magatzem de l'ordre de 4 hm^3 o, fins i tot, superior (se sap que la conca té com a molt 13.5 km^2).

Els resultats de la recerca hidrodinàmica indiquen que si més no a la part profunda de l'aqüífer, és a dir, a la seva zona saturada, no hi ha carstificació (com a molt una carstificació incipient) i tampoc estructura de drenatge (l'anàlisi de les respostes tèrmiques i químiques que s'exposaran més endavant també confirmaran aquestes consideracions). La qüestió que cal plantejar és clara: si no hi ha permeabilitat de naturalesa càrstica, quin tipus de permeabilitat caracteritza el medi com per a emmagatzemar un volum de reserves tan important? La resposta, en part, la facilitaran les observacions de camp i diferents consideracions d'ordre hidrogeològic. D'una banda, les observacions realitzades en diferents parts del sistema –entorn de la Font d'Aigüèira, pales de Ruda i pla dels Arcoïls– indiquen que hi ha una molt elevada densitat de diàclasis. L'important desenvolupament d'aquestes estructures, tant en superfície com en profunditat, és explicable a partir de la situació geològica del sistema i l'existència d'importants estructures hercinianes i alpines. A més, en el límit S hi ha una estructura de primer ordre com l'encavalcament de Gavarnia, que defineix un context de gran deformació que podria explicar la gènesi i l'important desenvolupament de les diàclasis i altres estructures del sistema (falles del Ticolet…). En el cas que la zona de fluctuació del nivell piezomètric fos important –com abans s'havia suposat–, aquesta podria presentar una carstificació incipient o almenys més desenvolupada que la que s'observa a les parts profundes de l'aqüífer. Indubtablement, els buits originats per aquesta carstificació inicial i poc desenvolupada podrien contribuir d'una manera significativa a la funció reservori de l'aqüífer.

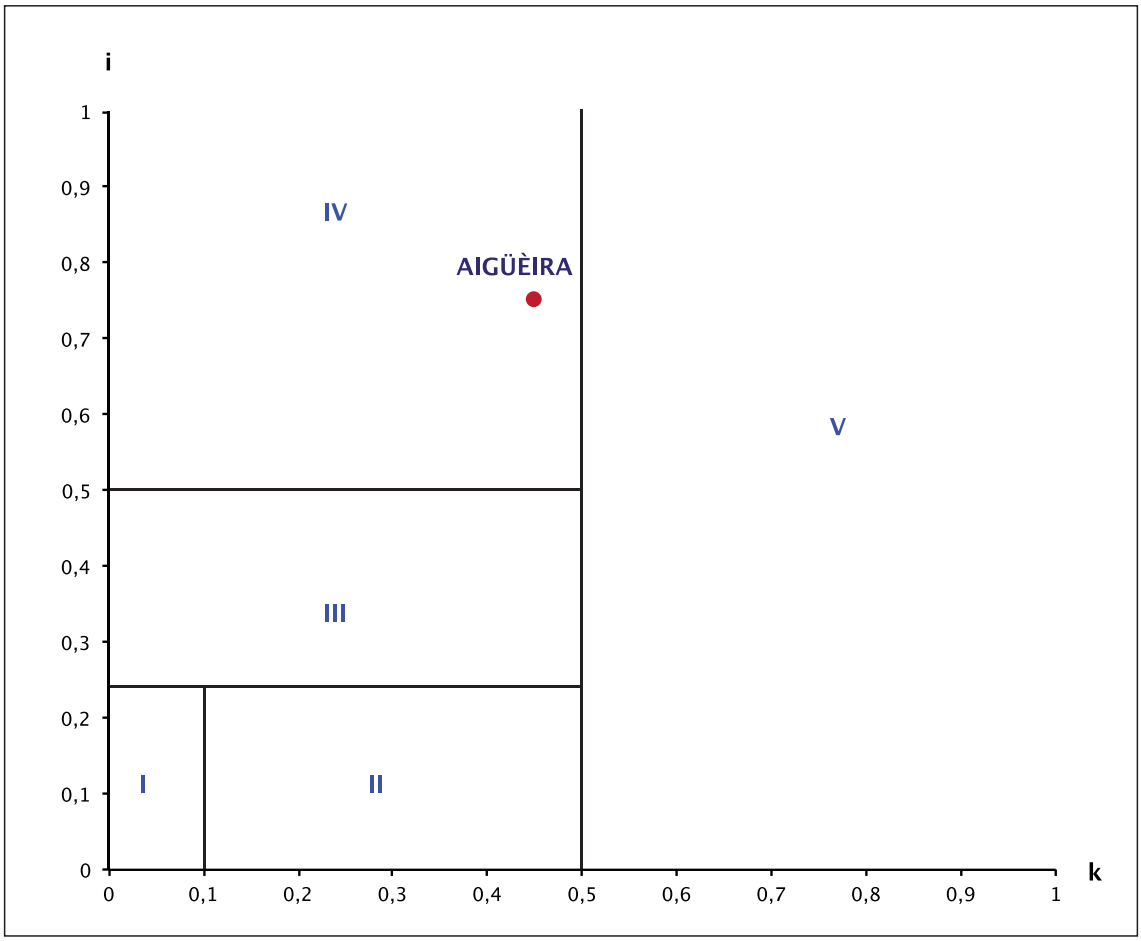


Figura 94: Classificació del sistema de la Font d'Aigüèira segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a).

3.2.5.3.3 Correlogrames i espectres

El tractament de les sèries temporals realitzat per als diferents cicles –funció d'autocorrelació i espectre– indica que el sistema té un efecte de memòria considerable (de 50 a 75 dies) i un temps de regulació també elevat (de 40 a 75 dies) (figura 95).

L'observació dels correlogrames permet constatar que tots presenten una morfologia molt semblant, però no estan molt ben agrupats; així es posen en evidència les diferències que existeixen en els cicles hidrològics, particularment en la importància de la recàrrega que influeix les reserves del sistema, és a dir, la seva memòria.

Els resultats obtinguts assenyalen també que es tracta d'un sistema molt inercial amb una gran capacitat de regulació.

El sistema, particularment la seva zona saturada, tindria una estructura homogènia i fissurada. L'aqüífer d'Aigüèira, pràcticament sense carstificació en profunditat, en tot cas, observaria una carstificació incipient o inicial que no introduiria una heterogeneïtat de naturalesa pròpiament càrstica a l'interior de l'aqüífer, almenys en la seva zona saturada.

En síntesi, es constata que els correlogrames i els espectres analitzats en el sistema d'Aigüèira aporten una interessant informació complementària de l'anàlisi d'hidrogrames, confirmant l'existència d'importants reserves dinàmiques en un medi d'estructura homogènia.

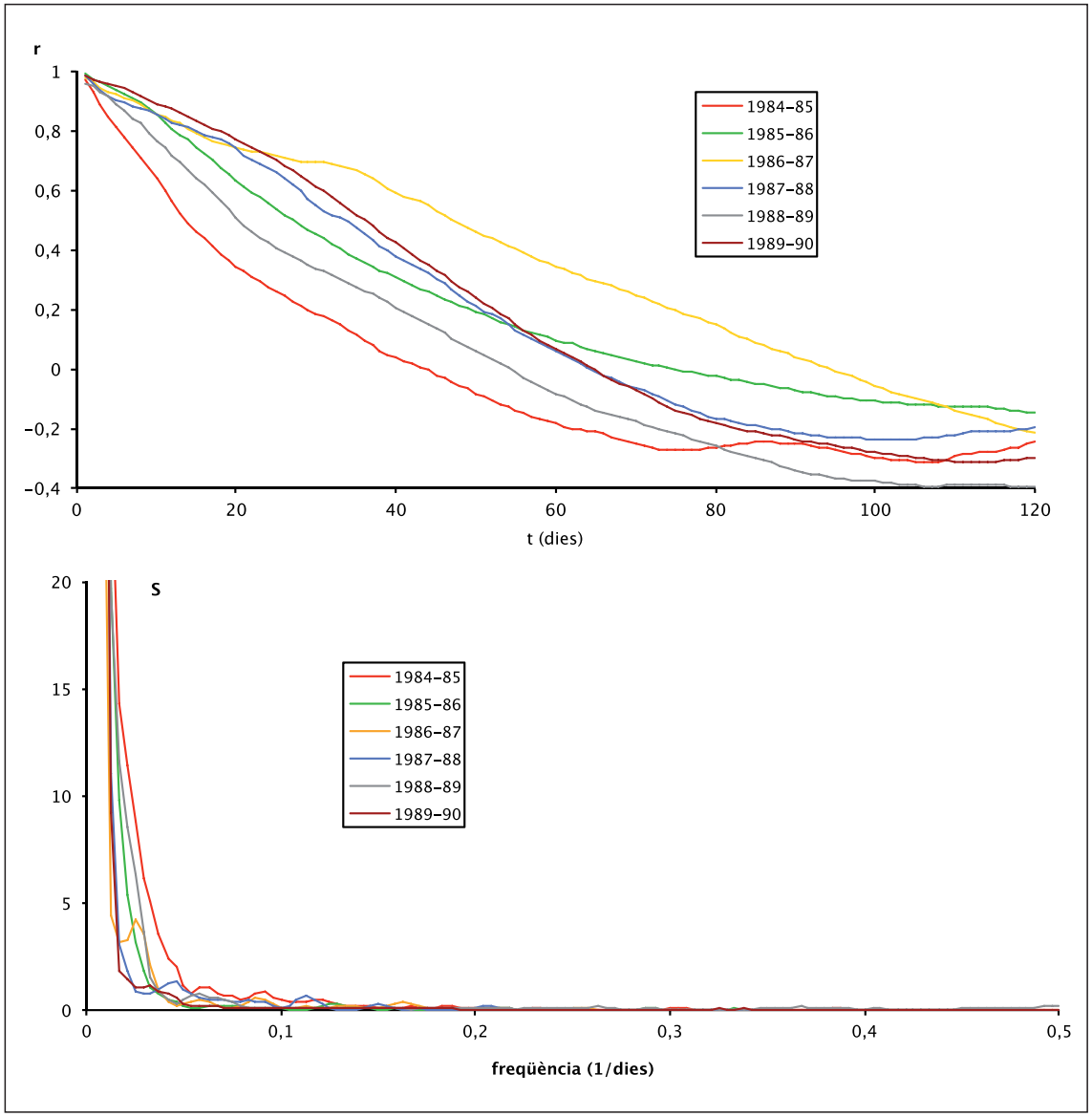


Figura 95: Correlogrames i espectres simples del cabal de la Font d'Aigüèira per a diferents cicles hidrològics.

El correlograma creuat del sistema d'Aigüèira (figura 96) s'ha realitzat amb dades de precipitació de l'observatori meteorològic de la Restanca i de cabal de la Font d'Aigüèira. Es tracta d'un correlograma creuat molt pla i allargat que indica l'escassa carstificació de la zona saturada i l'existència d'importants reserves hídriques al sistema.

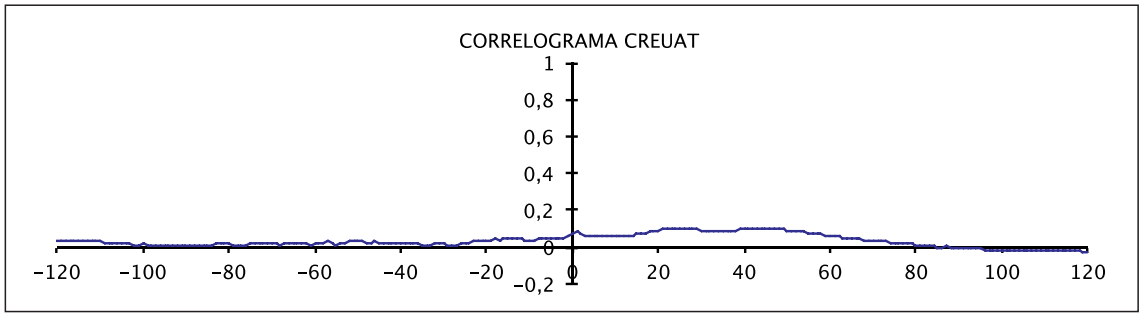


Figura 96: Correlograma creuat del sistema d'Aigüèira

3.2.5.3.4 Experiències amb traçadors

A l'aqüífer d'Aigüèira, fins a mitjan dels anys 90, no s'hi havien realitzat experiències amb traçadors o, almenys, no n'hi ha constància documental (vegeu Rijckborst, 1967). Amb l'objectiu de caracteritzar millor l'aqüífer i de definir amb més rigor els límits s'iniciaren les experiències amb traçadors.

La realització d'experiències amb traçadors al sistema d'Aigüèira té un interès enorme que va més enllà de la definició dels límits. En efecte, aquestes experiències poden aportar informació interessant tant de l'estructura com del transport a l'interior de l'aqüífer. Així mateix, l'estudi amb diferents traçadors contribuiria a l'estudi de la seva vulnerabilitat específica (Monterde, 1998 b, Zwalhen, 2003).

La primera d'aquestes experiències va consistir en el traçat de la pèrdua de l'estany Pudo o d'Àrreu (fotos 82 i 83) amb clorur de Liti (350 kg) que no donà resultats positius en cap dels punts de control de la descàrrega (Font d'Aigüèira, Fonts de Ruda i tropplein de Ruda) després d'un seguiment sistemàtic superior als sis mesos amb les corresponents analítiques de la concentració en liti i amb una metodologia que permetia detectar-lo en molt baixes concentracions (foto 84). El fet que no es recuperés el traçador en aquesta experiència s'ha de relacionar amb l'important volum dinàmic i l'estructura homogènia de l'aqüífer (i amb la possibilitat que existeixin reserves profundes) i, en conseqüència, amb l'important efecte de dilució del traçador utilitzat; una darrera possibilitat és que en el període de control el traçador no arribés a la Font d'Aigüèira; de fet, la pèrdua on es realitzà la injecció està situada a la part oriental del sistema i el més aigua amunt possible amb relació a la font. També podria succeir, encara que és poc probable, que la pèrdua de l'estany d'Àrreu no formés part del sistema.

3.2.5.4 Hidrogeotèrmia

3.2.5.4.1 Temperatura en el cicle hidrològic

Del sistema d'Aigüèira es disposa de dades de la temperatura de la Font d'Aigüèira, surgència principal d'aquesta unitat, i de dades isolades de les Fonts de Ruda i el tropplein de Ruda; també es disposa de dades puntuals de l'estany Pudo o estany d'Àrreu. L'estudi de la temperatura del sistema d'Aigüèira ja es desenvolupà en part en un treball anterior (Freixes et al., 1998 a).

A la Font d'Aigüèira la temperatura s'ha mesurat de manera sistemàtica però discreta en el període de 1988 a 1991, és a dir, es disposa de dades de quatre cicles hidrològics.

La temperatura mitjana per al conjunt del període 1989-1991 és de 6.82 ºC. La màxima és de 6.9 ºC i la mínima de 6.3 ºC. L'amplitud absoluta és de 0.6 ºC i constitueix un valor baix, sobretot si es compara amb els obtinguts als altres sistemes càrstics aranesos. En el cicle de 1990 l'amplitud absoluta té un valor remarcablement baix, de només 0.2 ºC (taula 26).

temperatura de l'aigua (ºC)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
6.80	6.3	6.9	0.6	55

Taula 26: Temperatura de la Font d'Aigüèira.

3.2.5.4.2 La distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua

La distribució de freqüències de la temperatura és unimodal i estreta, d'acord amb la baixa amplitud dels valors mínim i màxim mesurats (figura 97). Aquest tipus de distribució identifica un medi hidrogeològic de naturalesa fissurada i d'escassa o incipient carstificació (Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Freixes, 1986; Freixes et al., 1991 b, 1993, 1996 a, 1998 a, 1998 b, 2000, 2002).

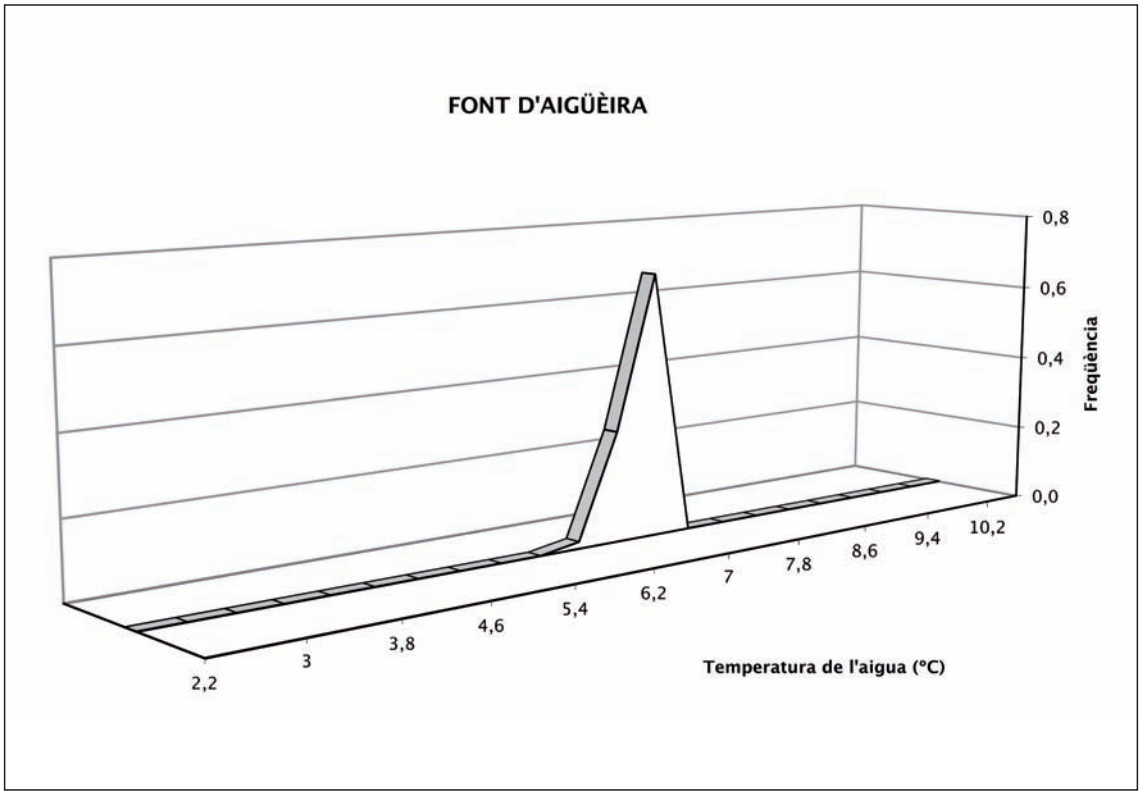


Figura 97: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua a la Font d'Aigüèira.

3.2.5.4.3 Esquema d'evolució de la temperatura de l'aigua

De l'anàlisi cicle a cicle se'n poden treure conclusions molt interessants. La temperatura mitjana per a cadascun dels cicles presenta unes diferències poc significatives, inferiors a 0.1 °C. Les diferències entre els valors màxims i les mitjanes se situen al voltant de 0.1 °C. En el període estudiat i per a cada cicle, la temperatura màxima assolida ha estat 6.9 °C. Aquest valor és el reflex de la descàrrega d'aigües de la zona saturada (sense, o pràcticament sense, influència d'aportacions de la conca i de la zona no saturada) i s'estabilitza durant períodes de temps molt llargs. Així, quan la Font d'Aigüèira assoleix aquesta estabilització és perquè s'arriba a la temperatura d'equilibri aigua-roca a l'interior de l'aqüífer. El sistema d'Aigüèira és l'únic dels estudiats a la Val d'Aran que presenta aquesta situació (figura 98).

L'evolució de la temperatura en aquest sistema es caracteritza per una molt baixa variabilitat. No obstant, s'observa bé la influència del període d'aigües altes relacionat amb la fusió de la neu (crescuda estacional) anàleg a l'explicat en els altres sistemes aranesos. A Aigüèira, aquest caràcter estacional és, òbviament, menys marcat; les característiques físiques i hidrològiques del sistema fan que sigui així.

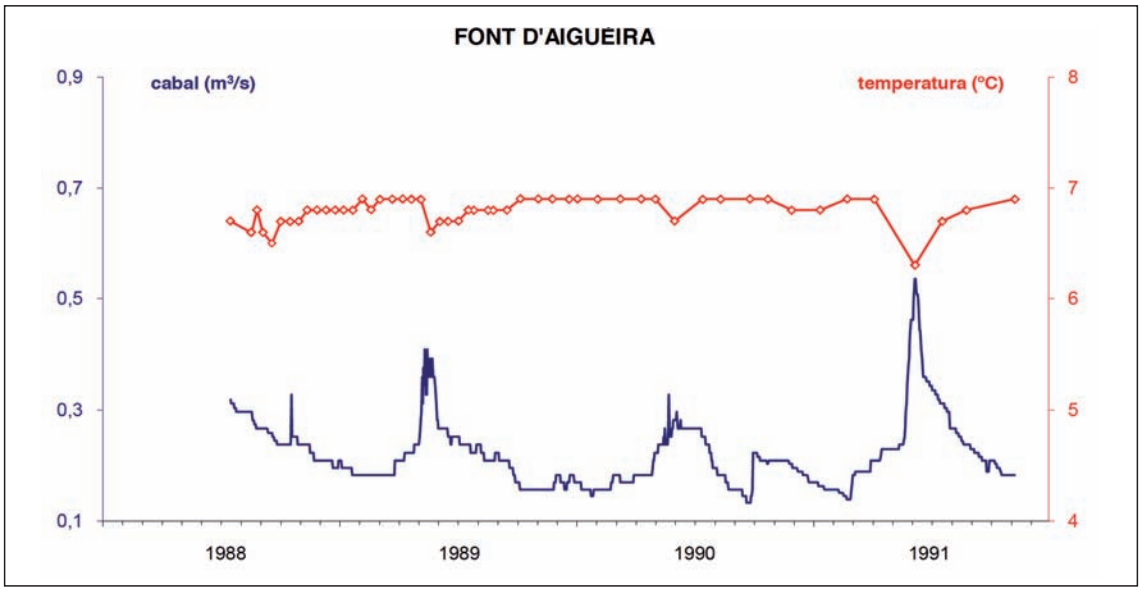


Figura 98: Variació de la temperatura de l'aigua de la Font d'Aigüèira.

L'esquema d'evolució de la temperatura del sistema d'Aigüèira és el següent:

- **Tendència a l'equilibri tèrmic.** Es tracta d'un període molt ben definit, que correspon hidrodinàmicament als períodes d'esgotament o de buidat de reserves del sistema, els quals ja han estat analitzats i interpretats a l'apartat d'hidrodinàmica. El temps de durada d'aquest període en el context del cicle és important i està molt ben definit tèrmicament per l'estabilització de la temperatura a 6.9 ºC. El desenvolupament del període comprèn, doncs, des del mes d'octubre al mes de març, escurçant-se o allargant-se depenent de les particulars característiques meteorològiques de cada cicle (Freixes et al., 1998 a, 2000).

- **Mínim de temperatura** (mínim de temperatura del cicle hidrològic). La duració d'aquest període és també variable segons les característiques del cicle. És remarcable que la temperatura assoleixi els valors mínims des de finals de maig fins a primers de juny coincidint amb els cabals més elevats. És a dir, s'observa una progressiva disminució de la temperatura a la font del sistema originada per la recàrrega que es produeix a partir de la fusió de la neu. No obstant, els efectes de la crescuda (període d'aigües altes) que s'origina per la fusió de neu en el sistema d'Aigüèira tenen una importància menor que en qualsevol dels altres sistemes estudiats a la Val d'Aran (la variació és molt poc important entre 0.2 i 0.6 ºC, segons el cicle). Aquest mínim de temperatura (o mínims) s'observa evidentment en cadascun dels cicles estudiats. En aquesta unitat, la infiltració de les aigües a baixa temperatura (temperatures que van de valors escassament per sobre els 0 ºC a alguns ºC: es tracta d'aigües molt fredes) responsables de la disminució de la temperatura de la Font d'Aigüèira es produeix d'una forma generalitzada en el conjunt de la conca i la infiltració en pèrdues hi té un paper menor. En efecte, els cabals aportats per les diferents pèrdues del sistema, com per exemple les situades als Arcoïls o la situada a l'estany Pudo, són poc importants si es comparen amb els cabals aportats per les pèrdues dels altres sistemes aranesos, com és el cas dels forats d'Aigualluts i de la Renclusa al sistema de Joeu o de les pèrdues de Tor i del forat de l'Unhòla al sistema de Tèrme-Pila, que poden aportar cabals molt superiors. En definitiva, la infiltració d'aigües fredes té un caràcter més difús –a partir de la fusió de la neu i la infiltració ge-

neralitzada en el conjunt de la conca– i, en tot cas, la infiltració en pèrdues no té la importància i el caràcter massiu i persistent dels altres exemples aranesos

- **Augment de la temperatura.** Amb l'inici de la decrescuda la temperatura comença a augmentar. Es donen diferents estabilitzacions esglaonades, que no són fàcils d'interpretar però que potser es podrien relacionar amb la influència de diferents aportacions (i/o blocs o reservoris diferents de l'estructura del sistema) fins que s'assoleix la temperatura màxima entre 6.8 ºC i 6.9 ºC (període d'equilibri tèrmic abans definit), la qual es mantindrà fins a la propera crescuda de primavera. És a dir, cicle rere cicle s'observa el mateix esquema d'evolució de la temperatura.

Aquest sistema és l'únic de la Val d'Aran en què s'observa una clara tendència a l'estabilització de la temperatura, pròpia de l'equilibri tèrmic aigua-roca. Aquesta evolució estable solament és pertorbada a la primavera per la fusió de neu i la infiltració d'aigües més fredes, i segurament també en episodis de pluja de caràcter molt excepcional.

Com ja ha estat comentat, aquest sistema no té a la conca una circulació superficial ben desenvolupada i organitzada (Freixes et al., 1991 b, 1993, 1998 a, 2000); l'alimentació de l'aqüífer té un caràcter principalment difús, és a dir homogeni en el conjunt de la conca i, per tant, no hi ha una infiltració de gran cabal en cap pèrdua. La interpretació de les respostes tèrmiques encaixa bé en les característiques físiques i hidrodinàmiques analitzades del sistema.

En el període de màxima fusió les temperatures de les aigües de la conca que acaben infiltrant-se a la conca del sistema varien relativament poc (de 0.1 ºC a alguns ºC). En aquest sentit, la infiltració es realitza per tant amb aigües més aviat fredes. Mentre que, a final d'estiu, quan el mantell de neu resta reduït a unes poques congestes, les pèrdues alimentades pels estanys i llacs de muntanya del sistema poden caracteritzar-se per les temperatures més elevades del cicle (entre 15 i 20 ºC). No obstant, la incidència tèrmica d'aquestes aigües a l'aqüífer és pràcticament menyspreable (aquesta situació també s'observa als sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila); el tipus d'estructura de l'aqüífer i l'existència de reserves considerables a la zona saturada imposen un filtre molt important als diferents senyals tèrmics. Les dades hidrodinàmiques constaten també aquesta afirmació.

3.2.5.5 Hidrogeoquímica

3.2.5.5.1 Introducció

De la unitat d'Aigüèira es disposa de dades del període de 1988 a 1991. El sistema presenta un punt de descàrrega molt important com és la Font d'Aigüèira, de la qual s'ha fet un seguiment per a tot el període, i també de les Fonts de Ruda i del trop-plein de Ruda; del trop-plein és disposa de dades isolades i de les Fonts de Ruda es va fer un control temporal sistemàtic. De la pèrdua de l'estany Pudo es disposa de dades aïllades. El monitoratge de la Font d'Aigüèira aporta dades en continu de la conductivitat.

3.2.5.5.2 Conductivitat i mineralització

La conductivitat de la Font d'Aigüèira presenta un valor mitjà de 112.6 μS/cm. El màxim és 125 μS/cm i el mínim 101 μS/cm. La amplitud és poc important, solament de 24 μS/cm. La mineralització es caracteritza per un valor mitjà de 95.8 mg/l.

A la Font d'Aigüèira la correlació entre la conductivitat i la mineralització és, relativament, baixa: 0.635; i així mateix succeeix entre la conductivitat i els bicarbonats: 0.603. En canvi, la correlació entre la mineralització i els bicarbonats és elevada: 0.974. Per aquest motiu s'utilitza la mineralització com a variable regionalitzada.

3.2.5.5.3 Corba de distribució de freqüències de la mineralització

La corba de distribució de la mineralització d'Aigüèira és unimodal i estreta; és l'únic sistema entre els aranesos que presenta aquesta característica (figura 99).

Aquest tipus de distribució és característica de sistemes hidrogeològics d'estructura homogènia i fissurada, de sistemes amb feble carstificació o sense carstificació i de sistemes amb porositat intergranular (Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980). En efecte, l'existència d'una sola moda en la distribució de la mineralització il·lustra molt bé l'existència d'una estructura de carstificació nul·la o escassament desenvolupada, que té un paper determinant en l'homogeneïtzació de les aigües i en el fet que la distribució sigui només d'una família hidrogeoquímica.

Com a conseqüència de la poca amplitud dels valors de la mineralització, la distribució té una morfologia estreta.

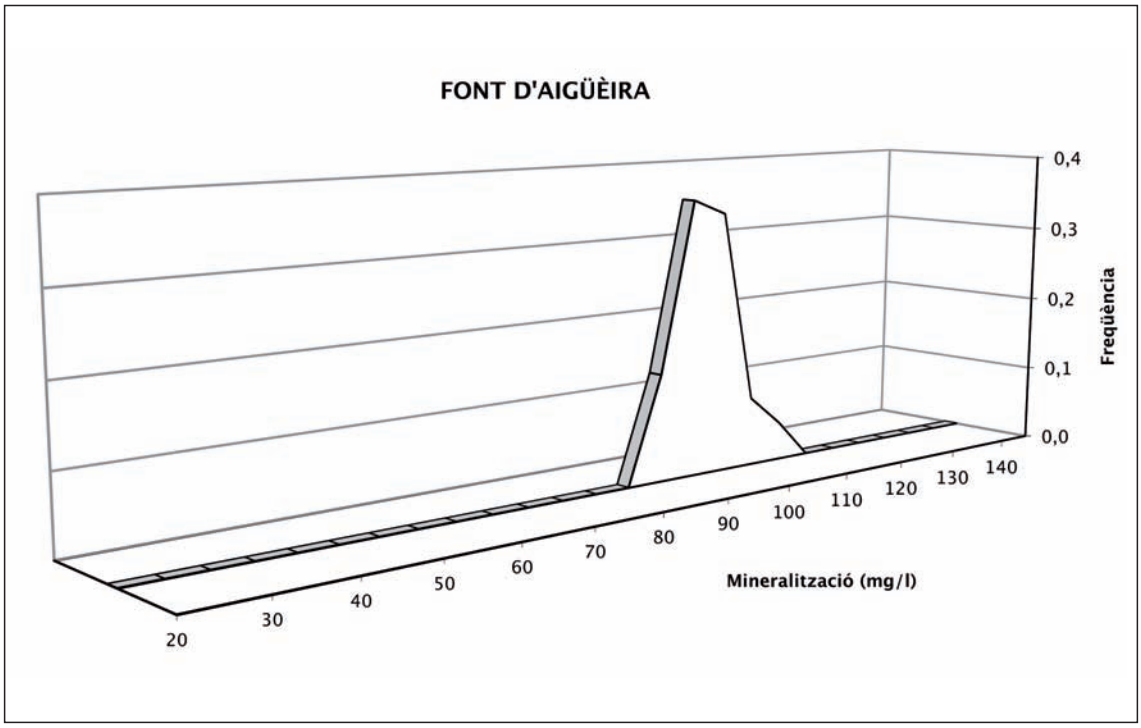


Figura 99: Distribució de freqüències de la mineralització a la Font d'Aigüèira.

3.2.5.5.4 Evolució de la conductivitat

De forma sistemàtica i cicle rere cicle, la conductivitat a la Font d'Aigüèira (però també els bicarbonats i el calci) augmenten en el període d'aigües altes que es produeix amb la fusió de la neu a la primavera.

Aquesta evolució de la conductivitat és suficientment evident com perquè sigui definida com estacional, però la tendència és completament oposada a l'observada als sistemes de Joeu, Lastoar i Tèrme-Pila. És a dir, a Aigüèira les tendències evolucionen segons ho fa el cabal: a la puja hi ha un augment de la conductivitat, assolint-se la màxima concentració amb el màxim de cabal i, a la decrescuda, de manera paral·lela a la disminució del cabal, hi ha una disminució de la conductivitat (figura 100).

L'observació en detall d'aquestes evolucions indica que hi ha variacions o fluctuacions menors dintre de la variació o tendència general. Aquestes variacions no són fàcils d'interpretar i indiquen la complexitat dels processos que caracteritzen el període d'aigües altes (o de crescuda estacional) que s'ha estudiat.

No obstant, la interpretació d'una evolució o tendència general com la comentada passa per trobar una explicació en el funcionament hidrològic de l'aqüífer sobre el mecanisme o procés responsable de l'augment de la mineralització i el seu origen espacial.

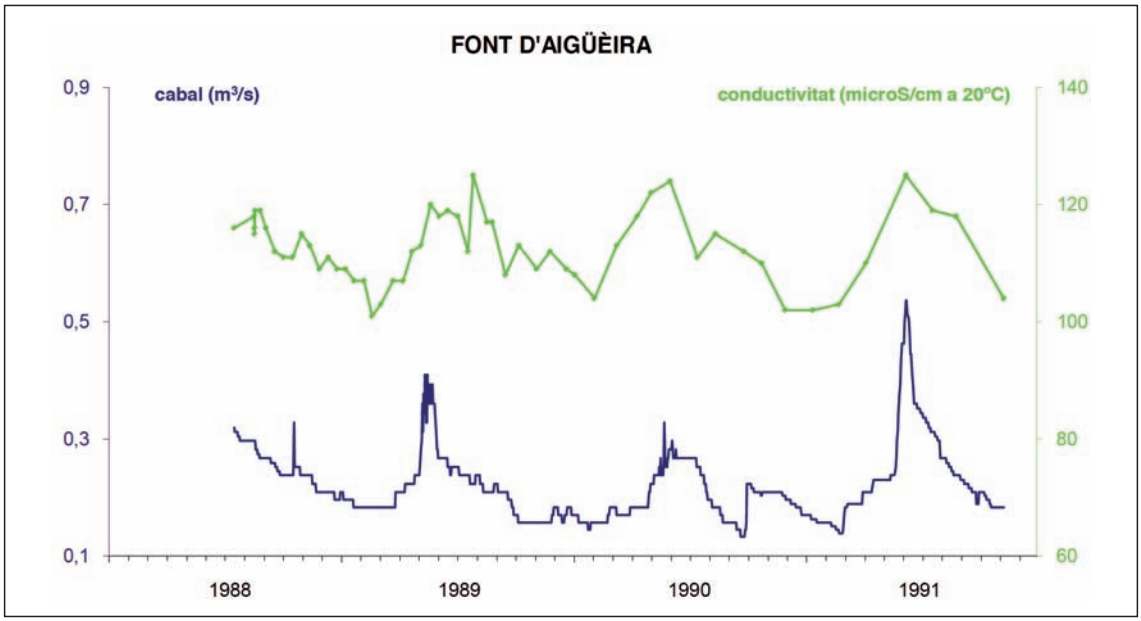


Figura 100: Variació de la conductivitat a la Font d'Aigüèira.

En un aqüífer càrstic, amb reserves significatives a la seva zona saturada, un augment de la conductivitat (mineralització o bicarbonats) que estigués relacionat amb un augment del cabal s'interpretaria com el resultat d'un efecte de descàrrega. És a dir, l'augment de la conductivitat indicaria la mobilització d'aigües més mineralitzades situades a les estructures de reserva de la zona saturada de l'aqüífer (Bakalowicz, 1979 a; Freixes, 1986). Però, el sistema d'Aigüèira no és un aqüífer càrstic pròpiament (no hi ha estructura de drenatge) i el que s'analitza és un augment de la mineralització que caracteritza molt bé el període d'aigües altes originat per la fusió del mantell de neu. A més cal recordar que a Aigüèira el màxim de mineralització coincideix amb el mínim de temperatura del cicle i, per tant, amb l'arribada d'aigües més fredes a la zona saturada de l'aqüífer (Font d'Aigüèira). En conseqüència, cal pensar que, si el mínim de temperatura il·lustra la situació de màxima influència de les aigües més fredes incorporades a la circulació subterrània, l'augment de la mineralització també té relació amb la incorporació d'aquestes aigües. L'augment de la mineralització indica un augment de la dissolució i aquesta necessita una aportació de CO_2. Les aigües de fusió del mantell de

neu en infiltrar-se podrien incorporar CO_2 de la part superficial del sistema (i zona no saturada), això faria possible la dissolució i l'augment de la mineralització que s'observa a la Font d'Aigüèira (infiltració ràpida i, predominantment, lenta). El problema és on es produeix aquesta dissolució: a la part superficial del sistema?, a la part superficial i a la seva zona no saturada?, o bé també a la zona saturada? Tot sembla indicar que la situació espacial de la dissolució al sistema d'Aigüèira hagi de caracteritzar més la part superficial que la subterrània de l'aqüífer, per tant, la mineralització que s'observa podria correspondre en bona part a un procés de dissolució situat a la part superficial del sistema i en menor grau a la zona no saturada.

3.2.5.5.5 Bicarbonats, calci i magnesi

Les variacions observades en els bicarbonats són també entre límits molt estrets. El valor mitjà és 71.39 mg/l, el màxim de 82.4 mg/l i el mínim de 61 mg/l. L'amplitud és de 21.4 mg/l (taula 27).

En general, les màximes concentracions estan relacionades amb els cabals màxims de les crescudes estacionals (període d'aigües altes que caracteritza el cicle hidrològic) (figura 101). La correlació entre el cabal i els bicarbonats (0.596) encara que no és important, no deixa de ser significativa.

La interpretació de l'evolució dels bicarbonats és la mateixa que s'ha realitzat per a la conductivitat (i la mineralització).

El calci, juntament amb el bicarbonat, és el que es presenta en majors concentracions. La mineralització ve determinada per aquests dos ions.

El valor mitjà del calci és 21.71 mg/l, el màxim 25.6 mg/l i el mínim 20 mg/l. D'aquí doncs que les variacions del calci siguin molt poc importants, amb una amplitud absoluta molt baixa, de solament 5.6 mg/l. Aquestes dades es refereixen al conjunt del període estudiat de 1988 a 1991 (taula 27).

	Font d'Aigüèira			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	71.4	61.0	82.4	21.4
Calci (mg/l)	21.7	20.0	25.6	5.6
Magnesi (mg/l)	1.58	0.3	2.7	2.4

Taula 27: Bicarbonats, calci i magnesi a la Font d'Aigüèira (n=55).

D'una manera general i anàlogament al que succeeix amb els bicarbonats, les màximes concentracions se situen sempre en relació amb els cabals màxims de les crescudes estacionals o amb els màxims originats per les crescudes tardorals (figura 101). La correlació entre el cabal i el calci (0.630) és, fins i tot, més important que la que existeix entre el cabal i els bicarbonats i, tot i que no es pot considerar com a elevada, és suficientment significativa.

Les variacions del calci al llarg del cicle hidrològic són anàlogues a les observades en els bicarbonats, és a dir, es tracta d'una evolució estacional, que no obstant és oposada a la descrita en els altres exemples aranesos: hi ha un augment del calci a la puja de la crescuda, les concentracions màximes s'assoleixen amb els cabals màxims i, finalment, la disminució del calci es fa paral·lelament a la del cabal. La interpretació d'aquesta evolució ha de ser anàloga a la que s'ha realitzat per als bicarbonats.

L'evolució del magnesi és la inversa de la descrita pel calci (figura 101). Aquest tipus d'evolució és característica d'aqüífers carbonàtics i càrstics (Bakalowicz, 1979 a, Freixes, 1986) en els quals s'observa sistemàticament que les condicions de flux més lent afavoreixen més la dissolució del magnesi. En efecte, en cadascun dels cicles s'observa que les concentracions més importants en magnesi es relacionen bé amb els períodes d'aigües baixes i, particularment, amb els esgotaments.

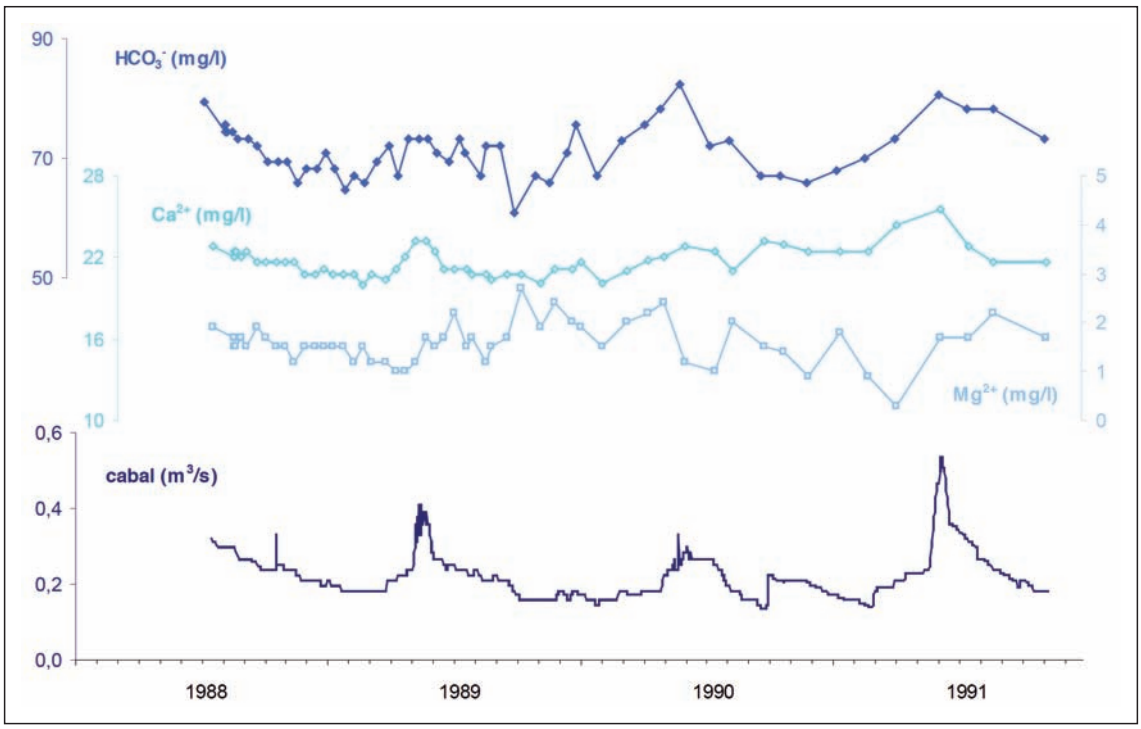


Figura 101: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a la Font d'Aigüèira.

3.2.5.5.6 La pCO_2 eq i l'ΔpH

Les concentracions de CO_2 en el sistema d'Aigüèira són molt baixes, anàlogament al que s'ha observat als sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila i, com també succeïa en aquests sistemes, són lleugerament superiors a les de Joeu.

El valor mitjà de la pCO_2 a la Font d'Aigüèira és 0.029 %, el màxim 0.065 % i el mínim 0.013 %. L'amplitud és 0.052 % (taula 28).

L'evolució de la pCO_2 en el període estudiat (de 1988 a 1991) no indica cap evolució o tendència definida (figura 102). La seva variabilitat és molt estreta i en concentracions situades sempre sota el 0.04 %, si s'exceptuen els valors d'estiu de 1988 que són una mica més elevats. No s'observa en cap cicle l'evolució estacional (pròpia del període d'aigües altes) que caracteritza els altres sistemes aranesos.

L'ΔpH presenta unes característiques i una evolució diferents dels altres sistemes aranesos. En efecte, els límits de variació són molt estrets i no s'observa en cap cicle l'evolució estacional (període d'aigües altes) que caracteritza a Joeu, Lastoar, Tèrme i la Pila.

El valor mitjà és -0.13, el màxim 0.13 i el mínim -0.42. L'amplitud és 0.55 (taula 28).

	mitjana	mínim	màxim
pCO_2 (%)	0.029	0.013	0.065
ΔpH	-0.13	-0.42	0.13

Taula 28: pCO_2 i ΔpH a la Font d'Aigüèira (n=55).

L'evolució de l'ΔpH és, en general, entre -0.3 i valors situats pràcticament a l'equilibri (al voltant de -0.1) (figura 102). En el cas d'Aigüèira molts valors se situen clarament a l'equilibri, fet que no succeïa d'una manera important en cap dels altres sistemes aranesos. Excepcionalment hi apareix un valor lleugerament sobresaturat (0.13); aquest valor és també excepcional en els valors d'ΔpH mesurats en el conjunt de sistemes aranesos.

En relació amb l'ΔpH és interessant assenyalar que, en situació d'aigües altes, en la crescuda estacional o, fins i tot, en crescudes originades per episodis de precipitacions líquides, les aigües són sempre poc infrasaturades o a l'equilibri químic.

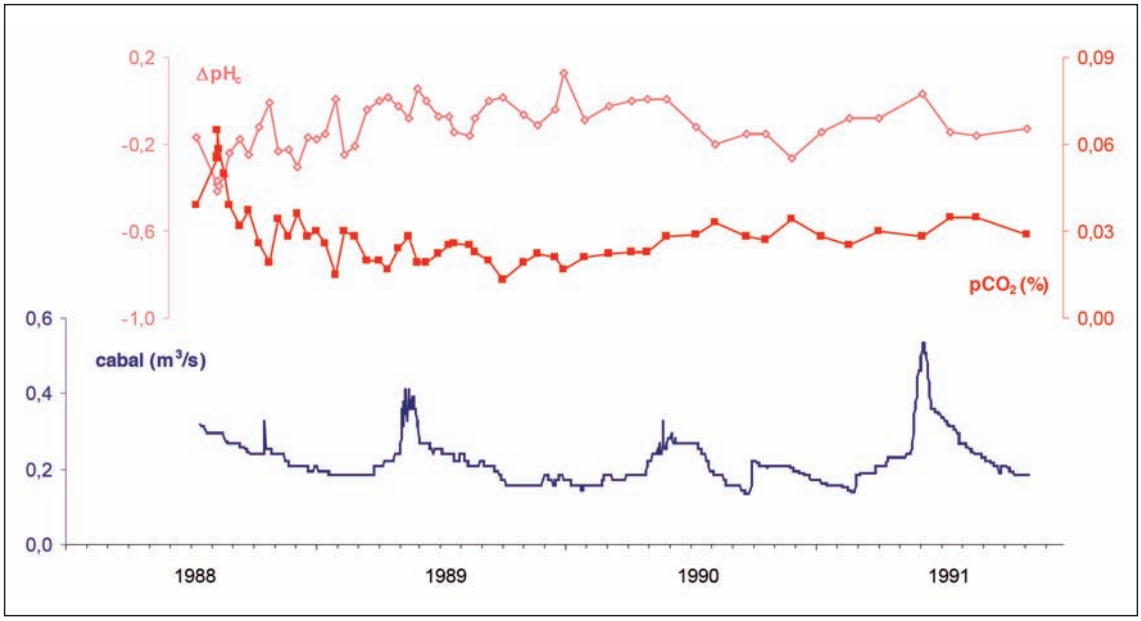


Figura 102: Variació de la pCO_2 i l'ΔpHc a la Font d'Aigüèira.

3.2.5.5.7 Els ions sulfat, clorur, sodi, potassi i nitrat

Com succeeix amb els altres sistemes aranesos, el sulfat a Aigüèira és el tercer ió en importància, no obstant això, les concentracions són inferiors a les dels altres exemples (Joeu, Lastoar i Tèrme-Pila).

La concentració mitjana en sulfats és 3.35 mg/l, la màxima 4.5 mg/l i la mínima 1.6 mg/l. L'amplitud és 2.9 mg/l (taula 29).

	Font d'Aigüèira			
	mitjana	**mínim**	**màxim**	**rang**
Sulfats (mg/l)	3.35	1.6	4.5	2.9
Clorurs (mg/l)	0.34	0.1	0.6	0.5
Sodi (mg/l)	1.67	0.9	2.6	1.7
Potassi (mg/l)	0.16	0.09	0.24	0.15
Nitrats (mg/l)	0.32	0.0	1.0	1.0

Taula 29: Variació dels Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a la Font d'Aigüèira (n=55).

Aquest paràmetre presenta una evolució entre uns límits molt estrets i és difícil d'interpretar. Cal remarcar, però, que els mínims observats es corresponen bé, en tots els casos, amb els cabals màxims observats a les crescudes estacionals (figura 103).

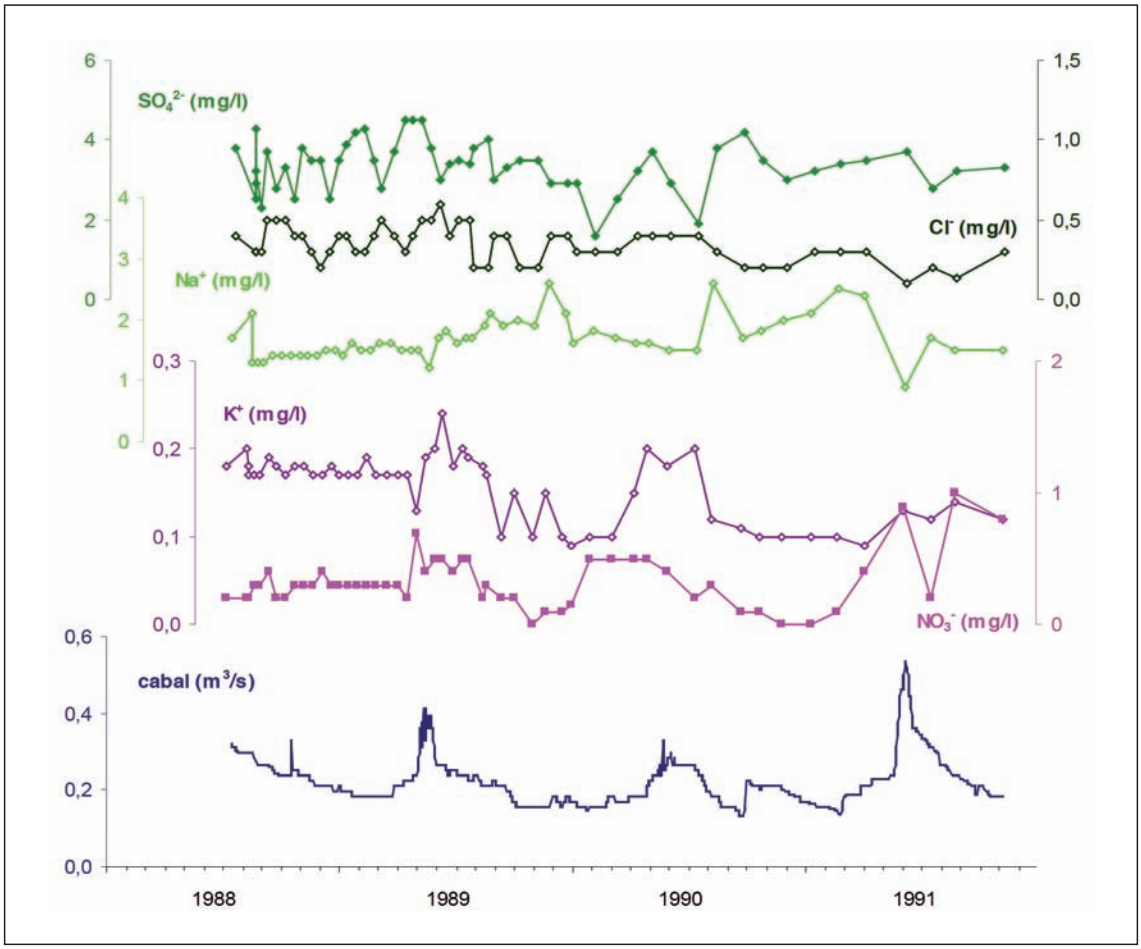


Figura 103: Variació dels sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a la Font d'Aigüèira.

Aigüèira és el sistema amb les concentracions més importants en sodi del conjunt de sistemes aranesos estudiats, que, no obstant, segueixen sent molt baixes: el valor mitjà és 1.67 mg/l, el màxim 2.6 mg/l i el mínim 0.9 mg/l. L'amplitud és 1.7 mg/l (taula 29).

De l'evolució del sodi és remarcable la coincidència dels valors mínims amb els cabals màxims originats per les crescudes estacionals; en cap cicle s'observa, però, una evolució estacional ben definida (figura 103).

Els clorurs, amb una valor mitjà de 0.28 mg/l, tenen una evolució de difícil interpretació (taula 29, figura 103).

Els nitrats (concentració mitjana de 0.32 mg/l) i el potassi (valor mitjà de 0.16 mg/l) observen les concentracions màximes en tots els cicles ben relacionades amb els cabals d'aigües altes, això indica, molt possiblement, que el seu origen és a la part superficial de l'aqüífer (epicarst, sòls…) (figura 103).

3.2.5.5.8 Elements traça i urani

Les concentracions en elements traça són, en general, baixes (taula 30). No obstant, cal destacar alguns elements perquè presenten nivells comparativament més elevats: és el cas de l'arsènic, wolframi, molibdè i urani (Morin, 1995; Freixes et al., 1996 a). La concentració d'arsènic és especialment significativa (12.2. ppb de mitjana). L'origen cal cercar-lo en les disseminacions d'arsenopirites de les metapelites del Cambroordovicià (Unitat d'Isil) i, molt probablement, en mineralitzacions de reemplaçament metasomàtic

	mitjana (ppb)	**màxim (ppb)**	**mínim (ppb)**	**rang (ppb)**	**desviació estàndar (ppb)**	**límit detecció (ppb)**
Li	0,743	1,008	0,586	0,422	0,118	/
B	1,981	5,573	0,913	4,660	1,041	/
Ti	0,800	1,175	0,543	0,632	0,237	0,324
V	0,463	0,671	0,158	0,513	0,122	0,048
Cr*	1,012	1,657	0,041	1,616	0,398	0,186
Co*	0,082	0,211	0,020	0,191	0,043	0,053
As	12,212	15,648	4,900	10,748	2,367	0,708
Rb	0,287	0,363	0,220	0,142	0,038	0,045
Sr	24,007	28,693	11,141	17,552	4,015	3,372
Mo	0,423	0,629	0,297	0,332	0,078	0,013
Cs*	0,023	0,053	0,015	0,038	0,010	0,006
Ba	1,236	2,465	0,776	1,689	0,371	0,216
W	0,624	0,923	0,327	0,596	0,132	/
U	1,086	1,383	0,595	0,788	0,167	0,021

Taula 30: Concentracions de diferents elements traça a la Font d'Aigüèira (n=15).
** possibles problemes de fiabilitat en la mesura.*

encaixades en les Calcàries de Campaus (Palau, 1995). El wolframi (0.62 ppb de mitjana), amb concentracions clarament superiors a les observades en altres aqüífers en roques calcàries de Catalunya, és propi de zones amb granitoides. En conseqüència, la presència d'aquest element, així com la del molibdè (0.42 ppb de mitjana), ha de relacionar-se amb els afloraments de granitoides de la conca del sistema, els quals tindrien mineralitzacions, en filons de petita escala, de scheelita i molibdenita. Les relativament elevades concentracions d'urani (1.09 ppb de mitjana) són comparables a les de l'aqüífer càrstic de Joeu, però netament superiors a les d'altres aqüífers càrstics dels Pirineus. Aquest element pot tenir el seu origen en els minerals procedents dels granitoides de Marimanha; aquests minerals, bàsicament els ferromagnesians i, en particular, la biotita, són introduïts a l'aqüífer. De tota manera, les concentracions d'urani de la Font d'Aigüèira estan en el rang de valors habituals dels aqüífers en medis carbonàtics (Cowart, 1980; Ivanovich i Alexander, 1987; Kobal et al., 1990).

3.2.5.5.9 Anàlisi de Components Principals

L'ACP de la Font d'Aigüèira s'ha realitzat amb 71 mostres que corresponen al període que va de juliol de 1988 a desembre de 1993. Es tracta de les dades dels quasi sis cicles hidrològics que s'han analitzat per a les variables següents: cabal (Q), temperatura (T), bicarbonats (TAC), calci + magnesi (TH), calci, magnesi, sulfats, nitrats, clorurs, sodi, potassi, pCO_2, pH i ΔpH (figures 104 i 105).

Espai de les variables (figura 104):

A la Font d'Aigüèira el factor I explica el 32% de la variància total i situa en un extrem el cabal, el TAC, el TH i el calci. El factor II, amb un 22% de la variabilitat explicada, oposa el pH i l'ΔpH a la pCO_2. En el factor III, amb un 11 % de contribució a la variància total, no hi ha cap variable que estigui ben definida. El factor IV, que contribueix en un 9 % a la variabilitat, està definit pel magnesi.

De fet, els resultats més clars els expressen els dos primers eixos principals, així la discussió se centra en el pla factorial I-II.

L'associació entre mineralització i cabal sembla indicar que en aigües altes s'ha d'incorporar una quantitat important de CO_2 emmagatzemat en el sòl (o bé, a d'altres parts de l'epicarst...), el qual facilitaria la dissolució de les calcàries i això originaria un augment de la mineralització; en situació de crescuda i de cabals elevats –crescuda estacional– el temps de trànsit al sistema d'Aigüèira disminueix i la incorporació d'aigües més fredes determina la disminució de la temperatura a la font. Així el factor I és el factor mineralització, és a dir, el que indica el temps que tarda l'aigua en adquirir una mineralització determinada. En aquest cas però, hi ha un elevada correlació entre el cabal i els bicarbonats i el calci, que constituïxen el gruix de la mineralització: aquesta situació s'ha d'interpretar a partir d'una implicació progressiva i, més o menys simultània del CO_2 a tota la conca. Aquesta situació, que reflecteixen molt bé l'ACP d'Aigüèira (realitzat amb una molt important quantitat de dades, quasi sis cicles hidrològics) i els gràfics d'evolució de cabal i mineralització (bicarbonats, calci i magnesi) (vegeu figura 101) és única en el sistemes hidrogeològics desenvolupats en calcàries de la Vall d'Aran. En aquests sentit és interessant recordar l'estructura dels sistema d'Aiguëira, què és bàsicament monàdica: les calcàries serven afloraments sense solució de continuïtat des de les parts més baixes (fonts d'Aigüèira i de Ruda) a les més altes (tuc dera Lança, 2658 m). Així mateix, el mantell nival, que adquireix un desenvolupament molt important en el temps: tardor, hivern i primavera, i en l'espai: recobreix els afloraments calcaris de la

part més baixa a la més alta del sistema. Aquestes consideracions donen encara més significació i sentit a les explicacions que s'han aportat sobre el factor I.

La bona correlació negativa entre la pCO_2 i l'ΔpH (factor II) indica l'existència d'unes condicions favorables al bescanvi entre les fases gasosa i líquida. Aquestes condicions estan en relació amb el funcionament del sistema, sobretot si es considera que hi ha un predomini de la circulació lenta a l'aqüífer i, particularment, un paper molt important de la infiltració lenta (i difusió) com a característica general del sistema.

L'evolució cicle a cicle (del 1988 al 1991) de la pCO_2 i de l'ΔpH (vegeu figura 102) en el que tot augment de cabal, determina un augment del CO_2 dissolt (pCO_2) i que els valors de l'ΔpH, siguin menys infrasaturats, és a dir, més a prop de l'equilibri indica la marcada influència de la infiltració lenta en els processos que caracteritzen la circulació hídrica del sistema.

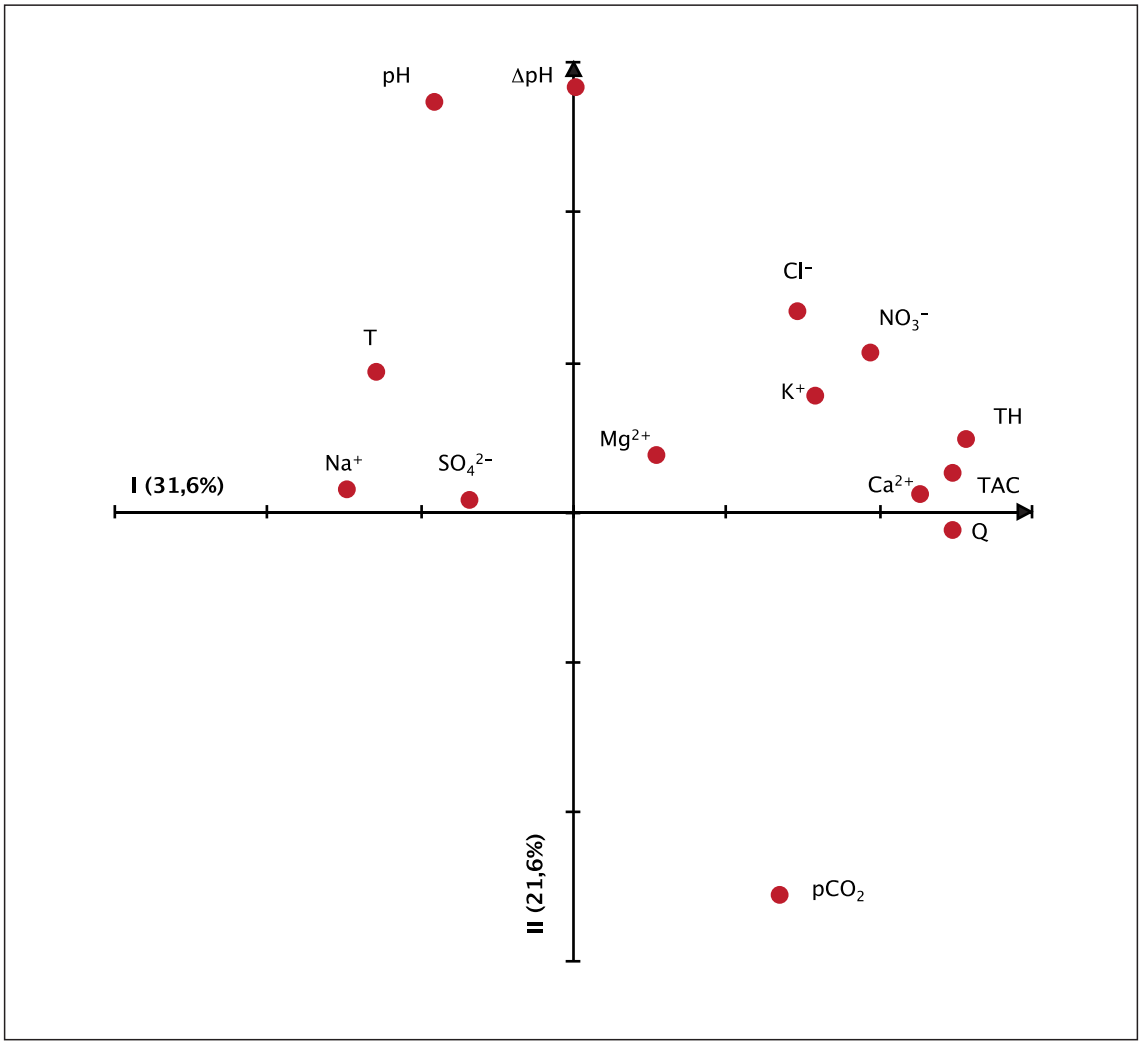


Figura 104: Espai de les variables de l'ACP de la Font d'Aigüèira.

Espai de les unitats estadístiques (figura 105):

L'ACP caracteritza tres tipus o famílies d'aigua: puja (i màxim de crescuda), decrescuda i esgotament (tendència a l'esgotament) que no apareixen massa ben definides; no

obstant, l'anàlisi discriminant realitzat, que no exposarem, sí que estableix bé els tres tipus o grups d'aigua.

Les aigües de la puja o branca ascendent de la crescuda (i màxim de crescuda):

- augment del cabal com a conseqüència de les aportacions provinents de la fusió del mantell nival.

- augment de la mineralització, augment de la pCO_2 i disminució de l'ΔpH. L'aigua prové de la fusió de la neu i, per tant, originàriament té escàs CO_2 i poca mineralització. No obstant, l'augment de la pCO_2 fa suposar que l'aigua, en infiltrar-se, incorpora CO_2 a partir d'un sistema de producció i d'emmagatzematge com pot ser el sòl (epicarst). S'observa una infrasaturació de l'aigua més marcada i, per tant, augmenta la seva capacitat de dissolució i d'incrementar la seva mineralització. A més, a l'esgotament, en situació de buidat de les reserves de la zona saturada, les concentracions de CO_2 són més baixes; això també indica que l'origen de l'augment de CO_2 es troba a la part superficial del carst (sòls de l'epicarst).

- disminució de la temperatura per incorporació d'aigües més fredes provinents de la fusió del mantell nival. Aquest també és un argument favorable per a situar l'origen del CO_2 a la part superficial del carst.

- augment de clorurs i nitrats que s'incorporen amb les aigües d'infiltració, les quals fan una efectiva lixiviació dels sòls situats a l'epicarst.

Les aigües de la decrescuda:

- disminució de l'ΔpH i augment de la CO_2: les aigües de la decrescuda també provenen de la fusió del mantell nival. A mesura que avança la fusió de la neu a la primavera també ho fa la productivitat del CO_2 al sòl. Així les aigües d'infiltració poden incorporar concentracions més elevades de CO_2.

- disminució de clorurs i nitrats: el rentat dels sòls durant la puja i la punta o puntes de la crescuda fan que, en decrescuda, necessàriament hi hagi un descens d'aquests ions.

Les aigües de l'esgotament (tendència a l'esgotament):

- evolució cap a les aigües menys mineralitzades del cicle hidrològic: això s'observa bé en tots els cicles estudiats i en les variables de la mineralització: HCO_3^-, Ca^{2+} i Mg^{2+}.

- concentracions baixes en CO_2.

- a la transició cap el període de crescuda estacional es produeix l'evolució cap a les aigües més fredes del cicle hidrològic. Mínims de la temperatura coincidint amb els cabals més alts (inici de la fusió del mantell nival i de la recàrrega de l'aqüífer).

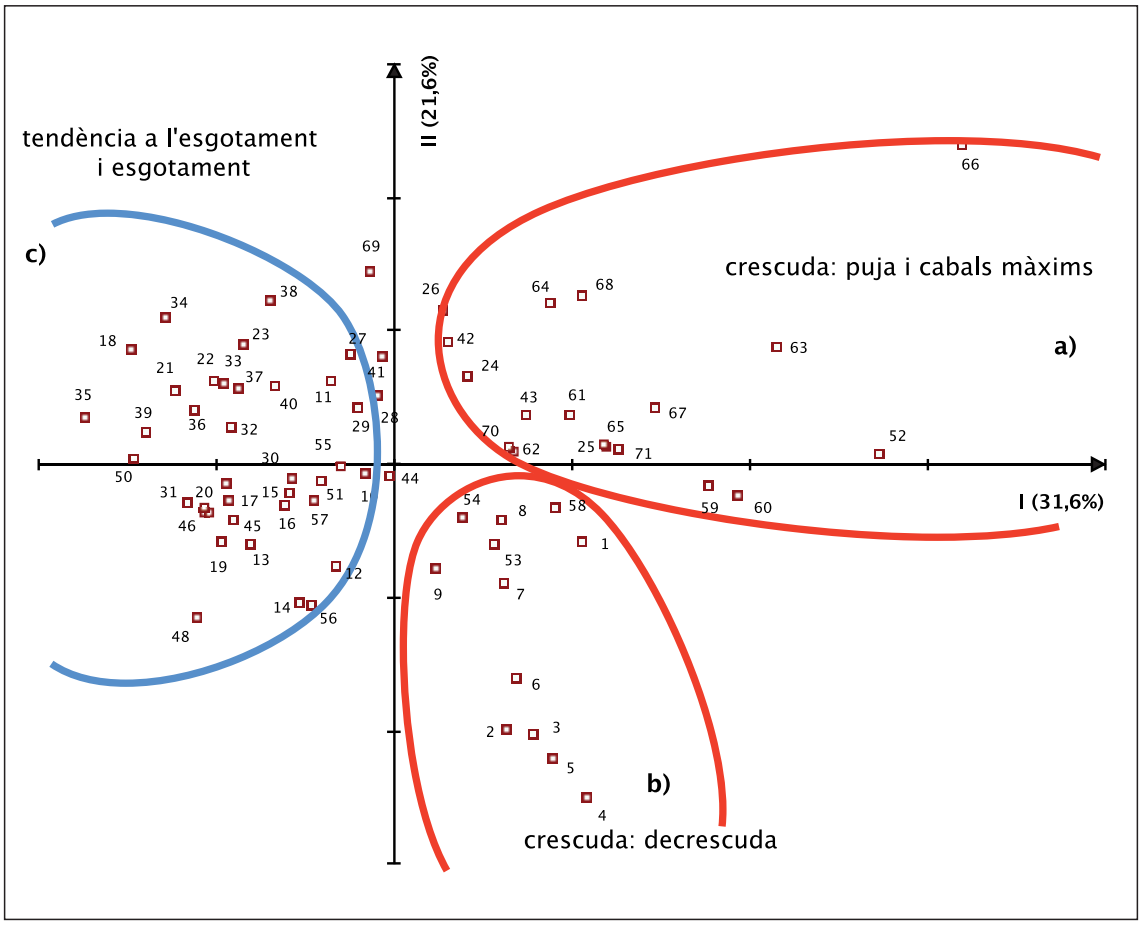


Figura 105: Espai de les unitats estadístiques de l'ACP de la font d'Aigüèira.

3.2.5.6 Recursos hídrics, qualitat de les aigües i sostenibilitat

Les característiques físiques, hidrodinàmiques, hidrogeotèrmiques i hidrogeoquímiques del sistema permeten introduir un conjunt de consideracions des d'una perspectiva ambiental (Freixes et al., 1996 a; Monterde, 1998 b). La protecció de l'aqüífer és un objectiu bàsic per a la seva sostenibilitat. En aquest sentit, s'han realitzat diferents aproximacions que s'han concretat en les cartografies hidrogeològica i de vulnerabilitat (Monterde, 1998 b).

La Font d'Aigüèira, descàrrega natural més important del sistema, es capta, ja des de fa anys, per a l'abastament d'aigua potable de Salardú (100.000 m3/any), Tredòs (20.000 m3/any) i Unha (10.000 m3/any). El cabal mitjà de la captació es d'uns 0.020 m^3/s. Més recentment, l'any 2004, la captació s'ha utilitzat també en el subministrament de la població de Gessa i del nucli urbanitzat de Vaquèira 1700.

Aigua avall de la font, molt a prop de la confluència amb el riu Ruda, es deriva pràcticament tot el cabal per a l'explotació hidroelèctrica (central d'Arties). El canal de derivació únicament sobreïx en els períodes d'elevat cabal durant la crescuda de caràcter estacional. Per tant, l'aportació al riu Ruda és molt limitada.

L'aigua de la Font d'Aigüèira és bicarbonatada càlcica de molt baixa mineralització. La qualitat química d'aquesta aigua es pot considerar excel·lent per a l'abastament públic. En aquest sentit, cal tenir present que la major part dels aqüífers importants de la Val

d'Aran aporten aigua de mineralització encara més feble i això fa que, des d'un punt de vista sanitari i en determinats casos, la seva utilització prolongada pugui ser no aconsellable.

Els diferents paràmetres fisicoquímics analitzats presenten una variabilitat molt baixa al llarg del cicle hidrològic (Freixes et al., 1991 b, 1993, 1995). Aquesta constància en la composició de l'aigua pot facilitar el seu tractament sanitari per a ús públic (cloració, filtració...). Anàlogament, qualsevol variació anòmala haurà de tenir-se molt en compte, ja que la probabilitat que es produeixi com a conseqüència de processos naturals és molt baixa.

A més dels elements majoritaris, s'han analitzat els elements traça, els quals aporten una informació complementària molt interessant en la caracterització de la qualitat de l'aigua. Aquest conjunt d'informacions permeten valorar la potabilitat de l'aigua i les seves possibilitats i aplicacions com a aigua mineromedicinal.

Pel que fa als elements traça, solament destaca la presència d'arsènic en concentracions significatives, però clarament per sota dels valors màxims autoritzats per a aigües potables (50 ppb).

En general, a la Val d'Aran, l'explotació hidroelèctrica és l'activitat que de manera directa o indirecta influeix en major grau la dinàmica natural dels sistemes hidrològics. No obstant, els sistemes càrstics no presenten cap tipus de modificació del seu funcionament, ja que en tots els casos les captacions per a la producció hidroelèctrica se situen a les mateixes fonts o ressurgències, o aigua avall d'aquestes.

A la Val d'Aran els principals problemes es deriven o poden derivar de les activitats turisticoesportives (i nuclis urbanitzats) i dels projectes corresponents a aquestes, els quals suposen la creació d'infraestructures i la captació de recursos que poden afectar el funcionament dels sistemes hidrogeològics i la qualitat de les seves aigües.

En el cas d'Aigüèira això és especialment remarcable, ja que l'estació d'esquí de Vaquèira-Beret, amb la seva urbanització i equipaments, ocupa una part significativa de la conca d'alimentació de l'aqüífer.

La possible ubicació d'infraestructures de sanejament dins dels límits del sistema comportaria un risc elevat de contaminació microbiològica que requeriria mesures de control i de prevenció molt especials. D'altra banda, la utilització de substàncies de nucleació amb compostos sintètics en el procés de fabricació de neu artificial pot suposar també un risc especial de contaminació de l'aqüífer.

Hi ha alguns exemples d'afeccions al sistema hidrogeològic d'Aigüèira, com a conseqüència de les esmentades activitats, que són particularment significatius. Així, destaca la degradació de la Font d'Aigüèira i del seu entorn immediat, que s'ha de considerar com a molt greu. En efecte, la urbanització de Vaquèira ha suposat, aquests darrers anys, la construcció de nous apartaments a escassa distància de la Font d'Aigüèira (hi ha un edifici a menys de 10 m de la surgència) i, d'aquesta manera, s'ha degradat la surgència i el seu entorn. El fet constitueix, segons la legislació vigent, una afecció del domini públic hidràulic. La degradació més greu s'ha produït per una important excavació a penes a 5 m del punt de descàrrega principal; la descompressió del massís rocós ha originat una dispersió considerable del flux de descàrrega i una pèrdua del valor estètic i de la singularitat de la font. A més, aquesta dispersió ha inutilitzat una estació hidromètrica emplaçada a la mateixa captació.

En el sistema hidrològic del riu Malo, limítrof amb el d'Aigüèira (en una zona en la qual els límits del sistema-aqüífer no s'han pogut precisar), s'han produït diferents abocaments d'hidrocarburs. L'accident més important suposà el vessament d'uns 12 m^3 de gasoil. En aquest cas la fuita procedia d'un dipòsit de l'estació d'esquí situat a la cota 1800 m. Per la informació disponible, sembla que el vessament solament afectà a les aigües superficials del riu Malo i de l'embassament d'Aiguamòg, i no a les aigües subterrànies. A l'aqüífer d'Aigüèira, per la naturalesa de la seva zona saturada, una contaminació d'aquestes característiques condicionaria per a un període molt important la utilització dels seus recursos i suposaria un procés de restauració molt complex. A més, en el moment que el plomall de contaminació arribés a la surgència, la captació quedaria completament inutilitzada.

L'avantprojecte urbanístic de la vall de Ruda, a part de les consideracions ecològiques que es puguin fer (zona protegida al PEIN), podria afectar greument la zona de descàrrega de l'aqüífer. Qualsevol iniciativa hauria de passar per estudis d'impacte ambiental que consideressin el punt de vista hidrològic com un dels aspectes determinants.

Des del punt de vista de la degradació de la qualitat de l'aigua i de la protecció dels recursos hídrics, l'estació d'esquí i les seves activitats, així com d'altres que hi tenen o que hi poden tenir relació (equipaments i infraestructures diverses), constitueixen fonts potencials de contaminació. En efecte, les infraestructures de sanejament, els dipòsits d'hidrocarburs, la producció de neu artificial, les infraestructures d'accés a les pistes d'esquí, el trànsit de vehicles amb càrregues contaminants i, particularment, les vies o carreteres d'accés existents, com la que comunica la Val d'Aran amb el Pallars Sobirà pel port de la Bonaigua, han de considerar-se com a fonts potencials de contaminació. A més, s'ha de contemplar el fort creixement urbanístic en habitatges, serveis i equipaments complementaris, que ja és una realitat, en un espai d'alta muntanya que té unes característiques pròpies per la seva orografia, clima, hidrologia, recursos hídrics i ecosistemes, i una vulnerabilitat particular lligada a aquestes característiques. En definitiva, en el sistema, o bé en els seus límits, hi ha tot un conjunt d'infraestructures, equipaments i activitats –que en un futur immediat augmentaran– que han de considerar-se com a fonts potencials de contaminació.

Per tot el que s'ha explicat és indispensable introduir iniciatives de protecció dels recursos hídrics i de la qualitat de l'aigua de l'aqüífer. Alguns dels treballs realitzats anteriorment ja es plantejaren aquests objectius (Freixes et al., 1996 a; Monterde, 1998 b). La sostenibilitat de l'aqüífer passa necessàriament per aquestes iniciatives.

3.2.5.7 Conclusions

3.2.5.7.1 Model conceptual

L'aproximació experimental realitzada en la recerca hidrogeològica del sistema d'Aigüèira ha permès precisar les característiques més importants del seu funcionament i estructura.

L'anàlisi d'hidrogrames indica una circulació molt lenta i un comportament molt inercial. El volum de trànsit és solament de 8.2 hm^3 i el volum dinàmic, molt important, de l'ordre de 3 a 4 hm^3 o superior. La classificació basada en els índexs "i" i "k", situa el sistema d'Aigüèira de forma molt clara en el domini dels aqüífers càrstics. Els correlogrames i espectres indiquen així mateix que l'efecte de memòria i el temps de regulació són elevats. La interpretació de les dades hidrodinàmiques indica que el sistema d'Aigüèira

no té carstificació en profunditat (a la zona saturada) i, per tant, no hi hauria estructura de drenatge.

Des de la perspectiva de la hidrogeotèrmia es poden sintetitzar les següents característiques: una baixa variabilitat de la temperatura en el cicle hidrològic i en els episodis de crescuda, una distribució de freqüències unimodal i estreta, les respostes tèrmiques (a la crescuda estacional o període d'aigües altes) consisteixen sistemàticament amb un mínim poc marcat (infiltració en el conjunt de la conca d'aigües fredes per fusió del mantell de neu).

L'estudi hidrogeoquímic aporta els resultats següents: baixa variabilitat de la mineralització (conductivitat), distribució de freqüències de la mineralització unimodal i estreta, resposta química (a la crescuda estacional) que consisteix sistemàticament en un màxim (o màxims) que cal relacionar amb aigües més mineralitzades en bona part procedents de la part superficial del sistema o aqüífer (epicarst) i zona no saturada, i amb un CO_2 originat a la part superficial del carst (mantell de neu, epicarst i sòls) i, potser, en part emmagatzemat a la seva zona no saturada (gradient de CO_2 a la zona no saturada).

Aquests aspectes del funcionament i l'estructura del sistema d'Aigüèira s'han de relacionar amb el seu esquema o estructura de tipus monàdic i, per tant, amb el predomini de l'alimentació autòctona (infiltració predominantment lenta, infiltració ràpida menys important i infiltració en pèrdues poc significativa).

Les dades experimentals obtingudes en el sistema d'Aigüèira semblen indicar que, en funció de l'esquema o estructura del sistema –binària o monàdica–, el desenvolupament dels processos càrstics és diferent. En el sistemes binaris de l'Aran, el potencial de carstificació pot ser més o menys important, però en tots s'observa un desenvolupament de la carstificació i una evident evolució càrstica. Mentre que en el sistema d'Aiguèira d'estructura monàdica (alimentació autòctona), el potencial de carstificació és poc important i la carstificació en profunditat a penes s'hauria desenvolupat.

En el cas d'Aigüèira es pot concloure que la carstificació és (i ha estat) més important a la part superficial del sistema, és a dir, a l'epicarst i, en general, a la part més externa o superficial de la zona no saturada. Així, els processos de dissolució se situen, des del punt de vista espacial, predominantment a la part superficial del sistema (disponibilitat de CO_2: a la primavera-estiu hi ha la màxima productivitat de CO_2 en el sòls). Les observacions de terreny i les dades experimentals així ho indiquen.

La incidència de la carstificació o dissolució en profunditat ha estat i és molt poc important. No obstant, cal considerar el possible desenvolupament de la dissolució a la zona de fluctuació del nivell piezomètric per part de les aigües d'infiltració ràpida que adquirien el CO_2 emmagatzemat a les parts profundes de la zona no saturada que, precisament, haurien transportat les aigües d'infiltració lenta (Bakalowicz, 1879 a, 1995, Freixes, 1986). L'estructura de buits càrstics en aquesta part de l'aqüífer tindria en general un desenvolupament incipient, encara que aquest podria ser una mica més important en les parts de l'aqüífer amb condicions més favorables (infiltració en pèrdues o infiltració ràpida més desenvolupada relacionada amb estructures tectòniques importants o zones particularment deformades).

Del model conceptual d'Aigüèira mereixen comentari dos aspectes que estan relacionats: la importància de les reserves hídriques i l'estructura del reservori. Les reserves hídriques del sistema són importants, sobretot si es considera que el sistema no té unes dimensions importants. En el cas d'Aigüèira, a part de la significació de les reserves

dinàmiques, s'ha d'afegir que les calcàries tenen un important desenvolupament per sota de la cota de descàrrega (1440 m) i, per tant, s'ha de contemplar la possibilitat que això es pugui traduir en l'existència de reserves profundes. A Aigüèira, tant les reserves dinàmiques com les possibles reserves profundes han d'ocupar estructures (buits) amb permeabilitat per fissuració, o bé buits càrstics d'escàs desenvolupament. En l'interior del reservori no existiria pròpiament una estructura de drenatge. No obstant, es podria pensar en una carstificació en un estadi incipient. Aquesta carstificació incipient possiblement comportaria un cert augment de la permeabilitat original, que es traduiria en una major capacitat d'emmagatzematge de l'estructura del reservori.

Així mateix, ja s'ha comentat que Aigüèira experimenta possiblement una forta fluctuació de la superfície piezomètrica (vegeu Mangin i Pulido Bosch, 1983). Aquesta zona de fluctuació incorporaria temporalment una part important de la zona no saturada. En aquesta zona de fluctuació, la carstificació podria haver estat més important que no en profunditat i produir-s'hi un eixamplament significatiu de les discontinuïtats tectòniques (i estratigràfiques): sobretot de la estructura de diàclasis. Aquestes consideracions permeten justificar l'existència d'una estructura-magatzem amb capacitat per al volum dinàmic calculat pel sistema (recordem que la fluctuació pot afectar un gruix considerable de l'aqüífer). Un aspecte a analitzar és si existeix o no un fort gradient de CO_2 de l'epicarst a la zona de fluctuació del nivell piezomètric (Bakalowicz, 1979 a; Freixes, 1986).

Els resultats experimentals que s'obtenen a la Font d'Aigüèira indiquen, com ja ha estat comentat, la importància de les reserves i el caràcter homogeni de l'estructura. Aquest darrer aspecte és enormement interessant, ja que permet introduir una reflexió sobre si existeix o pot existir una estructura en l'aqüífer amb una carstificació incipient, però homogènia. No és el mateix que l'estructura del reservori sigui l'original únicament fissurada o que presenti una feble carstificació. La permeabilitat de l'aqüífer i la seva capacitat d'emmagatzematge, en aquest darrer cas, seria significativament superior.

3.2.5.7.2 Potencial de carstificació

En la definició de les condicions que han conduït a la formació del sistema d'Aigüèira, el glacialisme hauria tingut un paper important.

L'espai en què es troba el sistema d'Aigüèira correspondria a la part alta (més vall amunt) de la glacera de la Garona a la Val d'Aran. L'activitat erosiva de la glacera, particularment en l'etapa del màxim glacial, és la que determina pràcticament la morfologia actual del relleu que va des de l'interior del massís de Marimanha a la Garona de Ruda. Així, la important excavació glacial i la morfologia que en resulta defineixen les condicions originals a partir de les quals es desenvoluparan els processos hidrològics que defineixen el sistema d'Aigüèira (Bordonau 1985; Freixes et al., 1996 a, 1998 a, 2000). En l'àmbit del sistema només petits retocs morfològics es deuen a l'erosió fluvial. Molt probablement els processos de naturalesa fluvial, que es desenvoluparen en la transició de les condicions glacials a les hidrogeològiques o càrstiques, no tingueren particular importància en l'àmbit esmentat. En definitiva, és l'excavació de la vall de Ruda per la glacera de la Garona la que determina l'existència de forts gradients entre el tàlveg de la vall i el massís de Marimanha (on es troba el sistema d'Aigüèira).

En l'àmbit del sistema d'Aigüèira, el glacialisme (erosió associada al Màxim glacial) determina la morfologia glacial com a característica general del relleu que actualment s'observa i, també, l'existència de forts gradients altimètrics (de l'ordre de 1000 m de la Font d'Aigüèira (tàlveg del Ruda) al tuc de la Lança). Així mateix, hi ha una macroestruc-

tura favorable a la instal·lació de la circulació subterrània: l'estructura sinclinorial de les Calcàries de Campaus amb els plunges cap a l'W. Així, la situació de la Font d'Aigüèira a l'extrem occidental del sistema respondria en part al cabussament general de la macroestructura, la qual és tallada segurament per estructures alpines com, per exemple, l'encavalcament de Gavarnia en el límit meridional del sistema, com ja s'ha explicat. La circulació general del sistema d'E a W també s'explicaria a partir del cabussament de la macroestructura.

Com ja s'ha comentat en els altres sistemes aranesos estudiats i, en general, en els aqüífers o carsts d'alta muntanya, aquest aspecte té unes particularitats que són molt importants per a comprendre el potencial i el grau de carstificació d'un sistema. A més, les característiques del potencial H_2O-CO_2 tenen una relació estreta amb el tipus d'estructura o esquema del sistema, monàdica o binària i, en definitiva, amb les característiques de la recàrrega, autòctona, al·lòctona o mixta (Freixes, 1995; Freixes et al., 1998 b).

Com molt bé explica Mangin (1975 a, 1978 c, 1982 b), el potencial d'H_2O-CO_2 és més important en la mesura que hi ha una major concentració dels fluxos en la recàrrega o alimentació de l'aqüífer, és a dir, com més elevats siguin els cabals infiltrats a l'aqüífer (existència de pèrdues importants que afavoreixen les aportacions hídriques massives). Però, no únicament la infiltració de cabals importants és indispensable per a la carstificació. Perquè existeixin unes clares condicions de carstificació en profunditat, el flux d'aigua ha d'incorporar CO_2.

El problema que es planteja és conèixer quantitativament la disponibilitat de CO_2 i situar en l'espai aquesta disponibilitat, és a dir, en les diferents parts del sistema.

Precisament, en els carsts d'alta muntanya, en els quals té una gran importància la recàrrega a partir de la fusió mantell de neu, se sap que les aigües d'aquesta procedència tenen concentracions molt baixes en CO_2 (Bakalowicz, 1979 a, 1995; Smart, 1983 a, b; Botton, 1984; Freixes et al., 1997, 1998 b; Ford i Williams, 1989). Per tant, les possibilitats de carstificació en profunditat dependran de la infiltració massiva en pèrdues (Bakalowicz, 1977 b, 1979 a, 1981, 1995), que la infiltració ràpida tingui una certa importància i que hi hagi una concentració de CO_2 a les parts profundes en funció del gradient que s'estableix per difusió i també a partir de la infiltració lenta que actua com un vector que transporta i acumula CO_2 a l'interior del massís calcari. Les aportacions massives en pèrdues importants (com passa al sistema de Joeu) compensen les baixes concentracions en CO_2 i fan possible el desenvolupament de la carstificació en profunditat.

En el sistema d'Aigüèira no hi ha pèrdues particularment importants ni tampoc una circulació superficial organitzada que les alimenti. Per tant, la recàrrega té un caràcter més aviat difús i generalitzat en el conjunt d'afloraments carbonàtics del sistema. En aquestes condicions la incorporació del CO_2 ha de dependre molt de la infiltració lenta, la qual predominaria com a tipus d'infiltració en el sistema. La infiltració ràpida tindria un paper menys important i la infiltració en pèrdues, com a conseqüència del tipus d'esquema del sistema, un paper reduït.

A Aigüèira no existeixen les condicions hidrodinàmiques com perquè hi hagi carstificació en profunditat o una estructura de drenatge càrstica.

Al sistema de Joeu passa tot el contrari: els afloraments calcaris que es connecten amb l'estructura profunda de l'aqüífer són molt reduïts; és l'aportació massiva d'aigua

(amb cabals elevats) a través de les pèrdues la que compensa l'escàs contingut de CO_2 d'aquestes aigües (potser encara més escàs en les aigües de fusió que s'incorporen ràpidament a la circulació superficial concentrada sense contacte amb els sòls) i, per tant, hi ha carstificació en profunditat i ha estat possible el desenvolupament d'una estructura de drenatge, d'aigua amunt a aigua vall, a l'interior de l'aqüífer. Les aigües d'infiltració ràpida i d'infiltració en pèrdues han d'incorporar també el CO_2 acumulat a les zones profundes de l'aqüífer i afavorir la seva carstificació, però al sistema de Joeu la infiltració lenta no ha de ser molt important.

A Aigüèira, el fet que el CO_2 s'incorpori d'una manera més generalitzada o difusa (predomini de la infiltració lenta a la conca) (i, tanmateix, el caràcter més o menys generalitzat de la infiltració ràpida a la conca) ha estat, probablement, determinant en la configuració de l'estructura homogènia de l'aqüífer i en el fet que no existeixi una estructura de drenatge, almenys en profunditat.

L'asimetria que s'observa en el desenvolupament de la carstificació en el sistemes binaris: més important aigua amunt que aigua vall (sistemes de Joeu, Lastoar i Tèrme-Pila) a Aigüèira no existeix o estaria escassament marcada.

En síntesi, la comparació dels sistemes aranesos, particularment de Joeu amb Aigüèira (foto 85), sembla que indica que el potencial de carstificació és més important quan l'esquema del sistema és binari. Aquest esquema afavoreix el desenvolupament de pèrdues importants i d'aportacions massives, que en el carst d'alta muntanya compensen les baixes concentracions de CO_2 implicades en la circulació subterrània (sobretot a partir de les aigües de fusió del mantell de neu) i fan possible la carstificació, fins i tot a la zona saturada.

Aquestes reflexions aporten importants arguments a favor del paper cabdal de la hidrodinàmica en el desenvolupament del modelat càrstic (Mangin, 1975 a, 1977, 1978 c, 1982 b, 1994 a, 1996).

A l'exemple d'Aigüèira sembla que l'esquema monàdic determini un feble o baix potencial de carstificació i que, en conseqüència, l'evolució hagi estat poc important: la carstificació només s'observa a la part superficial, és a dir, a l'epicarst i no a la zona saturada de l'aqüífer.

3.2.5.7.3 Explotació de recursos i sostenibilitat. Prospectiva

L'elevada disponibilitat de recursos hídrics de la unitat d'Aigüèira i la seva situació a la part alta de la Garona aranesa (Garona de Ruda) donen a aquest aqüífer un interès i un valor estratègic innegables. L'interès dels recursos aportats per la Font d'Aigüèira ha conduït, com ja s'ha explicat, a la seva captació i explotació per a l'abastament d'aigua potable d'una part del Naut Aran. La captació actual de la Font d'Aigüèira deriva un cabal poc important si el comparem amb el que descarrega aquesta font, fins i tot en situació d'esgotament.

A més, com es comentà en un treball anterior (Freixes et al. 1996 a), les possibilitats d'un reservori com el d'Aigüèira són més que suficients per al conjunt de les necessitats d'abastament d'aigua potable de la Val d'Aran o, fins i tot, per a necessitats d'altres activitats que es puguin plantejar. En efecte, des del sistema d'Aigüèira (Garona de Ruda) es podria subministrar aigua rodada aigua avall de la Garona i a qualsevol dels nuclis poblats o activitats existents.

L'explotació de l'aqüífer, com a conseqüència de l'estructura homogènia de la zona saturada, permet preveure una certa facilitat i garantia d'èxit en les iniciatives d'aprofitament que es plantegin mitjançant captacions verticals. No obstant, cal tenir present l'important relleu que assoleix ràpidament el sistema des de la font i, en general, des del seu límit meridional (pales i costers de Ruda) i, per tant, aquest seria un aspecte a considerar en el cas que es plantegessin captacions verticals, ja que l'elevada profunditat a la qual s'haurien de construir podria ser problemàtica i, fins i tot, un greu inconvenient. Una altra possibilitat de regulació, segurament menys problemàtica, passaria per la realització de captacions en galeria (fotos 86, 87 i 88). Aquestes es podrien concretar a la zona de descàrrega de l'aqüífer (Font d'Aigüèira, Fonts de Ruda i trop-plein de Ruda) o bé en una zona propera. No obstant, el desenvolupament d'aquesta possibilitat necessitaria un estudi de detall de la geologia de la zona de descàrrega. L'objectiu seria controlar l'evolució cap a l'interior del massís del contacte per falla de les calcàries amb les metapelites on es troba la Font d'Aigüèira.[52]

Per la informació de què es disposa, els únics aprofitaments que hi ha són els ja esmentats que capten les aigües aportades per la font. Per tant, resten intactes les possibilitats de regulació de l'aqüífer mitjançant captacions verticals, galeries en el límit meridional o, fins i tot, en la mateixa font principal.

A la disponibilitat de recursos cal afegir la seva excel·lent qualitat. Cal remarcar la molt baixa mineralització de la Font d'Aigüèira (mitjana de quatre cicles hidrològics: 112.6 mS/cm a 20º C). Però, així mateix, el sistema d'Aigüèira és el que aporta l'aigua amb més mineralització dels diferents sistemes hidrogeològics carbonàtics estudiats de forma experimental a la Val d'Aran.

Aquestes dues característiques: l'existència de recursos hídrics importants i l'excel·lent qualitat de l'aigua determinen l'interès estratègic dels sistema d'Aigüèira. Una anàlisi prospectiva de les possibilitats d'aquest aqüífer i una valoració dels usos actuals obliguen inexcusablement a plantejar i definir iniciatives de protecció (fotos 89, 90 i 91). En aquest sentit ja s'han realitzat alguns treballs orientats a la protecció d'aquest patrimoni hídric, com per exemple el treball ja citat (Freixes et al., 1996 a), en el qual s'analitzaven les característiques de l'aqüífer des d'una òptica ambiental. Posteriorment, en relació amb l'Acció COST 620, es realitzà una cartografia hidrogeològica del sistema i una cartografia de vulnerabilitat. En aquest mateix marc es programaren i realitzaren experiències amb traçadors. Ara, un objectiu d'interès és l'aprofundiment dels estudis de vulnerabilitat (intrínseca i específica) i la realització d'una cartografia de risc d'acord amb les metodologies que s'han posat a punt a l'acció COST 620 (Monterde, 1998 b, Zwalhen, 2003).

Aquestes cartografies juntament amb un programa de sondeigs i d'experiències amb traçadors constituirien la contribució més interessant per a una protecció integral del sistema. Aquests treballs, complementàriament als ja realitzats, aportarien unes pautes òptimes en la gestió d'aquest sistema hidrogeològic.

El sistema d'Aigüèira constitueix un reservori d'interès estratègic en el subministrament d'aigua potable a la Val d'Aran i també té possibilitats per a altres tipus de demandes. En aquest sentit, les característiques fisicoquímiques de l'aigua, sobretot la feble mineralització i la baixa variabilitat del contingut iònic que experimenta, fan d'aquest recurs una aigua mineral de característiques molt interessants (Gray, 1996; Freixes et al., 1996 a; Tampo, 1999). En conseqüència, el sistema d'Aigüèira, tant quantitativament com qualitativa, té les característiques hidrogeològiques i les propietats hidrogeoquímiques idònies per a plantejar un projecte de desenvolupament d'aigües minerals envasades.

3.2.5.7.4 L'origen de la Garona i el sistema d'Aigüèira

En el marc de la reflexió i de la discussió recurrent sobre l'origen de la Garona, el sistema d'Aigüèira s'ha de contemplar com una unitat hidrogeològica important i indispensable.[53] Aquesta qüestió ja fou abordada en el treball: *Les apports hydriques souterrains de la Garonne au Val d'Aran (Catalogne). Le système karstique de Joeu* (Freixes et al., 2000) on es feia una anàlisi oberta des d'una perspectiva hidrològica i no antropocèntrica. És a dir, a l'hora de definir amb rigor hidrològic l'aportació d'origen subterrani situada més aigua amunt que es podria establir com l'origen de la Garona aranesa, s'ha de considerar la Font i el sistema d'Aigüèira. En efecte, aigua amunt de la Garona aranesa, més particularment a la Garona de Ruda, no existeix cap aportació d'origen subterrani que tingui la significació de la Font d'Aigüèira. El Uelh de Garona, descrit com a naixement de la Garona, no té cap significació hidrològica i si té la consideració de naixement de la Garona és més per criteris hidrogràfics i geogràfics que no hidrològics.

3.2.6 Anàlisi de components principals dels sistemes càrstics aranesos: perspectiva comparativa i aportació als models conceptuals

La informació obtinguda en l'anàlisi individualitzada de les diferents variables hidrològiques que s'han utilitzat per caracteritzar els sistemes aranesos pren un interès particular quan es fan servir tractaments com les anàlisis factorials aplicades al conjunt de variables investigades a cada sistema. Les conclusions i consideracions obtingudes sobre el funcionament i l'estructura dels aqüífers i la diversitat que s'observa en els models obtinguts per a cadascun dels exemples (grau de carstificació, major o menor carstificació en superfície, situació espacial de la carstificació en profunditat: aigua amunt o aigua avall, desenvolupament o no de l'estructura de drenatge, reserves dinàmiques i profundes....) apareixen, a partir dels tractaments factorials, reforçades i matisades des de la perspectiva d'una anàlisi global i diferent. Els sistemes aranesos amb uns models conceptuals contrastats, són l'expressió d'una marcada diversitat relativa al diferent desenvolupament de la carstificació, aquestes característiques es retroben i confirmen en les anàlisis de components principals (realitzades en els sistemes de Joeu (figures 45 i 46) i Aigüèira (figures 104 i 105) amb les dades de sis cicles hidrològics (1988 al 1993) i en els sistemes Lastoar (figures 68 i 69) i Tèrme-Pila (figures 81, 82, 87 i 88) amb les dades de quatre cicles hidrològics (1988 al 1991).

Les ACP són diferents d'un a altre sistema: de Joeu a Aigüèira, és a dir, del més carstificat al que ho està menys, reflectint la diversitat de models conceptuals relatius al funcionament i l'estructura, prèviament elaborats des de les diferents aproximacions o disciplines, però també presenten característiques comuns interessants de ser analitzades.

Les variables utilitzades, responen fonamentalment a característiques físiques: cabal i temperatura, o bé, químiques, sobretot del sistema calcocarbònic (pCO_2 eq, ΔpH, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}...) i també les relatives als processos edàfics de l'epicarst o de la zona no saturada (Cl^-, Na^+, K^+, NO_3^-) i, finalment, altres variables com els SO_4^{2-} que poden tenir un origen espacial divers segons els processos es desenvolupin a la part superficial del carst o en profunditat a l'interior de l'aqüífer.

Ja s'han analitzat un a un les diferents ACP dels sistemes aranesos i, malgrat algunes dificultats en la seva interpretació, ara es compararan i es faran unes consideracions d'ordre més general.

En tots els sistemes aranesos el factor I es pot interpretar com el temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer, encara que amb diferències i matisos importants en cadascun

dels exemples. Els sistemes de Joeu i Lastoar, presenten analogies evidents: existeix una oposició entre el cabal (Q) i la mineralització (HCO_3^-, Ca^{2+}...) i SO_4^{2-}, però aquesta lògicament és més marcada al sistema de Joeu. La variable cabal (Q) a Joeu presenta una situació molt ben definida al pla factorial I-II, mentre que a Lastoar no.

Al sistema de Joeu el factor II aporta informació relativa a les aigües d'infiltració oposant alguns dels seus marcadors (Cl^-, NO_3^- i K^+) a la T (temperatura), però sense que hi hagi una bona correlació, la T i el K^+ no estan ben situades al pla factorial I-II. Així, les variables Cl^-, NO_3^- i K^+ tenen origen a la part superficial del sistema i caracteritzen les aigües de la zona d'infiltració, la variable T, a part de no estar ben situada al pla factorial I-II, sabem que marca i informa d'aigües tant de procedència superficial i trànsit ràpid com d'aigües de les parts profundes del sistema de major temps de permanència. El factor II aporta informació relativa a l'origen espacial de l'aigua.

Al sistema de Lastoar el factor II el defineix principalment la variable ΔpH i en menor grau la variable pCO_2. La pCO_2 contribueix més al factor I, però també d'una manera significativa al factor II. Així en el pla factorial I-II s'oposen ΔpH i pCO_2 amb una correlació baixa i negativa: a la ressurgència de Lastoar, pràcticament no hi ha bescanvi entre la fase gasosa i la solució, però aigua amunt sí, succeeix el mateix que a la Pila, com es comentarà a continuació.

En el cas del sistema de Tèrme-Pila, el factor I és, a les dues ressurgències, el factor temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer. A Tèrme, encara que existeix oposició entre el cabal i la mineralització (HCO_3^- i Ca^{2+}), la variable cabal té escassa definició en el pla factorial I-II. A Tèrme hi ha oposició entre el cabal (Q) i la temperatura (T), encara que la situació poc definida del cabal (Q) fa que la correlació no sigui important. La temperatura (T) contribueix tant al factor I com al II. A la Pila, el factor I és també el factor temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer; però, l'ΔpH i la T també contribueixen significativament al factor I. L'ΔpH té una marcada oposició amb el cabal (Q); com més elevat sigui el cabal, la velocitat del flux augmenta i la solució tendeix més a l'equilibri o la sobresaturació (a ser menys infrasaturada). Així el factor I també informa sobre el temps de trànsit de l'aigua a l'aqüífer (Bakalowicz, 1980, 1981, 1995; Fleyfel i Bakalowicz, 1980; Freixes, 1986; Freixes et al., 1991 a). L'oposició del Q i la T, segons el factor I, també indica una relació significativa entre aquestes dues variables: de manera general, els cabals més elevats corresponen a les aigües més fredes del cicle hidrològic (període de fusió del mantell nival que determina la crescuda estacional) i recíprocament, les aigües de major temperatura corresponen al període de tendència a l'esgotament (Freixes et al., 1998 a).

A Tèrme el factor II el defineix principalment l'ΔpH (aquesta variable també contribueix al factor I, però de manera molt poc important); l'ΔpH s'oposa a la pCO_2 amb una correlació marcada i negativa, fet que il·lustra molt bé que a la part d'aigua avall del sistema drenada per la ressurgència de Tèrme es fan evidents unes condicions favorables al bescanvi entre les fases líquida i gasosa. Recordem que a Tèrme, a diferència de la Pila, on les calcàries estan completament confinades des del punt de vista geològic i des d'una perspectiva hidrogeològica l'aqüífer és captiu, l'important aflorament carbonàtic de la serra de Guarbes, permet el desenvolupament d'una important zona no saturada a les calcàries que introduiria a la part d'aigua avall de l'aqüífer unes condicions favorables al bescanvi abans comentat (i la incidència d'aigües d'infiltració lenta que incorporarien, juntament amb la difusió, el CO_2 en profunditat).

El factor II a la ressurgència de la Pila el defineix fonamentalment la pCO_2 que s'oposa al pH, però la variable pH té escàs interès des del punt de vista de la interpretació. Això no obstant, es poden analitzar les relacions de la pCO_2 amb el cabal (Q) i amb l'ΔpH, encara

que les correlacions no són fortes (en el primer cas, cos 117 = - 0.453 i en el segon, cos 103 = - 0.241), però precisament comentar aquestes relacions té interès pel fet que són poc importants (sobretot tenint en compte que les variables del sistema calcocarbònic estan en evolució permanent i les característiques definides a l'ACP de Tèrme, que és la ressurgència més baixa del sistema). Així la relació entre la pCO_2 i el cabal (Q), que estan en oposició, però de manera poc significativa, informaria de la velocitat de trànsit i la relació de la pCO_2 amb l'ΔpH indicaria que les condicions de bescanvi entre la fase gasosa i la solució no existeixen o, pràcticament, no existeixen, però que aigua amunt de la zona inundada que alimenta la ressurgència de la Pila: a la que s'ha definit com estructura càrstica de l'alt Unhòla (o zona no saturada o d'infiltració de l'alt Unhòla) sí que existeixen i són importants (Bakalowicz, 1995; Bourges et al., 2001). La zona no saturada definida com a estructura càrstica de l'alt Unhòla es caracteritzaria per una fase gasosa important i disponibilitat de CO_2 que s'incorporaria a les parts profundes del carst a partir de la infiltració lenta i la difusió. I la dissolució en profunditat es desenvoluparia gràcies al paper de la infiltració ràpida i, particularment, gràcies a la infiltració en pèrdues (forat de l'Unhòla i pèrdua del pla de Tor) que incorporarien el CO_2 aportat per la infiltració lenta i la difusió i explicarien el processos de dissolució en profunditat responsables, finalment, de la gènesi d'estructures de drenatge com la que alimenta la Font de la Pila.

La comparació de l'ACP de Joeu i Aigüèira té particular interès, ja que es realitza entre els dos exemples de característiques més contrastades dels sistemes aranesos: Joeu és el que observa un desenvolupament més càrstic i Aigüèira, el que menys.

En el cas de Joeu el factor I, és el factor temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer (o també el factor que indica el temps que tarda l'aigua en adquirir una mineralització (és el factor que defineix la mineralització). A Joeu s'associen ben posicionades les variables: HCO_3^-, Ca^{2+}, pCO_2 i SO_4^{2-}, completament oposades al cabal (Q) (segons el factor I). El factor II dóna informació relativa a les aigües d'infiltració oposant alguns dels seus marcadors (Cl^-, NO_3^- i K^+) a la T (temperatura), però sense que hi hagi una bona correlació, la T i el K^+ no estan ben posicionades. L'ΔpH no es correlaciona bé amb cap variable, possiblement indicant o tenint a veure amb un funcionament hidrodinàmic molt complex que influeix de manera molt determinant l'evolució així mateix complexa de la variable ΔpH. La no associació de Q i mineralització (HCO_3^- i Ca^{2+}), és més la forta oposició (correlació forta i negativa) podria indicar que les reserves de la zona inundada no tindrien gaire importància. En canvi, l'associació de la mineralització i la pCO_2, sí que podria informar d'una darrera evolució en una zona inundada no menyspreable que afavoriria l'elevada correlació positiva entre aquestes variables (recordem que hi ha informacions contradictòries sobre la menor o major importància de la zona saturada o inundada al sistema de Joeu).

Al sistema d'Aigüèira la situació de les variables en el pla factorial I-II de l'ACP és ben diferent. El factor I també és el factor temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer (és el factor mineralització). No obstant, en el cas d'Aigüèira, el cabal s'associa a la mineralització amb una correlació forta i positiva. I sabem que les reserves de la zona inundada són molt importants (aproximadament 4 hm^3) i, a més, en aquest sistema les interpretacions des d'altres variables indiquen en tots els casos que sí que hi ha reserves. A més, el sistema d'Aigüèira no té estructura de drenatge. El factor II a Aigüèira està molt ben definit per la pCO_2 (que també contribueix al factor I, però poc) que s'oposa a l'ΔpH amb una correlació forta i negativa, assenyalant que, en tot moment, existeixen unes condicions favorables al bescanvi entre la fase gasosa i la solució (fase líquida) del sistema calcocarbònic. El sistema d'Aigüèira és l'únic dels aranesos en què això succeeix d'una manera tan evident i definint un eix factorial; en aquest sentit, és necessari recordar que la conca és pràcticament monàdica i que la infiltració lenta té un

paper molt important: processos d'incorporació de CO_2 en profunditat i difusió de CO_2 generalitzats a tota la conca que contrastarien amb la infiltració ràpida i la infiltració en pèrdues que tindrien un paper molt menor.

De tots els aqüífers en calcàries estudiats a la vall d'Aran, les característiques que s'acaben de comentar d'Aigüèira són comparables amb les de la part d'aigua avall del sistema Tèrme-Pila, és a dir, amb les característiques que s'observen a la ressurgència de Tèrme. En efecte, les ACP de la ressurgència de Tèrme i de la Font d'Aigüèira ens indiquen unes condicions molt evidents de bescanvi entre les fases gasosa i líquida; condicions, lògicament més marcades a Aigüèira que a Tèrme, però importants en ambdós casos. L'explicació es troba en les característiques d'ambdós aqüífers i en la situació de les dues fonts: Aigüèira als contraforts calcaris de la muntanya de Vaquèira i Tèrme a les calcàries de la serra de Guarbes, en ambdós exemples les zones d'infiltració tenen un desenvolupament important en l'àmbit de les seves ressurgències i la part superficial dels afloraments calcaris observa sòls ben desenvolupats i, òbviament producció de CO_2, que determinen unes condicions favorables al bescanvi entre les fases gasosa i líquida en cada cas.

Així mateix, Aigüèira és l'únic dels sistemes càrstics aranesos en què les aigües del període d'esgotament (o de tendència a l'esgotament) són les menys mineralitzades de tot el cicle hidrològic. Això es pot veure molt bé a l'ACP d'Aigüèira en l'espai de les unitats estadístiques i en les evolucions dels HCO_3^- i Ca^{2+} (figura 101). Aquesta observació que, fins i tot, pot semblar paradoxal, no ho és: les seves característiques de funcionament (i estructura) determinen que la dissolució es concreti més intensament a les parts més superficials de l'aqüífer: infiltració lenta (circulació lenta en profunditat) que predomina en el context dels processos i modalitats de flux de l'aqüífer i incorporació del CO_2 als processos de dissolució i manifestació a la descàrrega en el període de crescuda (puja i màxims de crescuda) en el que s'assoleix la dissolució màxima i la mineralització més important, mentre que al període de tendència a l'esgotament els processos de dissolució disminueixen en intensitat (menor disponibilitat de CO_2) i, en conseqüència, la descàrrega es caracteritza per les aigües menys mineralitzades.

Les observacions de camp indiquen un desenvolupament notable de la morfologia superficial del sistema: dolines de diferents tipologies i rasclers en el conjunt de la conca (que és, pràcticament monàdica) i el coneixement hidrològic indica que no hi ha estructura de drenatge. Aquestes observacions estan d'acord amb totes les consideracions realitzades sobre el tipus de modalitat de flux més important i les característiques analitzades del sistema calcocarbònic: la infiltració lenta (i una circulació lenta per al conjunt de l'aqüífer) i condicions favorables al bescanvi entre les fases gasosa i líquida. Precisament, és la infiltració lenta la que determina el desenvolupament de la morfologia superficial d'un carst (Bakalowicz, 1980, 1981, 1995), tal i com s'observa al sistema d'Aigüèira. A Aigüèira els processos de carstificació s'ubiquen principalment a la part superficial del sistema i això ha determinat l'existència d'un ben desenvolupat carst superficial o epicarst i de l'escàs o incipient desenvolupament de l'endocarst.

És interessant comparar la situació de les aigües més mineralitzades als hidrogrames de cabal d'Aigüèira i Joeu, així com comparar la situació de les aigües més mineralitzades a les unitats estadístiques del seus respectius ACP. Al sistema de Joeu la mineralització més important al llarg del cicle caracteritza els períodes de tendència a l'esgotament (o l'esgotament), és a dir, completament a l'inrevés de com succeeix a Aigüèira.

En els altres sistemes aranesos, Lastoar i Tèrme-Pila succeeix el mateix, és a dir, les aigües més mineralitzades també caracteritzen els períodes de tendència a l'esgota-

ment. A Lastoar cal matisar que les aigües que s'identifiquen com a més mineralitzades corresponen al període de tendència a l'esgotament i a les petites crescudes que precedeixen la crescuda estacional i també a la part inicial d'aquesta, com ja ha estat explicat. Al carst experimental de Baget (França), d'una manera general, les aigües més mineralitzades caracteritzen bé els períodes d'esgotament, però en els episodis de crescuda es mobilitzen aigües més mineralitzades que procedeixen de les estructures reservori (Bakalowicz, 1979 a).

Per acabar és interessant comparar les ACP de les ressurgències de Joeu, Lastoar i la Pila (descàrrega de la part d'aigua amunt del sistema de Tèrme-Pila).

De fet, aquests tres sistemes ja presenten característiques físiques comparables: són sistemes binaris amb una alimentació en pèrdues ben desenvolupada i estructura de drenatge més o menys desenvolupada. En el cas del sistema Tèrme-Pila, l'estructura de drenatge és pròpia de la part d'aigua amunt, que té la descàrrega natural, precisament en la ressurgència de la Pila.

En el cas de Joeu i Lastoar és interessant recordar les analogies existents en la geologia i en certes característiques hidrogeològiques: calcàries metamòrfiques devonocarboníferes, conca impermeable formada per granitoides del plutó de la Maladeta i/o per pelites i psammites del Carbonífer, paper de la falla de la Maladeta en la situació de les pèrdues més rellevants, situació i estructura geològica de les descàrregues naturals, límits impermeables... Tots dos sistemes oposen el cabal a la mineralització (HCO_3^-, Ca^{2+}), però en el cas de Joeu la correlació és forta i negativa i a Lastoar no, doncs el cabal (Q) està molt mal definit al pla factorial I-II. També cal remarcar que l'associació de variables (HCO_3^-, Ca^{2+}, pCO_2, SO_4^{2-} i Na^+) que s'observa al factor I és molt més compacta a Joeu que a Lastoar; a Lastoar algunes d'aquestes variables (particularment la pCO_2) també contribueixen al factor II. Així, també és necessari assenyalar el paper del flux: el cabal màxim de la ressurgència de Joeu pot ser de l'ordre de 20 vegades superior al de Lastoar. La incidència del flux (del factor hidrodinàmic) és particularment important al sistema dels Uelhs deth Joeu (que té una ben desenvolupada estructura de drenatge), que influeix molt les variables que defineixen la mineralització, les del sistema calcocarbònic, els sulfats i el sodi. Joeu és el sistema amb el caràcter més càrstic de tots els aranesos. A l'ACP de Joeu no és possible analitzar la relació de la pCO_2 i l'ΔpH, mentre que a l'ACP de Lastoar aquesta relació amb una correlació poc important i negativa s'ha d'interpretar com l'expressió d'unes condicions de bescanvi que existeixen aigua amunt de la zona saturada i que encara s'expressen a la ressurgència; recordem que aquest tipus de relació és comparable amb la descrita en la cas de la Font de la Pila: tant en un cas com en l'altra (i aigua amunt) hi ha una important estructura càrstica a les seves respectives zones d'infiltració situades aigua amunt. En efecte, a la Pila hi ha la que s'ha definit com estructura càrstica de l'alt Unhòla, molt complexa i a Lastoar una estructura que inclou depressions i pèrdues, situades al circ d'Escunhau i, sobretot, una estructura endocàrstica ben representada pel forat de les Lhastres i l'avenc de Bargadèra, de caràcter disfuncional i que respon segurament a una conca pretèrita de major extensió i que actualment es caracteritza per una circulació tipus escorrentia subterrània (*"ruissellement"*) que es desenvolupa a partir de les aigües d'infiltració ràpida i en pèrdues (com la del llac d'Escunhau). Aquestes estructures càrstiques (morfologies exocàrstiques –epicarst– i endocàrstiques), situades aigua amunt de les respectives zones saturades dels sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila són favorables al bescanvi de les fases gasosa i líquida (Bakalowicz, 1995; Bourges et al., 2001).

En el cas de la ressurgència de la Pila, la situació de la pCO_2 al pla factorial II, contribueix de manera determinant a la definició d'aquest factor i aporta informació del paper

de les aigües d'infiltració ràpida i en pèrdues i, sobretot, de la circulació profunda a la zona saturada en una ben desenvolupada estructura de drenatge que alimenta la ressurgència. De tots els sistemes estudiats a la vall d'Aran, l'estructura de drenatge que alimenta la Pila només és comparable amb la de Joeu i, en menor grau, amb la de Lastoar. Així mateix, les concentracions de CO_2 a la Pila són properes i comparables a les de Joeu. L'aigua de la ressurgència de la Pila encara té capacitat de dissolució, així ho indiquen les concentracions de CO_2. És a dir, en el sistema Tèrme-Pila, aigua avall de la Pila i en direcció a la Font de Tèrme, la circulació profunda, a la zona saturada, ha de caracteritzar-se per processos de dissolució que contribuiran progressivament a un major desenvolupament de l'estructura càrstica en profunditat.

Al sistema de Joeu, malgrat tenir un caràcter binari molt marcat amb un 13.7% d'afloraments de calcàries i un 86.3% de materials impermeables, existeix una zona no saturada i una estructura càrstica (amb formes exocàrstiques i endocàrstiques) en els reduïts afloraments calcaris, on es desenvoluparien molt limitadament la infiltració lenta (i la difusió) que aportaria el CO_2 a les parts profundes. Aquests processos caracteritzen, com ja s'ha comentat, les respectives zones d'infiltració situades aigua amunt dels sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila, però l'ACP del sistema de Joeu indica que no hi ha cap relació entre la pCO_2 i l'ΔpH, segurament com a conseqüència del funcionament hidrodinàmic del sistema. A Tèrme-Pila i a Lastoar s'ha pogut accedir, mitjançant l'exploració espeleològica, a l'estructura subterrània (de les respectives zones no saturades i fins i tot, a la zona saturada en el cas de les exploracions subaquàtiques realitzades a la ressurgència de la Pila); mentre en el cas de Joeu, de moment, no s'ha pogut pràcticament explorar més enllà dels engolidors dels forats d'Aigualluts, Renclusa, Aran, Pois i Nere quan se sap des de la hidrologia i des del coneixement de la pròpia evolució del sistema, que en profunditat existeix una estructura de drenatge molt ben desenvolupada tant a la zona no saturada com a la saturada.

3.3 Sistemes de l'Alt Llobregat i l'Alt Segre

3.3.1 Alt Llobregat i Alt Segre: característiques físiques

3.3.1.1 Introducció

Aquesta segona part de la recerca experimental tracta dels aqüífers en roques calcàries situats a l'alt Llobregat i alt Segre.

Les unitats investigades –sistemes del Bastareny i de les Fonts del Llobregat a l'alt Llobregat i sistema de la Fou de Bor a l'alt Segre (Cerdanya)– són les que tenen una major significació hidrològica en el context considerat; també s'ha estudiat la circulació hídrica profunda en el massís del Moixeró en diferents conductes càrstics que foren tallats durant la realització del Túnel del Cadí (Freixes et al., 1999 b; Ramoneda et al., 1999).

Aquests sistemes estan situats en els Pirineus Orientals, just en la divisòria de les conques internes de Catalunya i de la conca de l'Ebre (riu Segre). En efecte, els sistemes de les Fonts del Bastareny i de les Fonts del Llobregat formen part de la conca del Llobregat mentre que la Fou de Bor pertany a la conca del Segre. Aquest és, precisament, un aspecte interessant, doncs la recerca hidrogeològica experimental realitzada ha contribuït a definir els límits reals dels sistemes hidrològics i a conèixer la importància dels recursos i les reserves de les unitats hidrogeològiques, ja que no coincideixen les divisòries superficials amb les subterrànies. Així mateix, l'espai en què es troben els sistemes estudiats coincideix amb els límits dels àmbits de competència de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre i de l'Agència Catalana de l'Aigua.

Els relleus en els quals es desenvolupen els sistemes càrstics estudiats són, d'W a E, la serra del Cadí, la Moixa i el Moixeró, la Tosa d'Alp, el Puigllançada i la serra de Pedra Picada. Al N d'aquests relleus es troba la depressió tectònica de la Cerdanya, que forma part de l'alta vall del Segre.

Els sistemes càrstics impliquen no únicament les capçaleres del Llobregat i del Segre sinó també la del Ter. Així, en el sistema càrstic de les Fonts del Llobregat s'hi poden considerar part de les altes capçaleres dels tres sistemes fluvials més importants de Catalunya: el Llobregat al S, el Segre al N i el Ter a l'E.

L'interès dels sistemes investigats es relaciona, en part, amb la seva situació, doncs formen part dels relleus dels Pirineus Orientals, en els quals el clima d'influència més mediterrània contrasta notablement amb el clima atlàntic que caracteritza els sistemes estudiats a la Val d'Aran. El clima és, doncs, un primer aspecte d'anàlisi i comparació. En efecte, l'àmbit dels Pirineus Orientals té un fort component mediterrani i la influència atlàntica és menor. Els diferents exemples estudiats tenen un clar caràcter de muntanya o d'alta muntanya, però molt menys marcat que els exemples aranesos. En general, l'altitud mitjana dels sistemes és inferior i la precipitació en forma de neu, encara que significativa, té menys importància que a la Val d'Aran. La precipitació total és també inferior. A més, les fonts dels sistemes hidrogeològics de l'alt Llobregat i alt Segre estan situades en cotes inferiors a les dels aranesos. El sistema de les Fonts del Llobregat, amb la surgència situada a 1300 m, és l'únic exemple comparable amb els sistemes aranesos, malgrat que també es troba en una cota inferior.

La comparació dels exemples aranesos amb els situats a l'alt Llobregat i alt Segre té interès perquè tots són sistemes d'alta muntanya, és a dir, amb un clar caràcter muntanyenc, però amb marcades diferències. A l'alt Llobregat i l'alt Segre, la precipitació en forma de neu i la permanència de la neu al llarg del cicle hidrològic és molt menys important que a la Val d'Aran. A més, tots els exemples –aranesos i de l'alt Llobregat i alt Segre– es troben en les unitats estructurals inferiors de l'orogen alpí, però en macroestructures diferents; amb la particularitat que el sistema de la Fou de Bor està situat, almenys en part, en l'estructura neotectònica de la Cerdanya (Roca, 1986).

3.3.1.2 Geologia

Els exemples estudiats estan situats a l'orogen alpí pirinenc, però en el segment dels Pirineus Orientals, que és d'estructura sensiblement diferent a la dels Pirineus Centrals. Més concretament, els exemples es troben en el mantell del Cadí, que forma part de les anomenades unitats alpines inferiors (Muñoz, 1985; Vergés i Martínez, 1988; Vergés, 1993) (figura 106).

No obstant, en l'anàlisi de la geologia dels sistemes cal tenir present la important evolució geològica prealpina i postalpina. En el cas del sistema de les Fonts del Llobregat s'ha de considerar, a part de l'alpina, l'estructura herciniana, que té un paper molt important, com es comentarà més endavant. De fet, en el sistema de les Fonts del Llobregat l'estructura geològica és principalment herciniana (Domingo, 1985; Domingo et al., 1988). En el sistema de la Fou de Bor, en trobar-se a la vora S de la semifossa de la Cerdanya, cal observar com a molt important l'estructura postalpina (Roca, 1986), però també s'ha de considerar l'herciniana i l'alpina. Finalment, en relació amb el sistema del Bastareny cal recordar la seva situació a la part superior del mantell del Cadí, que té, en l'àmbit de la serra del Cadí, una estructura aparentment senzilla –flanc N del sinclinal de Ripoll– en calcàries i margocalcàries de l'Eocè. Aquestes consideracions permeten

constatar que les unitats hidrogeològiques investigades formen part geològicament del mantell del Cadí, però que s'ubiquen en parts d'aquest completament diferents, tant des del punt de vista litològic com tectònic.

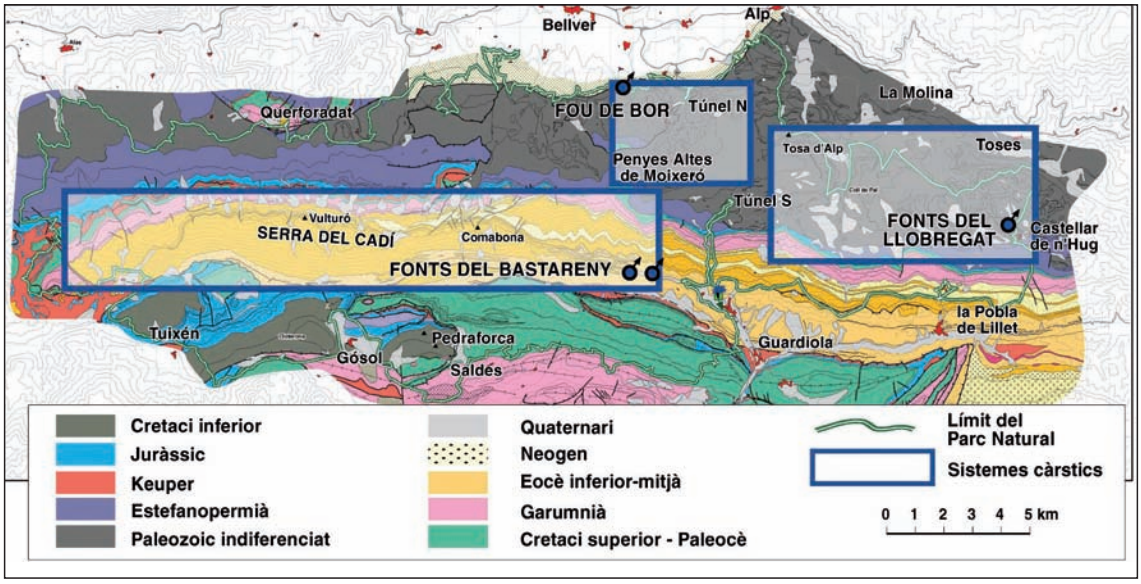


Figura 106: Situació geològica dels sistemes de l'alt Llobregat i l'alt Segre.

3.3.1.3 Clima

L'anàlisi del clima dels sistemes hidrogeològics estudiats ha de partir de la consideració de certes particularitats de la seva situació en el context dels Pirineus.

En efecte, els sistemes es troben als Pirineus Orientals, en una part de la serralada singularment individualitzada per l'existència al N de la depressió de la Cerdanya, al S de les valls del Llobregat –Llobregat i Bastareny–, al SW de la vall de Josa i a l'E de la vall del Rigard.

La màxima altitud del conjunt de relleus és el Vulturó, de 2648 m, que es troba a la serra del Cadí. Al N hi ha la vall del Segre (Cerdanya), a uns 1000 m d'altitud. Així es constata el fort desnivell existent entre el relleu del Cadí i la part més baixa de la depressió cerdana. Al S, les Fonts del Bastareny descarreguen a 920 m d'altitud i les del Llobregat a 1300 m. En conseqüència, es constata que al vessant S els desnivells són tant o més importants que al vessant N, almenys a la vall del Bastareny.

Les consideracions realitzades sobre els relleus d'aquest segment de la serralada permeten introduir el factor orogràfic com a molt important des del punt de vista climàtic, particularment per la seva influència en les precipitacions.

En aquests relleus s'hi desenvolupen part de les altes capçaleres dels principals sistemes fluvials de Catalunya: Llobregat, Segre i Ter.

El clima té una forta influència mediterrània. La distància dels relleus més elevats de la serra del Cadí al mar Mediterrani és solament de 120 km; mentre que a l'Atlàntic és de més de 300 km. Així, les precipitacions tenen una marcada influència mediterrània i, en menor grau, també atlàntica (Martin Vide, 1987).

La precipitació mitjana anual enregistrada a l'observatori de la Molina pel període 1989 – 1993 és de 993 mm.

El relleus són importants i determinen que els sistemes tinguin un clar caràcter d'alta muntanya. En aquest sentit, una part no menyspreable de la precipitació és en forma de neu. El mantell nival té una persistència que va de l'hivern fins a la primavera.

3.3.1.4 Processos actuals i del Pleistocè superior

3.3.1.4.1 Glacialisme i periglacialisme

Dels processos desenvolupats en el Pleistocè superior en els relleus abans considerats cal remarcar els glacials com a més importants. Els fenòmens glacials es desenvolupaven en una part important dels relleus, però no en tots se'n conserven testimonis i els que s'observen no sempre permeten bones reconstruccions paleoambientals. El glacialisme es concretava principalment en glaceres de circ i de vall, però d'escassa entitat. Tanmateix, a diferència de la val d'Aran, no s'hi han desenvolupat estudis aprofundits, a excepció dels de Gómez (1987) a la Cerdanya i l'Alt Urgell. Al vessant N del massís de la Tosa d'Alp, a la vall de coma Oriola, es conserva una morfologia glacial pròpia d'una glacera de vall, amb dipòsits associats d'origen glacial (ITGE, 1994 a, b; Llac et al., 1988; Llac, 1989; Bordonau, 1992).

El desenvolupament de fenòmens periglacials és també important. En aquest sentit, s'observen importants dipòsits d'origen periglacial a la Serra del Cadí, com per exemple, els que caracteritzen els vessants de la zona de descàrrega del sistema càrstic del Bastareny.

Com també succeeix a la Val d'Aran, l'estudi de la relació entre el glacialisme i la carstificació pot tenir un gran interès, però, de moment, pràcticament no s'han desenvolupat recerques amb aquesta orientació. Una altra qüestió interessant, com passa a l'Aran, són les superfícies d'erosió, que s'haurien d'estudiar i relacionar amb els processos que determinen l'evolució del relleu i, en particular, amb la carstificació (Llac et al., 1988; Llac, 1989; ITGE, 1994 a, b).

3.3.1.4.2 Hidrologia superficial

En els relleus estudiats a l'alt Llobregat i alt Segre –serra del Cadí, Moixa, Moixeró, Tosa d'Alp, Puigllançada i serra de Pedra Picada– es reconeix la divisòria entre la conca de l'Ebre i les conques del Llobregat i Ter. En efecte, en aquests relleus s'hi observen les conques dels tres rius més importants de Catalunya, principalment les del Segre i Llobregat i, amb un desenvolupament inferior, el Ter. Així, al N, a l'W i en part al S d'aquests relleus es desenvolupa part de la capçalera del Segre, al S la del Llobregat i a l'E la del Ter. Com succeeix a la Val d'Aran, es produeixen fenòmens de captura càrstica i les divisòries de les conques superficials no es corresponen amb les reals.[49]

El desenvolupament de fenòmens de captura càrstica determina que una part de les conques dels afluents –rius de Josa i Cerneres…– del Segre, situats al SW i al l'W de la serra del Cadí, siguin drenats subterràniament pel sistema càrstic del Bastareny, que finalment desguassa al Llobregat. El mateix passa amb l'alta conca del Rigard, que pertany al Ter, la qual és drenada subterràniament pel sistema càrstic de les Fonts del Llobregat i que, per tant, forma part de la conca fluvial del Llobregat. També és possible

que una part de la xarxa superficial del vessant meridional del Moixeró, que forma part del Llobregat, sigui objecte de captura i es dreni subterrràniament cap al Segre per part del sistema hidrogeològic de la Fou de Bor.

Des del punt de vista de la qualitat de l'aigua i de la seva hidroquímica, totes les aportacions –tant les superficials com les subterrànies– que alimenten el riu Llobregat (vessant S dels relleus) foren sistemàticament estudiades en diferents cicles hidrològics (Freixes et al., 1996 b). Aquest treball permeté constatar l'excel·lent qualitat de les aigües de les aportacions d'origen subterrani càrstiques, particularment de les Fonts del Bastareny i del Llobregat.

3.3.1.4.3 Hidrologia subterrània i carst

En el context orogràfic considerat, les aigües subterrànies tenen una significació particularment rellevant. En efecte, a l'alta conca del Llobregat hi ha dues grans aportacions d'origen subterrani: les Fonts del Bastareny i les del Llobregat. La Fou de Bor, amb una importància hidrològica inferior, es troba al vessant N dels relleus, a la vall del Segre (Cerdanya) (Freixes et al., 1999 b; Ramoneda et al., 1999).

Aquests importants aqüífers són de naturalesa càrstica i constitueixen exemples interessants del carst actual dels Pirineus. Les Fonts del Bastareny són l'expressió del drenatge subterrani de la Serra del Cadí formada per calcàries i margocalcàries de l'Eocè, i les del Llobregat drenen els relleus que van del Puigllançada al Pedra Picada, els quals estan formats per una complexa estructura d'encavalcaments de calcàries del Devonià i roques peliticogresoses del Carbonífer. El sistema de la Fou de Bor, que té la seva descàrrega natural a la Cerdanya, és el drenatge subterrani del massís del Moixeró, format també per materials carbonàtics del Devonià i peliticogresosos del Carbonífer.

A part dels tres exemples de carsts actuals referits, en els seus límits, o bé a escassos km, hi ha altres manifestacions hidrogeològiques. Es tracta d'unitats amb una significació hidrogeològica menor tant per la seva aportació com per les seves reserves i no han estat considerades en aquest estudi.

Els fenòmens càrstics pretèrits tenen un desenvolupament més o menys important en l'àmbit dels tres sistemes estudiats. En el cas de la conca del sistema de les Fonts del Llobregat es coneixen molt poques cavitats. En el sistema del Bastareny es coneixen algunes cavitats de desenvolupament vertical a la part alta de la conca; es tracta de fenòmens que segurament responen a carstificacions pretèrites, anteriors o bé relacionades amb el Màxim glacial. Així mateix, s'ha de remarcar tot un conjunt de cavitats situades a la part baixa de la conca, algunes de les quals presenten activitat hidrològica temporal i constitueixen els sobreeixidors que caracteritzen la part d'aigua amunt de la descàrrega natural del sistema.

L'exemple de la Fou de Bor és un cas a part, doncs associada a la descàrrega actual –surgència de la Fou– hi ha una cavitat important que es coneix com la cova de la Fou de Bor (3606 m). La part inferior d'aquesta xarxa (Tuta Freda i Tuta del Barranc) està relacionada amb la zona saturada actual de l'aqüífer i funciona com un sobreeixidor en crescudes importants; la part superior de la xarxa (Tuta Gran, Tuta de Dalt i Tuta del Bosc) no participa de l'activitat hidrològica actual del sistema i s'hi reconeixen importants dipòsits endocàrstics, particularment d'espeleotemes.

La carstificació ha tingut un desenvolupament notable sobretot en els materials devonians situats en l'àmbit de la depressió de la Cerdanya. El carst de la Fou de Bor és possible-

ment el testimoni més interessant i important, com es comentarà més endavant. Però, a més, a la Cerdanya hi ha una quantitat considerable de fenòmens d'interès que, conjuntament amb la Fou de Bor, foren objecte d'una interessant monografia (Canals et al., 1970).

3.3.1.5 Recursos hídrics, protecció i sostenibilitat

L'àrea d'estudi té un interès enorme pel fet de formar part d'un context dels Pirineus de característiques geològiques particulars i complexes amb estructures hercinianes, alpines i postalpines (neotectònica a la semifossa de la Cerdanya). La seva situació als Pirineus Orientals, amb relleus importants i clima d'alta muntanya, i el fet que els sistemes hidrogeològics objecte de recerca impliquin la divisòria dels tres principals rius de Catalunya (Llobregat, Ter i Segre) són aspectes que també cal considerar.

Així mateix, les diferents característiques físiques dels sistemes hidrològics fan particularment interessant la seva recerca. Cal remarcar els contrastos entre el carst del Bastareny i el de les Fonts del Llobregat pel fet d'estar situats en substrats i estructures completament diferents: en el sistema del Bastareny, les calcàries i margocalcàries de l'Eocè i el flanc N del sinclinal de Ripoll, i en el sistema de les Fonts del Llobregat, les calcàries del Devonià i del Carbonífer inferior i una complexa estructura d'encavalcaments hercinians. La Fou de Bor es troba en les mateixes calcàries devonocarboníferes que el sistema de les Fonts del Llobregat, però en el vessant N i formant part del context neotectònic de la Cerdanya, context, a més, molt implicat i relacionat amb la gènesi i evolució d'aquest carst. La Fou de Bor és l'exemple per excel·lència del carst actual a la Cerdanya.

Aquests exemples i el context en el qual es troben constitueixen uns excepcionals laboratoris naturals de recerca, que és el plantejament que s'ha materialitzat en aquest treball a partir de la creació de conques o sistemes experimentals. A més, el fet de formar part del Parc Natural del Cadí-Moixeró afavoreix, encara més, les possibilitats d'utilitzar aquests espais com a laboratoris naturals de recerca.

Diferents factors determinen que l'àrea d'estudi, particularment l'alta conca del Llobregat, observi una considerable disponibilitat de recursos hídrics: confluència de condicions climàtiques atlàntiques i mediterrànies que originen, com ja s'ha comentat, unes precipitacions mitjanes de 993 mm, un desenvolupament no menyspreable del mantell nival i l'existència d'importants reservoris càrstics.

Com es comentarà quan es tracti de les unitats de l'alt Llobregat, l'aportació hídrica dels aqüífers càrstics té un important paper en l'alimentació i regulació de l'embassament de la Baells (Freixes et al., 1999 b; Ramoneda et al., 1999).

El territori que ocupen els carsts del Bastareny, de les Fonts del Llobregat i de la Fou de Bor coincideix aproximadament amb l'espai protegit com a Parc Natural del Cadí-Moixeró, que amb 410 km^2 és, per la seva extensió, el segon espai natural protegit de Catalunya.

El binomi –Parc Natural del Cadí-Moixeró i carstificació actual– ja fou objecte d'una anàlisi específica en el treball de Ramoneda et al. (1999). Efectivament, el Parc Natural té tres sistemes càrstics –Bastareny, Llobregat i Bor– que abasten una part considerable de la seva extensió. A més, hi ha una interessant fenomenologia càrstica pretèrita, de la qual l'exemple cabdal és la cova de la Fou de Bor. En definitiva, tant pels exemples actuals com pels pretèrits, el carst és un aspecte definitori i característic del Parc

Natural del Cadí-Moixeró; es pot assegurar que els carsts actuals constitueixen un dels aspectes fonamentals dels processos i de la dinàmica d'aquests relleus.

La figura del Parc Natural introdueix unes condicions favorables a la protecció i la sostenibilitat dels recursos hídrics subterranis, caldrà, però, matisar aquesta relativa situació de protecció i analitzar les activitats existents en les diferents conques i en els seus límits, sobretot en el cas del sistema de les Fonts del Llobregat.

3.3.2 Sistema de les Fonts del Bastareny

3.3.2.1 Introducció

3.3.2.1.1 Generalitats

El sistema càrstic del Bastareny forma part de l'alta conca del Llobregat i abasta la pràctica totalitat de la serra del Cadí i, possiblement, part de la Moixa i del vessant S del Moixeró (fotos 92 i 93). Aquesta unitat hidrogeològica és l'expressió de la circulació subterrània càrstica de la serra del Cadí i l'origen del riu Bastareny, que és un dels afluents més importants de l'alta conca del riu Llobregat. El carst del Bastareny forma part de les comarques de l'Alt Urgell, Berguedà i Cerdanya.

La descàrrega natural del sistema es realitza per tres surgències permanents i varis sobreeixidors o trop-pleins. De les permanents, dues són particularment importants: el Bullidor de Sant Esteve (fotos 94 i 95) i l'Adou del Bastareny (fotos 96, 97, 98, 99, 100 i 101), una tercera, la Font del Violí (foto 102), té una significació menor. Dels sobreeixidors destaquen sobretot l'anomenat SC-30 (serra del Cadí-30) (fotos 103 i 104) i el Bullidor de la Llet (foto 105).

La seva extensió és aproximadament de 55 km^2. L'aportació anual del sistema és considerable i se situa en més de 46 hm^3. Les reserves dinàmiques, superiors a 11 hm^3, s'han de considerar també com a molt importants i, a més, hi ha possibilitats evidents que existeixin reserves profundes.

Els recursos del sistema càrstic del Bastareny constitueixen un patrimoni hídric molt important que alhora té un gran interès des d'un punt de vista estratègic (Collin i Mangin, 1985; Marsily in MIPT, 1996; Ramoneda et al., 1999; Freixes et al., 1998 d, 1999 b).[54]

L'aportació del sistema té un paper important com a suport dels ecosistemes existents aigua avall i també per la contribució a la regulació de l'embassament de la Baells.

El sistema forma part íntegrament del Parc Natural del Cadí-Moixeró (DOC 353/1983 de 15 de juliol). I, indiscutiblement, en l'àmbit del carst del Bastareny s'hi troba el patrimoni natural més important de l'espai protegit.

L'explotació actual es realitza aigua avall de la descàrrega a partir de la captació de les aportacions de les diferents surgències.

3.3.2.1.2 Treballs realitzats i suports

El treball que es presenta a continuació sintetitza els resultats de diferents recerques desenvolupades a l'aqüífer càrstic del Bastareny, les quals han comptat amb el suport

del Departament de Política Territorial i Obres Públiques (Servei Geològic de Catalunya i Junta d'Aigües de Catalunya), del Ministerio de Agricultura (projecte Lucdeme) i de la DG-XII de la Unió Europea (projecte CHRX-CT94-0567 *A multidisciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies*).

Els anys 1989 i 1990 el sistema càrstic del Bastareny va ser objecte d'un primer estudi per part del Servei Geològic de Catalunya que va consistir en la caracterització hidrogeoquímica, a partir dels ions majoritaris, de les aigües superficials i subterrànies del sistema.

L'any 1995, el mateix equip del Servei Geològic, posteriorment incorporat a la Junta d'Aigües, va equipar els principals punts de sortida del sistema amb instrumentació digital (enregistrament en continu de nivell, temperatura i conductivitat de l'aigua) i va instal·lar una estació meteorològica automàtica i alguns pluviòmetres totalitzadors a la part mitjana i alta de la conca.

Durant els anys 1995, 1996 i 1997 el sistema càrstic del Bastareny va ser una de les conques experimentals objecte d'estudi del projecte de la Unió Europea *A multidisciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies*. Aquest projecte ha permès aprofundir en el coneixement de l'estructura i el funcionament d'aquest sistema, sobretot a partir de la utilització de nous marcadors hidrogeològics com ara elements traça, radó, radioactivitat global, gasos dissolts i isòtops ambientals.

Aquests treballs han possibilitat una primera caracterització hidrològica general del sistema. El monitoratge ha estat fonamental en les recerques realitzades.

En el marc de les recerques desenvolupades també s'han realitzat filtratges de la fauna de microcrustacis de l'ecosistema càrstic en les diferents surgències del sistema que han aportat una interessant fauna de copèpodes (Harpacticoida i Cyclopoida), però els resultats no es presentaran en aquest treball.

Actualment la infraestructura instrumental bàsica es manté amb l'objectiu d'obtenir sèries de dades hidrològiques plurianuals (imprescindibles per a la modelització del funcionament del sistema) i de disposar d'una base sòlida per a futurs nous treballs de recerca: millora del coneixement del funcionament i l'estructura de les zones saturada i no saturada de l'aqüífer, realització de recerques ecològiques i hidrobiològiques (foto 106), etc.

El sistema càrstic del Bastareny ha estat objecte d'una guia de camp, encara inèdita, que, a part de caracteritzar des de la perspectiva hidrològica el sistema, proposa tres itineraris per a conèixer la descàrrega natural i la conca d'alimentació. Aquesta guia del sistema es va realitzar en el marc de la Xarxa Temàtica de la CIRIT: "Aproximació al coneixement del cicle hidrològic: metodologia i implicacions en la gestió dels recursos hídrics". La guia ha de servir com a suport en futures recerques, i també pot tenir especial interès en iniciatives d'educació ambiental, sobretot si es considera l'escàs material de divulgació dedicat a la hidrologia. Així mateix s'ha elaborat una segona guia dedicada al coneixement del sistema que insisteix en la metodologia d'enfocament sistèmic i interdisciplinària a partir de la informació aportada per les surgències; aquest treball considera la importància dels recursos i reserves hídriques de l'aqüífer del Bastareny en el context de l'alta conca del Llobregat i dels usos de recursos d'aigua històrics i actuals de les diferents activitats econòmiques i de l'abastament d'aigua potable.

3.3.2.1.3 Equipament instrumental

El sistema càrstic del Bastareny fou equipat amb tres estacions automàtiques per a la mesura del nivell, la temperatura i la conductivitat de l'aigua a les tres surgències permanents del sistema (una amb un pluviòmetre). Dues estacions mesuraven el nivell de l'aigua a la principal aportació superficial del sistema i a un punt del riu que constitueix l'aportació total (subterrània + superficial) del sistema (foto 107). L'estació meteorològica és completa (temperatura, humitat relativa, radiació global, paràmetres de vent i pluja) i es troba a 1390 m (foto 108). A més, es disposava d'un pluviòmetre totalitzador (foto 109) (figura 107).

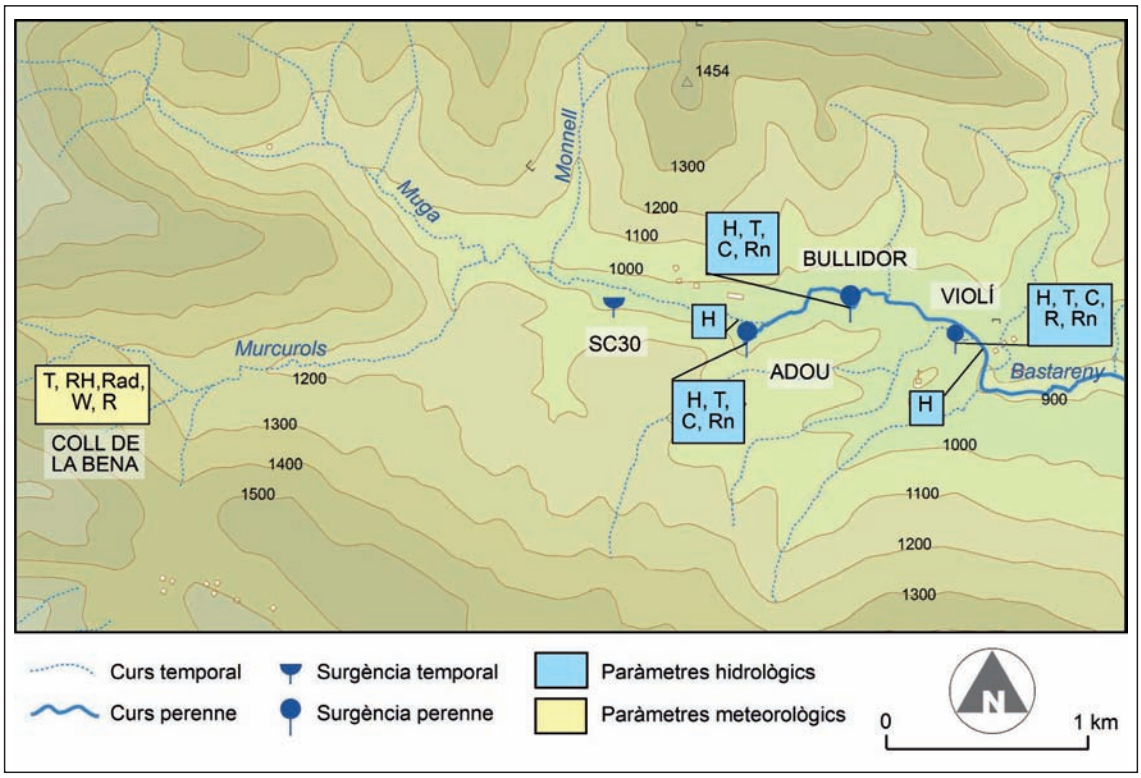


Figura 107: Mapa de situació de l'equipament instrumental del sistema de les Fonts del Bastareny.

El monitoratge permeté definir el sistema com una unitat experimental de referència: la millor equipada dels sistemes hidrogeològics experimentals de Catalunya i, sens dubte, una de les més ben equipades d'Europa.

El sistema càrstic del Bastareny, en formar part de Parc Natural del Cadí, constitueix un excepcional laboratori natural per al desenvolupament de recerques interdisciplinàries i iniciatives d'educació ambiental.

3.3.2.2 Característiques físiques

3.3.2.2.1 Introducció

El sistema càrstic del Bastareny es troba a la capçalera del riu Llobregat i constitueix el drenatge subterrani del vessant S de les serres del Cadí, la Moixa i el Moixeró en bona

part de la seva extensió. Aquests relleus, orientats W-E, tenen una longitud d'uns 23 km i una amplada mitjana propera als 3 km. La zona de descàrrega se situa a l'extrem occidental de la conca (entre 4 i 5 km a l'W del poble de Bagà) i dóna lloc al riu Bastareny, un dels principals afluents del riu Llobregat a la seva capçalera.

El sistema es desenvolupa entre els 2648 m d'altitud del Vulturó, cota màxima de la serra del Cadí, i els 905 m de la Font del Violí, surgència més baixa del sistema.

L'aqüífer és drenat per tres surgències permanents, l'Adou del Bastareny (956 m), el Bullidor de Sant Esteve (920 m) i la Font del Violí (905 m) (la captació de la qual constitueix l'abastament públic de Bagà), i per nombroses surgències temporals (sobreeixidors) aigua amunt de l'Adou, d'entre les quals destaca el SC-30 (976 m). A més, cal remarcar l'existència del Bullidor de la Llet, trop-plein situat al torrent de la font del Faig, vessant S de la Moixa-Moixeró.

A la part alta de la conca hi ha un ben desenvolupat carst superficial en el qual és particularment remarcable l'aqüífer epicàrstic de la Font Tordera (fotos 110, 111 i 112).

La Font Tordera és una surgència permanent situada a 2430 m d'altitud. Les observacions de terreny permeten assegurar que hi ha altres aqüífers de tipus epicàrstic a la conca del sistema (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a, 1995; Freixes et al. 1999 b; Jones et al. 2004).

Com a conseqüència de la implicació en la carstificació de materials només en part calcaris –com per exemple les margues i gresos que hi ha a les formacions Armàncies, Sagnari i Cadí– el sistema es pot definir com un merocarst.

Encara que el sistema té, en els afloraments calcaris, una alimentació predominantment difusa, no es pot considerar com un sistema monàdic estricte, doncs l'existència de nivells que, si més no localment, es poden comportar com a impermeables –margues i gresos– fan que tingui un cert caràcter binari, però poc marcat. Però, a més, a la Moixa i el Moixeró, hi ha afloraments de roques impermeables que podrien donar al sistema un caràcter més binari. En conseqüència, possiblement la part amb un caràcter més binari del sistema podria estar relacionada amb els relleus de la Moixa i el Moixeró.

3.3.2.2.2 Geologia

La geologia del sistema càrstic del Bastareny és, bàsicament, la del relleu que forma la serra del Cadí. Per tant, els materials implicats en el sistema són els del mantell del Cadí, principalment les unitats litostratigràfiques del Cenozoic. Tanmateix, és possible que part dels relleus meridionals de la Moixa i el Moixeró formin part del sistema i, per tant, hi estarien implicats els materials del Mesozoic i del Paleozoic.

El mantell del Cadí és una estructura que forma part de les unitats al·lòctones inferiors dels Pirineus. Està format per una important successió de materials del Paleozoic, una representació menor del Mesozoic i una potent sèrie de materials del Cenozoic (Eocè), que és on s'ha desenvolupat principalment el sistema càrstic del Bastareny. En la seva part frontal limita amb la Conca de l'Ebre –avantpaís autòcton– mitjançant l'encavalcament de Vallfogona, i en la seva part interna limita amb la Zona Axial –apilament antiforme– mitjançant l'encavalcament de serra Cavallera. A l'W limita amb la Unitat Sudpirinenca Central i a l'E amb la Unitat Superior de l'Empordà.

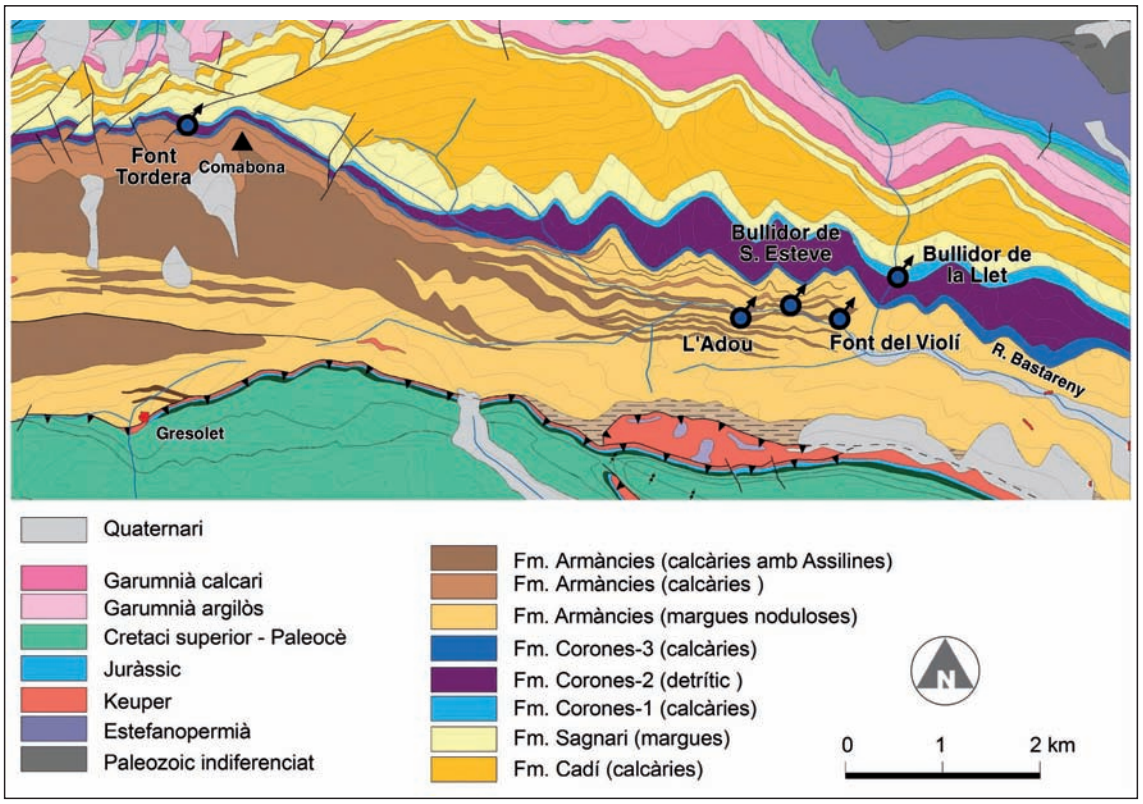


Figura 108: Mapa geològic del sistema de les Fonts del Bastareny (part oriental).

El mantell del Cadí té com a límit superior l'encavalcament inferior del Pedraforca –mantell inferior del Pedraforca– i com a límit inferior l'encavalcament de Vallfogona,[55] sota del qual hi ha els materials del mantell del Serrat amb margues i evaporites formades per guixos i, de manera menys important, per halita (Formació Beuda).

La geologia de la serra del Cadí és aparentment senzilla, però analitzada en detall té un cert grau de complexitat. La complexitat la introdueixen l'existència d'unitats litològiques o litostratigràfiques de contrastada naturalesa, els canvis laterals i verticals de fàcies que experimenten aquestes unitats i, també, la presència d'encavalcaments i retroencavalcaments i de falles transversals associades. Així com altres estructures menors, particularment un ben desenvolupat sistema de diàclasis.

Els materials implicats en el carst actual de la serra del Cadí es poden sintetitzar en les següents unitats de baix a dalt: fàcies garumniana, Fm Cadí, Fm Sagnari, Fm Corones i Fm Armàncies (figura 108) (fotos 113 i 114).

Les unitats del Garumnià constitueixen la transició del Mesozoic al Cenozoic i estan formades per calcàries, gresos i lutites vermelles (fàcies garumniana). Els materials del Garumnià constitueixen la base dels penya-segats que caracteritzen la formació Cadí al vessant N de la serra del Cadí, és a dir, a la Cerdanya.

La formació Cadí està constituïda per calcàries, margues i margocalcàries amb una potència de 250 m. És la unitat carbonàtica més important i la que determina el relleu estructural que caracteritza la serra del Cadí. Constitueix la base de les diferents unitats cenozoiques de l'Eocè i de la seva implicació o no en l'estructura del sistema en poden dependre importants conseqüències hidrogeològiques. La formació Cadí passa lateralment i al sostre a la formació Sagnari. L'edat de la formació Cadí és Ilerdià inferior-mitjà.

La formació Sagnari està constituïda principalment per margues i margocalcàries i, en menor grau, per calcàries. A la serra del Cadí la potència és variable segons la transversal entre 100 i 250 m. L'edat és Ilerdià superior.

La formació Corones[56] està constituïda per dues unitats o membres: una d'inferior detrítica i una de superior calcària. La potència del conjunt pot variar entre 70 i 320 m. La unitat detrítica té grauvaques, llims, margues i nivells calcaris a la part inferior, i sorres siliciclàstiques, llims vermells i algun nivell conglomeràtic a la part superior. La unitat calcària està formada per calcàries, margues i llims. L'edat és Cuisià inferior (el límit inferior pot arribar fins l'Ilerdià inferior).

La formació Armàncies constitueix una unitat de gran complexitat pels importants canvis de fàcies que experimenta. El seu límit inferior és la formació Corones i el superior la formació Vallfogona. La potència varia entre els 550 m i 600 m. Els autors que han estudiat l'àmbit regional en què es desenvolupa parlen de tres unitats o formacions diferents entre els referits límits: la formació Armàncies, la formació La Penya i la formació Terrades. L'edat de la formació Armàncies és Cuisià inferior-Cuisià superior. Segons Giménez (1993) la Fm Armàncies es desenvolupa entre Adraén i el riu Llierca. No obstant, la unitat inferior de l'Armàncies es desenvolupa en un àmbit geogràfic més extens que abasta des d'Adraén fins a Terrades. En l'àmbit geogràfic del riu Llierca hi ha pròpiament la Fm Penya. Es tracta d'una formació de naturalesa molt calcària amb tres unitats ben diferenciades (Penya 1, 2 i 3).

Giménez (1993) considera que l'Armàncies de la serra del Cadí està formada per quatre unitats (Armàncies 1, 2, 3 i 4) amb els següents materials: calcàries, margues, margocalcàries, calcàries bioclàstiques, bretxes calcàries i gresos. És a dir, es tracta d'una successió molt carbonàtica, però amb fàcies margoses i gresoses. Les unitats Armàncies 3 i 4 equivalen lateralment, cap a l'E, a la Fm Penya.

Els canvis laterals de fàcies que experimenta internament la Fm Armàncies són molt importants i tenen fortes implicacions en la hidrogeologia del sistema càrstic del Bastareny. En direcció E desapareixen pràcticament les potents unitats calcàries que es reconeixen bé en la transversal de la canal Varidana. És a dir, es produeix un marcat canvi de fàcies de calcàries a una ritmita amb nivells de margues, calcarenites i gresos. Aquest marcat canvi de fàcies defineix la descàrrega natural del sistema càrstic del Bastareny. La cartografia geològica il·lustra molt bé que el canvi de fàcies és més evident i marcat, precisament, on es troben les surgències del sistema (Martínez, inèdit).

La presència de nivells de margues i margocalcàries i de gresos en les quatre unitats de la Fm Armàncies i en les Fms Cadí, Sagnari i Corones fa que el sistema càrstic del Bastareny es pugui definir com un merocarst.

No existeix cap estudi específic de la geoquímica inorgànica de les diferents formacions eocenes, però el treball de Giménez (1993) permet constatar que els nivells peliticogresosos i calcaris de l'Armàncies tenen ciments calcítics, i el mateix succeeix a les Fms Sagnari i Cadí. El que és particularment interessant de remarcar és que la unitat siliciclàstica roja de la Fm Corones també té el ciment de naturalesa calcítica.

Des del punt de vista de la geoquímica orgànica té interès assenyalar el paper de les Fms Armàncies i Corones com a roques mare de petroli (Permanyer et al., 1988; Clavell, 1991).

Si el vessant S de les serres de la Moixa i del Moixeró, com sembla, forma part del sistema, s'hi veurien implicats, a part dels cenozoics, els materials del Paleozoic i Mesozoic. Del Paleozoic hi hauria les pelites i psammites del Carbonífer, i les lutites i riolites del

Estefano-Permià. Del Mesozoic, les calcàries del Cretaci. De la transició Mesozoic-Cenozoic hi ha la fàcies garumniana. I del Cenozoic, les quatre unitats de naturalesa carbonaticodetrítica ja descrites en tractar la litologia de la serra del Cadí, és a dir, les formacions Sagnari, Cadí, Corones i Armàncies.

A més, en el sistema hi ha importants formacions superficials del Quaternari relacionades amb diferents processos: glacialisme, periglacialisme, carstificació i pedogènesi.

Els materials de la serra del Cadí formen part del flanc N del sinforme de Ripoll, que és una estructura interna del mantell del Cadí.

Més en detall, la geometria o estructura interna de la serra té una certa complexitat. Un aspecte important són les estructures imbricades formades com a conseqüència dels encavalcaments i retroencavalcaments alpins. Aquestes estructures afecten la continuïtat de les unitats litològiques i determinen un increment molt important de la potència de les formacions calcàries tant en superfície com en profunditat.

El flanc septentrional del sinclinal té, a la serra del Cadí, un cabussament al S que varia entre 35 º i 70 º, segons la transversal que es consideri, però, com ja s'ha comentat, amb complicacions per l'existència d'estructures associades a encavalcaments.

La part inferior del flanc del sinclinal és tallada en profunditat per l'encavalcament de Vallfogona. Aquest encavalcament posa en contacte les formacions carbonàtiques de la serra del Cadí amb les evaporites i argiles de la formació Beuda (mantell del Serrat), aproximadament a uns 2500 m sota el nivell del mar, és a dir, a una profunditat d'uns 3400 m per sota de la surgència principal del sistema, que és el Bullidor de Sant Esteve (920 m).

Com a part important de l'estructura tectònica alpina cal referir l'existència de falles transversals de direccions, aproximadament, NE-SW i NW-SE, que tallen les diferents unitats litològiques, i també hi ha una important xarxa de diàclasis. El paper de les falles pot ser particularment important des del punt de vista hidrogeològic ja que afavoreixen la connexitat hidrogeològica, fins i tot d'unitats litològiques de característiques ben contrastades (calcàries i detrítiques), i també perquè posen en contacte unitats carbonàtiques estratigràficament separades per unitats detrítiques. Per exemple, a l'extrem occidental de la serra, els materials de la formació Armàncies es posen en contacte amb les calcàries de la formació Cadí mitjançant una falla d'orientació NNE-SSW. En general, hi ha desplaçaments originats per falles transversals i també pels encavalcaments que posen en contacte mecànic les diferents unitats litostratigràfiques.

L'aqüífer es desenvolupa fonamentalment en les calcàries i margocalcàries de l'Eocè –formació Armàncies, que inclou els nivells 3 i 4, de naturalesa més calcària, equivalents a la Fm Penya–, però, com ja s'ha comentat, cal considerar la possible implicació de les formacions Corones, Sagnari i Cadí, tant a la conca d'alimentació com a l'estructura càrstica profunda del sistema, és a dir, a la seves zones no saturada i saturada.

El sistema té un caràcter binari poc marcat, doncs com ja s'ha comentat hi ha petites parts de la conca d'alimentació amb pelites i gresos (i margues) amb un cert escolament superficial que són drenades per l'aqüífer càrstic (torrent de Murcurols...). És a dir, a la conca hi ha afloraments que es comporten com a impermeables. Del conjunt de formacions, la unitat detrítica de la Fm Corones és la que té unes característiques més evidents com a unitat impermeable o de baixa permeabilitat.

En el límit geològic meridional del sistema hi ha l'encavalcament del Pedraforca que posa en contacte la Fm Armàncies i les calcàries del Cretaci. En aquest contacte s'hi

ubiquen importants olistòlits de Keuper. En alguns casos aquests afloraments formen part de la conca càrstica.

Des del punt de vista geològic existeix un límit inferior a gran profunditat definit per l'encavalcament de Vallfogona (i els materials de la part superior del mantell del Serrat), però s'ha de suposar que la circulació més profunda del sistema ha de situar-se a una cota molt superior a la de la referida estructura. En tractar dels límits s'analitzarà aquesta qüestió.

Més a l'E de les surgències –Adou, Bullidor de Sant Esteve i Violí– els nivells calcaris de la Fm Armàncies desapareixen completament. I al NE de Bagà s'esfilagarsen i s'aprimen molt els nivells calcaris de la Fm Cadí.

3.3.2.2.3 Clima i vegetació

En l'apartat introductori dels sistemes de l'Alt Llobregat-Cerdanya s'han facilitat les característiques generals del clima, que són les que corresponen als Pirineus Orientals.

En el sistema càrstic del Bastareny hi ha un equipament instrumental que aporta dades força interessants. D'una banda hi ha l'estació meteorològica automàtica situada prop del coll de la Bena (vessant del torrent de Murcurols) i, de l'altra, un pluviòmetre totalitzador situat a la Font del Violí. L'estació, actualment integrada a la Xarxa Automàtica del Servei Meteorològic de Catalunya, enregistra en continu temperatura, humitat relativa, radiació global, velocitat i direcció del vent i precipitació. Està situada a cota 1390 m.

A la figura 109 i a les taules 31 a 35 hi ha una síntesi de les característiques meteorològiques bàsiques en aquest indret. En els tres anys que es disposa de dades, els mesos més humits han estat els de novembre, desembre i gener, amb febrer i març com a més eixuts. En resulta un mòdul de precipitació anual superior als 1100 mm.

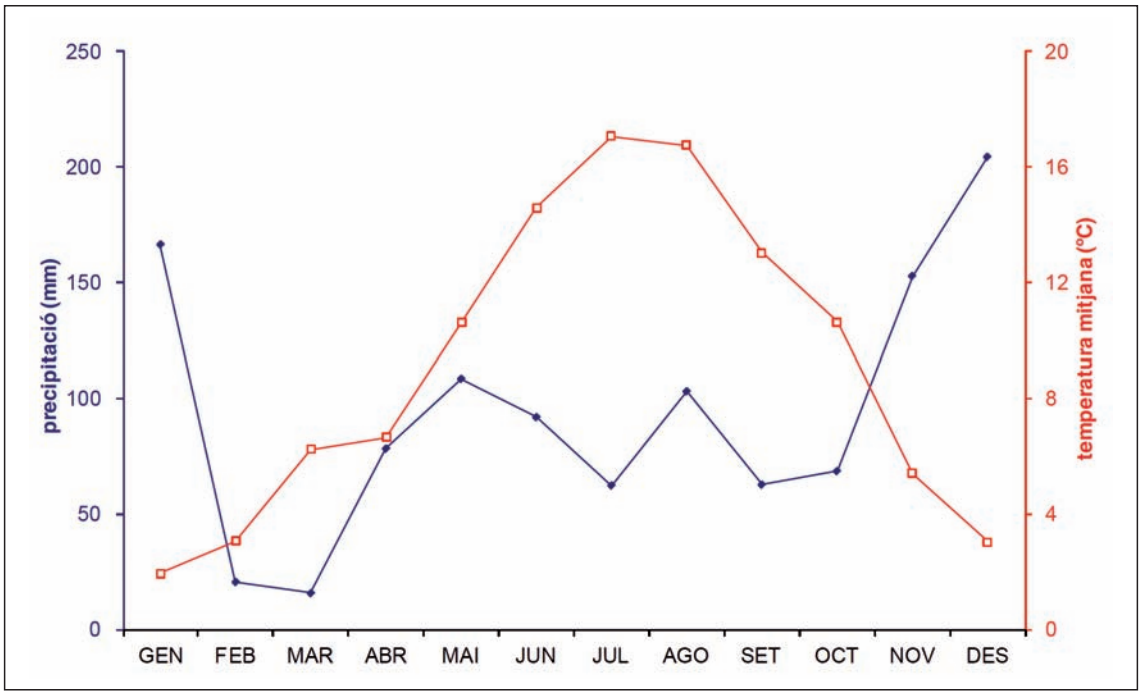


Figura 109: Precipitació i temperatura mitjanes mensuals del període octubre-95 / setembre-98 al coll de la Bena (Gisclareny).

El rang de temperatures és força ample, amb mínimes molt baixes (-11.0 ºC) i màximes relativament suaus (30.7 ºC). La mitjana de temperatures se situa entorn els 9.0 ºC. Les temperatures mitjanes mensuals varien dels menys de 2.0 ºC del mes de gener fins els més de 17.0 ºC del mes de juliol.

	PLUJA TOTAL (mm)	ETo TOTAL (mm)	PLUJA MÀXIMA DIÀRIA (mm / dia)
OCT-95/SET-96	1283.6	579.1	95.6 / 16.12.95
OCT-96/SET-97	1130.0	624.5	62.8 / 11.11.96
OCT-97/SET-98	995.3	580.5	104.0 / 18.12.97
MITJANA	1136	594.7 (52% de P total)	

Taula 31: Precipitació i evapotranspiració a l'estació meteorològica de coll de la Bena (1390 m).

	GEN	FEB	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DES
1995										44.0	92.0	279.2
1996	286.2	35.0	38.0	111.4	132.0	68.8	48.8	96.8	51.4	71.4	222.0	164.4
1997	164.4	14.0	0.0	37.0	95.4	159.8	108.8	64.2	28.6	90.4	144.8	170.2
1998	49.2	12.6	9.0	86.8	98.4	47.5	29.6	148.6	108.2			
MITJANA	166.6	20.5	15.7	78.4	108.6	92.0	62.4	103.2	62.7	68.6	152.9	204.6

Taula 32: Precipitació mensual a l'estació meteorològica del coll de la Bena (1390 m).

	TEMPERATURA MITJANA	TEMPERATURA MÍNIMA	TEMPERATURA MÀXIMA
OCT-95/SET-96	8.56	-11.0 / 21.02.96	29.9 / 24.07.96
OCT-96/SET-97	9.45	-7.1 / 04.01.97	27.1 / 10.08.97
OCT-97/SET-98	*	-5.3 * / 13.04.98	30.7 / 10.08.98
MITJANA	9.01		

Taula 33: Temperatura de l'aire a l'estació meteorològica del coll de la Bena (1390 m).
* = no hi ha dades entre el 14.01 i el 05.04 de 1998.

	GEN	FEB	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DES
1995										11.2	6.1	3.0
1996	2.6	0.8	3.8	6.8	10.1	14.7	16.7	15.5	11.2	9.2	5.0	2.8
1997	1.3	5.3	8.7	8.8	11.2	13.7	15.8	17.1	14.4	11.5	5.1	3.3
1998	*	*	*	4.4	10.5	15.4	18.7	17.7	13.5			
MITJANA	1.95	3.05	6.25	6.67	10.60	14.60	17.07	16.77	13.03	10.63	5.40	3.03

Taula 34: Temperatura mitjana mensual a l'estació meteorològica del coll de la Bena (1390 m).
* = no hi ha dades entre el 14.01 i el 05.04 de 1998.

	VELOCITAT DEL VENT MÀXIMA (m/s)	HUMITAT RELATIVA MÍNIMA (%)
OCT-95/SET-96	8.9 / 03.06.96	6.8 / 18.02.96
OCT-96/SET-97	9.9 / 07.10.96	4.7 / 06.02.97
OCT-97/SET-98	8.8 * / 03.08.98	8.8 * / 06.08.98

Taula 35: Velocitat del vent i humitat relativa a l'estació meteorològica del coll de la Bena (1390 m (* = no hi ha dades entre el 14.01 i el 05.04 de 1998).

La vegetació potencial de la part mitjana i baixa de la conca la constitueixen rouredes i pinedes de pi roig, amb sotabosc de boix i sislèria. Actualment aquesta vegetació es conserva entre els 1100 i els 1400 m. Als vessants més solells, de tota manera, hi dominen els matollars (boixeda calcícola xerotermòfila) i prats calcícoles mesòfils. Fins als 1600 m, a les obagues també hi ha formacions de faig amb boix. La part alta de la conca que coincideix amb les zones culminants de la serralada està dominada per cingles, tarteres i roquissers molt poc vegetats; a les àrees en què es troben sòls més o menys constituïts hi destaquen les pastures calcícoles xeròfiles d'ussona.

3.3.2.2.4 Límits, extensió i paràmetres físics del sistema

Els límits del sistema, en l'estat actual de coneixement hidrogeològic, només es poden aproximar. Aquesta aproximació es pot fer basant-se principalment en criteris geològics i també en certs criteris hidrogeològics, com les característiques de la zona de descàrrega i dels seus diferents dispositius i el balanç hidrogeològic.

D'acord amb la geologia, a continuació es fa un seguit de consideracions relatives als límits. El meridional i l'oriental són relativament fàcils de definir, però el septentrional i l'occidental són més problemàtics i difícils d'establir.

El límit meridional el defineixen els materials peliticogresosos (i margocalcaris) de la part superior de la Fm Armàncies (unitat 4), que són impermeables o de baixa permeabilitat. Els materials que constitueixen aquest límit són tallats per l'encavalcament inferior del

Pedraforca, que els posa en contacte amb les calcàries del Cretaci. A la part superior dels materials peliticogresosos de l'Armàncies, just en el mateix contacte mecànic, s'hi ubiquen olistòlits de dimensions hectomètriques, i fins i tot quilomètriques, formats per materials del Keuper.

El límit occidental té una certa indeterminació, doncs en aquesta part de la serra del Cadí existeixen vàries unitats hidrogeològiques d'escassa entitat que drenen cap al Segre. Això no obstant, el límit cal situar-lo pràcticament en els contraforts més occidentals de la serra, tenint present que les referides unitats han de tenir una conca molt reduïda.

El límit oriental cal situar-lo a la zona de descàrrega del sistema, que està controlada per l'important canvi lateral de la fàcies de calcàries de la Fm Armàncies (equivalent a Fm Penya) a la fàcies de gresos, lutites i margocalcàries (ritmita) de la mateixa Fm Armàncies. Així, les dues surgències permanents més orientals, la Font del Violí i el Bullidor de Sant Esteve, marquen aquest límit. La cartografia geològica i el bloc diagrama geològic i hidrogeològic il·lustren molt bé aquest límit (figures 108, 110 i 111).

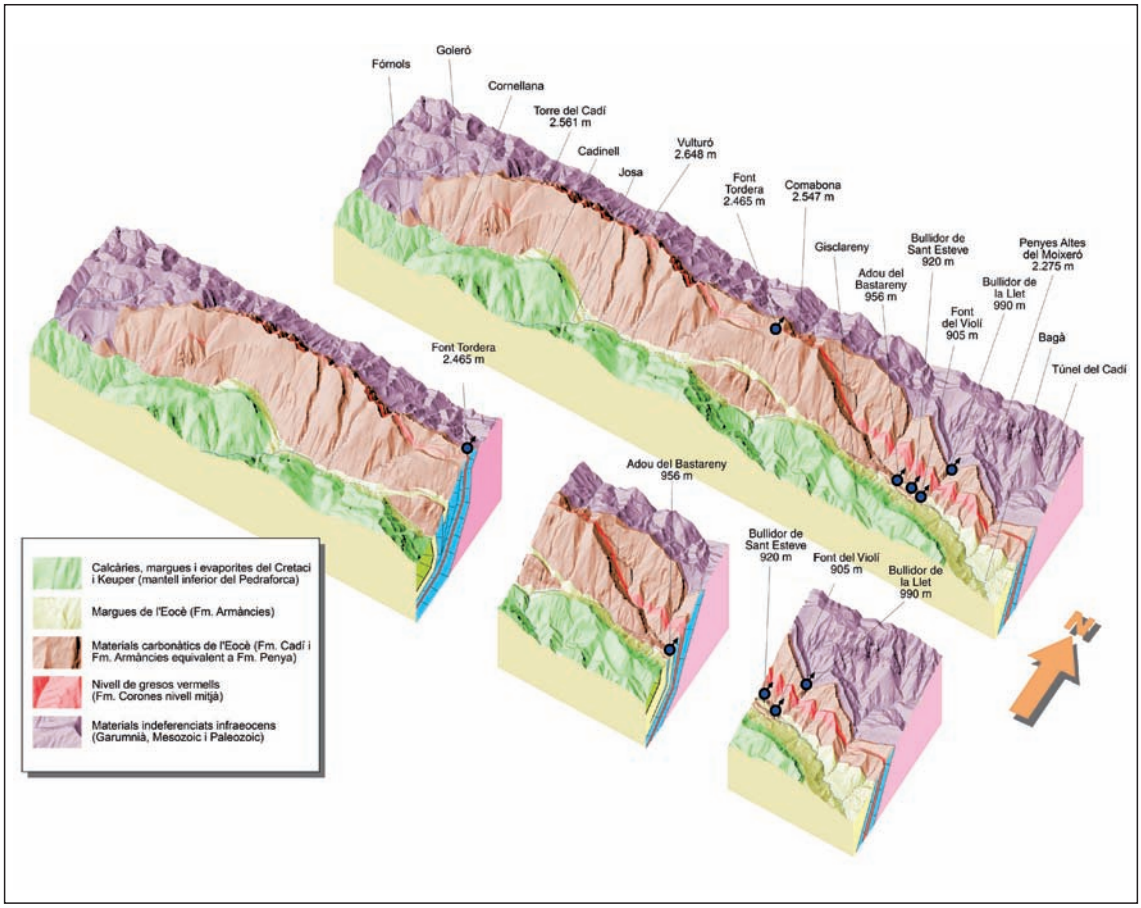


Figura 110: Bloc diagrama del sistema de les Fonts del Bastareny.

A més, cal assenyalar que al torrent de la font del Faig (torrent del Forat), a relativament poca distància del Bullidor de Sant Esteve –1.25 km–, hi ha una font temporal, però important, coneguda com el Bullidor de la Llet. Es tracta d'un sobreeixidor situat estratigràficament per sota del membre detrític vermell de la Fm Corones. El Bullidor de la Llet es posa en funcionament com a conseqüència del desbordament de l'estructura

càrstica inundada que es desenvolupa en la successió carbonàtica infrajacent al nivell vermell de la Fm Corones formada per les Fms Sagnari i Cadí (figures 111 i 112).

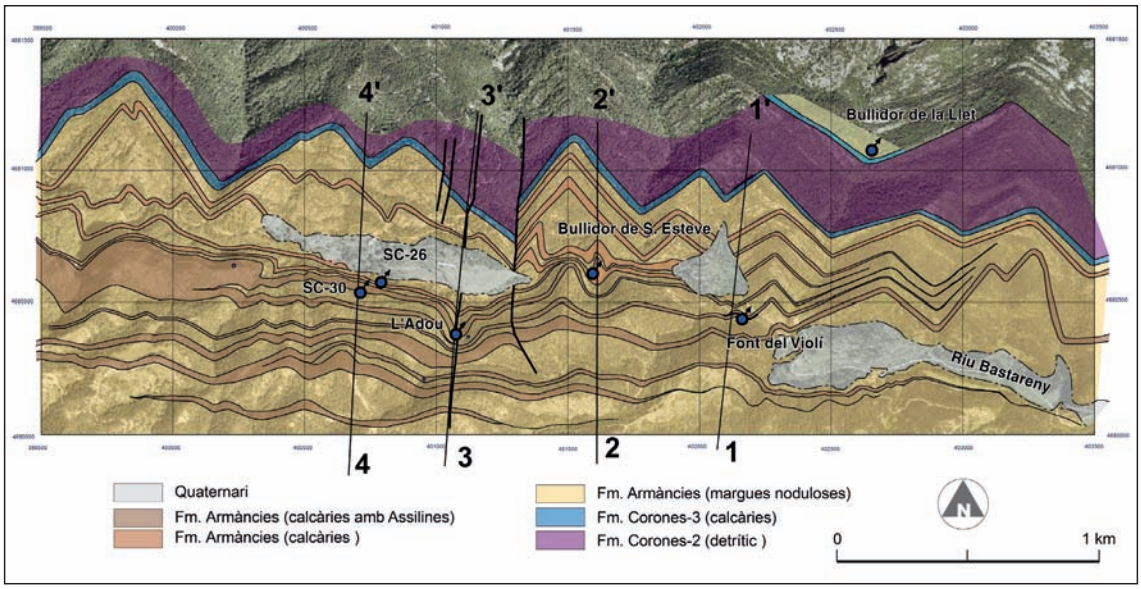


Figura 111: Situació geològica de les diferents surgències (Violí, Bullidor de Sant Esteve i Adou) a la Fm Armàncies (equivalent a Penya-1 i Penya-2) i del Bullidor de la Llet situat a la base la Fm Corones. Tall 1-1' (figures 114 i 115), tall 2-2' (figures 116 i 117), tall 3-3' (figures 118 i 119) i tall 4-4' (figura 120).

El límit septentrional és problemàtic, doncs no es pot assegurar la implicació de determinades unitats, com és el cas de les formacions eocenes –Sagnari i Cadí– situades, estratigràficament, per sota de la formació Corones, en tota la seva extensió a les serres del Cadí, Moixa i Moixeró. Aquesta és una qüestió important, doncs les unitats Sagnari i Cadí són de naturalesa eminentment calcària i, per tant, amb clares possibilitats de formar part del sistema. En efecte, a nivell de la conca i de la part superior de la zona no saturada és factible suposar la implicació d'aquestes unitats per raons diverses: la fracturació que afecta a les diferents unitats litològiques, la descompressió de la part superior del massís i la importància de l'epicarst amb formes càrstiques en els diferents nivells margocalcaris i calcaris de les formacions Armàncies, Corones, Sagnari i Cadí dels replans de la part superior del massís. En aquesta part superficial existeixen també aqüífers epicàrstics dels quals n'és un bon exemple el de la Font Tordera. A més, la important aportació hídrica del sistema (volum de trànsit del sistema) obliga a considerar la màxima superfície possible de la serra del Cadí i dels relleus limítrofs –vessant S de la Moixa i del Moixeró– en la definició de la conca d'alimentació (balanç hidrogeològic).

Així mateix, és raonable plantejar la implicació de les unitats Sagnari i Cadí en profunditat. De l'estructura càrstica inundada que s'hi desenvoluparia en seria un bon indicador el Bullidor de la Llet (figura 112). A les conclusions es tractarà d'aquesta qüestió. És interessant considerar el paper que puguin tenir en profunditat les falles transversals que en superfície s'observa que tallen les diferents unitats eocenes. En aquest sentit, és probable que es pugui considerar el paper d'una d'aquestes fractures en la situació i gènesi del Bullidor de la Llet.

En definitiva, en el cas que les formacions Sagnari i Cadí formin part del sistema, el límit septentrional, tant en superfície com en profunditat, pot estar format pels materials

infrajacents de la Fm Cadí, és a dir, per la fàcies garumniana: nivells de gresos i lutites vermells. La formació Corones constituiria un límit situat a l'interior del sistema.

La definició del límit inferior del sistema és una qüestió oberta. Per les característiques de l'estructura tectònica, les unitats carbonàtiques –Fms Armàncies, Sagnari i Cadí– es desenvolupen a gran profunditat[53] i, en conseqüència, el límit inferior és difícil de precisar, però ha de trobar-se a l'interior de les mateixes calcàries –Fms Armàncies, Sagnari i Cadí–, aproximadament, just fins on, en profunditat, els processos de carstificació s'hagin desenvolupat (vegeu figura 110).

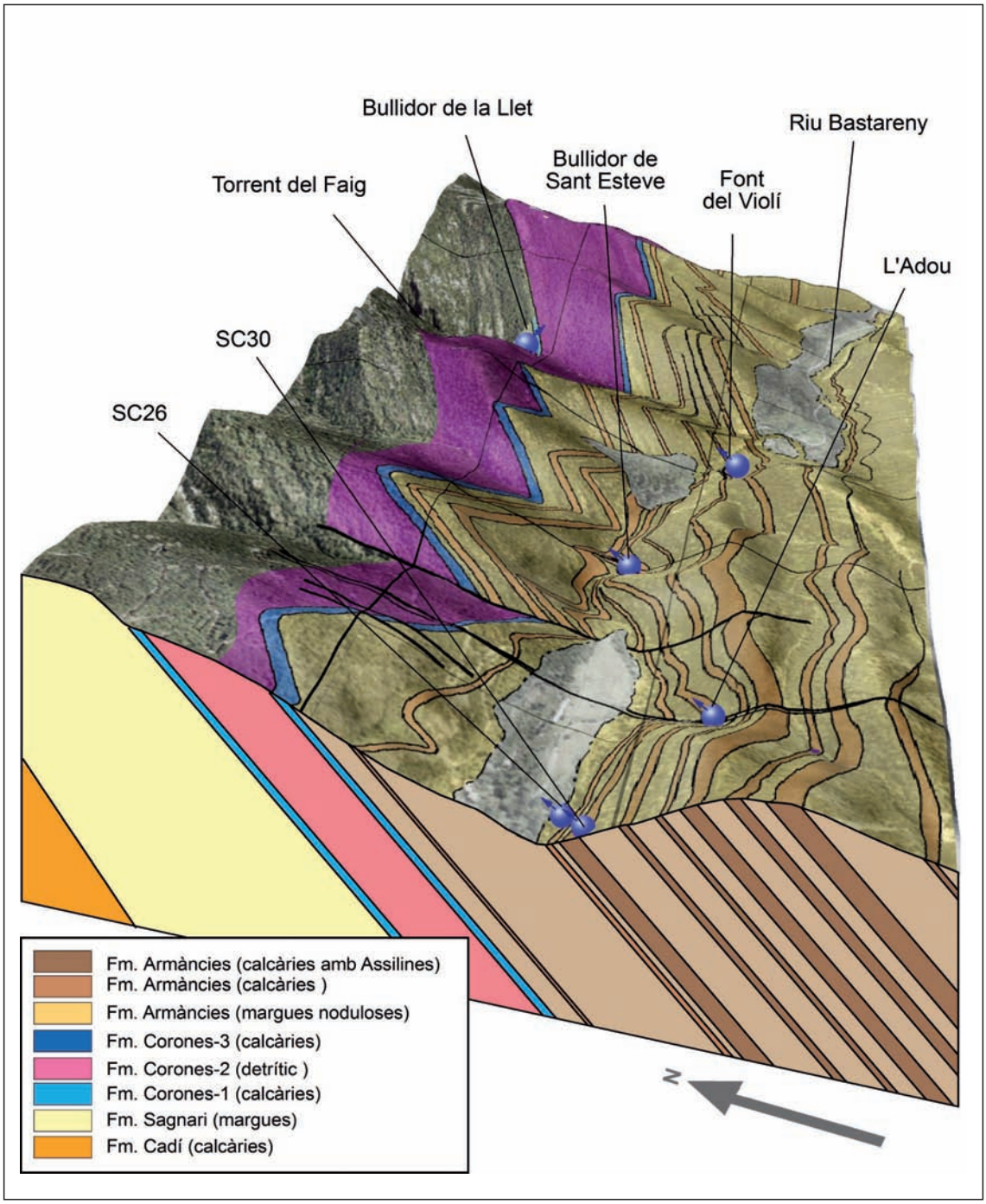


Figura 112: Detall de la geologia de la zona de descàrrega: d'aigua amunt (primer pla) a aigua avall.

El Bullidor de Sant Esteve i l'Adou i els seus sobreeixidors immediats indiquen el desenvolupament d'una important estructura càrstica inundada en les unitats carbonàtiques de la Fm Armàncies (equivalents de la Fm Penya) suprajacents de la Fm Corones. Això il·lustra el paper que té aquesta formació com a límit situat a l'interior del conjunt de formacions carbonàtiques.

Des de l'estructura càrstica profunda –zona inundada profunda–, ubicada a les calcàries i margocalcàries de la Cadí i la Sagnari, s'alimentaria el Bullidor de la Llet, però també es podria alimentar, si la permeabilitat de la formació Corones –estructura complexa de diàclasis, falles transversals i buits per carstificació– ho permetés, el Bullidor de Sant Esteve i potser les altres fonts del sistema. Quan s'abordi el model conceptual es tractarà d'aquesta qüestió.

La formació Corones amb el seu nivell detrític vermell format per gresos i lutites pot constituir un límit impermeable. Però, a partir de les consideracions que s'han realitzat, aquesta formació més aviat ha d'entendre's com un límit relatiu i discontinu que estaria situat a l'interior del sistema i que tindria, a la part superficial del mateix, un paper limitat en l'espai i més aviat local. L'aqüífer epicàrstic de la Font Tordera il·lustraria molt bé aquest caràcter de límit impermeable local de la formació Corones. El nivell vermell de la Fm Corones es podria definir com una barrera o límit impermeable entre dos conjunts de roques carbonàtiques, però que com a conseqüència de la fracturació no seria del tot homogeni i continu. Al camp s'observen estructures que desplacen aquest nivell i que poden afavorir que es posin en contacte les successions carbonàtiques suprajacents (Fm Armàncies) i infrajacents (Fm Sagnari i Fm Cadí). Així, localment, la Fm Corones tindria un caràcter discontinu. Així mateix, la fracturació també ha d'influir la permeabilitat del nivell detrític vermell de la Fm Corones.

Si s'exceptuen els afloraments d'extensió relativament poc important que es comporten com a impermeables o quasi impermeables –alguns afloraments de del nivell detrític vermell de la Fm Corones, nivells pelítics, margosos i gresosos de les Fms Armàncies i Sagnari…–, els límits de l'aqüífer i els del sistema són pràcticament els mateixos. Per tant, els afloraments de la Fm Armàncies (i de les Fms Sagnari i Cadí) amb una alimentació de tipus més aviat difús fan que aquesta unitat hidrogeològica –sobretot la part més extensa que correspon als afloraments de la Fm Armàncies– sigui quasi assimilable a un carst d'alimentació predominantment autòctona. En efecte, a part de la conca del riu de Josa (riu de Cerneres), el Murcurols i els torrents i rierols del vessant septentrional situats, més o menys, en els límits del sistema, no hi ha pròpiament una xarxa hidrològica superficial a la serra del Cadí. Aquestes característiques indiquen un predomini de l'alimentació autòctona enfront d'una alimentació en pèrdues que tindria un paper menor. No obstant, a la Moixa i Moixeró, on la conca presenta afloraments de naturalesa completament impermeable, l'alimentació podria tenir un caràcter més al·lòcton; de totes maneres, cal un reconeixement de camp que ho faci més palès.

Un altre aspecte remarcable, per la seva implicació en la qualitat química de l'aigua de l'aqüífer, és la influència dels olistòlits formats per guixos del Keuper a la part S de la conca.

Des del punt de vista hidrològic s'ha de desenvolupar un programa amb traçadors en les pèrdues situades a les parts més elevades de la conca, però també en les diferents circulacions superficials de les parts baixes del relleu que se suposa que poden contribuir al sistema càrstic (Murcurols, Faig, Cerneres…).

L'extensió de la conca no es pot precisar d'una manera definitiva. Cal aprofundir en la definició dels límits, que no sempre són clars. Ja s'ha comentat que, des del punt de vista geològic, els límits meridional i oriental estan bastant ben establerts, però l'occidental i sobretot el septentrional són més problemàtics. En una primera aproximació l'extensió es pot situar entre 55 i 60 km^2.

L'alçada mitjana de la conca és de 1850 m.

3.3.2.2.5 Morfologia

La morfologia general del sistema és fonamentalment la de la serra del Cadí. Es tracta d'un relleu de tipus estructural originat com a conseqüència de la disposició del conjunt d'unitats carbonàtiques del flanc N del sinclinal de Ripoll i de la seva particular relació amb la depressió de la Cerdanya. De les diferents unitats calcàries eocenes és particularment remarcable el paper de la Fm Cadí, de naturalesa calcària, per la seva morfologia de penya-segats, els quals caracteritzen el vessant N de la serra i s'aixequen sobre la depressió de la Cerdanya.

Dels processos actuals que caracteritzen la serra del Cadí i part del vessant S de la Moixa i el Moixeró, els càrstics tenen una importància considerable. La circulació hídrica a la serra del Cadí és predominantment subterrània. En efecte, tant les dimensions de la conca càrstica, que abasta la pràctica totalitat de la serra, com les dades hidrològiques –l'aportació hídrica subterrània anual ha estat avaluada en quasi 50 hm^3–, indiquen la importància del carst actual.

En el desenvolupament del carst actual hi han influït significativament les característiques de la macroestructura tectònica i del mateix relleu estructural. En tractar del potencial de carstificació s'abordarà aquesta qüestió.

La morfologia exocàrstica està ben representada en bona part dels afloraments calcaris de la conca, amb superfícies de rascler i dolines (Goleró) com a formes més característiques[57] (fotos 115, 116 i 117). El carst superficial es caracteritza, així mateix, per l'existència de varis aqüífers epicàrstics. A l'epicarst o aqüífer epicàrstic de la Font Tordera, situat a la part oriental del relleu i prop del coll de Tancalaporta, s'hi han realitzat observacions hidrològiques sistemàtiques (Monnin, 1998) (vegeu fotos 111 i 112).

La conca també destaca per nombrosos fenòmens endocàrstics no actius. Així, hi ha cavitats amb un cert desenvolupament horitzontal: cova del Molnell, i alguns avencs de certa significació: Grallera de la Roca Cerdana. Precisament, algunes cavitats accessibles situades a la zona de descàrrega del sistema actuen com a sobreeixidors.

Però a la serra del Cadí també hi ha nombrosos fenòmens càrstics completament o parcial curullats per espeleotemes. Es tracta de fenòmens càrstics pretèrits, és a dir, d'un important paleocarst que té tanta extensió com la mateixa serra. En alguns casos s'observa clarament com les cavitats han estat tallades per processos erosius posteriors –superfícies d'erosió situades a la cota dels 2000 m o a altituds, fins i tot, superiors–, possiblement de naturalesa glacial. Encara que les formes i dipòsits pròpiament glacials no es facin evidents als relleus del Cadí, al massís veí de la Tosa d'Alp, la vall de coma Oriola té una morfologia i dipòsits d'origen glacial. La glacera era segurament activa en el darrer Màxim glacial. Per tant, és de suposar un desenvolupament significatiu del glacialisme, més a l'W, en l'àmbit de la serra del Cadí.

3.3.2.3 Hidrodinàmica

3.3.2.3.1 Introducció

L'anàlisi de les característiques físiques del sistema –geologia, límits i morfologia– permet una primera aproximació a les característiques hidrològiques de la conca d'alimentació i també del sistema.

A la conca càrstica de la serra del Cadí, si s'exceptuen les xarxes fluvials situades en els límits o pràcticament en els límits –riu de Cerneres i torrents del Muga i Murcurols–, no existeix pròpiament una xarxa fluvial ben desenvolupada. En aquest sentit, abans ja s'ha comentat que no es coneixen pèrdues de desenvolupament important, encara que manca un reconeixement de camp més exhaustiu de les diferents aportacions. No obstant, hi hauria la possibilitat que el riu de Cerneres (conca del Segre pel vessant meridional del Cadí), que té la capçalera entre la part central i occidental de la serra, fos objecte de captura càrstica per part del sistema; però aquesta possibilitat només es pot presentar com una hipòtesi a confirmar en futures recerques. En el cas del torrent de Murcurols és possible que existeixin pèrdues abans de la confluència amb la Muga, però tampoc és disposa d'observacions de terreny. En el mateix Murcurols, a la zona de descàrrega del sistema, sí que hi ha algunes pèrdues-emergències. La conca, a la serra del Cadí, com ja s'ha comentat, tindria les característiques pròpies d'una recàrrega predominantment difusa i de tipus autòcton. No obstant, cal recordar que l'esquema del sistema és binari, encara que molt poc marcat.

La zona de descàrrega, que és relativament complexa, la determina un marcat canvi de fàcies. Els nivells calcaris de la formació Armàncies (equivalents a Fm Penya) s'aprimen en direcció E i guanyen entitat els nivells lutítics i gresosos. Això explica que la zona saturada tingui una extensió important i, juntament amb el caràcter moderat que té la carstificació, també explica que hi hagi forts gradients en situació de crescuda (figures 108, 110, 111, 112 i 113).

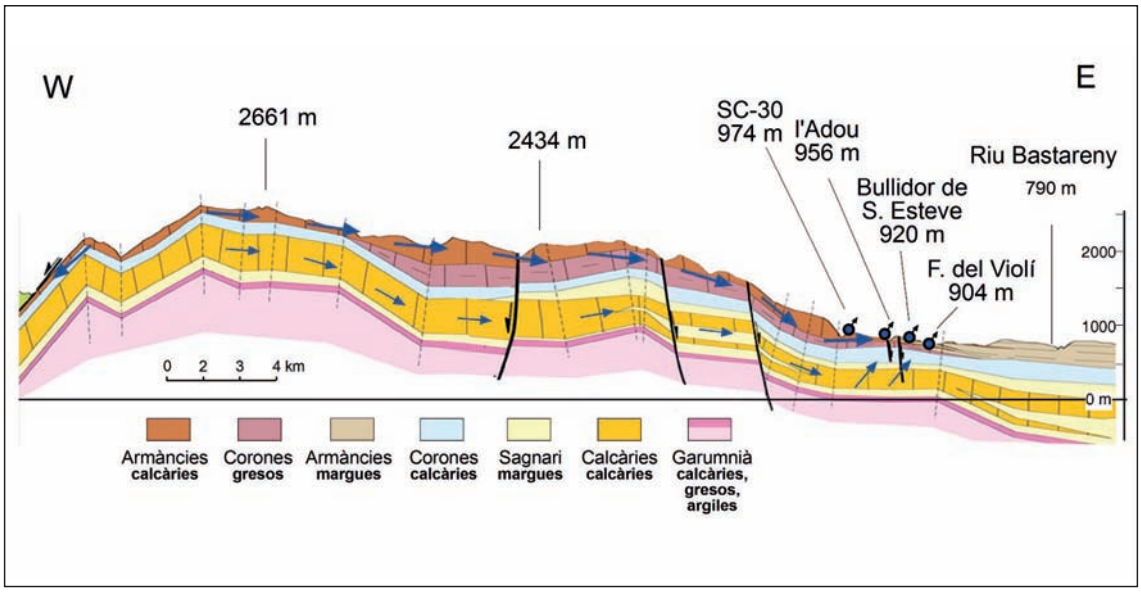


Figura 113: Tall hidrogeològic longitudinal de la serra del Cadí amb la situació de les Fonts del Bastareny a l'extrem oriental. 1. Fm Armàncies (equivalent a Fm Penya): calcàries. 2. Fm Corones: gresos. 3. Fm Armàncies: margues noduloses. 4. Fm Corones: calcàries. 5. Fm Sagnari: margues. 6. Fm Cadí: calcàries. 7. Garumnià: calcàries, gresos i argiles.

Les diferents surgències permanents i temporals estan distribuïdes en un espai d'extensió important, d'aproximadament 2 km, que va del pont del Molí fins al torrent de Murcurols. La Font del Violí és a la llera d'un petit afluent del Bastareny que hi desguassa aigua avall del pont del Molí. Aquesta font té un paper menor i probablement drena una part del sistema relativament independent i de característiques particulars (figures 114 i 115).

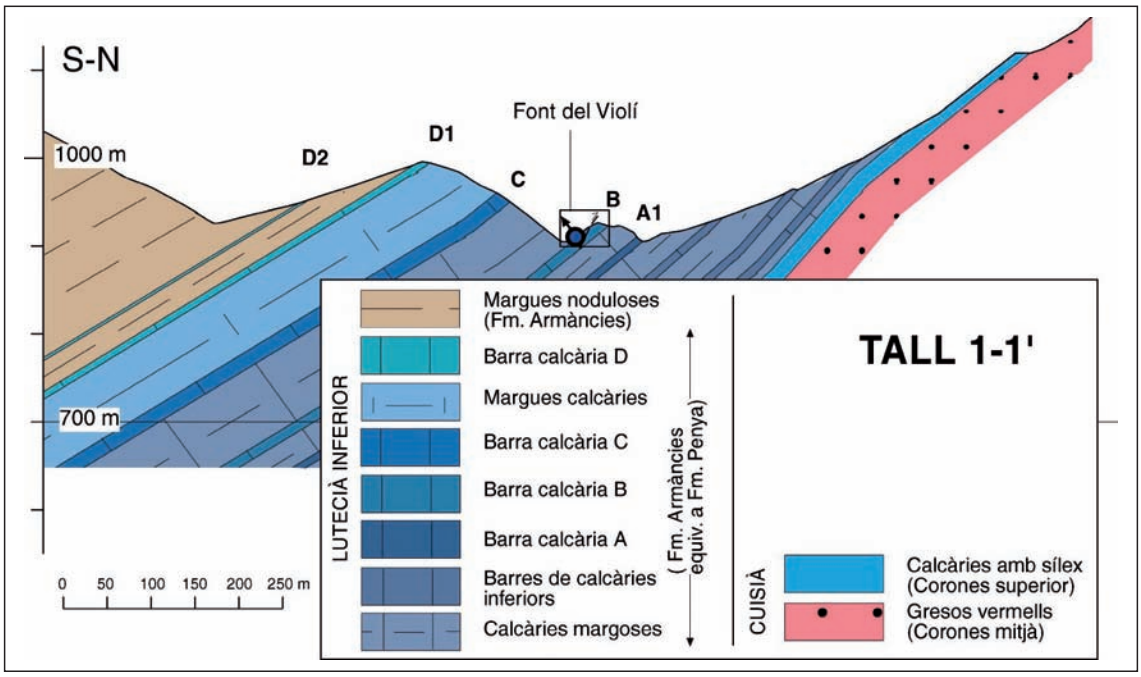


Figura 114: Situació geològica de la Font del Violí.

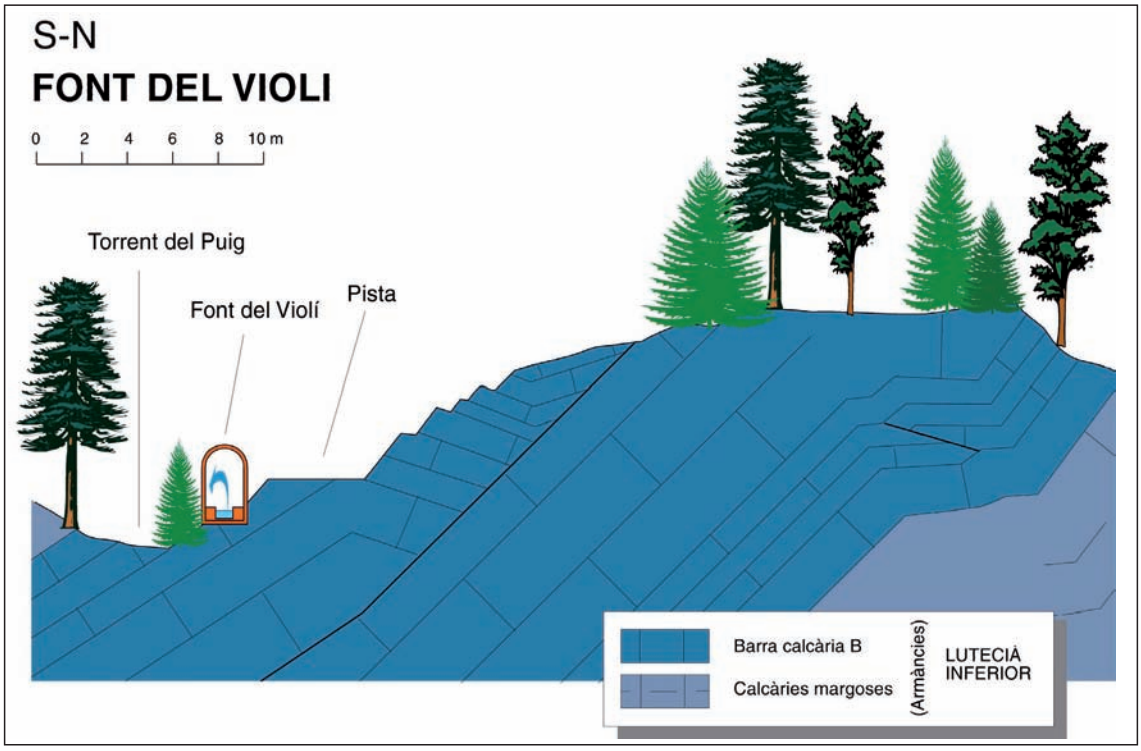


Figura 115: Detall de la geometria de l'estructura geològica de la Font del Violí.

Aigua amunt del pont del Molí, a uns 0.5 km, hi ha el Bullidor de Sant Esteve (figures 116 i 117) i a 1.1 km hi ha l'Adou del Bastareny (figures 118 i 119). Aigua amunt de l'Adou, just fins la confluència dels torrents de Murcurols i la Muga, es distribueixen els diferents sobreeixidors (figura 120).

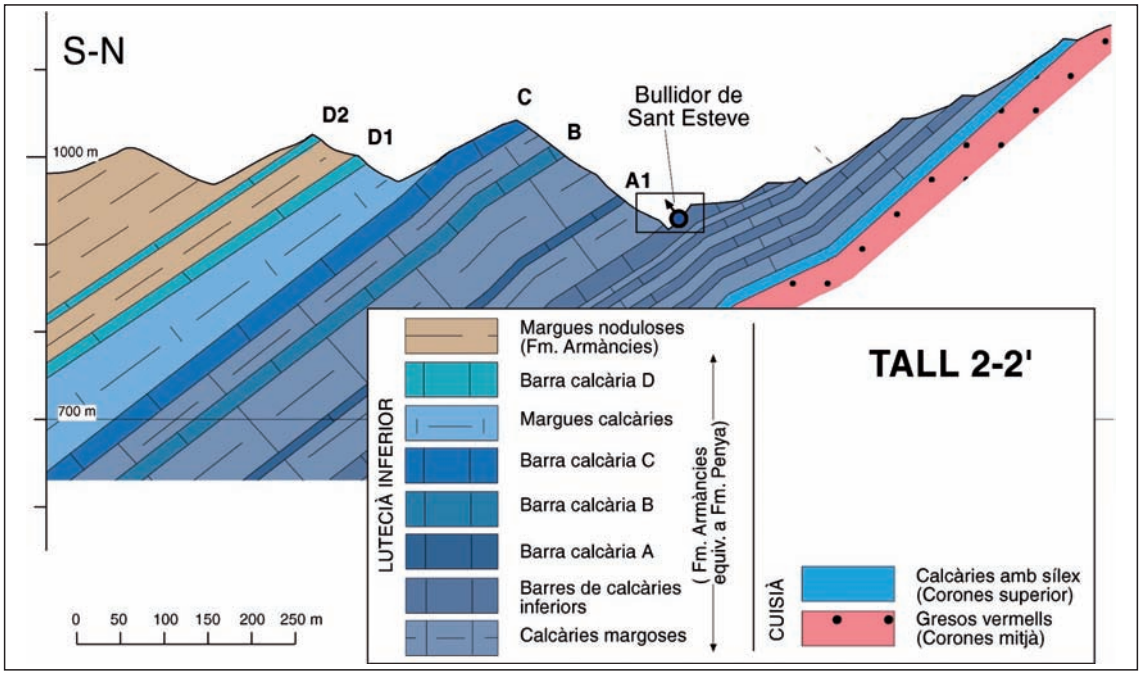


Figura 116: Situació geològica del Bullidor de Sant Esteve.

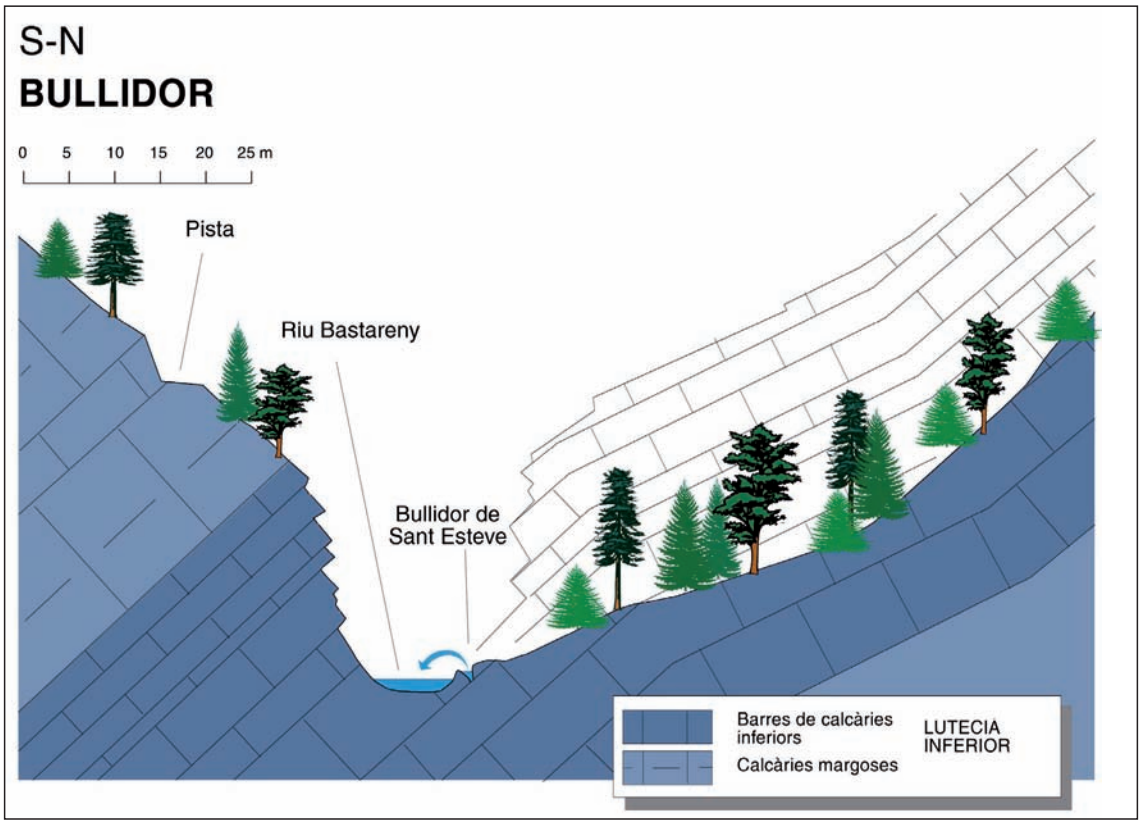


Figura 117: Detall de l'estructura geològica i de la situació del Bullidor de Sant Esteve.

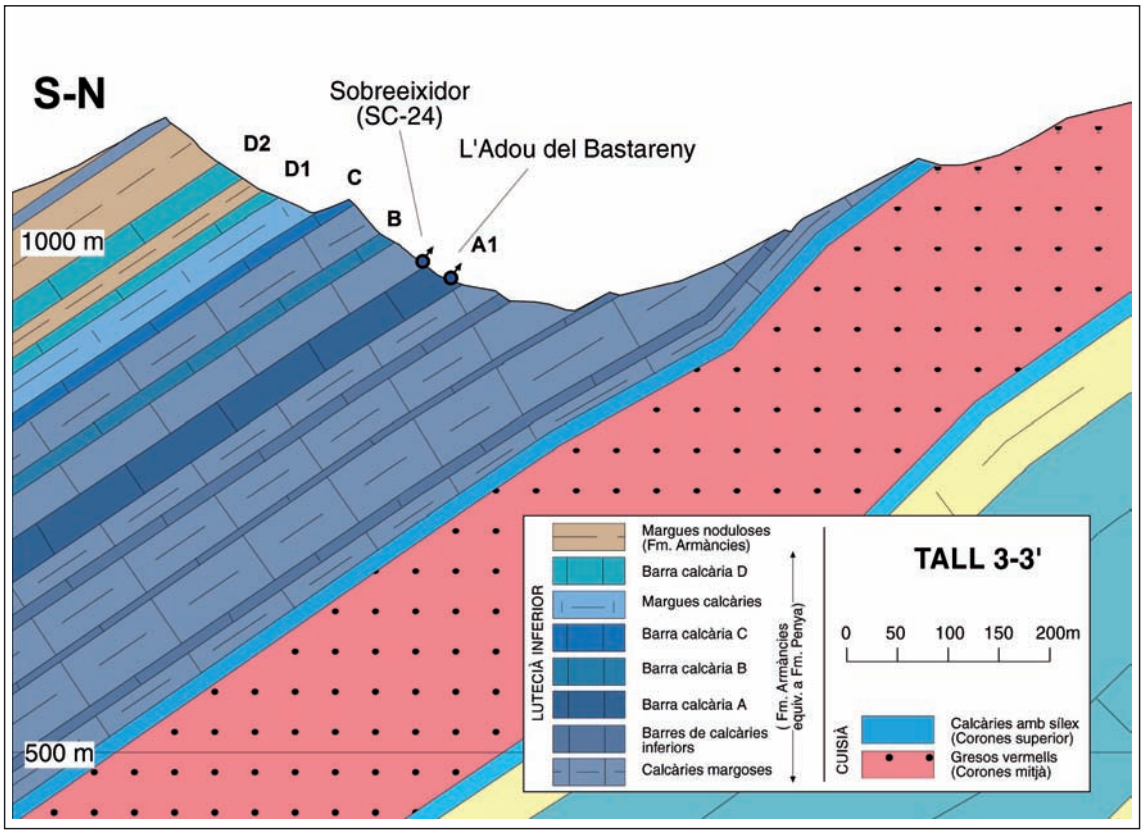


Figura 118: Situació geològica general de l'Adou del Bastareny i del sobreeixidor SC-24.

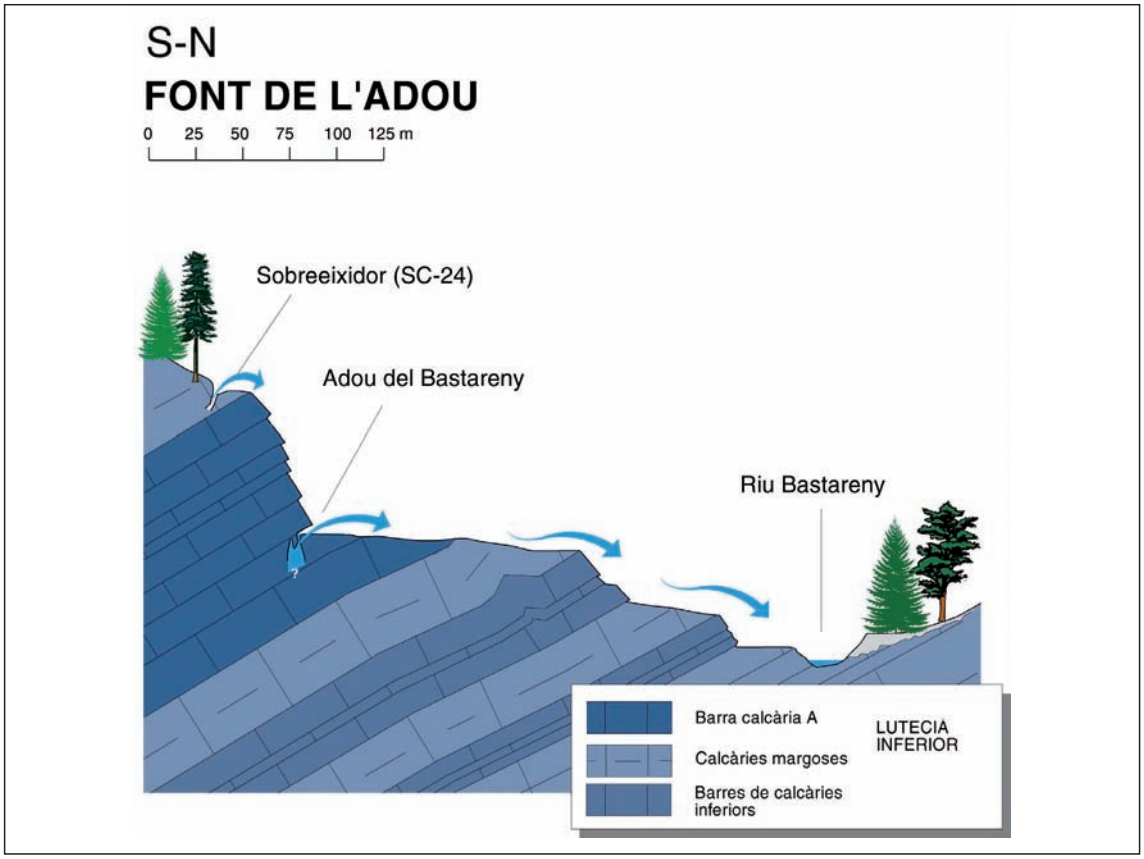


Figura 119: Detall de l'estructura geològica de l'Adou del Bastareny (i del sobreeixidor SC-24).

El sistema té dues surgències permanents importants: el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou del Bastareny, per les quals es produeix el 98% del desguàs. La Font del Violí és la tercera surgència permanent, però des del punt de vista hidrològic i hidrodinàmic té una significació molt inferior a les altres dues. La font de Violí és la que es troba a menor cota, però estratigràficament s'ubica a un nivell superior que el del Bullidor de Sant Esteve.

El Bullidor de Sant Esteve és definit per una agrupació de nombrosos punts de descàrrega situats a la mateixa llera del Bastareny (figures 116 i 117) i és, en certa manera, la font principal i el nivell de base del sistema. És a dir, la que assegura el desguàs de la zona saturada quan per l'Adou a penes surten alguns l/s. En efecte, el cabal mínim de l'Adou (0.003 m^3/s) és marcadament inferior al del Bullidor de Sant Esteve (0.309 m^3/s) (taula 36).

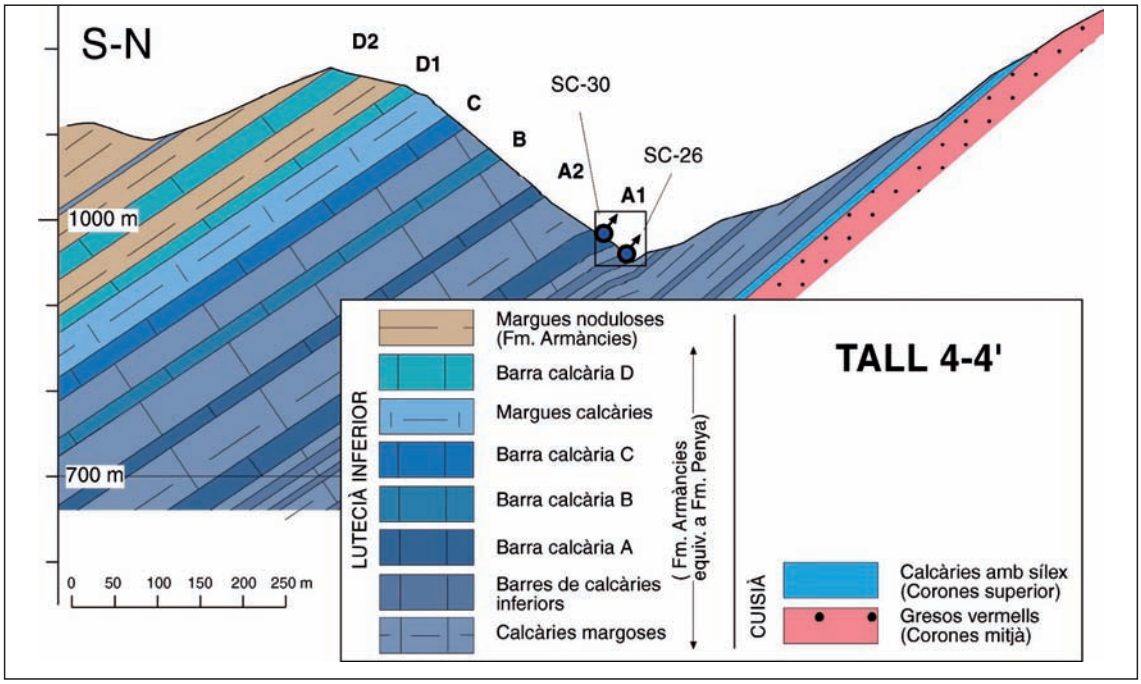


Figura 120: Situació geològica dels sobreeixidors SC-26 i SC-30.

L'Adou del Bastareny es troba en un petit afluent a la dreta del Murcurols, el qual guanya entitat a partir de l'aportació de l'Adou.

Per completar les característiques hidrològiques generals del sistema cal comentar les de la seva zona no saturada i de l'epicarst. Aquests dos subsistemes del carst del Bastareny tenen una importància i un interès considerables.

La zona no saturada o d'infiltració té un desenvolupament excepcional, amb una gruixària màxima superior als 1700 m, però en el marc d'aquest treball no s'hi han desenvolupat treballs específics.

Així mateix, com ja s'ha comentat, el desenvolupament de la morfologia càrstica superficial és notable, amb un predomini de formes de rascler i amb diversos aqüífers epicàrstics ben indicats per les fonts situades a les parts elevades del massís. En el marc del treball realitzat s'ha fet un seguiment de les característiques hidrològiques de l'aqüífer epicàrstic de la Font Tordera (2430 m) (figures 121 i 122).

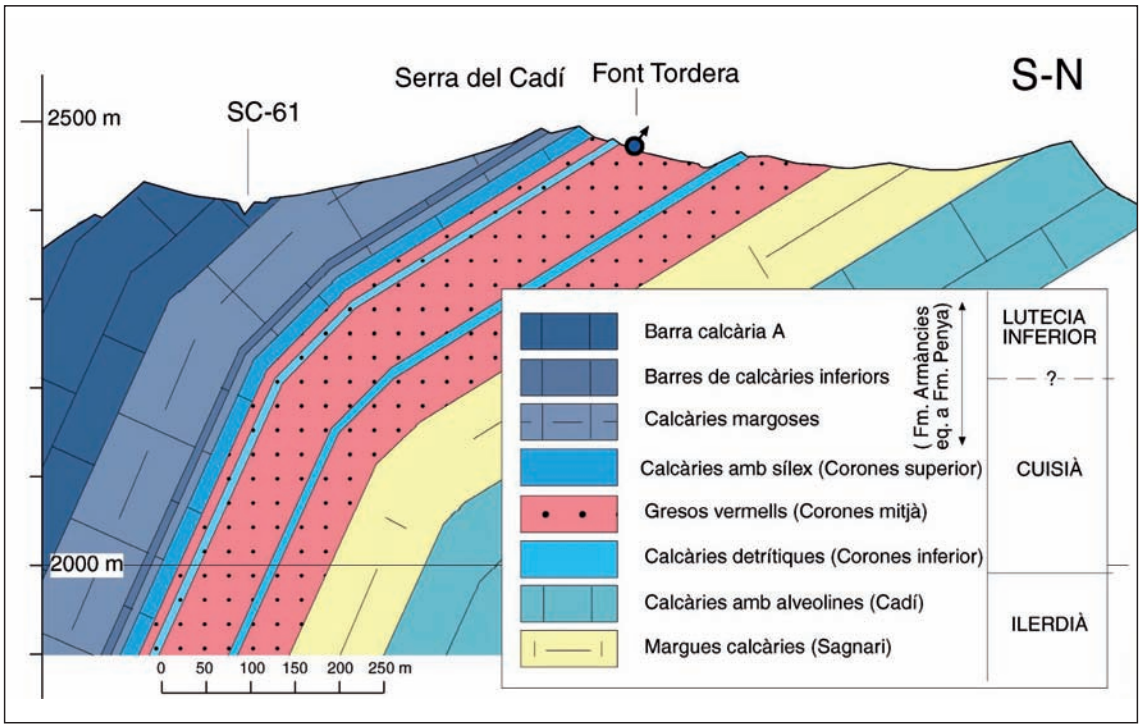


Figura 121: Situació geològica de la Font Tordera (aqüífer epicàrstic).

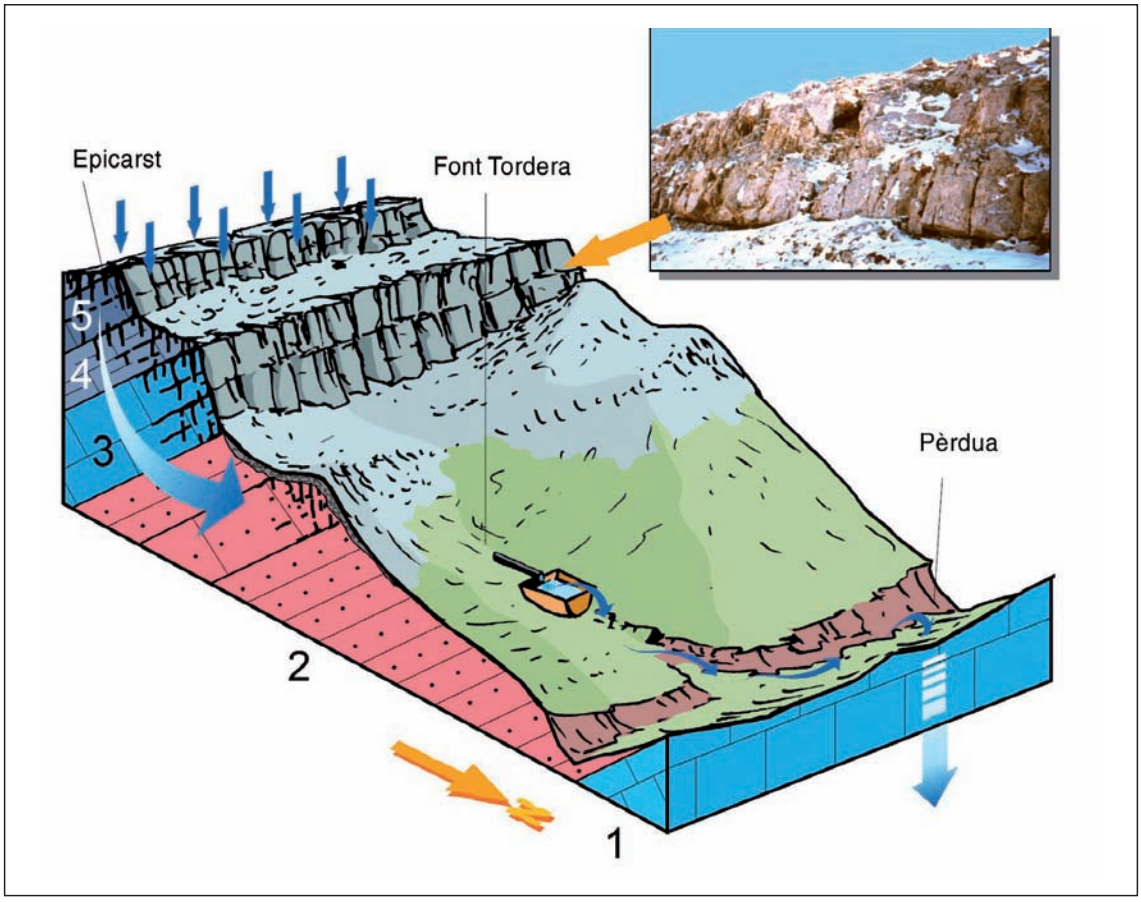


Figura 122: Detall de la geologia de Font Tordera (aqüífer epicàrstic del sistema). *1 i 3: Calcàries de la Fm Corones. 2: Gresos vermells de la Fm Corones. 4 i 5: Calcàries de la Fm Armàncies (equivalents a Fm Penya).*

A la taula 36 es dóna una síntesi de les principals característiques hidrodinàmiques dels punts d'aigua del sistema càrstic del Bastareny.

	CABAL MIG (m^3/s)	CABAL MÍNIM (m^3/s)	CABAL MÀXIM (m^3/s)	VOLUM DE TRÀNSIT (hm^3/any)
RIU BASTARENY (al Pont del Molí)	1.501	0.312	9.037	47.33
TORRENT DE MURCUROLS	0.042	0.000	1.508	1.33
ADOU DEL BASTARENY	0.808	0.003	3.141	25.48
BULLIDOR DE SANT ESTEVE	0.651	0.309*	4.678*	20.53
FONT DEL VIOLÍ	0.031	0.013	0.061	0.99
SOBREEIXIDORS (surgències temporals: SC-30..., Bulli. Llet)	----	0.00	0.90	----
TOTAL AIGUA SUBTERRÀNIA	1.465	0.312	8.78	46.19
FONT TORDERA (epicarst)	0.00021	0.00010	0.00036	0.0066

Taula 36: Característiques hidrodinàmiques del sistema de les fonts del sistema del Bastareny (= càlculs a partir de dades diàries; la resta són a partir de dades horàries, excepte la Font Tordera que ve de dades mensuals).*

El Bullidor de la Llet, sobreeixidor situat al torrent de la font del Faig, s'estima que pot aportar un cabal màxim de l'ordre de 0.3-0.4 m^3/s.

És interessant l'anàlisi de cadascuna de les aportacions que caracteritzen el sistema. Les tres aportacions permanents d'origen subterrani: Font del Violí, Bullidor de Sant Esteve i Adou del Bastareny tenen característiques ben diferenciades. La seva contrastada situació a la zona saturada fa que aportin informació, tant des del punt de vista de la hidrodinàmica com de la temperatura i la química de l'aigua, de característiques ben diferents.

De cadascun d'aquests tres punts de descàrrega es disposa de l'hidrograma i en tots ells és possible verificar l'esgotament (figures 123 a 125, taula 37). La comparació de les dades de cabal dels diferents punts i els resultats de l'anàlisi dels respectius hidrogrames indiquen que la Font del Violí té unes característiques molt particulars. A part de

ser la surgència que es troba a menys cota i més aigua avall de l'aqüífer, només aporta anualment un volum de l'ordre d'1 hm^3, és a dir, el 2% del total, i el seu volum dinàmic és solament de 0.3 hm^3. Però, a més d'aquestes característiques hidrodinàmiques, les tèrmiques i químiques també són diferents de les que presenten el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou, com es comprovarà més endavant.

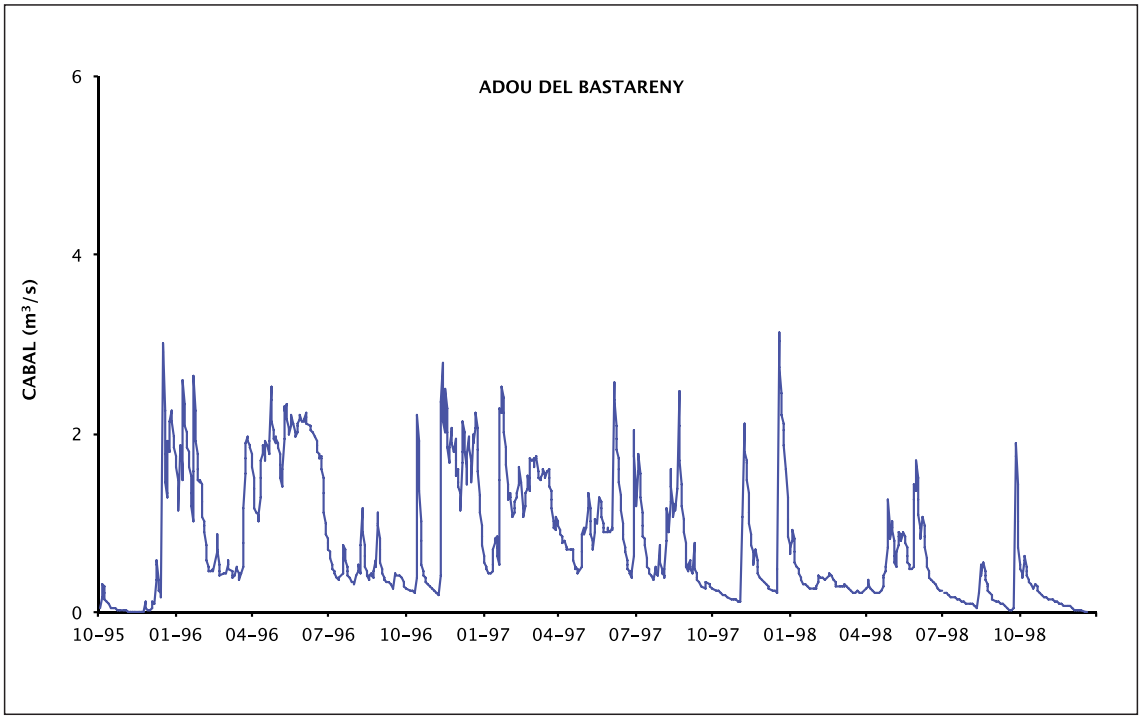


Figura 123: Hidrograma de l'Adou del Bastareny per al període octubre-95 / desembre-98.

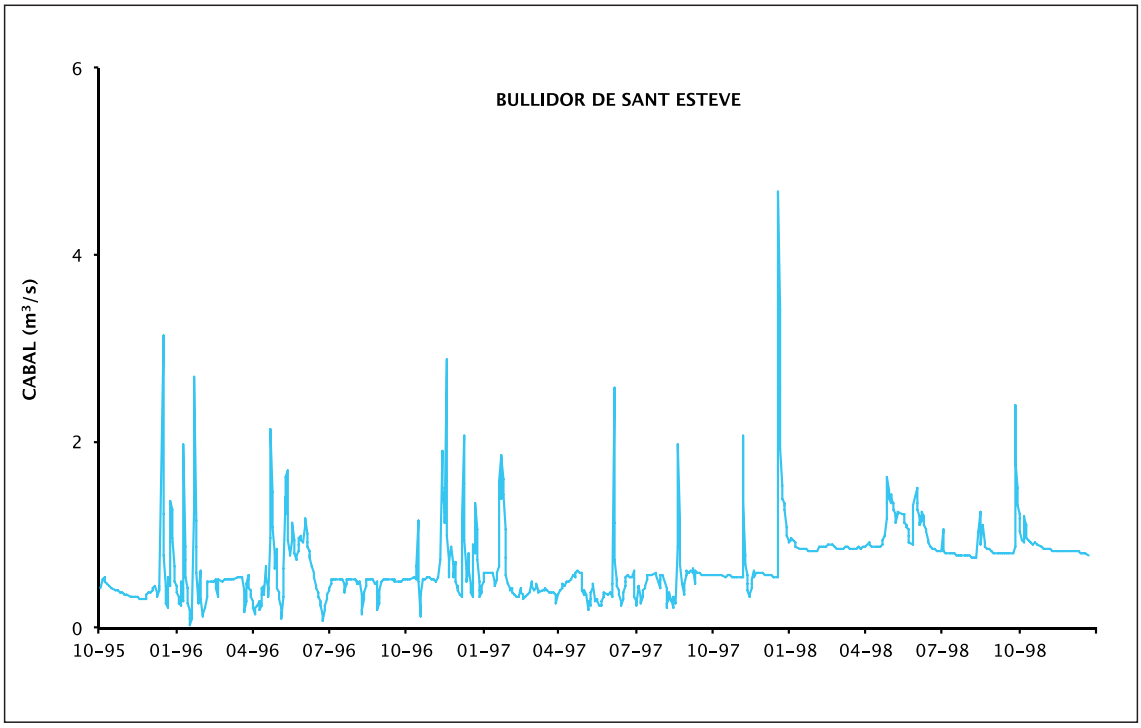


Figura 124: Hidrograma del Bullidor de Sant Esteve per al període octubre-95 / desembre-98.

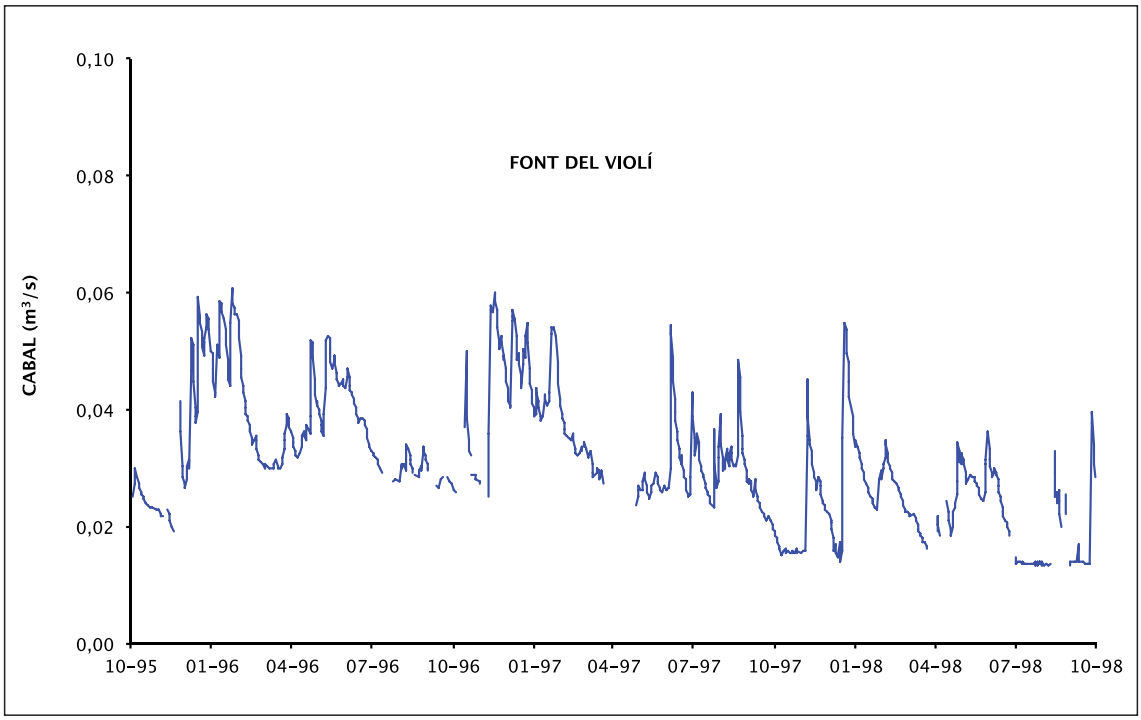


Figura 125: Hidrograma de la Font del Violí per al període octubre-95 / desembre-98.

3.3.2.3.2 Volum dinàmic i volum de trànsit

Les dues surgències més importants del sistema són el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou. El Bullidor és el punt més important situat a la part d'aigua avall de la zona saturada i l'Adou és el més important situat a la part d'aigua amunt d'aquesta.

El volum de trànsit anual d'aigua subterrània del sistema és de 46.19 hm^3, dels quals un 55% corresponen a l'Adou i un 44% al Bullidor de Sant Esteve.

És interessant remarcar que el Bullidor, pròpiament font principal del sistema, té un cabal màxim de 4.678 m^3/s, molt superior als cabals màxims de la resta de fonts, però la seva aportació, de 20.53 hm^3, és significativament inferior a la de l'Adou, que és de 25.48 hm^3. El cabal màxim de l'Adou és de 3.141 m^3/s.

Aquestes dades són perfectament explicables donada la situació de l'Adou a la part d'aigua amunt de la zona saturada i amb una influència més evident de les aigües d'escorrentiu subterrani i, en general, de la infiltració ràpida, que formarien part de l'estructura de drenatge de la zona de transició de la zona no saturada a la zona inundada.

El tipus de comportament hidrodinàmic del Bullidor i l'Adou fa pensar que existeix una discontinuïtat entre l'estructura càrstica del bloc drenat per l'Adou i el drenat pel Bullidor i encara que és necessari un major aprofundiment per a poder precisar-ho, la part d'aigua amunt drenada per l'Adou presenta el drenatge més desenvolupat.

Aquests resultats confirmen que el Bullidor constitueix el nivell de base actual del sistema i que drena la major part de la zona saturada, mentre que l'Adou (uns 60 m per sobre) estaria més connectada a la part d'aigua amunt d'aquesta zona saturada, per tant, l'escolament de la part d'aigua amunt (zona d'infiltració i escorrentia subterrània) tindria un paper més influent en aquesta surgència.

Encara que solament es tracti d'una aproximació és possible fer una estimació dels volums dinàmics de cadascuna de les surgències permanents. El volum dinàmic calculat pel Bullidor és de l'ordre de 10 hm^3, mentre que a l'Adou, que té un esgotament amb cabals molt baixos (alguns l/s), és només de 0.99 hm^3 i el volum dinàmic estimat per a la Font del Violí, que es produeix també amb cabals molt baixos, és de 0.3 hm^3.

	VOLUM DINÀMIC (hm^3)	VOLUM DE TRÀNSIT (hm^3/any)
ADOU	0.99	25.5
BULLIDOR	>10	20.7
VIOLÍ	0.300	1.0
TORDERA	0.003	0.0066

Taula 37: Resultats dels càlculs dels volums de trànsit i dinàmic.

Aquestes diferències entre les surgències demostren que el sistema càrstic del Bastareny té una estructura heterogènia i complexa, i un funcionament complex, malgrat el caràcter moderat de la carstificació.

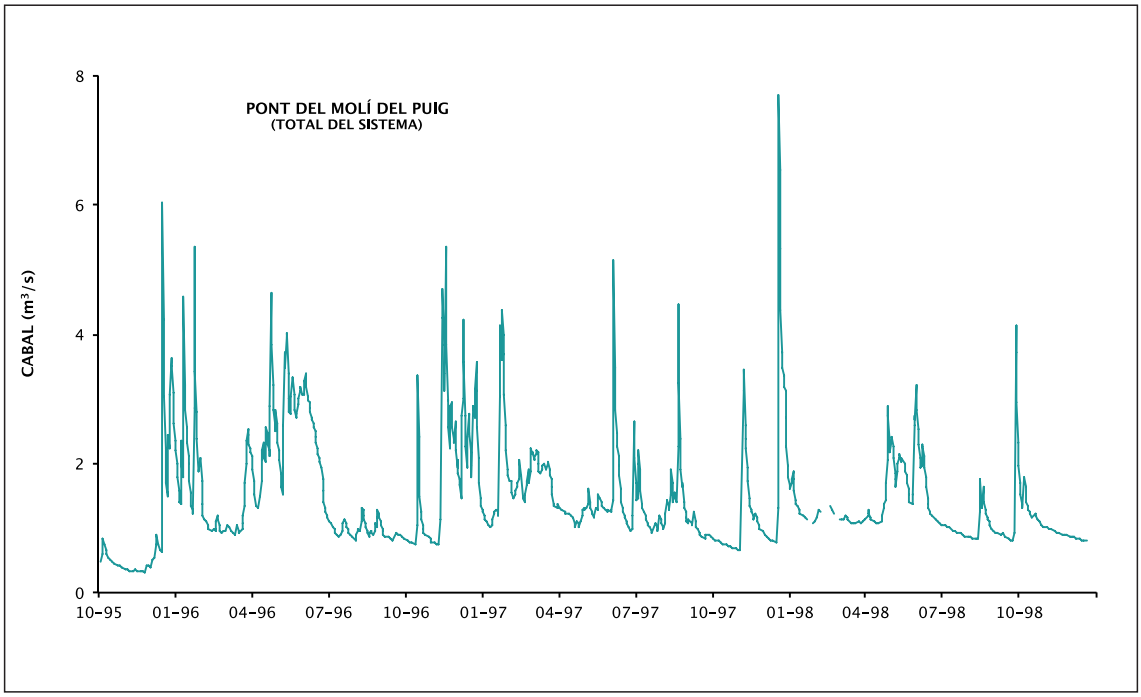


Figura 126: Hidrograma de l'aportació total del sistema al Pont del Molí del Puig per al període octubre-95 / desembre-98.

L'anàlisi dels cabals classificats (Mangin, 1971 a, 1975 a; Ramoneda et al., 1999) posa de manifest que l'entrada en funcionament dels sobreeixidors únicament es reflecteix a l'Adou (al Bullidor i al Violí no és així) a partir d'un cabal d'uns 1.8 m^3/s. Observacions de camp demostren que el sobreeixidor SC-30 acostuma a entrar en funcionament a

partir d'un cabal a l'Adou de prop de 2.0 m^3/s. Aquest funcionament és conseqüència de la situació de l'Adou a la part d'aigua amunt de la zona saturada i en el límit a partir del qual es desenvolupen els sobreeixidors.

L'anàlisi de l'hidrograma total del sistema al pont del Molí (un cop restades totes les aportacions superficials) demostra que l'aportació total del sistema és molt significativa: 46.2 hm^3, amb un volum de reserves dinàmiques molt important: 11.4 hm^3. Els resultats de l'anàlisi de l'hidrograma total i dels hidrogrames de cadascuna de les diferents aportacions d'aigua subterrània indiquen el caràcter més aviat complex del funcionament i l'estructura del sistema (figures 126 i 127, taula 38).

CABAL MITJÀ (m^3/s)	CABAL MÍNIM (m^3/s)	CABAL MÀXIM (m^3/s)	VOLUM DE TRÀNSIT (hm^3/any)	COEFICIENT D'ESGOTAMENT (α)	VOLUM DINÀMIC (hm^3)	k	COEFICIENT D'HETEROGENEÏTAT (ε)	i
1.465	0.312	8.78*	46.2	0.0098	11.4	0.25	0.566	0.42

Taula 38: Característiques hidrodinàmiques globals al Pont del Molí del Puig (un cop restades les aportacions superficials) del sistema de les Fonts del Bastareny. (*) Cabal màxim: fonts permanents + sobreeixidors.

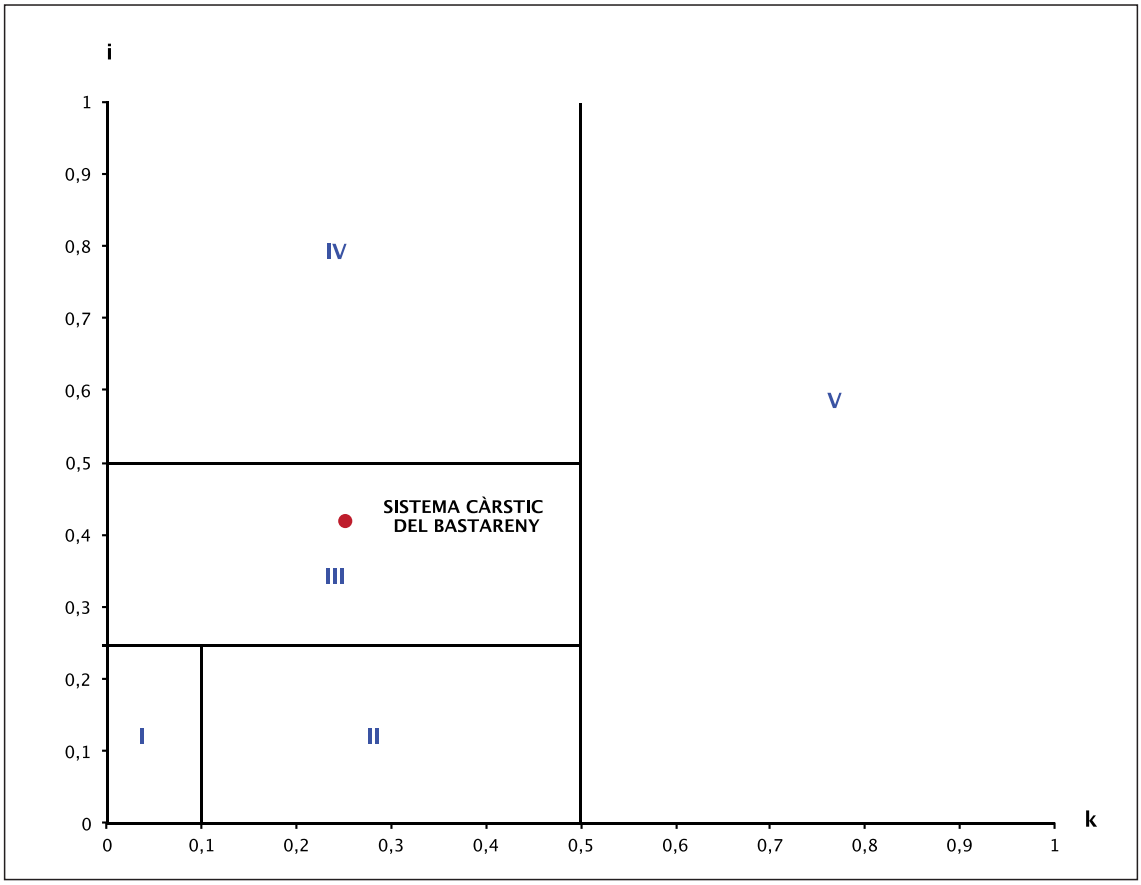


Figura 127: Classificació del sistema de les Fonts del Bastareny segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a).

3.3.2.3.3 Correlograma i espectre

L'anàlisi de sèries temporals permet caracteritzar el funcionament hidrodinàmic del sistema. La funció d'entrada considerada ha estat la precipitació al coll de la Bena, mentre que la de sortida ha estat el cabal total d'aigua subterrània. S'han utilitzat les dades diàries de dos cicles hidrològics (figura 128).

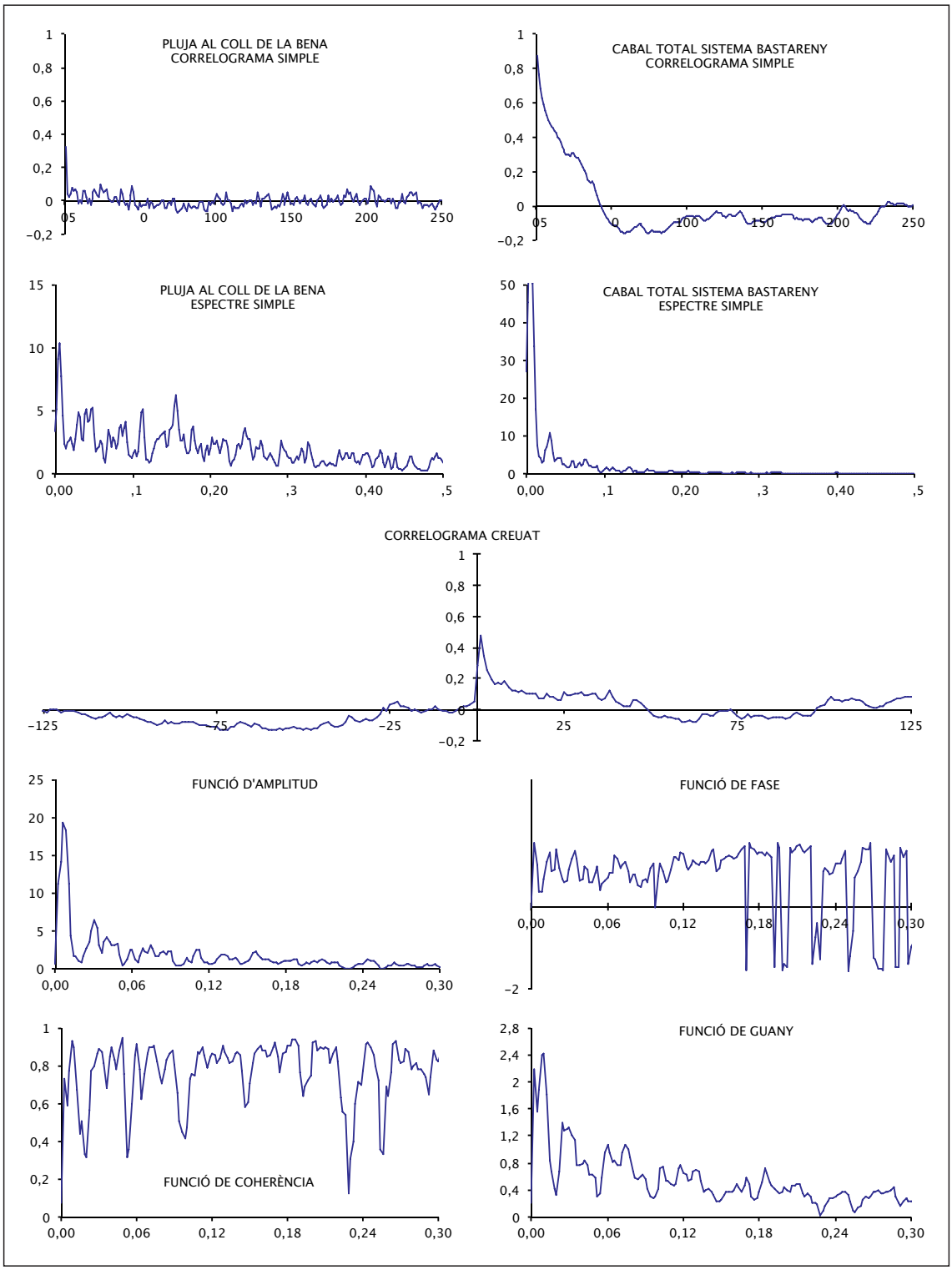


Figura 128: Anàlisi de sèries temporals per a les dades de pluja al coll de la Bena i cabal del sistema de les Fonts del Bastareny.

En el període estudiat, la funció d'entrada no presenta cap tendència ni periodicitat clares, la qual cosa permet considerar-la com una funció aleatòria.

El correlograma del cabal de sortida indica que el sistema té una memòria (r = 0.2) d'uns 33 dies. La funció de densitat espectral dóna un rang espectral estret (freqüència de truncació = 0.11) i un temps de regulació d'uns 32 dies. Tot plegat porta a considerar el sistema del Bastareny com a moderadament carstificat.

El correlograma creuat estableix la relació entre l'entrada i la sortida del sistema. S'obté una correlació màxima de 0.47 amb un retard entre el senyal d'entrada i el de sortida inferior a 1 dia. Fins a 38 dies encara hi ha una certa correlació.

3.3.2.4 Hidrogeotèrmia

3.3.2.4.1 Introducció

A la taula 39 es dóna la informació bàsica en relació a la temperatura de l'aigua de les surgències permanents del sistema a partir de les dades diàries de tres cicles hidrològics (01.10.1995 / 30.09.1998). Les tres surgències permanents –Adou, Bullidor i Violí– presenten poques diferències quant a la temperatura mitjana a la qual surt l'aigua; únicament destacar que a l'Adou (la que està a una cota superior) és on l'aigua, de mitjana, és més freda. On sí que hi ha diferències remarcables és en la variabilitat dels valors de temperatura al llarg dels tres cicles: a l'Adou el rang de variació (diferència entre el valor màxim i el mínim) és de 3.3 ºC, al Bullidor és de 2.4 ºC, mentre que al Violí és d'1.3 ºC. Aquestes diferències són indicatives que les surgències, tot i pertànyer al mateix sistema, drenen parts de característiques diferents: que tenen una carstificació diferent i una significació espacial diferent en l'estructura de l'aqüífer, particularment en relació amb l'estructura de drenatge i amb la zona saturada. Així, l'Adou té relació amb una part de la zona saturada situada més aigua amunt que el Bullidor de Sant Esteve. Així mateix, l'Adou té una relació més estreta o més directa amb l'estructura de drenatge de l'aqüífer. En definitiva, la informació tèrmica aportada per l'Adou indica o evidencia que drena una estructura de l'aqüífer comparativament més carstificada que no pas el Bullidor i, òbviament, que el Violí (graus de carstificació diferents). És interessant ressaltar la disminució de l'amplitud o rang en les diferents fonts: Adou , Bullidor i Violí, aigua avall de l'aqüífer.

	TEMPERATURA DE L'AIGUA (ºC)					
	MITJANA	**DESVIACIÓ**	**MÍNIM**	**MÀXIM**	**RANG**	**NOMBRE OBSERVACIONS**
ADOU	9.49	0.63	7.8	11.1	3.3	1095
BULLIDOR	9.66	0.49	8.5	10.9	2.4	1050
VIOLÍ	9.56	0.26	8.9	10.2	1.3	1096
TORDERA	3.5	0.74	2.4	4.7	2.3	10

Taula 39: Temperatura de l'aigua a les surgències permanents del sistema de les Fonts del Bastareny. Les dades de l'Adou, Bullidor i Violí provenen d'estacions automàtiques (mitjanes diàries per al període 01.10.95 / 30.09.98). Les dades de la Font Tordera provenen de mostrejos mensuals efectuats entre el 19.06.96 i el 17.07.97.

Del Bullidor de la Llet només es disposa de dades puntuals, però força interessants. Aquest trop-plein, en situació de crescuda i amb els cabals més elevats (0.3-0.4 m^3/s), dóna una temperatura de 10.8 ºC, indicant la implicació d'aigües d'origen profund en la descàrrega, les quals són aportades per l'estructura càrstica inundada que es desenvolupa en un nivell estratigràficament inferior a la Fm Corones, és a dir, a les calcàries i margocalcàries de les formacions Cadí i Sagnari.

3.3.2.4.2 Distribució de freqüències

La distribució de freqüències d'aquests valors de temperatura reflecteix clarament aquestes diferències (figura 129). És interessant destacar que la major variabilitat observada a l'Adou comporta que sigui en aquesta font on s'han enregistrat els valors mínims i màxims de temperatura de la zona de surgències.

La temperatura mesurada a la Font Tordera (mitjana de 3.5 ºC), a 2430 m de cota, comporta que el gradient altitudinal de temperatura se situï al voltant dels 0.4 ºC/100 m.

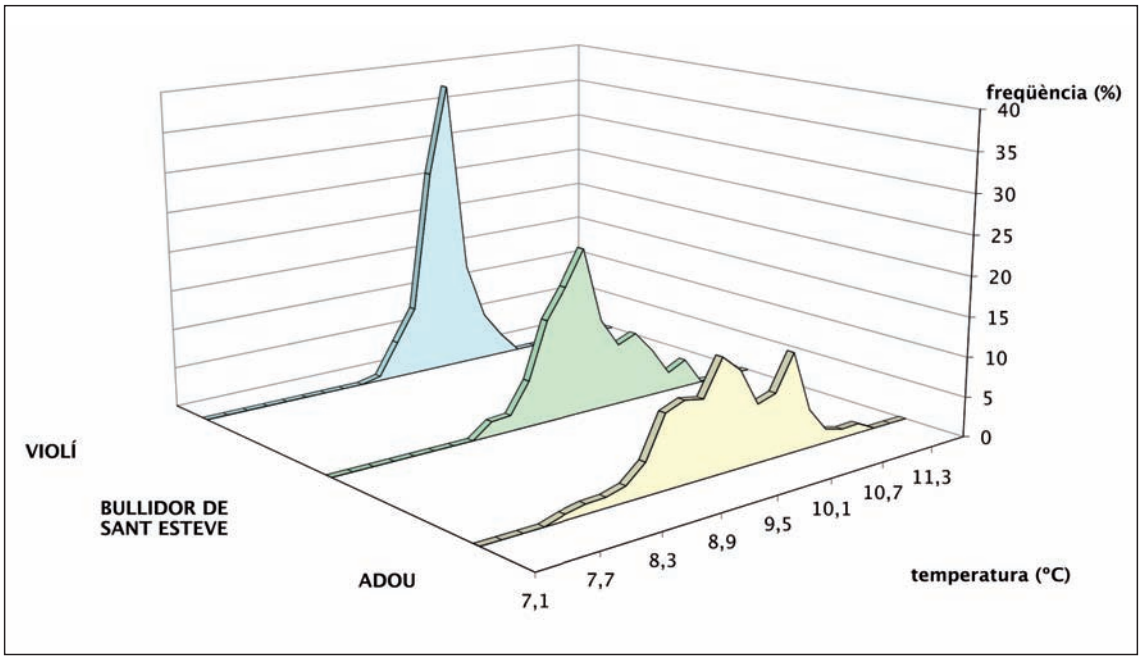


Figura 129: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua de les Fonts del Bastareny.

3.3.2.5 Hidrogeoquímica

3.3.2.5.1 Ions majoritaris

Totes les surgències del sistema càrstic del Bastareny aporten aigües bicarbonatades càlciques relativament poc mineralitzades (taula 40). L'Adou, en relació al Bullidor i al Violí, es caracteritza per valors més baixos de sulfats. Aquestes diferències es fan molt més aparents en comparar els valors màxims (els quals corresponen a moments d'aigües altes), sent a la Font del Violí on es mesuren les aigües més mineralitzades com a conseqüència, sobretot, de concentracions de sulfats significativament més altes. Això posa de manifest una major influència en aquesta font d'aigües que han circulat per materials evaporítics molt solubles (guixos del Keuper). La Font Tordera (epicarst) es caracteritza per concentracions molt bai-

xes de sulfats i relativament altes (en comparació amb la resta de surgències) de magnesi. Clorurs i sodi tenen tendència a ser inferiors que a les fonts principals del sistema.

		PLUJA (n = 17)	ADOU (n = 51)	BULLIDOR (n = 48)	VIOLÍ (n = 51)	TORDERA (n = 10)
CONDUCTIVITAT (μScm^{-1} a 20ºC)	**mitjana**	22	249	276	302	252
	desviació	10.1	33.0	42.4	71.3	14.3
	mínim	8	191	205	207	218
	màxim	39	297	372	488	267
pH	**mitjana**	5.23	7.92	7.89	7.87	8.04
	desviació	4.90	0.17	0.16	0.19	0.30
	mínim	4.40	7.66	7.62	7.58	7.60
	màxim	8.60	8.25	8.25	8.42	8.57
CALCI (mgl-1)	**mitjana**	1.7	51.4	54.0	58.4	42.6
	desviació	1.2	8.10	8.86	13.08	3.32
	mínim	0.5	37.3	39.5	39.2	36.0
	màxim	5.3	65.5	71.8	86.5	47.0
MAGNESI (mgl-1)	**mitjana**	0.2	5.0	6.3	7.6	11.5
	desviació	0.1	1.84	2.39	3.09	1.13
	mínim	0.0	2.8	3.5	3.8	8.8
	màxim	0.5	10.5	13.3	16.0	12.5
SODI (mgl-1)	**mitjana**	1.2	1.2	1.6	1.8	0.7
	desviació	1.0	0.76	0.62	0.70	0.31
	mínim	0.2	0.3	0.7	0.5	0.3
	màxim	3.2	3.4	3.3	3.6	1.2
POTASSI (mgl-1)	**mitjana**	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3
	desviació	0.2	0.06	0.09	0.14	0.08
	mínim	0.0	0.2	0.2	0.2	0.3
	màxim	1.0	0.5	0.6	0.8	0.5
BICARBONATS (mgl-1)	**mitjana**	2.1	170.0	170.9	184.0	194.3
	desviació	1.3	23.7	26.1	34.7	14.99
	mínim	0.2	131.5	134.4	136.9	163.7
	màxim	4.6	212.5	226.9	263.5	213.7
SULFATS (mgl-1)	**mitjana**	4.2	10.3	22.9	28.6	3.4
	desviació	2.5	3.23	7.63	16.34	0.95
	mínim	0.3	4.8	6.7	12.3	1.3
	màxim	8.3	17.9	48.4	86.5	4.4
CLORURS (mgl-1)	**mitjana**	1.0	1.7	2.2	1.9	0.8
	desviació	0.5	0.74	0.75	0.90	0.17
	mínim	0.5	0.6	0.9	0.9	0.6
	màxim	2.4	4.0	4.6	5.0	1.0
NITRATS (mgl-1)	**mitjana**	2.8	1.1	1.2	1.1	0.0
	desviació	1.7	0.47	0.60	0.54	0.07
	mínim	0.7	0.2	0.3	0.4	0.0
	màxim	6.3	2.4	3.8	3.2	0.2
pCO^2 (%)	**mitjana**		0.183	0.192	0.220	0.158
	desviació		0.078	0.079	0.100	0.108
	mínim		0.060	0.060	0.050	0.040
	màxim		0.330	0.380	0.460	0.390
ΔpH	**mitjana**		0.20	0.19	0.21	0.21
	desviació		0.15	0.16	0.17	0.34
	mínim		-0.08	-0.08	-0.16	-0.17
	màxim		0.58	0.50	0.61	0.74

Taula 40: Característiques hidrogeoquímiques bàsiques de l'aigua de pluja i de les Fonts del Bastareny. Mitjana de dos anys de dades quinzenals.

Característiques del sobreeixidor SC-30:

Uns 700 m aigua amunt del pont del Bastareny, sota l'Adou, per la llera del torrent de Murcurols s'arriba al punt on el sobreeixidor SC-30 desguassa (vegeu figura 120, taula 41).

SC-30	MITJANA	MÍNIM	MÀXIM	RANG
CABAL (m^3/s)		0.00	0.50	0.50
TEMPERATURA (ºC)	9.25	9.1	9.5	0.4
CONDUCTIVITAT (μScm^{-1} a 20ºC)	282	237	346	109
pH	8.23	7.98	8.69	0.71
CALCI (mgl^{-1})	56.7	48.2	75.4	27.2
MAGNESI (mgl^{-1})	5.1	4.8	5.6	0.8
BICARBONATS (mgl^{-1})	177.8	154.3	230.6	76.3
SULFATS (mgl^{-1})	18.5	16.5	20.2	3.7
pCO_2 (%)	0.110	0.070	0.150	0.080

Taula 41: Característiques fisicoquímiques del sobreeixidor SC-30.

3.3.2.5.2 Elements traça

A l'aigua de pluja, els únics elements traça amb concentracions apreciables en relació amb l'aigua de les surgències són bor, vanadi, manganès i rubidi (taula 42). Bor i manganès són abundants en aerosols, dels quals una fracció important és dissolta.

Els valors mitjans dels diferents elements traça analitzats a les surgències del sistema càrstic del Bastareny (taula 42) posen de manifest que l'aigua de la Font del Violí dóna concentracions més altes en liti, bor i estronci que el Bullidor i l'Adou, sobretot a la vista dels valors màxims, els quals s'assoleixen en moments de crescuda. Aquests tres elements són característics de formacions triàsiques (Keuper), la qual cosa torna a posar de manifest una major implicació d'aquests nivells (bàsicament guixos i argiles) i incidència en les aigües drenades per la Font del Violí.

L'aigua de la Font Tordera (epicarst) es caracteritza per les elevades concentracions de bari i pels baixos nivells d'estronci.

En el conjunt o bloc d'elements traça analitzats en el diferents punts d'aigua del sistema càrstic del Bastareny n'hi ha que haurien de considerar-se com a minoritaris (Sr, Mn i Ba) (Freixes et al., 1997).

		PLUJA (n = 8)	ADOU (n = 30)	BULLIDOR (n = 28)	VIOLÍ (n = 30)	TORDERA (n = 8)
Li 7 (ppb)	**mitjana**	0.10	0.81	1.17	1.89	0.98
	desviació	0.04	0.15	0.24	0.95	1.31
	mínim	0.06	0.56	0.80	0.66	0.38
	màxim	0.13	1.11	1.87	4.45	4.23
B 11 (ppb)	**mitjana**	3.55	2.65	4.20	7.98	2.10
	desviació	1.26	0.77	1.65	5.06	0.25
	mínim	1.91	1.97	2.61	2.45	1.88
	màxim	4.81	4.86	9.50	20.54	2.46
Sc 45 (ppb)	**mitjana**	0.05	0.85	0.86	1.01	1.24
	desviació	0.01	0.29	0.32	0.53	1.19
	mínim	0.04	0.42	0.45	0.49	0.53
	màxim	0.10	1.43	1.61	2.43	3.60
V 51 (ppb)	**mitjana**	0.62	0.53	0.53	0.51	0.44
	desviació	0.31	0.09	0.09	0.09	0.64
	mínim	0.10	0.36	0.38	0.35	0.16
	màxim	0.98	0.70	0.71	0.71	1.75
Mn 55 (ppb)	**mitjana**	5.24	0.44	0.34	0.31	0.69
	desviació	2.50	0.10	0.16	0.12	0.19
	mínim	2.48	0.35	0.18	0.11	0.57
	màxim	7.34	0.54	0.65	0.52	0.91
Co 59 (ppb)	**mitjana**	0.08	0.19	0.20	0.22	0.16
	desviació	0.04	0.03	0.04	0.06	0.02
	mínim	0.04	0.14	0.15	0.14	0.13
	màxim	0.11	0.25	0.27	0.35	0.19
Rb 85 (ppb)	**mitjana**	0.43	0.20	0.23	0.26	0.36
	desviació	0.27	0.04	0.06	0.07	0.39
	mínim	0.18	0.14	0.14	0.14	0.17
	màxim	0.72	0.30	0.36	0.43	1.23
Sr 86 (ppb)	**mitjana**	4.8	489.2	631.7	848.7	62.8
	desviació	2.6	119.9	126.5	381.7	4.0
	mínim	1.1	294.3	401.8	338.1	55.0
	màxim	8.3	703.3	860.3	1887.5	68.2
Mo 95 (ppb)	**mitjana**	0.10	0.49	0.52	0.54	
	desviació	0.02	0.12	0.12	0.16	
	mínim	0.08	0.33	0.38	0.35	
	màxim	0.12	0.62	0.73	0.89	
Ba 138 (ppb)	**mitjana**	1.82	7.20	8.40	10.35	60.67
	desviació	1.16	1.45	1.74	3.33	7.53
	mínim	0.84	4.00	4.73	4.20	47.06
	màxim	3.46	11.17	12.31	17.16	68.86
U 238 (ppb)	**mitjana**	0.01	0.48	0.52	0.55	0.25
	desviació	0.00	0.08	0.08	0.12	0.02
	mínim	0.01	0.30	0.34	0.30	0.22
	màxim	0.01	0.62	0.69	0.88	0.28

Taula 42: Elements traça a l'aigua de pluja i a les Fonts del Bastareny. Mitjana d'un any de dades quinzenals.

Elements traça al sobreeixidor SC-30:

Les concentracions al sobreeixidor SC-30 són perfectament comparables a les de l'Adou i del Bullidor de Sant Esteve (taula 43).

SC-3O	MITJANA	MÍNIM	MÀXIM	RANG
Li 7 (ppb)	1.24	1.06	1.47	0.41
B 11 (ppb)	6.75	4.17	9.38	5.21
V 51 (ppb)	0.52	0.42	0.63	0.21
Sr 86 (ppb)	747.8	662.2	887.3	225.1
Ba 138 (ppb)	8.44	6.97	9.76	2.79
U 238 (ppb)	0.51	0.42	0.55	0.13

Taula 43: Elements traça del sobreeixidor SC-30.

3.3.2.5.3 Distribució de freqüències

L'anàlisi de la variabilitat de la hidrogeoquímica en els diferents punts de sortida del sistema també pot aportar informació interessant, de la mateixa manera que succeeix amb la temperatura de l'aigua. Amb les dades disponibles, una bona representació gràfica de la variabilitat s'aconsegueix amb les distribucions de freqüències. En aquest cas els paràmetres hidrogeoquímics utilitzats han estat la conductivitat i els bicarbonats (figures 130 i 131).

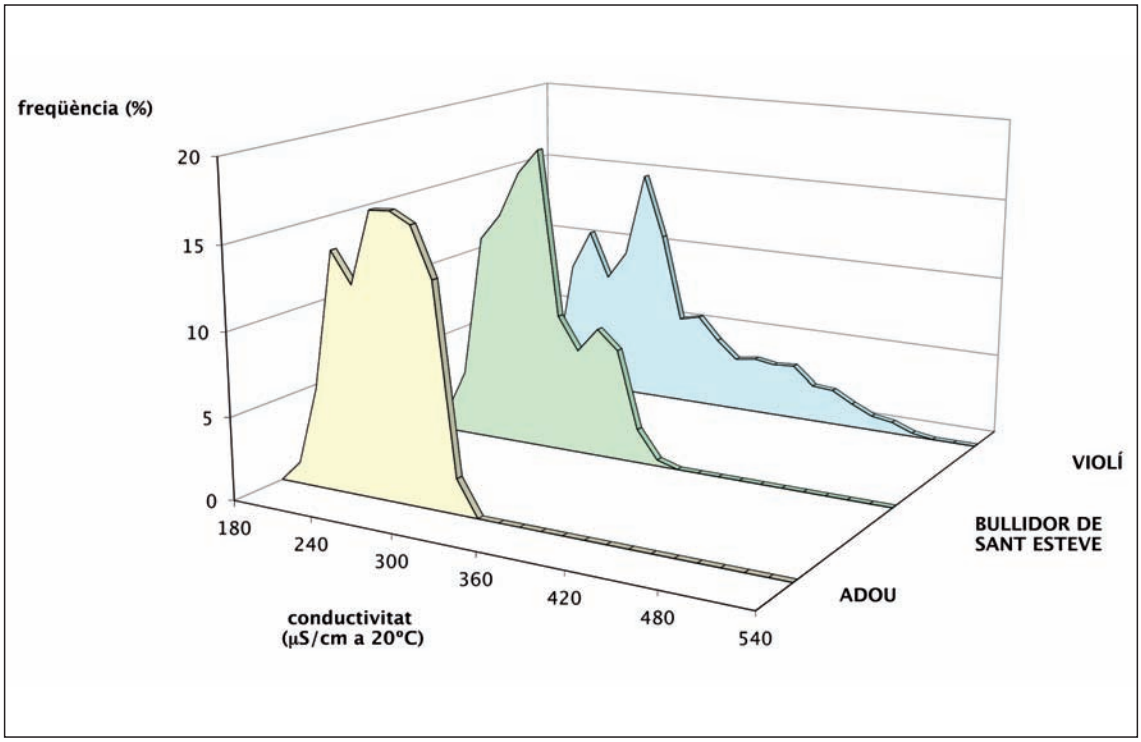


Figura 130: Distribució de freqüències de la conductivitat a les Fonts del Bastareny.

La distribució de freqüències de la conductivitat posa de manifest que a la Font del Violí la variabilitat és clarament superior que a la resta de surgències del sistema. Al Bullidor també s'aprecia una major variabilitat que a l'Adou. Tant en un cas com en l'altre, la distribució presenta una major extensió de les cues corresponents als valors alts de conductivitat. Les anàlisis químiques demostren que aquests valors van lligats a concentracions de sulfats altes (origen en nivells de guixos). Per tant, en aquest cas, si bé la variabilitat en els valors de conductivitat ens informa de l'heterogeneïtat de la conca d'alimentació del sistema, no ens permet parlar de diferents graus de carstificació.

La distribució de freqüències dels bicarbonats pretén aportar informació de l'estructura del sistema deixant de banda la influència dels nivells de guixos de la conca. La Font del Violí mostra una distribució polimodal per a un rang de valors que s'estén cap a concentracions més altes que la resta de surgències. Donat que la distribució de la temperatura en aquesta surgència és clarament unimodal, tot fa pensar que, si bé el grau de carstificació d'aquesta part de l'aqüífer deu ser baix, l'heterogeneïtat en la conca d'alimentació i l'aqüífer és suficientment alta com perquè es manifesti a la surgència. Al Bullidor i a l'Adou, per un rang de valors molt semblant (taula 40), al primer punt s'obté una distribució bimodal mentre que a l'Adou és trimodal. Sembla, per tant, que al Bullidor s'assoleix una major homogeneïtzació que a l'Adou. D'acord amb les observacions fetes a partir de la hidrodinàmica i la hidrogeotèrmia, es reforça la idea que el Bullidor de Sant Esteve és la font principal del sistema i la descàrrega més important situada aigua avall de la zona saturada, mentre que l'Adou tindria relació amb la part d'aigua amunt de la zona saturada i amb un bloc carbonàtic més carstificat i particularment amb un major desenvolupament de l'estructura de drenatge.

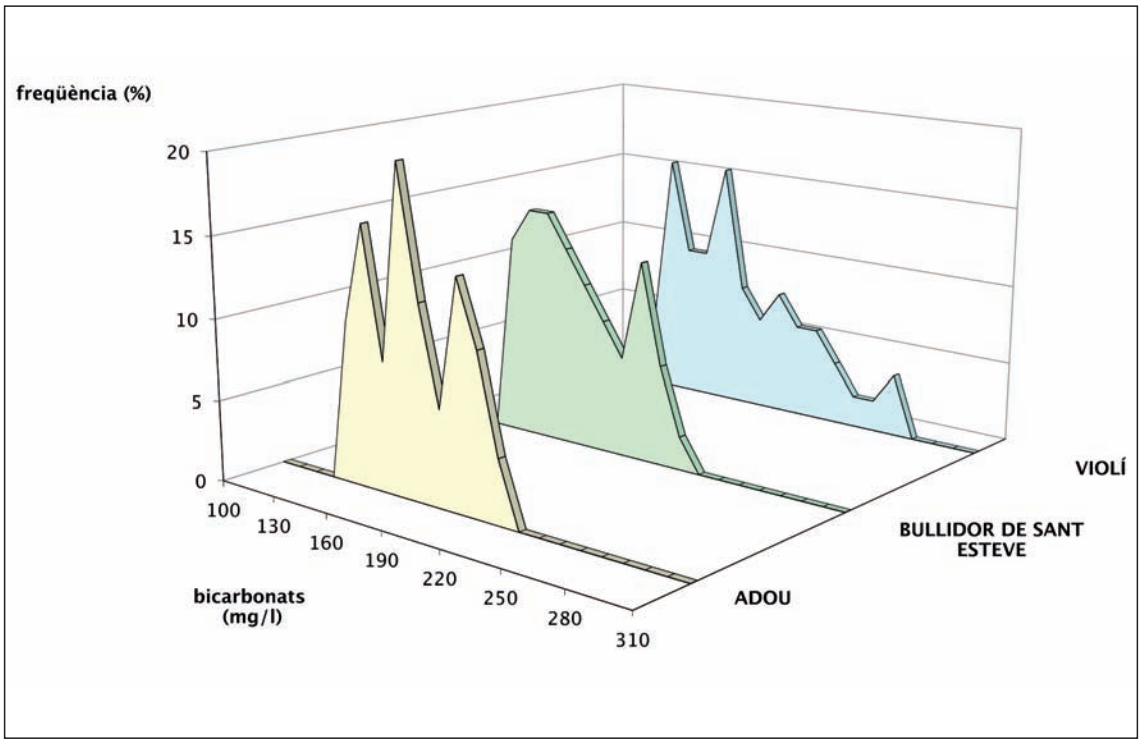


Figura 131: Distribució de freqüències dels bicarbonats a les Fonts del Bastareny.

3.3.2.5.4 Anàlisi Factorial Discriminant

La caracterització hidrogeoquímica realitzada fins ara ha consistit en un aproximació a les concentracions i variabilitat dels diferents elements analitzats, tractant-los, però, de

manera més o menys individualitzada. Un pas endavant important és intentar conèixer les relacions entre les diferents variables i, així, poder precisar millor els possibles orígens dels diferents grups o famílies d'aigua.

En aquest sentit, l'aplicació d'anàlisis factorials permet obtenir una visió sintètica de les dades del conjunt de variables analitzades i posa de manifest les interrelacions entre les diferents variables. En el desenvolupament d'aquest treball s'han referit i aplicat diferents tipus d'anàlisis factorials: de Correspondències per fer evident, a partir de les dades de la deriva de microcrustacis, l'estructura de l'ecosistema de la zona inundada del carst de Baget (Rouch, 1980 d), de Components Principals per caracteritzar els tipus de flux i estructura de la zona no saturada i saturada (infiltració lenta, ràpida, estructura de drenatge profunda i sistemes annexos...) (Bakalowicz, 1980; Fleyfel i Bakalowicz, 1980; Freixes, 1986) i també hi ha l'Anàlisi Factorial Discriminant (Mangin, 1979; Saporta, 1990).

A continuació es comenten els resultats de l'aplicació de l'Anàlisi Factorial Discriminant a les dades de les tres surgències permanents del sistema càrstic del Bastareny. Es tracta de visualitzar si a la descàrrega del sistema es fan evidents els diferents tipus d'aigua propis d'un carst d'alta muntanya, però, en aquest cas, amb un caràcter muntanyenc menys marcat que als sistemes aranesos abans analitzats (menor innivació...), però amb una zona no saturada de gran gruixària, existència d'aqüífers epicàrstics, unes reserves dinàmiques molt importants a la zona saturada o inundada i un cert desenvolupament de l'estructura de drenatge.

L'objectiu és veure si diferents situacions del cicle hidrològic: recàrrega per fosa de neu, recàrrega directa per precipitació líquida, tendència a l'esgotament i esgotament... es poden caracteritzar a partir de la qualitat fisicoquímica de l'aigua. A aquest efecte, per cada una de les surgències, les mostres de dos cicles hidrològics s'han agrupat en "aigües de fosa de neu" (revingudes a partir de la fusió del mantell nival, funcionalitat considerable), "aigües altes" o crescudes a partir de la precipitació líquida i de funcionalitat molt important i "aigües baixes" o de tendència a l'esgotament i de l'esgotament pròpiament i de baixa funcionalitat. A les figures 132 a 134 s'observa com, a les tres surgències i a partir d'una determinada distribució de les variables, els tres grups de mostres proposats queden perfectament ben definits.

Al Bullidor de Sant Esteve, font principal del sistema, els tres tipus d'aigua queden ben classificats. El factor I, determinat per pCO_2, cobalt i potassi, oposa aigües altes (nivells alts d'aquestes variables) a aigües baixes. El factor II, determinat bàsicament per molibdè, sodi, ΔpH, vanadi, índex de saturació de la dolomita, crom, silicats i matèria en suspensió, situa les aigües de fosa de neu a l'extrem oposat a aquestes variables, la qual cosa indica que aquestes aigües es caracteritzen per estar dèbilment mineralitzades i clarament infrasaturades, tant per a la calcita com per a la dolomita (figura 132).

A l'Adou hi ha un primer factor (F I) que ve determinat per la pCO_2 i que oposa les aigües de crescuda (aigües altes) a les de cabals baixos, de tal manera que en aigües altes les pCO_2 són clarament més elevades que en aigües baixes. El segon factor (F II) ve determinat per la mineralització i oposa les aigües altes a les aigües de fosa de neu, posant-se de manifest que les aigües de fosa de neu es caracteritzen per ser les menys mineralitzades i les de menor temperatura. La distribució de les variables en relació amb la de les mostres també permet apuntar que les aigües altes es caracteritzen per concentracions altes de bicarbonats, calci, nitrats, cobalt, bor i matèria en suspensió, mentre que les aigües baixes, que provenen de la zona saturada de l'aqüífer i tenen temps de trànsit comparativament alts, acostumen a estar sobresaturades (ΔpH alts) i presenten nivells relativament elevats de sodi, potassi, urani, estronci i molibdè. En qualsevol cas, les aigües de fosa de neu són les que presenten els valors més baixos per a tots els ions analitzats (figura 133).

A la Font del Violí totes les mostres queden ben classificades en funció del moment del cicle hidrològic al qual pertanyen, amb el factor I determinat per ΔpH, vanadi, índex de saturació de la dolomita, molibdè, silicats, sodi, crom, nitrats i urani. Aquest eix oposa les aigües altes (més mineralitzades) a les aigües de fosa de neu. El factor II ve determinat per la temperatura que s'oposa a pCO_2 i a cobalt, de tal manera que les mostres d'aigües baixes serien les de major temperatura i menors pCO_2 i concentració de cobalt. En general, les mostres d'aigües altes són les que estan clarament més mineralitzades (figura 134).

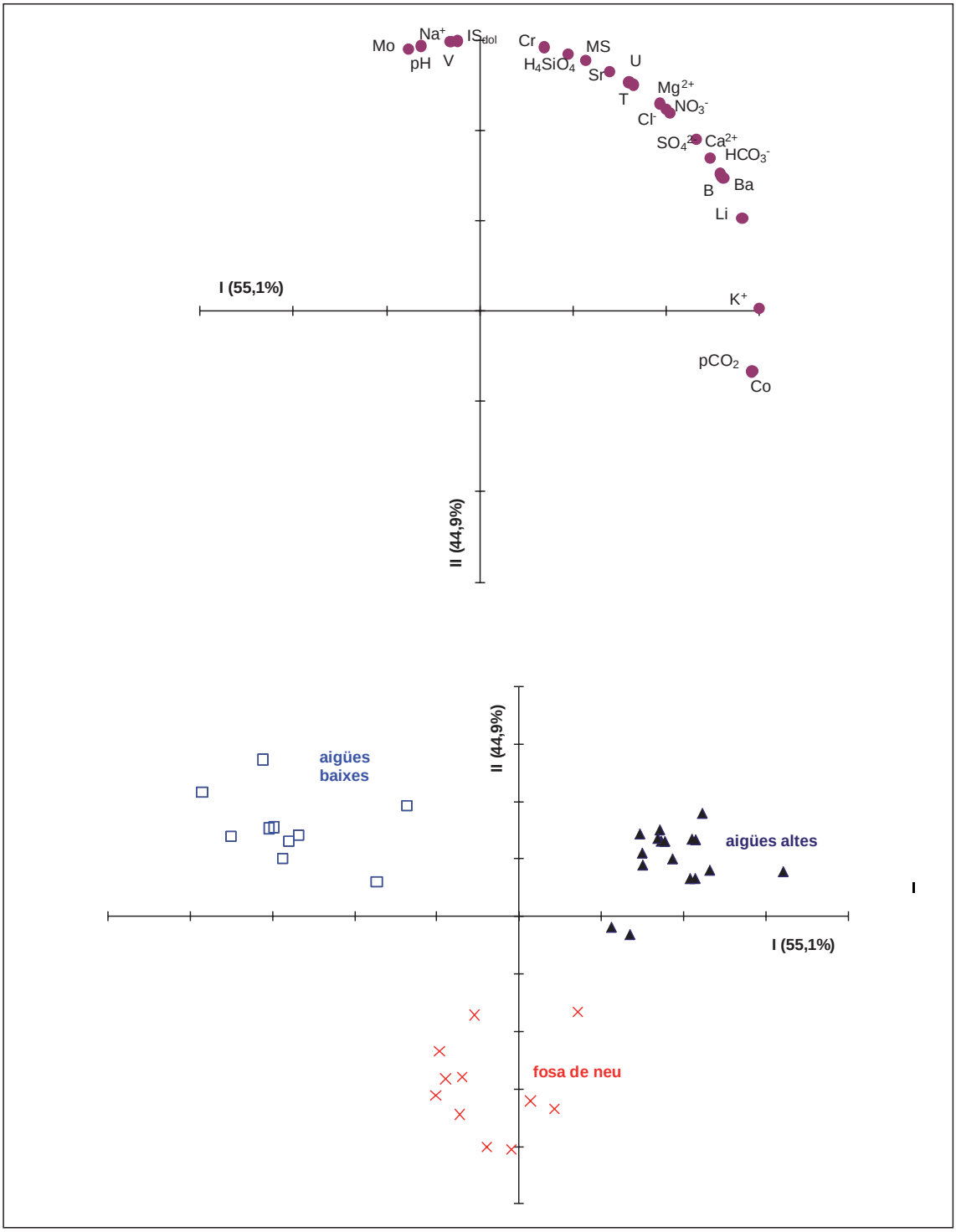


Figura 132: Anàlisi factorial discriminant (AFD) per als ions majoritaris i elements traça al Bullidor de Sant Esteve.

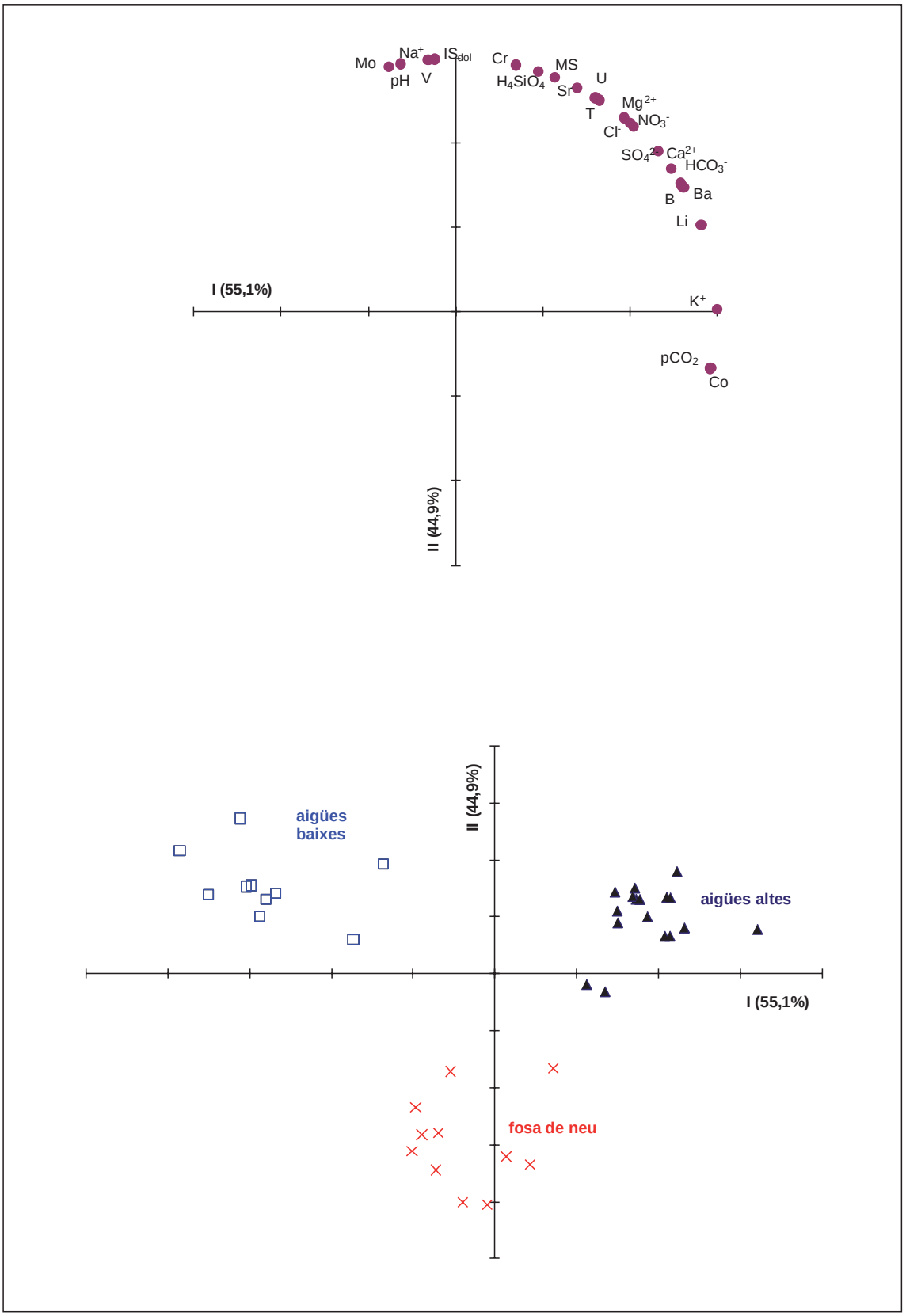


Figura 133: Anàlisi factorial discriminant (AFD) per als ions majoritaris i elements traça a l'Adou del Bastareny.

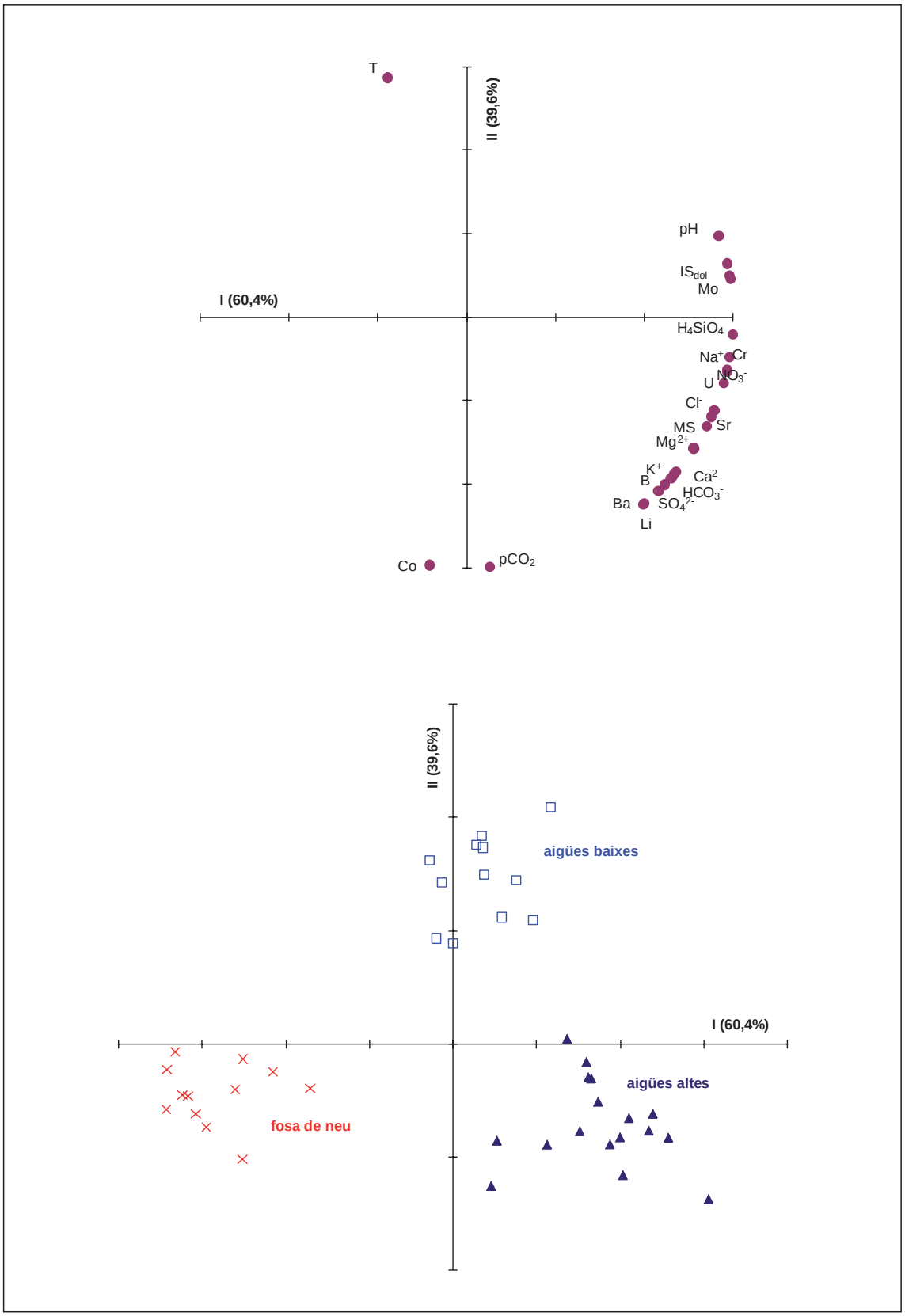


Figura 134: Anàlisi factorial discriminant (AFD) per als ions majoritaris i elements traça a la Font del Violí.

3.3.2.6 Les respostes hidrològiques naturals del sistema de les Fonts del Bastareny: Bullidor de Sant Esteve, Adou del Bastareny (i sobreeixidor SC-30) i Font del Violí

3.3.2.6.1 Introducció

L'anàlisi d'enfocament sistèmic i interdisciplinari dels episodis de crescuda en diferents períodes estacionals dels cicles hidrològics presenta un interès enorme en la caracterització del funcionament i l'estructura del sistema i aporta un valor complementari a la diversitat d'anàlisis realitzades únicament amb el cabal i/o les precipitacions: anàlisi d'hidrogrames de cabal (volums de trànsit i dinàmic), anàlisi correlatori i espectral: (efecte de memòria, temps de regulació...) (Andrieux, 1972, 1976, 1978; Mangin, 1975 a; Eberentz 1975; Fontes, 1976; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980; Rouch, 1978, 1980 d, 1986; Freixes, 1986; Freixes et al., 1997; Clark i Fritz, 1997, Goldscheider i Drew, 2007, Dörflinguer, 2010).

L'estudi dels episodis de crescuda del sistema càrstic del Bastareny permet conèixer el tipus o els tipus de resposta per a cadascuna de les Fonts del Bastareny en diferents condicions de funcionament, és a dir, en diferents situacions de recàrrega i estats hidrodinàmics del sistema i, en conseqüència, té un gran interès, no solament en el coneixement d'aspectes relatius al funcionament o la hidrodinàmica sinó també de la seva estructura.

En el marc del treball experimental realitzat a Catalunya i més concretament als Pirineus, com s'explica a la introducció d'aquesta tesi, es definiren i establiren dues conques o sistemes experimentals de referència: la de Joeu al riu Garona i la del Bastareny al riu Llobregat. L'anàlisi dels episodis de crescuda des d'una perspectiva interdisciplinària: cabal, temperatura i conductivitat o mineralització (hidrodinàmica, hidrogeotèrmia i hidrogeoquímica respectivament) ha estat un dels objectius de les recerques desenvolupades en aquests dos sistemes experimentals de referència. En efecte, abans, en tractar del sistema càrstic de Joeu, s'ha pogut constatar l'interès i les implicacions de l'anàlisi dels episodis de crescuda a partir del cabal, la temperatura i la conductivitat als Uelhs deth Joeu, ressurgència del sistema i, a continuació es farà el mateix en cadascuna de les fonts que defineixen la descàrrega del sistema del Bastareny: el Bullidor de Sant Esteve, l'Adou del Bastareny i la Font del Violí, així com en el sobreeixidor SC-30, el més important dels situats aigua amunt de l'Adou. En el sistema càrstic del Bastareny, a més de les dades del monitoratge instrumental (cabal, temperatura i conductivitat), s'ha realitzat el monitoratge d'un episodi de crescuda de la primavera de 1997, el qual va ser objecte d'un seguiment exhaustiu durant 15 dies. Aquest seguiment va comportar la recollida de mostres cada 2 hores a l'inici de la crescuda, i progressivament cada 4, 6, 12 i 24 hores a mesura que avançava la decrescuda. La crescuda va ser conseqüència d'uns 112 mm de precipitació repartits en unes 10 hores. Les respostes del Bullidor de Sant Esteve i de l'Adou són comparables: al cap d'unes 5 h es produeix un fort augment del cabal en ambdues surgències; a la Font del Violí la resposta és més ràpida: al cap d'unes tres hores s'assoleix el cabal màxim de l'episodi.

En aquesta crescuda es controlaren, a part de les variables bàsiques (cabal, temperatura i conductivitat), les variables de l'equilibri calcocarbònic (pH, pCO_2, ΔpH, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}...), els ions majoritaris (SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, Na^+, K^+...), els silicats (H_4SiO_4), la matèria en suspensió, els isòtops (Oxigen-18 i Deuteri), i els elements traça: Li (Liti), B (Bor), Ti (Titani), V (Vanadi), Cr (Crom), Co (Cobalt), As (Arsènic), Rb (Rubidi), Sr (Estronci), Ba (Bari), U (Urani), Mn (Manganès). D'aquest episodi de crescuda se'n feu el monitoratge a l'Adou del Bastareny i a la Font de Violí, però no al Bullidor de Sant Esteve, on el fort cabal assolit pel riu Bastareny impedí el mostreig.

Abans d'analitzar les crescudes és interessant recordar algunes de les característiques del sistema: 1. El seu caràcter merocàrstic amb materials calcaris ben definits a les formacions Cadí, Armàncies, Corones i Sagnari però també amb materials gresosos, lutítics i margosos que tenen un desenvolupament important; és particularment remarcable la Fm Corones que té un nivell roig de gresos silicoclàstics (de ciment carbonàtic) que separa les formacions Cadí i Armàncies (que són les que tenen un caràcter carbonàtic més marcat); així la Fm Corones exerceix un important confinament litològic lateral de la circulació profunda que es desenvolupa a les formacions Cadí i Sagnari particularment a la zona de descàrrega (i inundada, en general); 2. La carstificació apareix més desenvolupada a la part d'aigua amunt que a la d'aigua avall del sistema; les tres fonts estudiades també reflecteixen l'existència d'un gradient en la carstificació: l'Adou, la situada més aigua amunt, expressa una major carstificació, el Bullidor de Sant Esteve, que té una posició intermèdia, expressa una carstificació lleugerament inferior a l'Adou i, finalment, la Font de Violí, la situada més aigua avall i a menor altitud, expressa una carstificació molt poc important; 3. El canvi de fàcies de materials carbonàtics a materials més silicoclàstics (gresos i lutites), que és més marcat aigua avall del sistema, en direcció E, i que determina la zona de descàrrega i la situació de les fonts del sistema; 4. El caràcter més aviat valclusià de l'esquema del sistema; 5. El gruix potencial de la zona no saturada, que pot ser de l'ordre de 1700 m, és molt important; 6. L'existència d'aqüífers epicàrstics situats a la part superficial del carst (zona no saturada); i, 7. La importància de la zona saturada amb unes reserves dinàmiques de l'ordre d'11.4 hm^3.

Primer es presentaran les crescudes estudiades a les surgències més importants del sistema: Bullidor de Sant Esteve (surgència principal del sistema) i Adou del Bastareny i després les de la Font del Violí.

3.3.2.6.2 Respostes tèrmiques i químiques del Bullidor de Sant Esteve i l'Adou del Bastareny (cicles 1995, 1996 i 1997)

Temperatura i conductivitat al Bullidor de Sant Esteve

Al Bullidor de Sant Esteve s'observa sistemàticament en totes les crescudes el mateix patró en la resposta de la temperatura (figura 135): tot augment del cabal es tradueix en un augment de la temperatura i, un posterior descens molt significatiu, que coincideix molt bé amb la decrescuda. En algunes de les crescudes l'increment és solament de 0.3 a 0.4 ºC (octubre de 1996 i novembre de 1997) amb un cert retard del màxim de temperatura en relació al màxim de cabal; així mateix, la morfologia de la disminució de la temperatura a la decrescuda és comparable en ambdós exemples. I, en d'altres, l'increment pot variar de 0.5 a 1 ºC (juny 1997 i desembre 1997); aquestes dues crescudes són més aviat puntegudes (segurament d'acord amb un input de pluja-recàrrega molt marcat) i les respostes de la temperatura també ho són (juny 1997 i desembre 1997); així mateix, el retard del màxim de temperatura en relació al de cabal és significativament inferior als exemples de crescudes comentats primer. En general, la disminució de la temperatura a la decrescuda és de l'ordre d'1 ºC, o lleugerament superior; a la crescuda de desembre de 1997 és d'1.3 ºC. El tipus de resposta natural de la temperatura al Bullidor de Sant Esteve, font principal del sistema, mostra sempre el mateix patró: la temperatura augmenta amb l'augment del cabal, és a dir, hi ha una associació dels cabals i les temperatures més elevades, indicant que existeix un efecte de descàrrega que determina la mobilització d'aigües més calentes procedents de les estructures reservori de la zona inundada (sistemes annexos al drenatge). El tipus de resposta de la temperatura (augment de temperatura relativament poc important, període important...) s'ha de relacionar amb la importància del reservori i el caràcter valclusià de l'aqüífer (Andrieux, 1972, 1976, 1978, Mangin,1975 a, Marsaud, 1994).

Les respostes de la conductivitat del Bullidor de Sant Esteve són més complexes que les de la temperatura. En general, tot augment del cabal té com a resposta un augment de la conductivitat. Si s'analitzen les crescudes d'octubre de 1996 i de juny, novembre i desembre de 1997 es constata que l'augment de la conductivitat amb l'augment de cabal s'expressa generalment amb dos màxims que coincideixen el primer amb la puja de cabal i el segon amb el màxim de cabal de la crescuda. Els episodis de juny i desembre de 1997 presenten, després de la primera crescuda, vàries crescudes força menys importants i en totes elles sempre s'observa una variació, generalment un augment de la conductivitat. Així, la conductivitat constitueix una variable molt sensible: crescudes d'escassa significació sempre tenen una resposta clara. En el cas de la variable temperatura és palès que no existeix la mateixa sensibilitat.

La crescuda d'octubre de 1996 del Bullidor de Sant Esteve és particularment interessant. Es tracta d'una crescuda ben definida i simple, és a dir, originada per un episodi de precipitació únic i significatiu (70 mm els dies 13, 14 i 15 d'octubre). Presenta tres màxims de conductivitat, el primer està situat a la puja del cabal i el segon coincideix amb el màxim de cabal de la crescuda i immediatament després del segon màxim de conductivitat i en clara situació de decrescuda es produeix un augment significatiu de la conductivitat que defineix un tercer màxim més elevat (295 µS/cm) que els anteriors, que forma part d'una "ona" de gran abast (període o temps) d'arribada d'aigües més mineralitzades. Aquest màxim es produeix com una conseqüència de la mateixa crescuda i indicaria l'arribada d'un volum significatiu d'aigües més mineralitzades amb un retard d'aproximadament 5 dies en relació al cabal màxim de la crescuda. Aquest tipus de resposta de la conductivitat, més aviat complexa, sembla característica del Bullidor de Sant Esteve, doncs s'observa molt bé en els episodis de crescuda d'octubre de 1996 i juny de 1997, però també a les crescudes de novembre i desembre de 1997, encara que els màxims no estiguin tan ben definits.

Els màxims de conductivitat estretament relacionats amb la puja i el màxim de la crescuda s'han d'interpretar com un efecte de descàrrega d'aigües emmagatzemades a la zona inundada de l'aqüífer (sistemes annexos al drenatge), però en estructures reservori o sistemes annexos ubicats en la proximitat del Bullidor de Sant Esteve. El màxim de conductivitat que forma part de l'arribada d'aigües més mineralitzades amb un retard de quasi 5 dies i en plena decrescuda no és senzill d'interpretar. Aquest màxim aporta informació relativa a la mineralització que arriba amb retard al Bullidor de Sant Esteve: es tracta d'un màxim de conductivitat o mineralització, relacionat amb l'episodi de crescuda, però que arriba al Bullidor de manera diferida. En la interpretació del màxim diferit de conductivitat té un gran interès considerar la resposta natural de la temperatura prèviament analitzada per aquesta mateixa crescuda (octubre de 1996) al Bullidor de Sant Esteve. En efecte, a l'hidrograma de la temperatura els valors més baixos de la temperatura (mínim de temperatura) se situen ja avançada la decrescuda, precisament on es produeix la inflexió que inicia la tendència cap a l'augment de la temperatura. El màxim de conductivitat (màxim diferit) coincideix aproximadament amb el mínim de temperatura. En aquesta crescuda es pot afirmar que el màxim de conductivitat es produeix quan, en el funcionament o resposta del sistema, la influència de les aigües d'infiltració ràpida ha disminuït significativament. En aquestes condicions hidrodinàmiques el flux provenint de la zona saturada adquireix progressivament més incidència i importància.

A partir d'aquestes consideracions relatives a l'evolució de la temperatura que s'han comparat amb l'evolució de la conductivitat (crescuda d'octubre 1996) es pot plantejar una interpretació per la resposta complexa de la conductivitat i particularment pel màxim diferit de conductivitat que s'observa aproximadament 5 dies desprès del màxim de crescuda. Aquest màxim diferit de la conductivitat, que es manifesta a les tres sur-

gències (Violí, Bullidor de Sant Esteve i Adou) i que també s'observa en altres variables: elements majoritaris, elements traça i isòtops (Violí i Adou), té a veure amb aigües d'infiltració i més concretament amb aigües d'infiltració ràpida. En efecte, l'"ona" d'arribada d'aigües més mineralitzades (més conductivitat) s'inicia en plena decrescuda, però amb cabal encara elevat i, el màxim es produeix quan l'incidència d'aigües d'infiltració ràpida ja és menys marcada. Una interpretació plausible consistiria en considerar que el màxim de conductivitat (mineralització) té a veure amb una reactivació de la dissolució de la zona inundada, sobretot a la part d'aigua amunt d'aquesta, on arribarien aigües d'infiltració ràpida que reprendrien el CO_2 acumulat en profunditat (infiltració lenta, difusió...) i determinarien el desenvolupament de processos de dissolució significatius que es traduirien al Bullidor de Sant Esteve en un augment de la mineralització d'amplitud prou marcada, i de gran abast temporal o període. En la part d'aigua amunt de la zona saturada es produiria una forta fluctuació del nivell piezomètric i la reconstitució de les reserves dels sistemes annexos. A partir d'aquest raonament es podria afirmar que aquesta mineralització diferida en el temps és l'expressió que la dissolució és més intensa aigua amunt que aigua avall a l'aqüífer del Bastareny. Així el màxim amb retard de la mineralització o conductivitat constataria, és a dir, visualitzaria experimentalment, que la carstificació al sistema del Bastareny és més important aigua amunt que aigua avall, tal i com ho indica la hidrodinàmica.

La resposta natural de la conductivitat a la crescuda de juny de 1997 presenta característiques pràcticament idèntiques a la crescuda d'octubre de 1996 que s'ha descrit i interpretat. Precisament de la crescuda de juny de 1997 se n'ha fet un seguiment acurat de nombroses variables a la Font del Violí i a l'Adou com ja s'ha explicat, però no del Bullidor de Sant Esteve, d'aquesta surgència només es disposa de les variables que s'acaben d'interpretar, és a dir, de les variables aportades pel monitoratge instrumental: cabal, temperatura i conductivitat.

En algunes de les crescudes l'inici de l'augment de la conductivitat (branca ascendent del màxim diferit) es troba en una situació ja avançada de la decrescuda, cas per exemple de les crescudes d'octubre de 1996 i de juny de 1997. No obstant, en les crescudes de novembre i desembre de 1997, l'inici de la branca ascendent del màxim diferit de la conductivitat, correspon a l'inici de la decrescuda i al cabal màxim de la crescuda respectivament; així mateix, en la crescuda de novembre de 1997, el màxim diferit de conductivitat té un retard en relació amb el cabal màxim de 2 dies aproximadament i en la crescuda de desembre de 1997 de solament 1 dia. Per tant, el màxim diferit de conductivitat i la seva ubicació en el desenvolupament de la decrescuda depèn tant de l'estat del sistema com de les característiques de la precipitació-recàrrega (i de la seva situació espacial en el context de la conca del sistema...).

Com a conclusió de síntesi es pot afirmar que la resposta o evolució que s'observa de la conductivitat del Bullidor de Sant Esteve en episodis de crescuda presenta una estructura complexa. En totes les crescudes que s'han explicat és possible generalitzar que hi ha dos màxims de conductivitat, relacionats amb la puja i el màxim de la crescuda i un tercer màxim de caràcter diferit o amb retard d'amplitud remarcable i de gran període que se situa en la decrescuda.

L'anàlisi de les respostes naturals de la temperatura i particularment de la conductivitat, que són de tipus complex, s'han de contextualitzar en les característiques de l'aqüífer següents: extensió considerable de la zona inundada, volum dinàmic molt important i esquema del sistema, que és més aviat de tipus valclusià i que es caracteritzaria per una estructura de drenatge profunda i els sistemes annexos situats més aviat per sobre de les estructures de drenatge. El llindar inferior dels sistemes annexos es trobaria

aproximadament a la mateixa profunditat que el dren o drens, però el llindar superior dels sistemes annexos se situaria clarament per sobre del dren o drens. Al Bastareny els dispositius de descàrrega mostren conductes de disposició més aviat vertical o subvertical (Bullidor de Sant Esteve, l'Adou, SC-30, Bullidor de la Llet...) d'acord amb un esquema de tipus valclusià (Mangin, 1975 a; Marsaud, 1997).

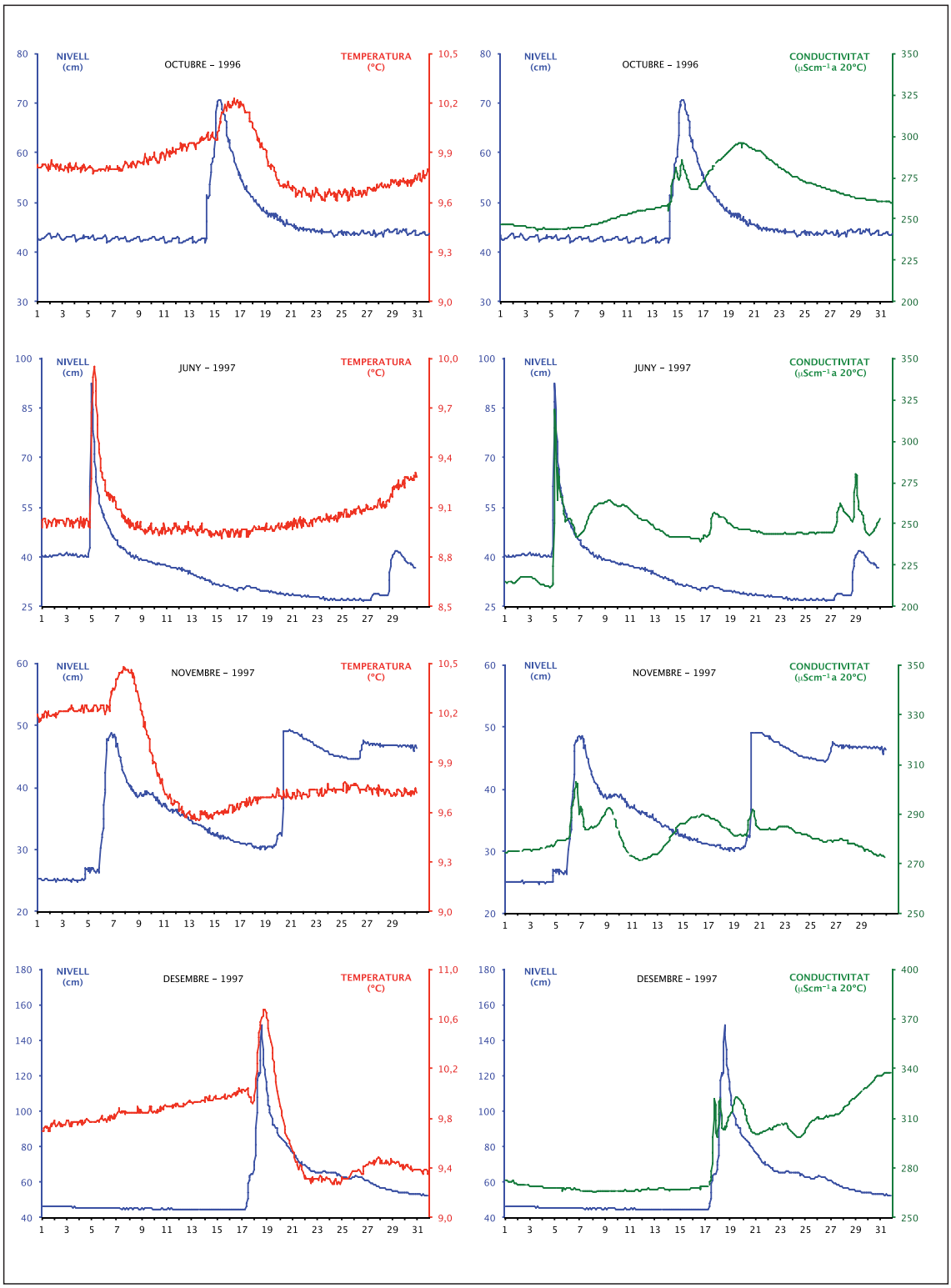


Figura 135: Variació de la temperatura i la conductivitat al llarg de diferents crescudes al Bullidor de Sant Esteve.

Temperatura i conductivitat a l'Adou del Bastareny

Les respostes de temperatura a l'Adou del Bastareny són característiques d'aquesta surgència. Les respostes que s'analitzen (figura 136) presenten increments més aviat poc importants entre 0.2 ºC (crescuda de juny de 1997) i 0.8 ºC (crescuda de desembre de 1997); les crescudes de setembre de 1995, octubre i novembre de 1997 tenen increments entre 0.4 i 0.5 ºC. Aquests augments de la temperatura relativament poc importants estarien d'acord amb l'existència d'una zona inundada important (Andrieux, 1972, 1976, 1978). L'augment de cabal de la branca ascendent de l'hidrograma o puja del cabal de la crescuda determina sistemàticament un augment de la temperatura. Però, en cap de les crescudes el màxim de cabal i el de temperatura coincideixen: el màxim de temperatura es produeix sistemàticament desprès del màxim de cabal, però sempre està ben associat als cabals elevats de l'inici de la decrescuda. El desfasament dels dos màxims pot variar d'unes hores a quasi un dia i s'explicaria pel fet que una vegada s'ha produït la transferència de la màxima energia (màxim del cabal) l'aigua encara continua augmentant la temperatura fins arribar al màxim de temperatura de la crescuda. Aquest tipus de resposta o d'evolució té a veure amb la importància considerable de la zona inundada i el caràcter valclusià de l'aqüífer. L'evolució que s'observa no segueix l'esquema descrit al carst experimental de Baget, França (Andrieux, 1972, 1976, 1978): a Baget, el màxim de temperatura precedeix, sistemàticament, el del cabal. És a dir, exactament a l'inrevés del que s'observa no solament a l'Adou, sinó també al Bullidor de Sant Esteve. El sistema càrstic de Baget (França) presenta una estructura de drenatge i, en general, una carstificació molt més desenvolupada que la que s'observa al sistema càrstic del Bastareny.

Després del màxim, la temperatura experimenta una disminució molt significativa, entre 1 ºC i 1.5 ºC, depenent de la crescuda considerada, d'acord amb la disminució del cabal de la decrescuda; aquesta disminució indica que la influència d'aigües d'infiltració, més fredes, és molt marcada.

En general, l'evolució de la temperatura en decrescuda es pot veure influïda quan es produeixen noves crescudes que es tradueixen sistemàticament en l'augment de la temperatura i l'existència de nous màxims (vegeu crescuda de juny de 1997) o, a vegades, s'observa una morfologia de l'evolució de la temperatura diferent de la que s'hauria d'esperar, sense que necessàriament s'observin augments i màxims diferenciats i ben marcats (vegeu crescuda de novembre de 1997). A partir d'aquestes consideracions es constata l'existència d'un efecte de memòria, és a dir, tot episodi de crescuda, sobretot si ha estat significatiu, influeix en les característiques de l'episodi posterior: això succeeix tant en el cabal, com en la temperatura i la conductivitat.

La morfologia dels hidrogrames de temperatura és comparable en totes les crescudes i característica de l'Adou. Els augments de la temperatura a la puja de la crescuda no són molt importants, encara que depenent de les característiques de l'episodi de crescuda ho poden ser (vegeu crescuda de desembre de 1997). I, en general, la disminució de la temperatura en situació de decrescuda és important pràcticament en totes les crescudes. Així mateix, els períodes de les variacions de temperatura (màxims de temperatura) són molt importants i se situen entre 5 i 8 dies depenent de l'episodi de crescuda.

Les respostes de temperatura de l'Adou són molt comparables a les que experimenta el Bullidor de Sant Esteve: tant les morfologies dels hidrogrames de temperatura com les amplituds i períodes de variació de la temperatura. El caràcter inercial de les respostes tèrmiques que s'observa al Bullidor de Sant Esteve també caracteritza l'Adou. L'anàlisi

de la temperatura de l'Adou i de les seves respostes tèrmiques, fa palès un major desenvolupament del drenatge a l'Adou que al Bullidor; observació que encaixa molt bé en el model o esquema conceptual de l'aqüífer que indica que hi ha un gradient de la carstificació: més desenvolupada aigua amunt que aigua avall.

Les respostes tèrmiques de l'Adou, com succeeix amb les del Bullidor, fan evident l'existència d'un efecte de descàrrega, com ho expressa l'augment de la temperatura amb l'augment del cabal. A l'episodi de crescuda s'hi impliquen aigües més calentes que formen part de les estructures reservori de la zona inundada.

A l'Adou del Bastareny, en general, la conductivitat augmenta simultàniament amb el cabal, els màxims més significatius acostumen a situar-se en plena decrescuda i, finalment, es produeix la seva disminució seguint la decrescuda. Així, com passava amb la temperatura, també s'observa un patró en la resposta, és a dir, sistemàticament tot augment del cabal determina un augment de la conductivitat, però en molts episodis de crescuda els màxims de conductivitat més importants i més definits es poden observar amb un retard de varis dies en relació amb el màxim del cabal de la crescuda; això s'observa bé a les crescudes de setembre de 1995, octubre de 1996 i, juny i novembre de 1997; aquests màxims ben definits coincideixen clarament amb la decrescuda del cabal. A la crescuda de juny de 1997 el màxim de conductivitat situat a la decrescuda va precedit de dos màxims menys importants: un situat a l'inici de la puja i l'altra coincident amb cabal màxim de la crescuda. I, a la crescuda de desembre de 1997, el màxim de conductivitat, presenta el característic retard respecte el màxim de cabal, però en un espai de temps més petit (aproximadament 1 dia). A les crescudes de novembre i desembre de 1997, després del primer màxim de conductivitat s'observen dos màxims de conductivitat menys marcats que semblen determinats per crescudes menors que influeixen l'evolució de la decrescuda de la crescuda principal.

A la crescuda de desembre de 1997 es pot observar un màxim de conductivitat molt ben definit i puntegut i amb un retard de solament unes 24 h respecte al cabal màxim; l'hidrograma de cabal també és molt puntegut i el cabal màxim assolit és el més elevat de les diferents crescudes analitzades: 3.6 m^3/s. Es tracta d'un episodi en què un màxim de conductivitat molt ben definit presenta el retard més petit de les diferents crescudes analitzades A més en aquesta crescuda el màxim de temperatura observa un retard de poques hores respecte del màxim de cabal: el més petit dels observats en les crescudes analitzades. Aquestes consideracions tenen interès en el sentit que l'estat del sistema, i sobretot, l'energia introduïda per la recàrrega (resposta impulsional), influeixen significativament en determinades característiques de les respostes naturals (temperatura, conductivitat...).

El fet que els màxims de la conductivitat de l'Adou que es presenten amb un retard més o menys important i amb molt bona definició a les crescudes d'octubre de 1996 i juny de 1997 (i també de setembre de 1995) coincideixin amb els màxims de conductivitat amb retard (definits com a diferits) del Bullidor de Sant Esteve, font principal del sistema, no fan sinó confirmar la interpretació abans realitzada. L'Adou és la segona surgència permanent més important del sistema i està situada a la part d'aigua amunt de la zona de descàrrega (a uns 0.6 km del Bullidor de Sant Esteve i a 1.2 km de la Font del Violí). L'Adou és la surgència que de manera més directe aporta informació del funcionament i dels processos de dissolució (paper de la infiltració ràpida, disponibilitat de CO_2, fluctuació del nivell piezomètric...) de la part d'aigua amunt de la zona inundada. Així mateix, la informació hidrològica que aporta l'Adou indica un desenvolupament més significatiu de la carstificació aigua amunt de la font principal (Bullidor de Sant Esteve), particularment un major desenvolupament de l'estructura de drenatge.

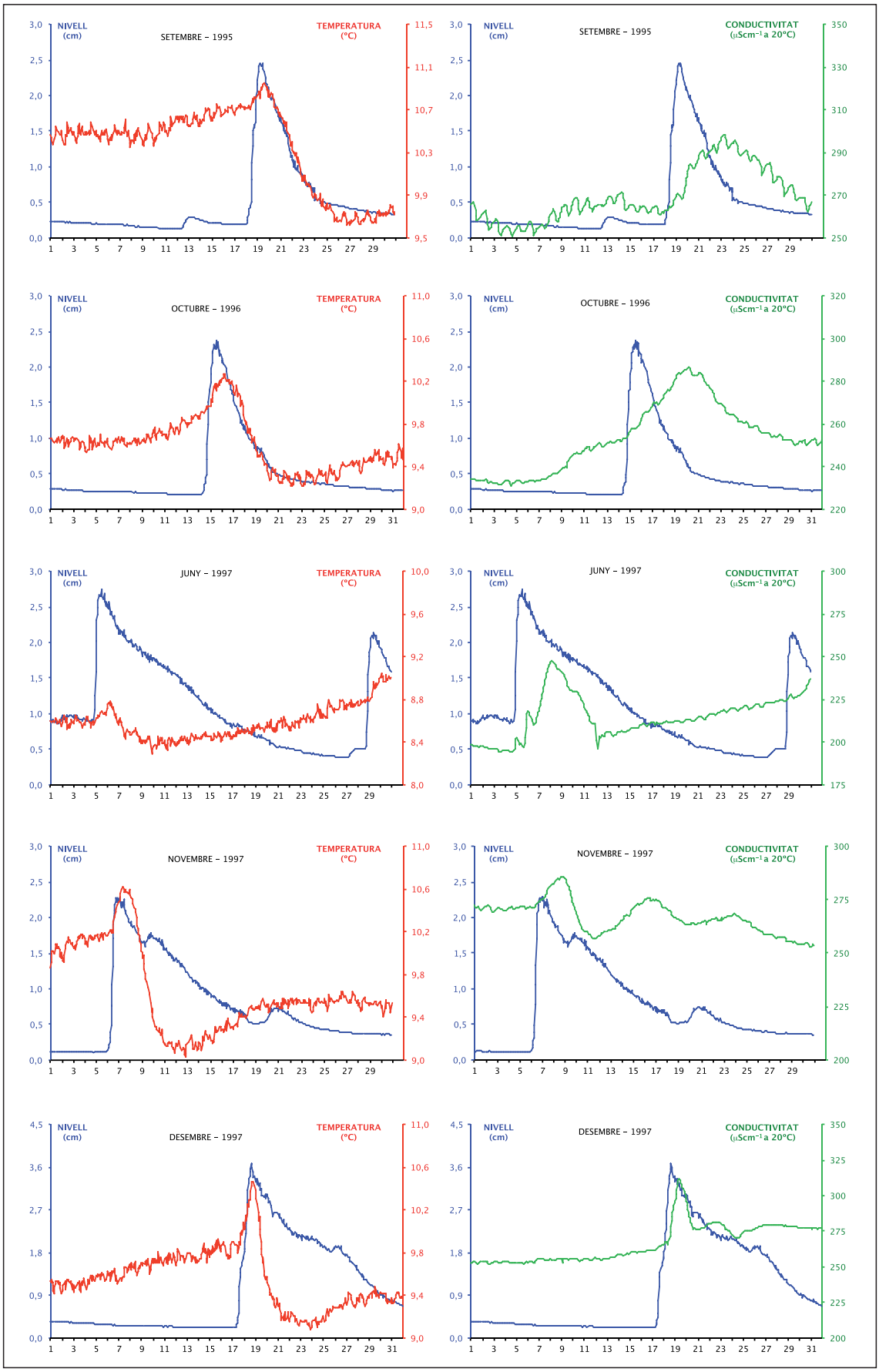


Figura 136: Variació de la temperatura i la conductivitat al llarg de diferents crescudes a l'Adou del Bastareny.

3.3.2.6.3 La crescuda de juny de 1997 a l'Adou del Bastareny i al sobreeixidor SC-30

3.3.2.6.3.1 Introducció

Les respostes tèrmica i química (conductivitat i/o mineralització) de l'Adou del Bastareny de la crescuda de primavera (juny) de 1997 ja han estat analitzades i interpretades, així com tot un conjunt d'altres crescudes de diferents cicles hidrològics (figura 136). Les respostes naturals de la temperatura i de la conductivitat fan evident un efecte de descàrrega que reafirma l'existència de reserves importants en els sistemes annexos del sistema càrstic del Bastareny, tal i com prèviament indicaven els càlculs del volum dinàmic.

A la crescuda de juny de 1997, l'Adou experimenta un augment de cabal significatiu al cap d'unes 5 hores d'haver-se iniciat la pluja, assolint un cabal màxim de quasi 3 m^3/s, passades 18 h de l'esdeveniment plujós. S'observa un primer increment de la conductivitat gairebé simultani a l'augment del cabal, degut, bàsicament, a l'arribada d'aigua amb concentracions més altes en bicarbonats, calci, magnesi i un feble augment en sulfats. La matèria en suspensió augmenta de forma paral·lela al cabal, indicant una ràpida mobilització de les fraccions detrítiques fines que formen part dels dipòsits intracàrstics La concentració de la major part d'elements traça es veu incrementada de manera força sobtada en aquestes primeres hores de la crescuda. L'urani experimenta un lleuger augment de la concentració de partida. Manganès, titani i rubidi són els que presenten increments més marcats. Així el conjunt de marcadors referits indiquen un clar efecte de descàrrega, de tal manera que l'ona de crescuda mobilitza aigües de les estructures reservori i existents a la zona saturada o inundada, que es caracteritzen per un llarg temps de contacte amb la roca (major temps de permanència) i, per tant, presenten una mineralització més elevada.

Unes 24 hores després de l'inici de la crescuda, a l'Adou s'aprecia un segon increment de la conductivitat degut, bàsicament, als sulfats i, en menor mesura, al calci, bicarbonats, magnesi i nitrats. L'estudi de les relacions iòniques entre SO_4^{2-} i (Ca^{2+} + Mg^{2+})-0.5HCO_3^- demostren el trànsit de l'aigua per nivells de guixos (Freixes et al., 1997). A més, en aquest moment també hi ha increments significatius d'estronci i urani, elements possiblement relacionats amb els materials del Keuper.

Al cap d'unes 80 hores de l'inici de la crescuda s'assoleix el valor més alt de conductivitat de tot l'episodi estudiat. Calci i bicarbonats són els ions màxims responsables d'aquesta variació de la conductivitat. També presenten un cert increment els elements titani, cobalt, bari i vanadi. Les concentracions de clorurs i sulfats són les més baixes de la sèrie.

A continuació, a part de les variables bàsiques (cabal, temperatura i conductivitat) es comentaran les variables i ions majoritaris de l'equilibri calcocarbònic (pH, pCO_2, ΔpH, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}...), els ions majoritaris restants (SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, Na^+, K^+...), els silicats (H_4SiO_4), la matèria en suspensió, els elements minoritaris i traça (Li, B, Ti, V, Cr, Co, As, Rb, Sr, Ba, U, Mn) i els isòtops oxigen-18 i deuteri.

3.3.2.6.3.2 Adou del Bastareny

ΔpH (pH), pCO_2, bicarbonats i calci

Les variables del sistema calcocarbònic són bàsiques en l'anàlisi de les respostes naturals del sistema (figura 137), doncs són les que defineixen de manera cabdal l'evolució

de la mineralització (conductivitat) en el desenvolupament de la crescuda. L'ΔpH es caracteritza pels valors més elevats (marcada sobresaturació) just abans de la crescuda, que reflecteixen la descàrrega d'aigües més aviat mineralitzades i pròpies de l'esgotament. A l'inici de la puja hi ha un màxim que indica sobresaturació i també un mínim d'infrasaturació. Els cabals més elevats de la puja i el màxim de crescuda es caracteritzen per valors de l'ΔpH que indiquen sobresaturació. Del màxim de la crescuda 3 m^3/s) a la part primera de decrescuda, encara amb forts cabals (superiors a 2 m^3/s), els valors de l'ΔpH són infrasaturats o bé propers a l'equilibri químic (període de la crescuda del 6 al 8 de juny aproximadament). A la resta de la decrescuda els valors són clarament sobresaturats o puntualment a l'equilibri.

La pCO_2 augmenta amb l'augment del cabal: aquesta resposta caracteritza la puja o branca ascendent de la crescuda; en el màxim de cabal de la crescuda la pCO_2 presenta un mínim poc marcat i a l'inici de la decrescuda i, en general, a la decrescuda hi ha varis màxims de pCO_2 ben definits.

Els HCO_3^- com a variable que més influeix la mineralització de l'Adou del Bastareny, permet una anàlisi comparable al realitzat per a la conductivitat. Hi ha un augment de HCO_3^- que coincideix amb l'inici de la crescuda (puja) i un màxim de HCO_3^- que coincideix amb el cabal màxim de la crescuda. A l'inici de la decrescuda hi ha un màxim poc marcat (6 de juny). Finalment és particularment interessant assenyalar l'existència d'un màxim de HCO_3^- ben definit i d'amplitud i període remarcables (8 i 9 de juny) en plena decrescuda, tal i com succeeix amb la conductivitat. L'augment de HCO_3^- a la puja i el màxim de HCO_3^- associat al cabal màxim de crescuda són l'expressió d'un efecte de descàrrega i fan palesa la importància de les reserves de l'aqüífer. El màxim de HCO_3^- situat en plena decrescuda i que es caracteritza pel seu retard respecte el cabal màxim de l'episodi de crescuda, s'explicaria pels processos de dissolució que es desenvoluparien a la part d'aigua amunt de la zona inundada, tal i com s'ha suggerit per a la conductivitat.

La variabilitat que experimenta el Ca^{2+} a la crescuda és molt comparable a la dels HCO_3^-. S'observa un augment de la concentració de Ca^{2+} a la puja i un màxim de Ca^{2+} coincident amb el cabal màxim de la crescuda; un màxim a la part primera de la decrescuda i en plena decrescuda un màxim de Ca^{2+} ben definit i d'amplitud i període considerables. Es tracta, exactament, de la mateixa evolució que s'observa en els bicarbonats. Les interpretacions són les mateixes que s'han proposat per a la conductivitat i els bicarbonats.

Magnesi

El Mg^{2+} té particular interès (figura 137). S'observa un augment de la concentració amb l'augment del cabal i un màxim de Mg^{2+} coincidint amb el cabal màxim de la crescuda. A l'inici de la decrescuda i en situació de cabals forts (al voltant de 2.5 m^3/s) hi ha diferents màxims de Mg^{2+}. La interpretació de l'augment de Mg^{2+} a la puja i el valor màxim que assoleix amb el cabal màxim s'han d'interpretar com una conseqüència de la mobilització d'aigües més mineralitzades emmagatzemades als sistemes annexos de la zona inundada i, per tant, com l'expressió d'un efecte de descàrrega que fa evident l'existència de reserves. No obstant, el màxim de HCO_3^- i Ca^{2+} de marcada amplitud i elevat període que caracteritza la decrescuda, en el cas del Mg^{2+} és un mínim ben definit, però d'amplitud no tan important i, això sí, de gran període. L'explicació ha de trobar-se en les particularitats de la dissolució i de la cinètica química dels carbonats de magnesi: en situació de decrescuda, però amb cabals elevats i amb una presència molt important d'aigües d'infiltració ràpida la dissolució és més aviat poc important, just el contrari del que succeeix amb els carbonats de calci.

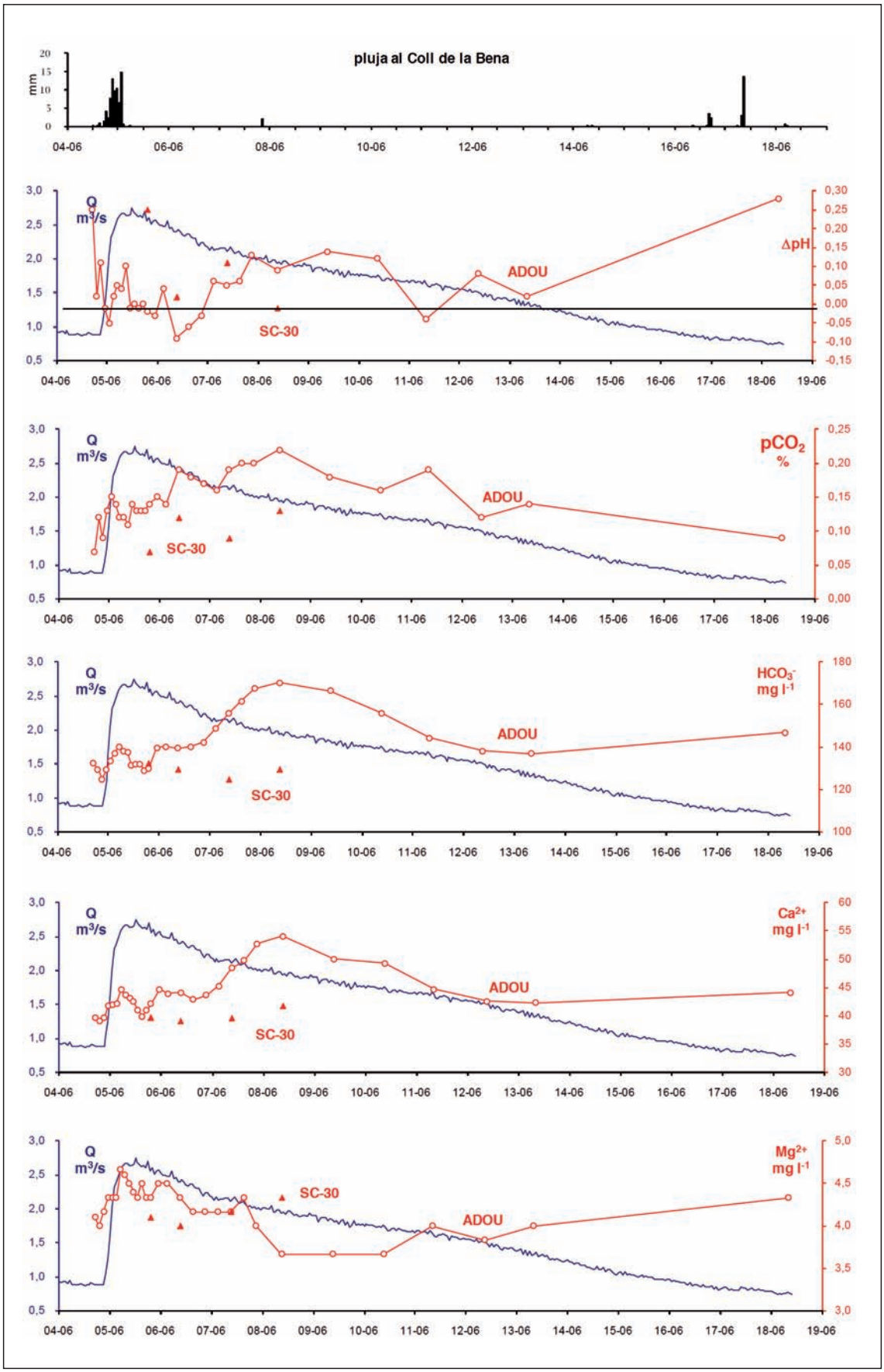


Figura 137: Variació de la pCO_2, l'ΔpH, els bicarbonats, el calci i el magnesi a l'Adou del Bastareny i a SC-30 al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

Sodi

El Na^+ presenta un màxim ben definit, però de poca amplitud, que coincideix amb el màxim de la crescuda (figura 138); a la part primera de la decrescuda hi ha dos màxims i ja en plena decrescuda hi ha un mínim d'amplitud poc marcada i gran període (com succeeix amb el potassi i el magnesi); a mesura que avança la decrescuda la tendència és recuperar els valors de sodi que precedien l'episodi de crescuda. La baixa variabilitat del K^+ i el Na^+ no facilita la interpretació, però ambdues variables semblen indicar l'existència d'un cert efecte de descàrrega (puja i màxim de crescuda) i un mínim en plena decrescuda que es podria interpretar a partir de la influència important d'aigües d'infiltració ràpida, menys mineralitzades en aquests ions.

Potassi

El K^+ i el Na^+ són dues variables que observen una evolució comparable en la crescuda (figura 138). En el cas del K^+ les amplituds de variació són, en general, molt poc importants. Hi ha un màxim poc marcat (feble amplitud) relacionat amb la puja del cabal i, a la part primera de la decrescuda (amb cabals de 2 a 2.5 m^3/s) hi ha una successió de màxims i mínims (del dia 6 al 8 de juny) de poca amplitud; en plena decrescuda (del dia 8 al 13 de juny) hi ha un mínim de poca amplitud i gran període.

Clorurs

Els Cl^- presenten una variabilitat poc important en la crescuda (entre 1 mg/l i 1.6 mg/l) (figura 138). S'observa un màxim ben definit a la puja de la crescuda, i varis mínims que coincideixen amb el cabal màxim de la crescuda i l'inici de la decrescuda; ja en plena decrescuda hi ha dos màxims i un mínim ben marcat i de gran període (entre el 8 i el 9 de juny) (1 mg/l, valor mínim assolit en tot l'episodi de crescuda). Aquest mínim és comparable amb els observats en altres ions: K^+, Na^+, Mg^{2+}...

Nitrats

Els NO_3^- es caracteritzen per una variabilitat molt estreta al llarg de l'episodi de crescuda (entre 1.1 mg/l i 1.5 mg/l) (figura 138). Presenten un màxim associat a la puja de la crescuda i un mínim ben definit associat al cabal màxim de la crescuda; iniciada ja la decrescuda s'observa un màxim ben marcat (que coincideix amb el màxim més important de SO_4^{2-}) i varis màxims més en plena decrescuda.

Sulfats

Els SO_4^{2-} (figura 138) es caracteritzen per un màxim poc marcat a la puja de la crescuda, un mínim ben definit i coincident amb el cabals elevats del màxim de la crescuda i de l'inici de la decrescuda, i un màxim molt ben definit a unes 24 h de l'inici de l'episodi, que així mateix coincideix pràcticament amb els cabals mes elevats de la crescuda (inici de la decrescuda) i que expressa la màxima concentració de SO_4^{2-} de tot l'episodi, després hi ha dos màxims poc marcats (en decrescuda, però també en situació de forts cabals) i un mínim ja en plena decrescuda poc marcat però de gran amplitud i coincident amb altres mínims considerats en analitzar clorurs, sodi i potassi. Existeix un cert efecte de descàrrega poc marcat a la puja, però, sobretot s'ha de remarcar que la concentració màxima de SO_4^{2-}, associada als cabals elevats de l'inici de la decrescuda (2.7 m^3/s), s'ha d'explicar per la influència important d'aigües d'infiltració ràpida i per l'existència de pèrdues, segurament no molt allunyades de la zona de descàrrega del sistema, situades en els afloraments del Keuper de la conca (els afloraments més importants i que serven morfologies de dissolució ben desenvolupades estan situats

just a 1.5 km al S de les Fonts del Bastareny). L'evolució dels sulfats en l'episodi de crescuda és molt comparable a la dels nitrats que es comenta a continuació. El sulfats són un molt bon marcador per analitzar el temps de transit dels afloraments de Keuper a la surgència de l'Adou del Bastareny; els afloraments de Keuper més propers estan situats al S de la zona de descàrrega.

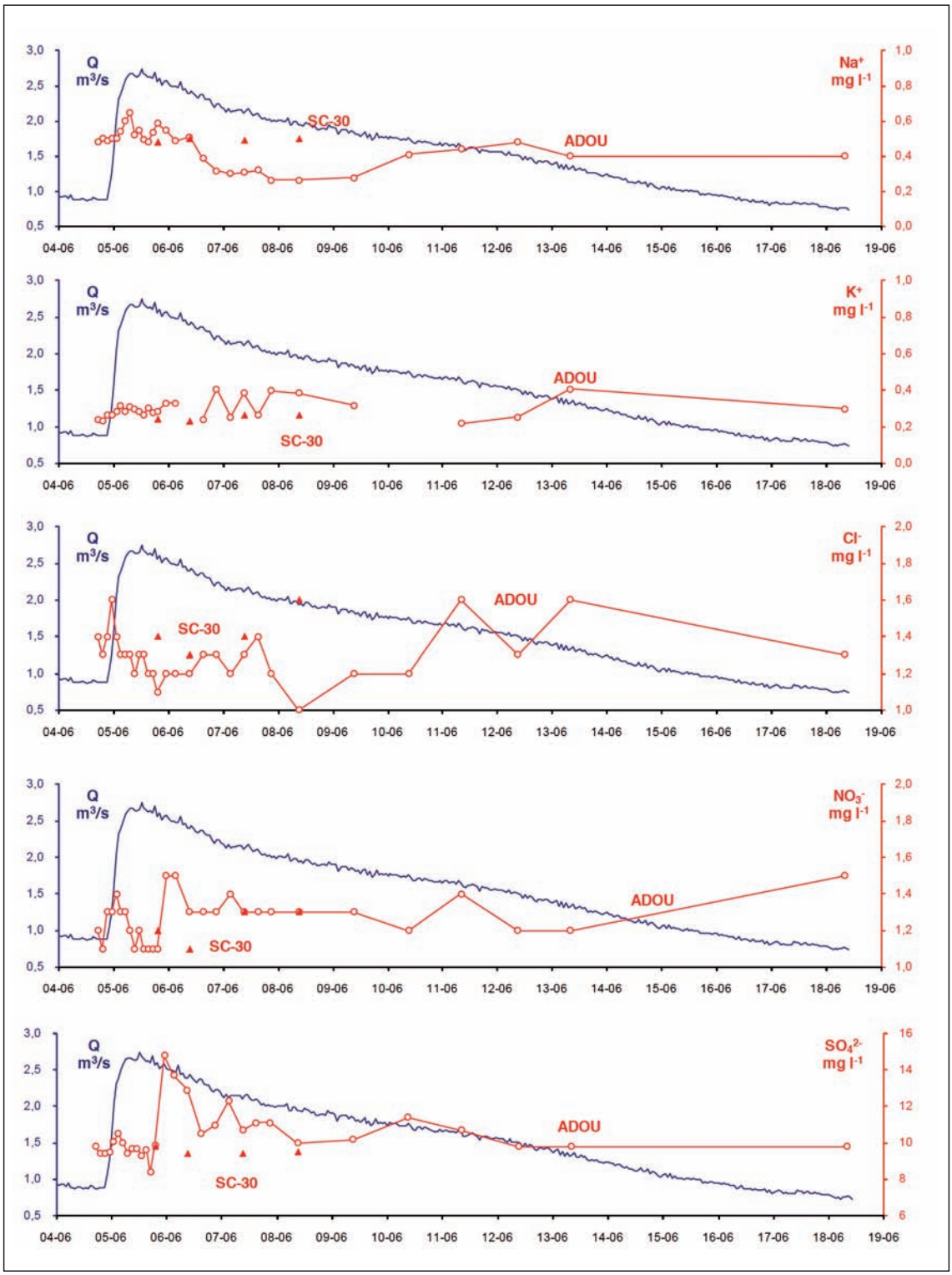


Figura 138: Variació de sodi, potassi, clorurs, nitrats i sulfats a l'Adou del Bastareny i a SC30 al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

Silicats

Els silicats, expressats com a H_4SiO_4, també tenen interès en la caracterització de la crescuda (figura 139). Primer s'observa un màxim poc marcat (feble amplitud) a la puja de la crescuda, i tot un seguit de màxims i mínims associats al cabal màxim i als cabals elevats de l'inici de la decrescuda (del 5 al 7 de juny); en plena decrescuda hi ha dos màxims ben definits (4 a 5 mg/l) (entre els dies 7 i 9 de juny) que constitueixen les màximes concentracions en H_4SiO_4 de tot l'episodi. Les marcades fluctuacions de les concentracions en H_4SiO_4 que caracteritzen la puja el cabal màxim i l'inici de la decrescuda s'han d'interpretar a partir de la incidència d'aigües d'infiltració ràpida de concentracions lleugerament diferents a la zona inundada. Els màxims de H_4SiO_4 poc marcats de la puja de la crescuda i màxim de la crescuda poden indicar un cert efecte de descàrrega. Els màxims de H_4SiO_4, situats en plena decrescuda amb cabals al voltant de 2 m^3/s (7 i 9 de juny), que observen un clar retard respecte el cabal màxim de l'episodi, s'han de relacionar amb aigües d'infiltració ràpida que incideixen en la part d'aigua amunt de la zona saturada, com així mateix s'ha comentat per a altres variables.

Matèria en suspensió

La matèria en suspensió té particular interès, doncs en situació de crescuda experimenta un forta variació: entre 1 mg/l i 130 mg/l. S'observa un augment molt marcat amb l'augment de cabal (puja de la crescuda) i el màxim cabal de la crescuda coincideix molt bé amb la màxima concentració en matèria en suspensió: l'hidrograma de la matèria en suspensió és força puntegut (figura 139). Una vegada s'assoleix la màxima concentració i encara en situació de fort cabal (inici de la decrescuda i plena decrescuda) la matèria en suspensió experimenta una forta disminució tornant a assolir les concentracions anteriors a l'episodi de crescuda. Aquest tipus de resposta natural de la matèria en suspensió és l'expressió d'un evident efecte de descàrrega, és a dir, en condicions de crescuda es mobilitzen materials sedimentats i situats en els sistemes annexos al drenatge o a les mateixes estructures de drenatge. En aquest sentit, és interessant recordar el caràcter merocàrstic del sistema càrstic del Bastareny i, per tant, una gran importància de les fàcies de naturalesa lutítica i, en conseqüència, l'existència molt significativa de materials lutítics (matèria en suspensió) i arenosos sedimentats en el si de l'aqüífer. La resposta natural que s'observa en la matèria en suspensió a l'Adou també caracteritza la Font del Violí com es remarcarà més endavant i, segurament, que succeeix el mateix al Bullidor de Sant Esteve.

Elements traça

Sobre els diferents elements traça estudiats: Liti (Li), Bor (B), Titani (Ti), Vanadi (V), Crom (Cr), Cobalt (Co), Arsènic (As), Rubidi (Rb), Estronci (Sr), Bari (Ba), Urani (U), Manganès (Mn) a l'episodi de crescuda de la primavera de 1997 (figures 140, 141 i 142) es poden fer les consideracions sintètiques següents:

- S'observa un augment de la concentració a la puja de la crescuda que determina un màxim ben marcat (i diferenciat) associat al cabal màxim de la crescuda en el cas dels elements: Ti, V, Cr, Co, As, Rb i Mn.

- S'observa un augment de la concentració a la puja que defineix màxims més o menys marcats i situats a la puja de la crescuda en el cas dels elements: Li, Sr, B i U. El B presenta un màxim a la puja i varis màxims associats al cabal màxim de crescuda .

- A l'inici de la decrescuda es produeix una disminució de la concentració i en alguns dels elements s'observa una fluctuació de la concentració amb varis màxims i mínims, més o menys ben definits: Cr, Co, As, U i Mn.

- Alguns del elements traça: Li, B, Ti, V, Co, Rb, Sr i B presenten un màxim en plena decrescuda (del 7 al 9 de juny) que coincideix amb el màxim (o el mínim), generalment d'amplitud i període importants que s'han comentat per als ions majoritaris i altres variables estudiades en aquest episodi de crescuda.

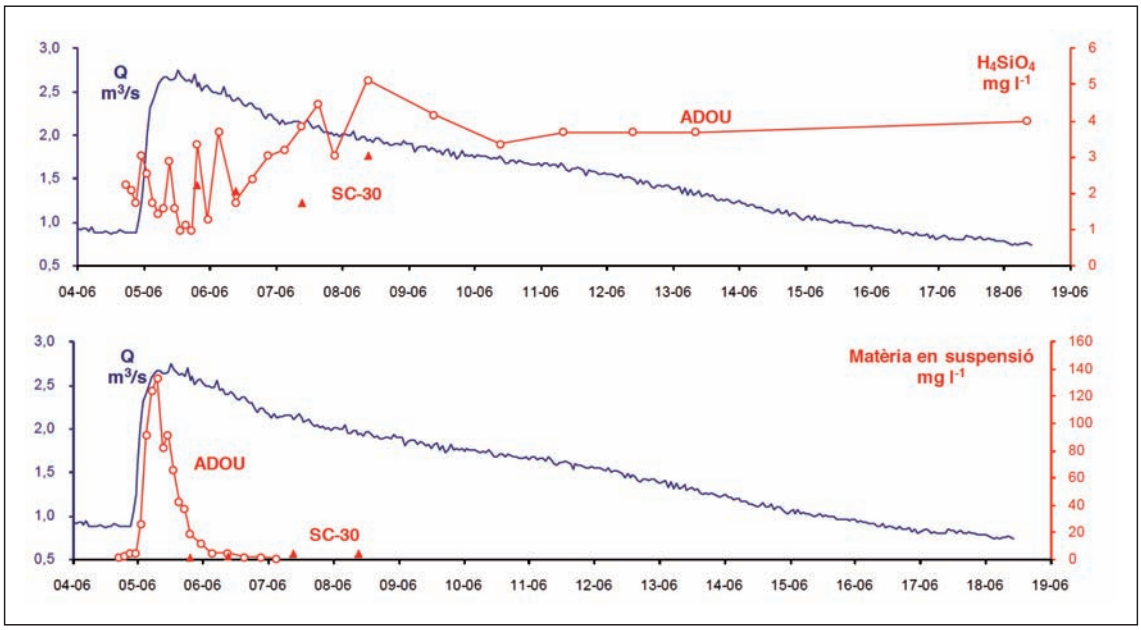


Figura 139: Variació de silicats i matèria en suspensió a l'Adou del Bastareny i a SC30 al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

En general, s'observa un efecte de descàrrega, més o menys ben definit, en la resposta natural de tots els elements traça estudiats que indicaria la mobilització d'aigües de llarg temps de permanència que formarien part de les reserves (sistemes annexos) de la zona inundada.

Oxigen-18 i Deuteri

L'isòtop oxigen-18 presenta un augment que defineix un màxim relacionat amb la puja de la crescuda (figura 143); després hi ha tres màxims més relacionats amb diferents moments de la crescuda: el primer amb el cabal màxim de crescuda i el segon i el tercer amb l'inici de la decrescuda (forts cabals); finalment, hi ha un màxim d'oxigen-18, el de major amplitud (concentració més elevada) i període situat en plena decrescuda (entre els dies 8 i 9 de juny), però encara amb un cabal elevat (al voltant de 2 m^3/s). Aquest màxim ben definit i de gran amplitud coincideix amb els observats en altres variables estudiades a l'Adou del Bastareny en aquest mateix episodi de crescuda (conductivitat, bicarbonats, calci...); el retard d'aquest màxim d'oxigen-18 s'explica per la incidència d'aigües d'infiltració ràpida (i escorrentia subterrània) a la part d'aigua amunt de la zona inundada. Els màxims d'oxigen-18 situats a la puja i màxim de crescuda posen novament de manifest un efecte de descàrrega que indica l'existència de reserves importants a la zona inundada de l'aqüífer (vegeu notablement Eberentz, 1975; Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980).

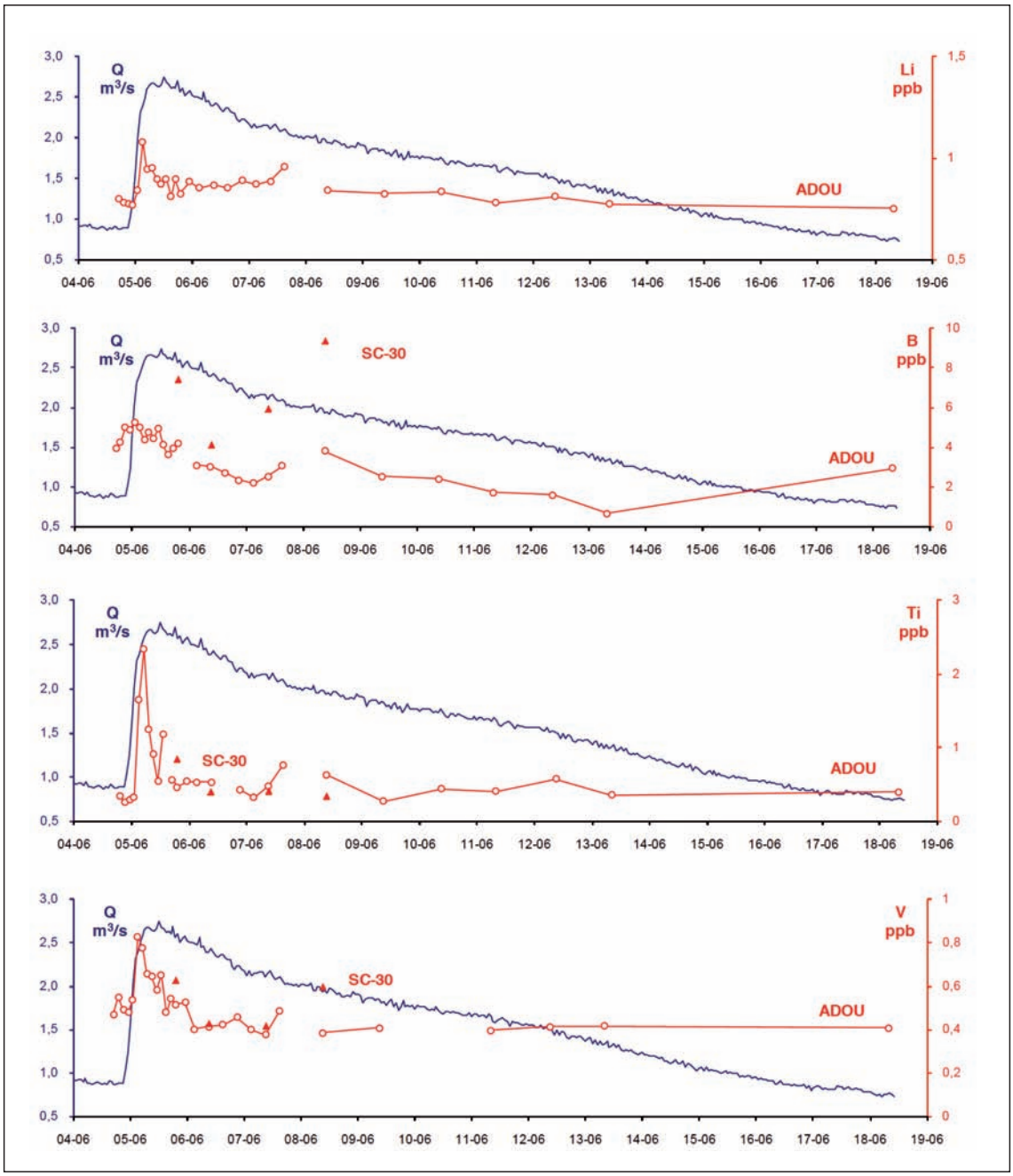


Figura 140: Variació de liti, bor, titani i vanadi a l'Adou del Bastareny i a SC30 al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

La resposta de deuteri a l'Adou (figura 144) presenta moltes analogies amb la de l'oxigen-18 i, en general, una major variabilitat. Com succeeix amb l'oxigen-18, s'observen màxims associats a la puja i al cabal màxim de la crescuda; també hi ha mínims significatius tant a la puja com a l'inici de la decrescuda, però relacionats amb forts cabals (2.3 m^3/s); a partir del 7 de juny, s'observen varis màxims que són assimilables a un sol màxim, que defineix una ona de deuteri, de forta amplitud i període, que es desenvolupa amb retard i en plena decrescuda, és a dir, tal i com s'observa per a l'oxigen-18 i en altres variables (conductivitat, bicarbonats, calci...). La interpretació del màxims de deuteri de la puja i del màxim de crescuda indiquen un cert efecte de descàrrega per mobilització d'aigües de la zona saturada o inundada. I el mínims més significatius relacionats amb forts cabals (al voltant de 2.3 m^3/s) expressen una marcada incidència d'ai-

gües d'infiltració ràpida. El màxim diferit o amb retard s'ha de relacionar amb l'aportació d'aigües d'infiltració ràpida i d'escorrentia subterrània que desenvolupen importants processos de dissolució a la part d'aigua de la zona inundada i aigua amunt d'aquesta. Aquestes observacions i consideracions es poden constatar per a diferents marcadors i, amb major o menor definició, en qualsevol de les tres surgències permanents: Violí, Bullidor i Adou.

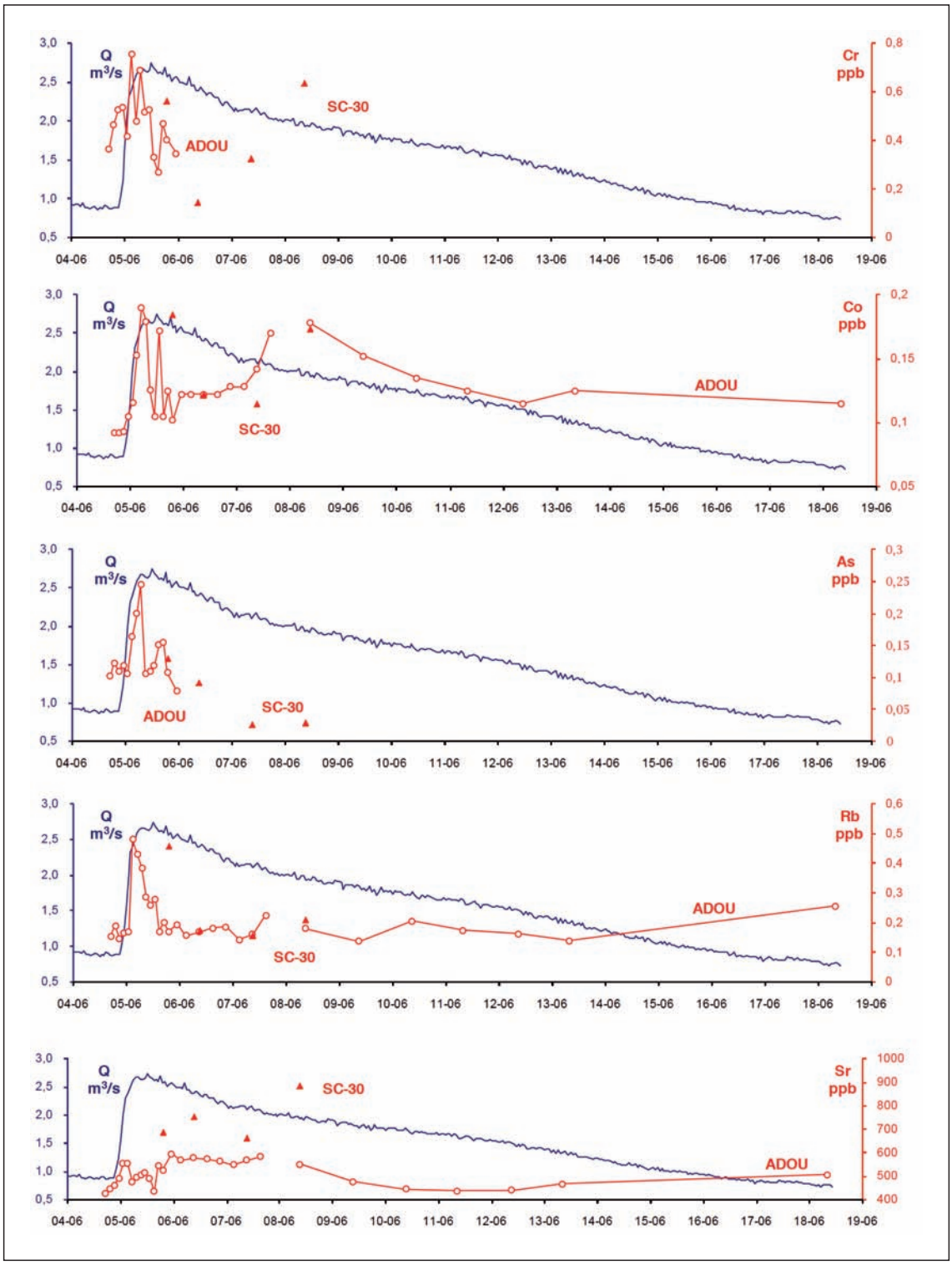


Figura 141: Variació de crom, cobalt, arsènic, rubidi i estronci a l'Adou del Bastareny i a SC30 al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

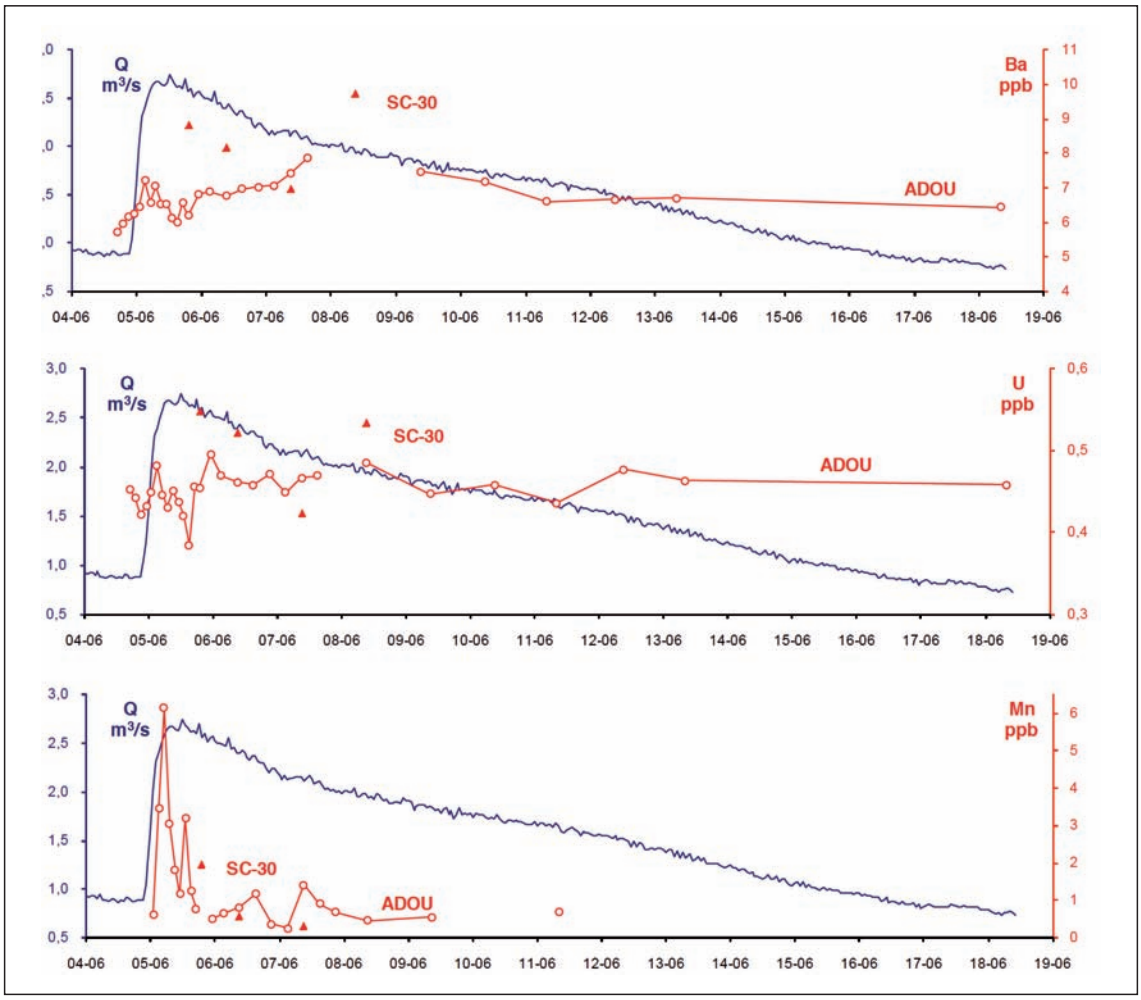


Figura 142: Variació de bari, urani i manganès a l'Adou del Bastareny i a SC30 al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

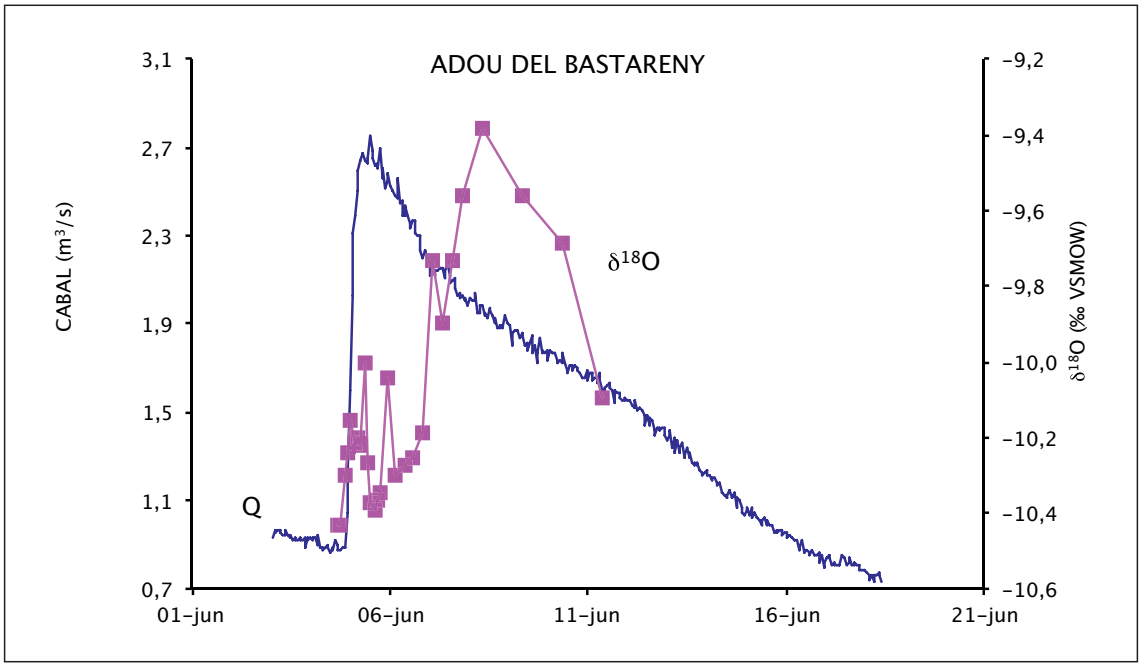


Figura 143: Variació d'oxigen-18 a l'Adou del Bastareny al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

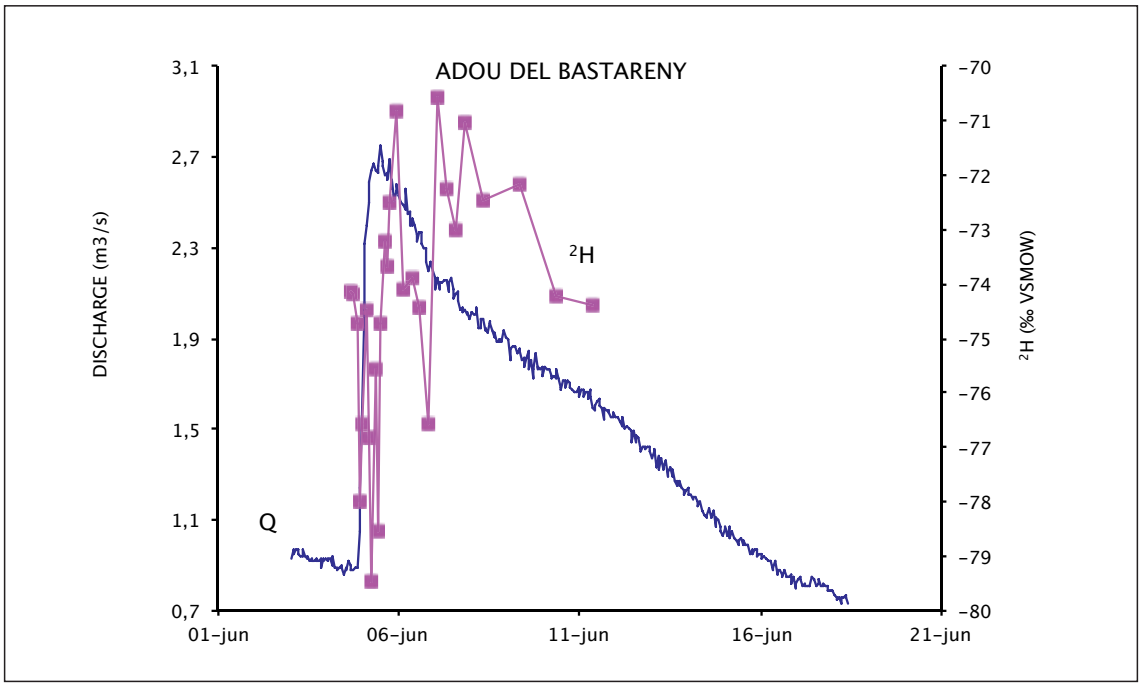


Figura 144: Variació del deuteri a l'Adou del Bastareny al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

3.3.2.6.3.3 Sobreeixidor SC-30

El sobreeixidor SC-30 és el més important dels situats aigua amunt de l'Adou del Bastareny. El seu cabal màxim és de l'ordre de 0.2-0.3 m^3/s, però és necessari recordar que forma part d'un context de sobreeixidors, situats aigua amunt i aigua avall, que poden aportar cabals superiors a 0.5 m^3/s. De la crescuda objecte d'estudi (juny de 1997) només es disposa de quatre mostres que es distribueixen aproximadament del màxim de crescuda (inici de la decrescuda) a la decrescuda pròpiament. Les concentracions s'han indicat amb triangles plens en els diferents hidrogrames que analitzen la crescuda a l'Adou del Bastareny (figures 140, 141 i 142). Les variables estudiades a l'SC-30 foren: pH, pCO_2, ΔpH, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, H_4SiO_4, matèria en suspensió i els elements traça: B, Ti, V, Cr, Co, As, Rb, Sr, Ba, U i Mn.

Les concentracions de les diferents variables són perfectament comparables amb les que caracteritzen l'Adou. No obstant, en algunes variables les concentracions són lleugerament inferiors a les de l'Adou. Això és particularment evident en el cas de les variables del sistema calcocarboni: pCO_2, HCO_3^-, Ca^{2+} i també en el cas del Mg^{2+}. El Na^+ i el Cl^- presenten concentracions lleugerament superiors a les de l'Adou.

L'evolució o la tendència d'algunes variables del sobreeixidor és clarament coincident amb les de l'Adou: pCO_2, ΔpH, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} i NO_3^-. Mentre que en altres variables s'observa una variabilitat molt poc important, quasi inexistent: Na^+, HCO_3^-, SO_4^{2-}, H_4SiO_4 i matèria en suspensió, però això deu ser una conseqüència de la manca de dades de la puja de la crescuda.

Les evolucions i tendències de la major part d'elements traça són del tot comparables a les observades a l'Adou: B, Ti, V, Cr, Co, As, Rb, Sr, Ba, U, Mn.

El sobreeixidor SC-30, com ja s'ha comentat, és el més important dels situats aigua amunt de l'Adou del Bastareny i constitueix així mateix el desbordament quantitativa-

ment més significatiu de la part d'aigua amunt de la zona inundada del sistema càrstic del Bastareny. A la crescuda de juny de 1997 presentà característiques fisicoquímiques i evolucions i tendències comparables a les observades a l'Adou (variables del sistema calcocarbònic, majoritaris, silicats, matèria en suspensió i elements traça). El seguiment realitzat en aquest sobreeixidor no recull dades de la puja de la crescuda, això no obstant, algunes de les evolucions observades (B, V, Cr, Co, Rb, Ba, U) podrien indicar un cop més l'existència d'un efecte de descàrrega que traduiria la importància de la zona saturada.

3.3.2.6.4 Respostes tèrmiques i químiques de la Font del Violí

Introducció

Com ja s'ha comentat la Font del Violí constitueix una surgència de característiques particulars, sobretot en relació als punts de descàrrega més importants del sistema com són el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou del Bastareny, que estan estretament relacionats amb l'estructura de drenatge del sistema i, així mateix, amb les seves estructures reservori (sistemes annexos) més importants. La Font del Violí és la que es troba més aigua avall i la que expressa una menor carstificació d'acord amb les característiques analitzades del sistema. A més, la Font de Violí, en el context de la zona de descàrrega del sistema, se situa litològicament on el canvi de fàcies que experimenta la Fm Armàncies és més marcat (vegeu la figura 108).

Els cabals de la Font del Violí varien entre 0.013 m^3/s i 0.061 m^3/s (període de monitoratge instrumental). Els cabals poden disminuir d'una manera significativa en els estiatges més marcats, però en el dilatat període de recerques hidrològiques i observacions de camp desenvolupades al sistema del Bastareny aquesta surgència mai ha arribat a assecar-se completament.

L'aportació hídrica és solament de l'ordre del 2.1% del total de l'aqüífer i el volum de reserves dinàmiques de la Font del Violí és de l'ordre del 2.6 % de l'avaluat per al sistema del Bastareny. El Bullidor de Sant Esteve i l'Adou constitueixen les descàrregues principals de l'aqüífer del Bastareny i, en conseqüència, la significació de la Font del Violí, tant quantitativament com qualitativa, és menor en la definició i comprensió del sistema.

La temperatura mitjana de la Font del Violí és 9.56 ºC. La màxima 10.2 ºC i la mínima 8.9 ºC. Així l'amplitud absoluta de les variacions és d'1.3 ºC, la qual cosa indica la limitada carstificació del bloc carbonàtic immediat que l'alimenta.

La mineralització mitjana de la Font del Violí: 302 µS/cm a 20 ºC és lleugerament superior a la del Bullidor de Sant Esteve: 276 µS/cm a 20 ºC i a la de l'Adou: 249 µS/cm a 20 ºC (vegeu la taula 40), però la conductivitat màxima: 488 µS/cm a 20 ºC, és significativament superior a les màximes del Bullidor (372 µS/cm a 20 ºC i de l'Adou: 297 µS/cm a 20 ºC. Com es pot veure a la taula 40 els bicarbonats i el calci també augmenten i contribueixen a la mineralització màxima de la Font del Violí, però a aquest augment de conductivitat hi influeixen significativament els sulfats que procedeixen de la dissolució de guixos, així mateix l'augment significatiu del calci també ha de ser atribuït, en part, a la dissolució de guixos. Les concentracions màximes de sulfats a la Font del Violí: 86.5 mg/l, són les més elevades del conjunt de punts d'aigua del sistema (taula 40) i significativament superiors a les màximes del Bullidor: 48.4 mg/l i de l'Adou: 17.9 mg/l. En general, les concentracions més elevades en sulfats al llarg del cicle hidrològic, en qualsevol de les tres surgències, es produeixen en situació de crescuda, és a dir, la influència d'aigües d'infiltració ràpida (i en pèrdues) marcades amb SO_4^{2-} és molt important. L'origen dels sulfats cal cercar-lo en les

litologies no carbonàtiques que els continguin, com de fet així succeeix, ja que formant part de la conca del sistema (vegeu figura 108) hi ha importants afloraments de Keuper de naturalesa guixosa, associats a les estructures d'encavalcament alpines. Els afloraments del Keuper es reconeixen al llarg de la serra del Cadí, particularment a la base de l'encavalcament alpí que posa en contacte els carbonats del Cretaci amb les formacions carbonàtiques de l'Eocè. De fet, existeix un aflorament d'extensió considerable situat just al S de la zona de descàrrega del sistema (vegeu figura 108).

La mineralització de les aigües subterrànies en sulfats es pot produir en les situacions següents: 1. Quan les aigües superficials travessen els afloraments de guixos del Keuper en els quals s'hi han desenvolupat dolines i pèrdues que infiltren les aigües a l'interior del massís carbonàtic, 2. Quan les aigües superficials travessen els afloraments del Keuper i, aigua avall, acaben infiltrant-se en pèrdues situades en els materials carbonàtics i, 3. Quan directament les aigües subterrànies (infiltració ràpida o en pèrdues) travessen nivells de guixos situats a l'interior del massís carbonàtic (de la Fm Armàncies).

El fet que a la Font del Violí la mineralització en sulfats sigui més important és per un menor efecte de la dilució que introdueixen les aigües d'infiltració ràpida escassament mineralitzades en sulfats (efecte molt més important a l'Adou i al Bullidor), doncs, d'una banda, el reservori que alimenta la Font del Violí és molt inferior al que alimenta el Bullidor i l'Adou i, d'una altra, al Violí la carstificació és molt poc important, no hi ha estructura de drenatge i per tant la incidència d'aigües d'infiltració ràpida és menor, mentre que al Bullidor i l'Adou la carstificació presenta un desenvolupament significatiu amb drens i sistemes annexos al drenatge.

Temperatura i conductivitat a la Font del Violí

Les variacions de la temperatura de l'aigua a la Font del Violí acostumen a ser més aviat poc importants (figura 145). L'amplitud absoluta és d'1.3 ºC. És a dir, comparable amb la de fonts que indiquen una escassa o limitada carstificació del medi aqüífer; en aquest sentit, aquesta amplitud absoluta és del mateix ordre que les avaluades als aqüífers de Rellinars i Aigüèira (Freixes, 1986; Freixes et al., 1996 a; 1998 a).

En les diferents crescudes analitzades (setembre de 1995, octubre de 1996, juny de 1997 i novembre i desembre de 1997) sempre que existeix un augment de cabal s'observa una augment de la temperatura, però, en general, les variacions són de baixa amplitud (entre 0.2 i 0.3 ºC) i en algun cas, fins i tot, inferiors a 0.1 ºC.

Les crescudes de setembre de 1995, que són consecutives en un període de molts pocs dies, són molt il·lustratives, és a dir, en les dues crescudes l'augment de cabal es tradueix en un augment de temperatura i es defineixen dos màxims. En la primera crescuda l'augment de la temperatura és de 0.1 ºC i en la segona de 0.2 ºC. El tipus de resposta natural és el característic d'un efecte de descàrrega relacionat amb l'existència de reserves, encara que a la Font del Violí el reservori no té la importància de l'avaluat per al Bullidor de Sant Esteve i l'Adou. En les decrescudes d'ambdós episodis de crescuda s'observa una disminució molt clara de la temperatura fins a assolir valors inferiors als mesurats abans que es produís cadascuna de les crescudes, assenyalant clarament la incidència de les aigües d'infiltració ràpida, més fredes, en una zona saturada que a la Font del Violí té una entitat molt inferior a la que alimenta el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou. A més el bloc carbonàtic immediat que alimenta la Font del Violí presenta una estructura més aviat homogènia i poc carstificada, tot i que aquesta surgència aporti una part de la informació, d'una manera menys marcada o, si es vol, més atenuada, del bloc d'aigua amunt significativament més carstificat.

En la crescuda de juny de 1997, l'augment de la temperatura es fa més evident a l'inici de la decrescuda i a la decrescuda que no pas a la puja i al màxim de crescuda: sembla com si l'efecte de descàrrega que determina l'augment de la temperatura de l'aigua, es produís de manera diferida.

També és interessant comentar la crescuda de desembre de 1977, doncs s'observa a la puja una disminució de 0.2 ºC, com a conseqüència de la influència, encara que poc important, d'aigües d'infiltració ràpida a l'inici de la crescuda i tot seguit un marcat augment de 0.3 ºC associat als cabals més elevats de la crescuda, que expressaria la mobilització d'aigües a major temperatura situades a la zona inundada.

En general, encara que la definició de les respostes tèrmiques no sempre sigui molt bona, s'observa un efecte de descàrrega que expressa la mobilització d'aigües a major temperatura situades a les estructures reservori de la zona saturada que alimenta la Font del Violí.

Les respostes naturals de la conductivitat (mineralització) tenen, en general, una molt bona definició, molt millor que les respostes tèrmiques.

A la Font del Violí qualsevol increment del cabal comporta un increment simultani molt significatiu de la conductivitat de l'aigua (figura 145). En totes les crescudes es pot comprovar que es defineixen un o varis màxims que coincideixen amb el màxim del cabal o bé amb els cabals elevats de l'inici de la decrescuda i, en algun dels episodis de crescuda hi ha alguns màxims de conductivitat situats en plena decrescuda.

Les crescudes de setembre de 1995 s'originen en un interval de temps molt petit (12 i 18 de setembre). La primera correspon a un feble augment del cabal que determina una resposta natural de la conductivitat ben definida (amb un augment d'uns 50 µS/cm); el màxim de cabal i el de conductivitat coincideixen. La segona és una crescuda més important que determina un augment de conductivitat considerable (135 µS/cm); el màxim de cabal i el de conductivitat també coincideixen. En les decrescudes d'aquests episodis de crescuda s'observa una disminució de la conductivitat que segueix aproximadament el decreixement del cabal i una clara tendència a recuperar els valors de conductivitat anteriors al desenvolupament de les crescudes.

Com es pot observar les respostes de la conductivitat, a excepció d'algun episodi, són molt comparables a les de la temperatura interpretades abans en analitzar les respostes tèrmiques de la Font del Violí.

A la crescuda d'octubre de 1995, l'augment de cabal determina un màxim de conductivitat ben definit. El cabal màxim i el màxim de conductivitat coincideixen. En aquest episodi a la decrescuda apareixen dos màxims de conductivitat, el primer poc marcat (al cap de 2 dies del cabal màxim) i el segon més ben definit i gran període (al cap de 6 dies del cabal màxim); aquests màxims tenen un caràcter diferit en el context de l'episodi de crescuda i se situen en plena decrescuda.

A la crescuda de juny de 1997 amb un cabal de quasi 0.06 m^3/s, prop del cabal màxim de resposta mesurat a la Font del Violí, s'observa una resposta molt forta de la conductivitat, doncs l'increment és de quasi 200 µS/cm. El màxim de cabal i de la conductivitat coincideixen. Així mateix hi ha dos màxims de conductivitat: a l'inici de la decrescuda i a la decrescuda, que s'han d'interpretar com a respostes "diferides" (o amb retard) en el temps, el primer 2 dies i el segon 4 dies en relació al cabal màxim de la crescuda. Com es veurà més endavant les característiques de la resposta natural de la conductivitat amb un primer màxim associat al màxim de cabal i els dos màxims situats a la decrescuda també s'observen en la respostes naturals dels HCO_3^-, Ca^{2+} i oxigen-18 i

deuteri; en el cas dels sulfats hi ha un màxim (7 de juny) que coincideix molt bé amb el segon màxim de conductivitat i, en plena decrescuda, es mantenen amb valors elevats i també influeixen el tercer màxim de conductivitat.

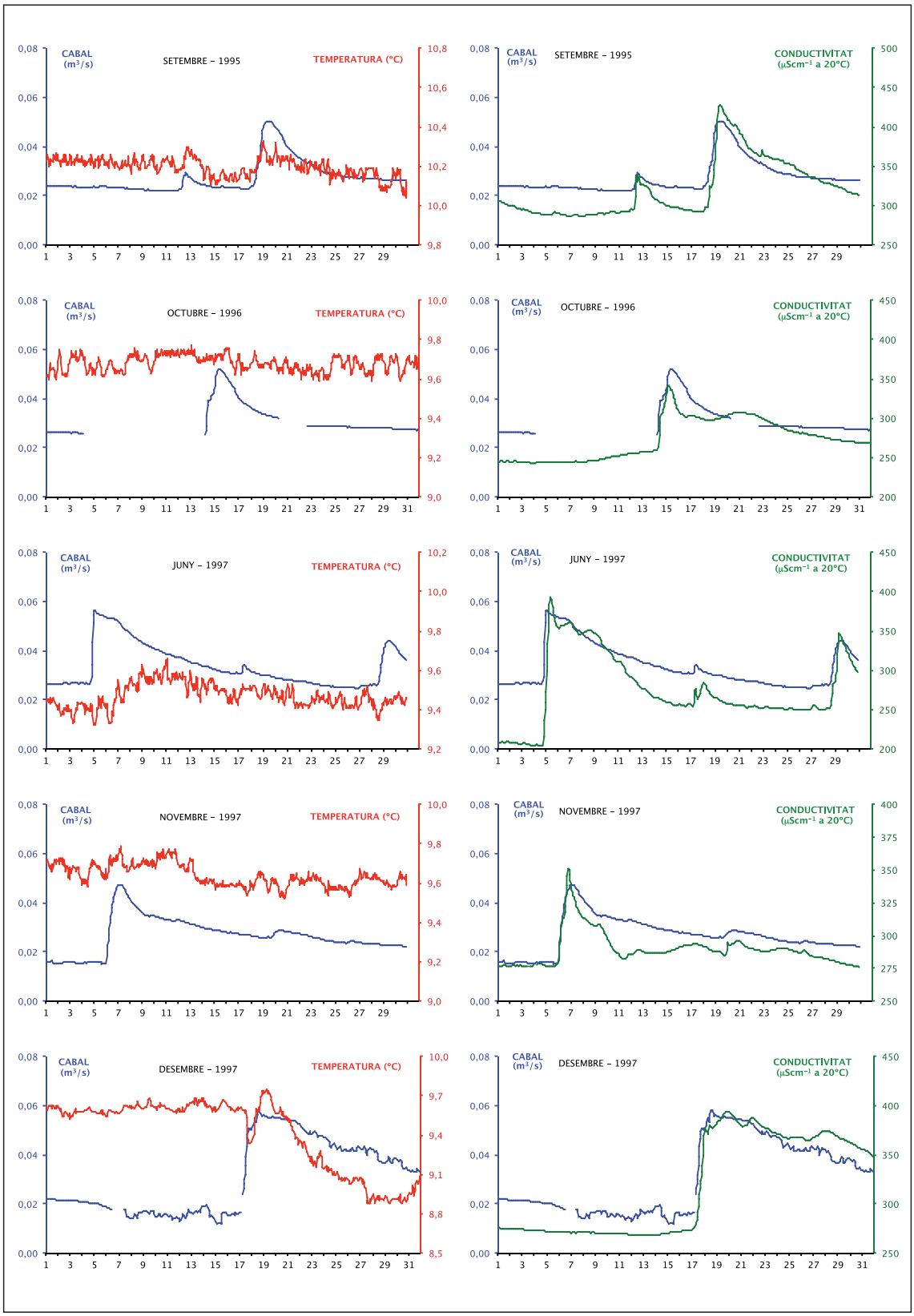


Figura 145: Variació de la temperatura i la conductivitat al llarg de diferents crescudes a la Font del Violí.

Les crescudes de novembre i desembre 1997 també mostren màxims de conductivitat molt ben definits i associats als cabals màxims. A la decrescuda d'ambdós episodis es produeix una disminució de la conductivitat, que segueix, més o menys, la del cabal.

La interpretació de les respostes naturals de la conductivitat en els diferents episodis de crescuda analitzats és característica de la Font del Violi i mostra un clar efecte de descàrrega que indica que en situació de crescuda es mobilitzen aigües marcadament més mineralitzades que provenen de les estructures reservori de la zona inundada o saturada. Tot i que existeix un clara discontinuïtat entre la part d'aigua amunt que descarrega per les surgències del Bullidor i l'Adou i la part d'aigua avall que descarrega per la Font del Violí, aquesta surgència també presenta en situació de crescuda, com així s'ha explicat per a les altres dues, un efecte de descarrega que indica l'existència de reserves a la zona inundada. La discontinuïtat es fa evident per la poca carstificació que expressen les respostes naturals de la Font del Violí.

3.3.2.6.5 La crescuda de juny de 1997 a la Font del Violí

Introducció

Les respostes tèrmica i química (conductivitat o mineralització) de la Font del Violí de la crescuda de primavera (juny de 1997) ja han estat analitzades i interpretades, així com en un conjunt d'altres crescudes amb dades del monitoratge instrumental en continu. L'existència d'efecte de descàrrega en les respostes de la temperatura i de la conductivitat com a conseqüència de la mobilització d'aigües a major temperatura o més mineralitzades provenint de la zona inundada és una característica pràcticament generalitzable.

L'episodi de crescuda de juny de 1997 a la Font del Violí té una resposta, tant del cabal com de la conductivitat, més ràpida: 3 hores. En un període de 4 hores la conductivitat passa de 210 μS/cm a 390 μS/cm, degut, essencialment, a increments en calci, magnesi, potassi, bicarbonats i nitrats, mentre que la matèria en suspensió passa d'1 g/m^3 a 170 g/m^3. El cabal màxim (0.056 m^3/s) s'assoleix a les 9 hores de l'inici de la crescuda. Un cop més es manifesta un efecte de descàrrega, amb la sortida d'aigua amb temps de permanència més llarg (més mineralitzada) i amb la mobilització de sediments calcaris, guixos i argiles acumulats a les fissures i conductes que alimenten la surgència. La conductivitat disminueix lentament degut, almenys en part, a l'aportació continuada d'aigua en contacte amb nivells de guixos, tal com posen de manifest les relativament altes concentracions de clorurs, sulfats, liti i bor.

A continuació, a més de les variables bàsiques (cabal, temperatura i conductivitat) es comentaran i interpretaran les variables i ions majoritaris de l'equilibri calcocarbònic (pH, pCO_2, ΔpH, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}...), els ions majoritaris restants (SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, Na^+, K^+...), els silicats (H_4SiO_4), la matèria en suspensió, els isòtops (oxigen-18 i deuteri) i els elements traça (Li, B, Ti, V, Cr, Co, As, Rb, Sr, Ba, U, Mn). En definitiva, es tracta de posar en relació les dades i respostes de cabal, temperatura, conductivitat (mineralització) amb la diversitat de variables estudiades en la crescuda de juny de 1997.

ΔpH (pH), pCO_2, bicarbonats i calci

La mineralització de la Font del Violí és la més important de les diferents surgències del sistema (vegeu taula 40). I com succeeix a l'Adou del Bastareny, al Bullidor de Sant Esteve i també a la Font Tordera (aqüífer epicàrstic) es tracta d'aigües bicarbonatades

càlciques, és a dir, que el ions HCO_3^- i Ca^{2+} tenen una contribució determinant de la mineralització. Això no obstant, a les surgències que defineixen la descàrrega del sistema hi ha unes concentracions significatives i, fins i tot, temporalment molt importants en SO_4^{2-} (vegeu taula 40). Així la Font del Violí té una mitjana de 28.6 mg/l, però en crescuda pot assolir valors molt superiors, fins a 86.5 mg/l. El Bullidor de Sant Esteve també presenta valors significatius en SO_4^{2-} amb una mitjana de 22.9 mg/l i un màxim de 48,4 mg/l. En definitiva, els SO_4^{2-} també contribueixen a la mineralització, particularment en situació de crescuda. En conseqüència, en els períodes de crescuda les aigües a la Font del Violí que són bicarbonatades càlciques passarien a tenir un caràcter més sulfatat i al Bullidor de Sant Esteve i a l'Adou succeiria el mateix, però d'una manera menys marcada.

L'ΔpH presenta valors sobresaturats a l'inici de la crescuda (figura 146). A la puja hi ha un mínim d'ΔpH molt marcat i coincidint amb el cabal màxim de la crescuda hi ha dos màxims ben definits amb valors lleugerament sobresaturats; la part primera de la decrescuda, però amb cabals elevats per sobre de 0.05 m^3/s, hi ha una marcada fluctuació, amb varis màxims i mínims, amb valors a l'equilibri o lleugerament infrasaturats. En decrescuda (a partir del dia 7 de juny) es defineixen tres màxims ben definits que indiquen clarament sobresaturació. Molt avançada la decrescuda (a partir del dia 13 de juny) hi ha un mínim que expressa condicions d'infrasaturació que no és fàcil d'explicar.

La pCO_2, augmenta amb l'augment del cabal, però el valor màxim de pCO_2 s'assoleix amb cert retard en relació amb el cabal màxim (figura 146). Això no obstant, les concentracions més elevades de la pCO_2 coincideixen amb els cabals més elevats de la crescuda (inici de la decrescuda). A la decrescuda la pCO_2 experimenta una disminució d'acord amb la del cabal.

Els HCO_3^-, constitueixen l'ió més determinant de la mineralització de la Font del Violí, però en aquesta surgència també cal considerar el calci i els sulfats. A la puja de cabal augmenten els HCO_3^- fins arribar a un màxim molt ben definit, però amb un cert retard en relació al màxim de cabal (figura 146). A l'inici de la decrescuda, però encara amb cabals elevats (0.05 m^3/s), hi ha una marcada disminució de la concentració en HCO_3^-, desprès hi un mínim poc marcat (entre el 7 i el 8 de juny) i l'evolució continua amb un màxim molt poc marcat (feble amplitud) (entre el 9 i el 10 de juny) i de gran període. Aquesta evolució del HCO_3^- en la crescuda és comparable amb la de la conductivitat i també amb la del Ca^{2+}.

La variabilitat del Ca^{2+} a la crescuda és pràcticament la mateixa que s'observa per als HCO_3^- (figura 146). A la puja la concentració de Ca^{2+} augmenta i és defineix un màxim molt ben marcat, amb un cert retard en relació amb el màxim de cabal, però que coincideix amb els cabals més elevats de l'episodi. En situació de decrescuda hi ha un el màxim de feble amplitud i gran període (entre els dies 9 i 10 de juny). A partir d'aquest màxim l'evolució del Ca^{2+} és una disminució que segueix la del cabal en decrescuda.

Magnesi

El Mg^{2+} augmenta d'acord amb l'augment de cabal de la puja de la crescuda i presenta dos màxims amb un cert retard en relació al cabal màxim (figura 146). Aquesta primera evolució és comparable a la dels bicarbonats i el calci. A partir del 6 de juny hi ha dos màxims de concentracions lleugerament més elevades que els anteriors que coincideixen amb la part inicial de la decrescuda. Desprès, en plena decrescuda, la disminució del Mg^{2+}, poc marcada, es produeix seguint la del cabal.

Sodi

La concentració experimenta un augment d'acord amb l'augment de cabal, però es tracta d'un augment progressiu i els valors màxims de sodi s'assoleixen a l'inici de la decrescuda i ja en plena decrescuda (al voltant del dies 8 i 9 de juny). A la decrescuda la concentració en sodi disminueix lentament (figura 147).

Potassi

El K^+ experimenta un augment significatiu amb l'augment del cabal. Així hi ha varis màxims a la puja i un de més ben marcat (màxima concentració de l'episodi) que coincideix amb el cabal màxim (figura 147). Després hi ha varis màxims que coincideixen amb els cabals elevats de l'inici de la decrescuda; aquestes fluctuacions desapareixen a partir del dia 8 de juny i ja en plena decrescuda les concentracions disminueixen molt lentament.

Clorurs

S'observen dos màxims de Cl^- poc marcats a la puja, un mínim poc marcat que coincideix amb el cabal màxim de l'episodi i un segon mínim que coincideix amb el cabals encara elevats de l'inici de la decrescuda (figura 147). Entre el dies 6 i 8 de juny hi ha dos màxim ben definits i un darrer mínim que coincideixen amb els cabals elevats de l'inici de la decrescuda. En plena decrescuda es defineix (10 de juny) un màxim de poca amplitud i gran període. La disminució de les concentracions a la resta de la decrescuda és més aviat lenta.

Nitrats

La concentració de NO_3^- augmenta amb l'augment del cabal i es defineix molt bé un màxim, que coincideix amb el cabal màxim de l'episodi (figura 147). I coincidint amb l'inici de la decrescuda (5 al 8 de juny) es produeix una forta disminució de la concentració; a partir del dia 8 de juny en decrescuda la concentració en nitrats és baixa (al voltant d'1 mg/l) i no experimenta variacions.

Sulfats

L'evolució dels SO_4^{2-} en aquest episodi de crescuda és comparable a la que presenta el Na^+ (figura 147). Amb l'augment de cabal es produeix un augment progressiu de la concentració en SO_4^{2-} de manera que el màxim de sulfats se situa, encara amb forts cabals, a l'inici de la decrescuda (7 de juny). En decrescuda es produeix una progressiva i més aviat lenta disminució dels SO_4^{2-} .

Silicats

Els H_4SiO_4 presenten una evolució interessant en aquest episodi de crescuda (figura 148). Evolució que és molt comparable a la que s'observa l'Adou del Bastareny. La part primera de l'episodi de crescuda experimenta un forta fluctuació dels silicats (puja, màxim de crescuda i inici de la decrescuda, fins el dia 8 de juny). Així s'observa un màxim poc marcat a la puja i un segon, també poc marcat associat al cabal màxim de la crescuda. Després hi ha tres màxims associats als cabals, encara elevats, de l'inici de la crescuda; el segon d'aquests màxims presenta la màxima concentració de H_4SiO_4 de l'episodi. En plena decrescuda els valors de H_4SiO_4 es mantenen en concentracions importants.

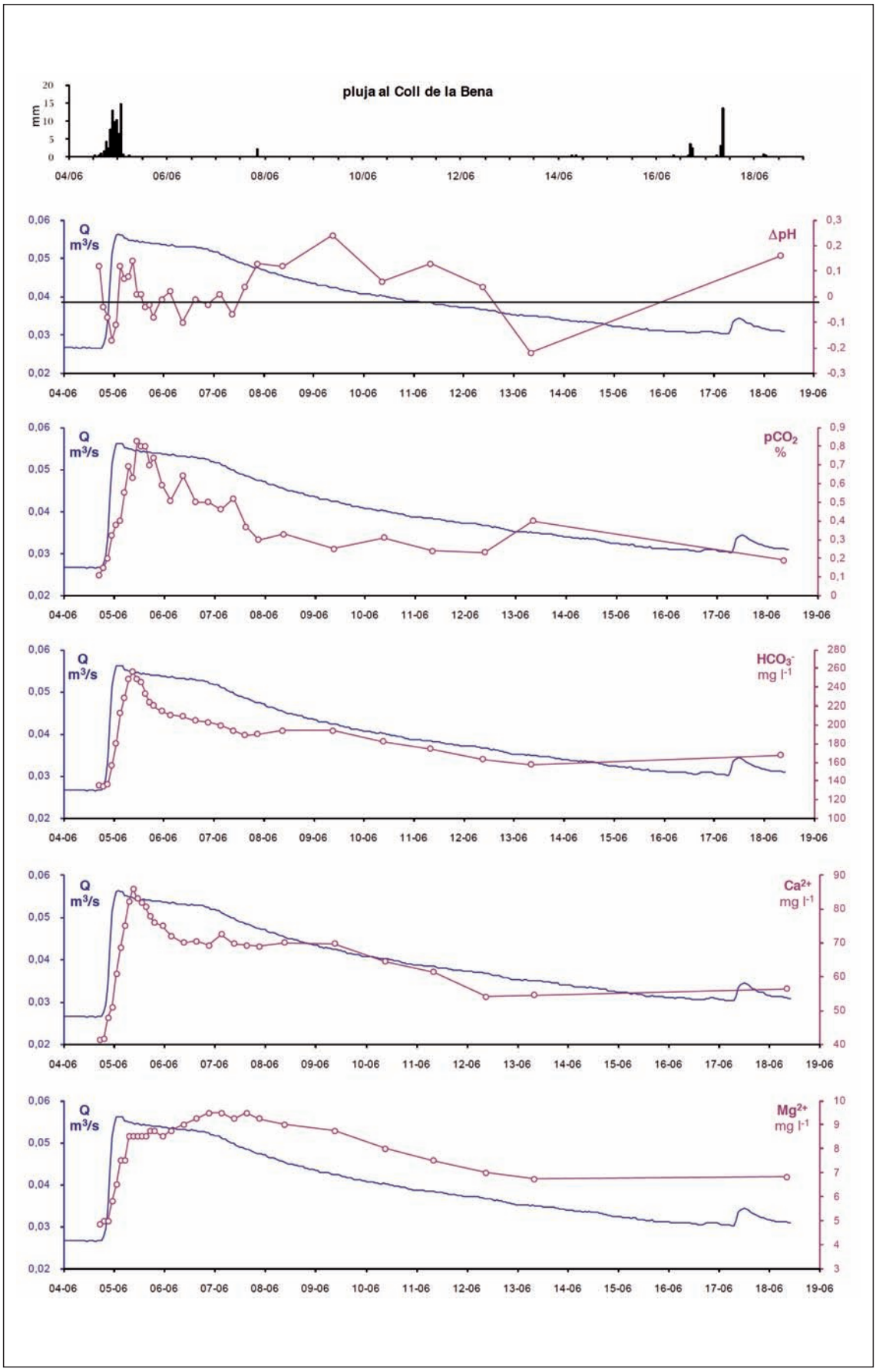


Figura 146: Variació de la pCO_2, l'ΔpH, els bicarbonats, el calci i el magnesi a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

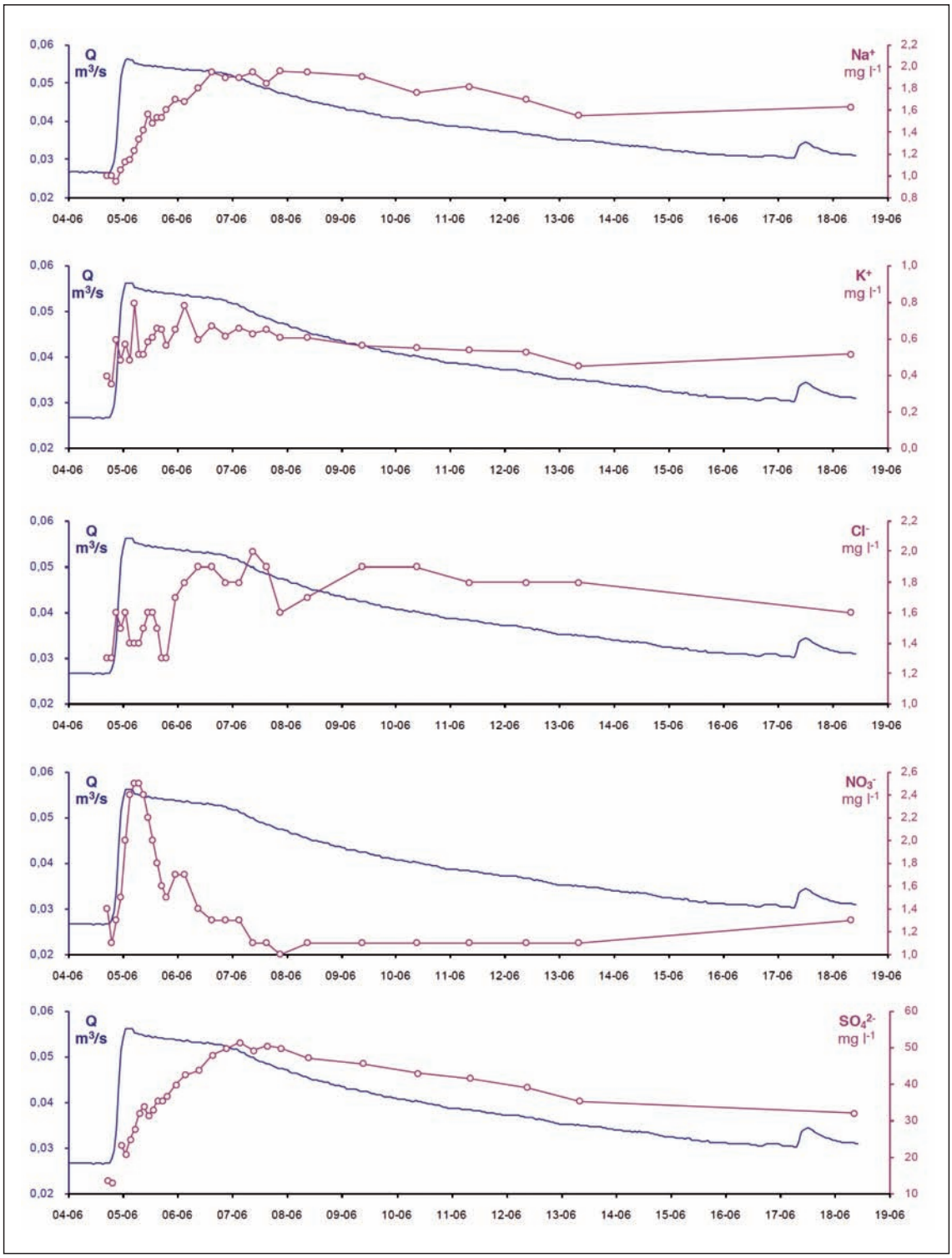


Figura 147: Variació de sodi, potassi, clorurs, nitrats i sulfats a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

Matèria en suspensió

Es produeix un augment de la concentració amb la puja del cabal on es defineix un primer màxim; un segon màxim coincideix amb el cabal màxim (figura 148). A partir del màxim es produeix un ràpida disminució de la concentració que coincideix, amb els cabals, encara forts, que caracteritzen l'inici de la decrescuda. La matèria en suspensió

passa de concentracions de l'ordre d'1 mg/l a un valor màxim de 170 mg/l. Aquesta resposta natural fa evident la mobilització de materials prèviament sedimentats a la zona inundada. Exactament com succeeix a l'Adou del Bastareny (vegeu figura 139).

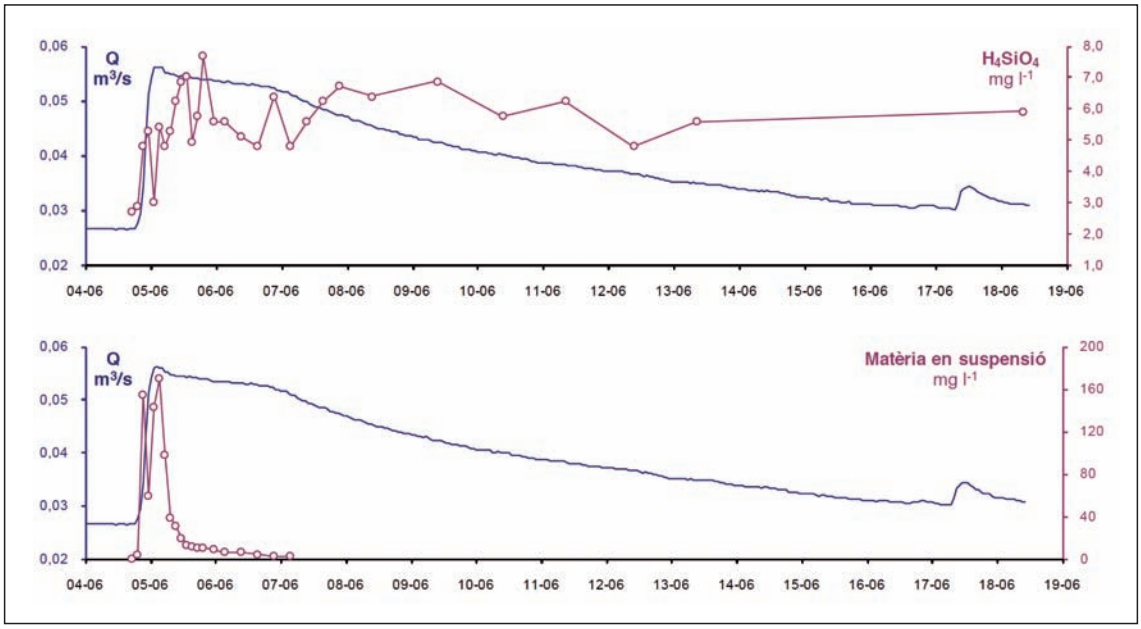


Figura 148: Variació de silicats i matèria en suspensió a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

Elements traça

Sobre els diferents elements traça estudiats: Liti (Li), Bor (B), Titani (Ti), Vanadi (V), Crom (Cr), Cobalt (Co), Arsènic (As), Rubidi (Rb), Estronci (Sr), Bari (Ba), Urani (U), Manganès (Mn) a l'episodi de crescuda de la primavera de 1997 (figures 149, 150 i 151) es poden fer les consideracions sintètiques següents:

- Màxims ben associats al cabal màxim de la crescuda o bé situats a la puja de la crescuda: B, Ti, V, Cr, Co, As, Rb , Sr i Ba.

- En alguns elements els valors màxims indiquen un petit retard en relació amb el cabal màxim de la crescuda: B, Co, Sr, Ba i U.

- L'evolució del liti és particular: l'augment de la concentració és progressiu i, encara que hi ha uns màxims poc marcats situats a la puja i associats als cabals forts de l'inici de la decrescuda, els valors màxims de l'episodi s'observen en plena decrescuda (del 7 al 10 de juny).

- Màxim o màxims, més o menys ben definits, situats a la decrescuda: Li, B, Ti, V, Co i Rb.

- El Cr presenta un màxim ben definit a la puja i un màxim menys marcat que coincideix amb el cabal màxim. A l'inici de la decrescuda s'observen varis mínims ben definits.

- A l'inici de la decrescuda hi ha una disminució de la concentració més o menys ben definida: Ti, V, Co, Rb, Sr, Ba i Mn.

En general, s'observa un efecte de descàrrega ben definit en les respostes naturals de la majoria dels elements traça estudiats com així mateix succeeix amb les altres variables: ions majoritaris i oxigen-18.

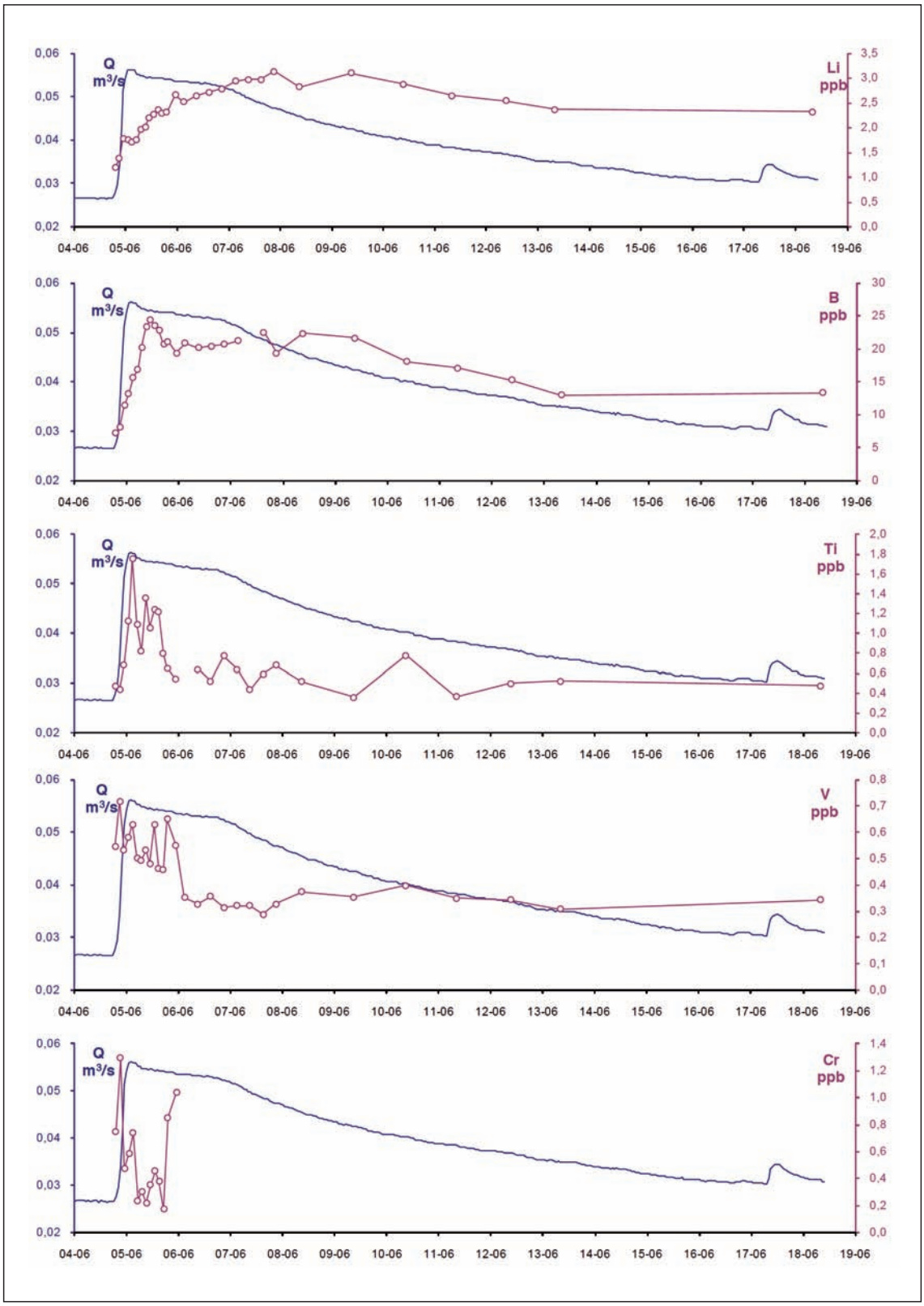


Figura 149: Variació de liti, bor, titani, vanadi i crom a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

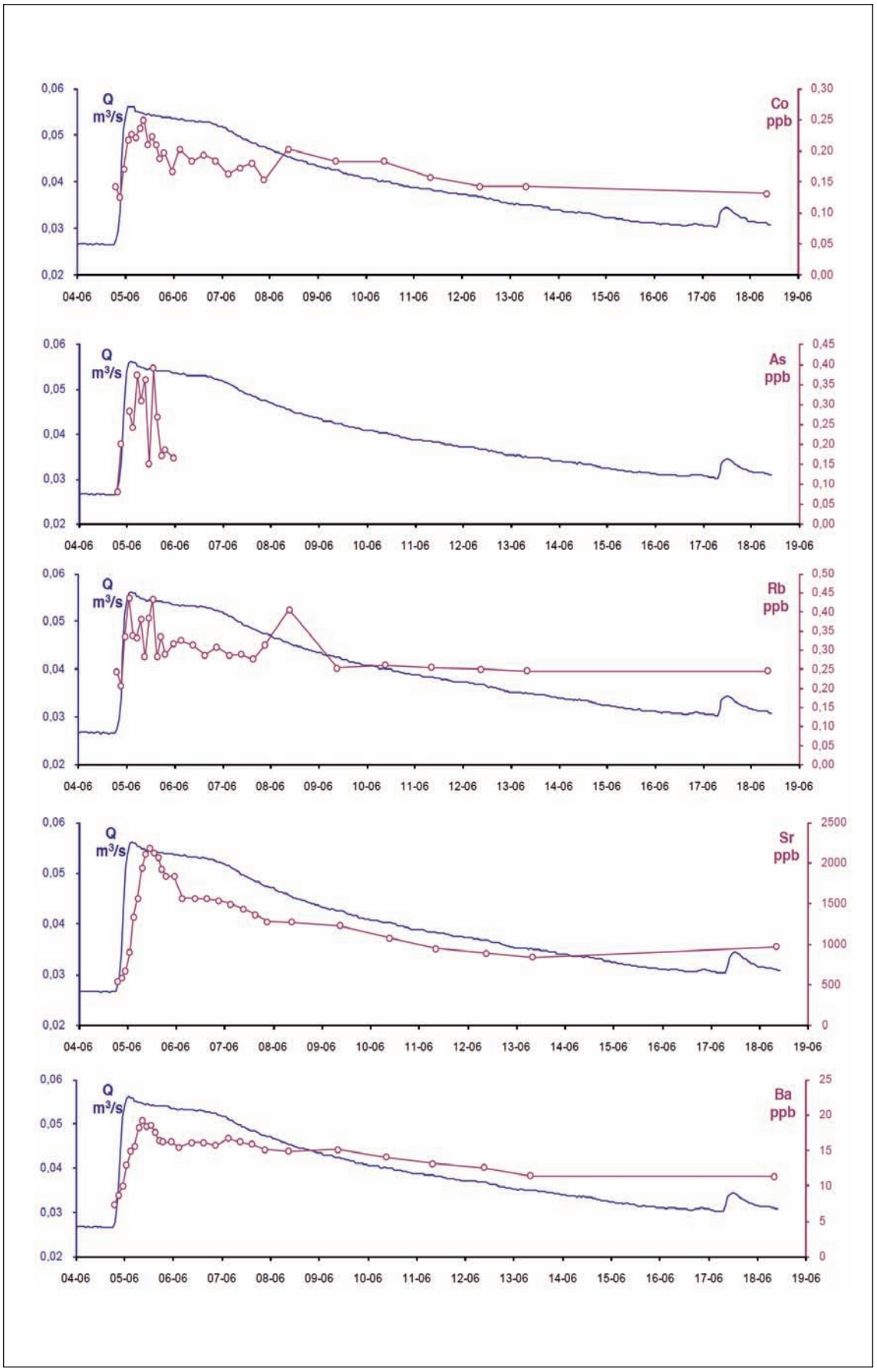


Figura 150: Variació de cobalt, arsènic, rubidi, estronci i bari a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

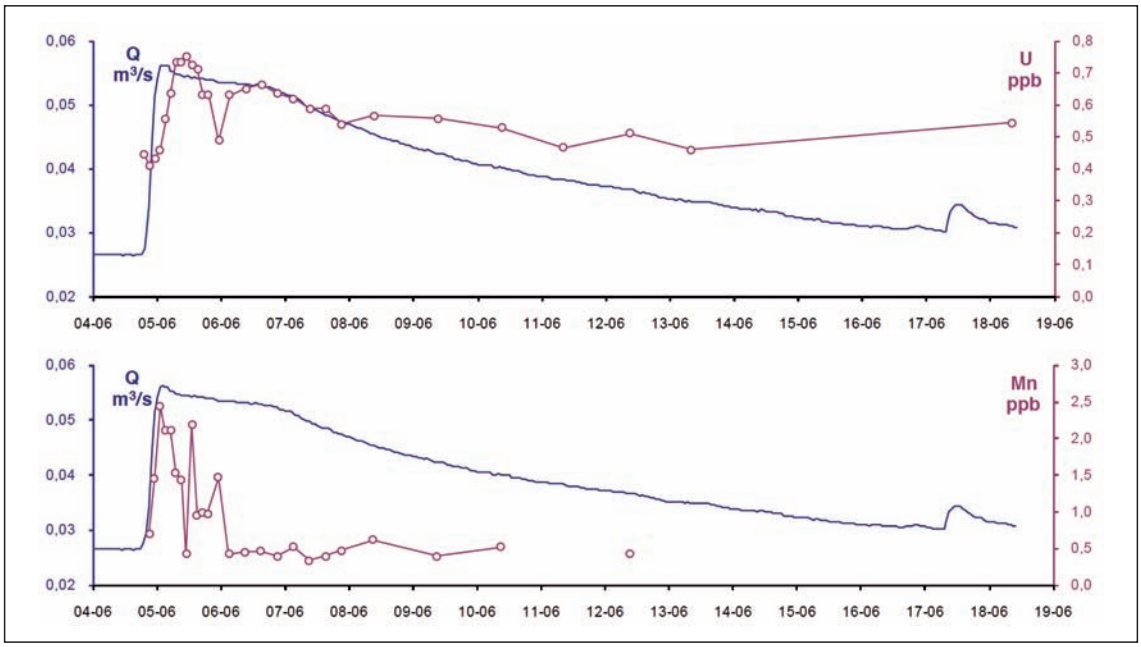


Figura 151: Variació d'urani i manganès a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

Oxigen-18 i Deuteri

L'evolució de l'oxigen-18 a l'episodi de crescuda presenta un màxim molt poc marcat a la puja i un màxim associat al cabal màxim de la crescuda molt ben definit; així mateix, hi ha dos màxims (que es poden assimilar a un màxim) de feble amplitud i gran període (entre el dies 7 i 9 de juny) (figura 152). El màxim de la puja i el coincident amb els cabals més elevats responen a la mobilització d'aigües de llarg temps de permanència, procedents de la zona inundada. El màxim amb retard estaria relacionat amb les aigües d'infiltració i d'escorrentia subterrània i els processos de dissolució aigua amunt de la zona saturada.

Els valors d'oxigen-18 de la Font del Violí indiquen que es tracta d'aigües que han experimentat un fraccionament superior a les de l'Adou. Això es pot explicar pel fet que la Font del Violí és la que està situada més aigua avall del sistema i, en conseqüència, és la que pot aportar aigües amb un temps de permanència més llarg i que són el resultat d'aigües d'origen divers (pluja, neu, infiltració ràpida i en pèrdues, infiltració lenta, aqüífers epicàrstics, reservoris de la zona inundada) que traduirien un fraccionament isotòpic més important. La resposta natural de l'oxigen-18 de la Font del Violí es pot considerar com a relativament senzilla sobretot si es compara amb la de l'Adou: la resposta natural de l'Adou com ja s'ha com ja s'ha comentat és més complexa, complexitat que té a veure amb el caràcter més càrstic del funcionament i l'estructura que es fa evident a l'Adou.

A més, hi hauria dos aspectes a remarcar: la zona inundada immediata que alimenta la Font del Violí té una entitat molt menor que la que alimenta el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou i la carstificació en el cas del bloc immediat a la Font del Violí és també molt inferior a la que es fa evident al Bullidor i l'Adou. Les característiques del bloc calcari immediat que alimenta la Font del Violí, sense estructura de drenatge, afavoreixen l'homogeneïtzació d'aigües de diferent origen. A la Font del Violí la incidència de les aigües d'infiltració ràpida i d'escorrentiu subterrani és quantitativament poc important si es compara amb el Bullidor i l'Adou.

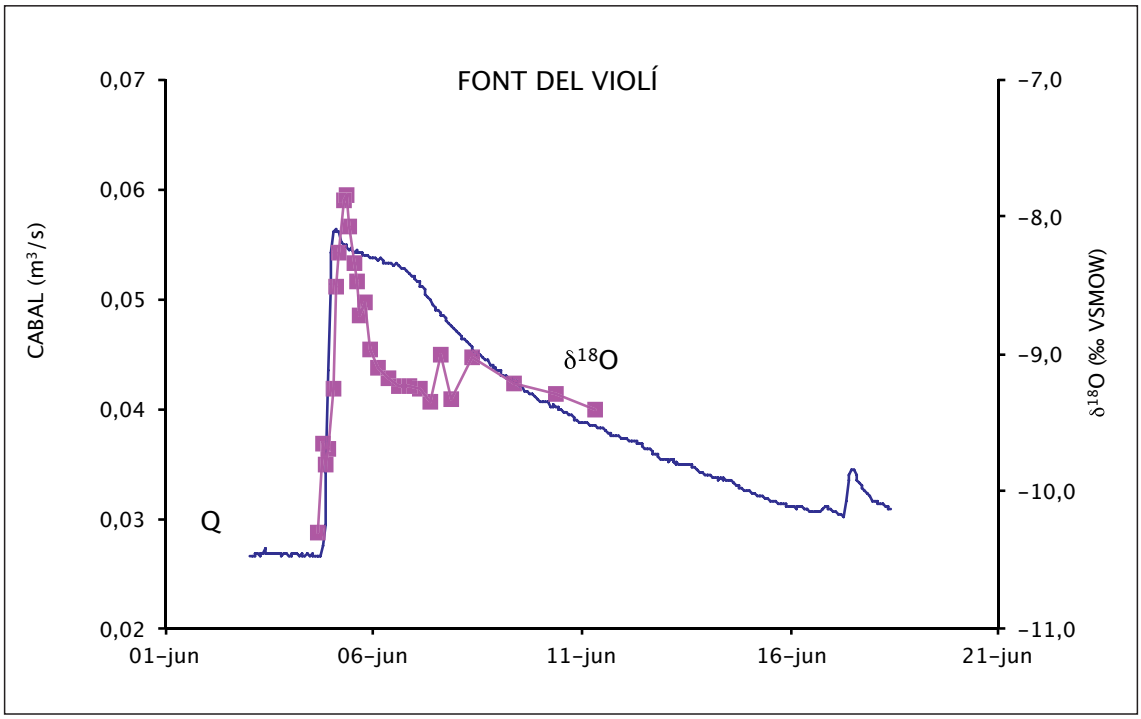


Figura 152: Variació d'oxigen-18 a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

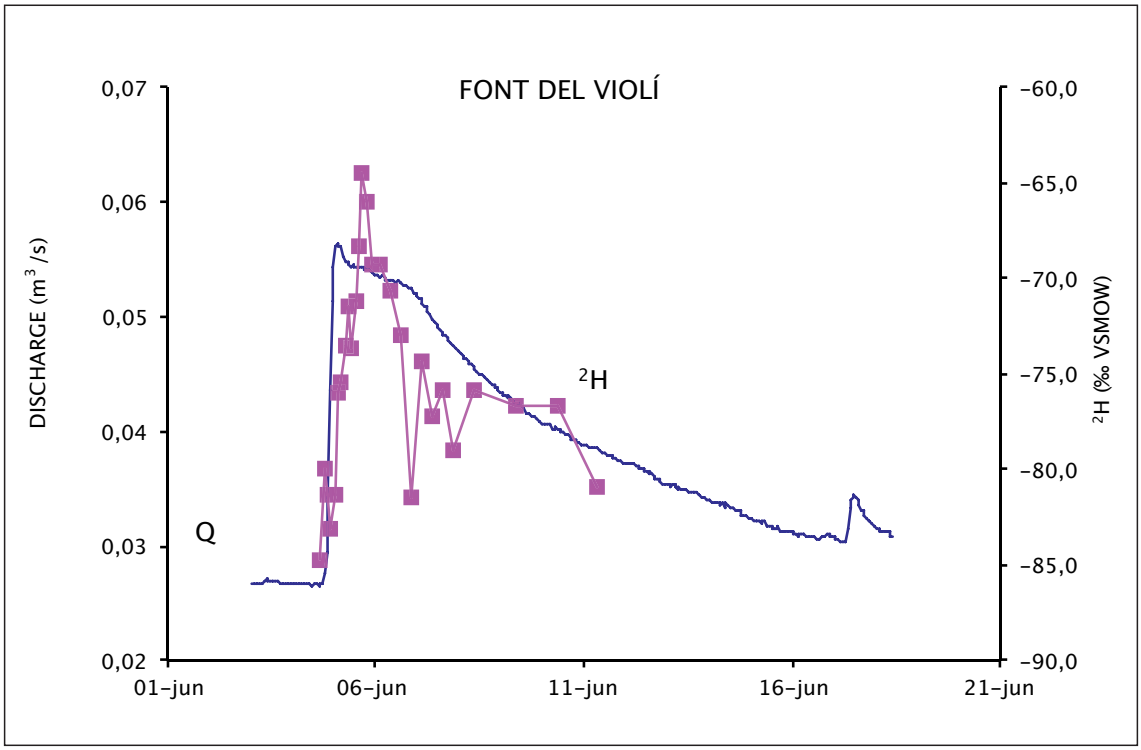


Figura 153: Variació de deuteri a la Font del Violí al llarg d'una crescuda el juny de 1997.

La resposta natural de l'oxigen-18 és molt comparable a les respostes d'altres variables estudiades en aquest episodi de crescuda: els hidrogrames dels bicarbonats (i de la conductivitat) i del calci presenten morfologies pràcticament anàlogues (vegeu figura 146).

La resposta del deuteri a la Font del Violi és molt comparable a la de l'oxigen-18, solament s'observen petites diferències poc significatives (figura 153). Hi ha un màxim a la puja i dos màxims associats als cabals màxims de la crescuda i un mínim molt ben marcat en decrescuda (7 de juny), però encara associats a forts cabals. A partir d'aquí, entre el dies 7 i 11 de juny hi ha varis màxims que es poden assimilar a un sol màxim que coincideix amb els màxims de conductivitat i d'altres marcadors estudiats (bicarbonats, calci...) que s'han definit com a màxims amb retard. Els màxims situats a la puja i al màxim de la crescuda tenen la mateixa explicació que en el cas de l'oxigen-18: es tracta d'aigües que es mobilitzen de la zona inundada. Els màxims o màxim amb retard estaria relacionat amb les aigües d'infiltració ràpida i d'escorrentia subterrània relacionades amb els processos de dissolució que es desenvolupen aigua amunt de la zona saturada, exactament com s'ha explicat per a l'oxigen-18.

3.3.2.6.6 Conclusions i síntesi de les respostes hidrològiques naturals de les Fonts del Bastareny

3.3.2.6.6.1 Introducció

L'estudi de les respostes naturals de cabal de les Fonts del Bastareny permet constatar que la morfologia dels hidrogrames és característica del sistema. L'anàlisi de l'hidrograma estableix que la carstificació és més important aigua amunt que aigua avall com així mateix ho indiquen les observacions realitzades en les tres surgències permanents d'aigua amunt a aigua avall: Adou, Bullidor de Sant Esteve i Font del Violí. El correlograma creuat identifica les característiques pròpies del funcionament i de l'estructura del sistema: una carstificació global moderada, un cert desenvolupament de l'estructura de drenatge i un reservori considerable com així mateix ho indica el càlcul del volum dinàmic (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a; Ramoneda et al., 1999).

El tipus de resposta és característica del sistema i és una conseqüència del seu funcionament i estructura. Les respostes tenen clarament un valor paradigmàtic, és a dir, es poden considerar com una referència del comportament del sistema.

Aquestes característiques generals del sistema que són el resultat de l'anàlisi de l'hidrograma, constituïxen un bon marc per a introduir les conclusions de l'anàlisi de crescudes o respostes naturals que s'ha realitzat en cadascuna de les surgències des d'una perspectiva interdisciplinària a partir de diverses variables.

Així mateix, s'ha d'insistir en el caràcter més aviat valclusià del sistema i en la complexitat i dimensions de les zones de descàrrega (>3 km) i saturada o inundada.

En el cas del sistema càrstic del Bastareny cal tenir present que hi ha tres surgències permanents i vàries de temporals o sobreeixidors: particularment l'SC-30 i d'altres d'immediats situats aigua amunt i aigua avall d'aquest. Aquesta diversitat de punts de descàrrega ja expressa una certa complexitat del sistema. L'anàlisi de les respostes naturals relatives al cabal, la temperatura, les variables químiques i isotòpiques que s'ha realitzat (dades del monitoratge instrumental i de la crescuda de juny de 1997) en cadascuna de les tres surgències permanents i al sobreeixidor SC-30 ha contribuït a definir el funcionament i l'estructura i a fer més evident la seva complexitat, però també a trobar-ne una explicació.

A continuació es presenten les conclusions més interessants relatives a la interpretació de les respostes naturals de les Fonts del Bastareny.

Una primera remarca és que els hidrogrames de cadascuna de les surgències permanents (Violí, Bullidor de Sant Esteve i Adou) analitzats individualment presenten analogies morfològiques i són característics de cada surgència. Així mateix, quan es comparen s'observen analogies morfològiques entre els hidrogrames de les tres surgències permanents. Encara que cal insistir en què les analogies, sobretot de d'un punt de vista funcional i quantitatiu i també qualitatiu són molt marcades entre el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou del Bastareny: és la informació aportada per aquestes dues surgències la que pròpiament permet definir i comprendre el sistema. En efecte, la informació d'aquestes dues surgències ha permès posar de relleu la carstificació de l'aqüífer i particularment el desenvolupament de la carstificació de la zona inundada o saturada on es fa evident d'una part l'existència d'una estructura de drenatge i d'una altra d'estructures reservori o sistemes annexos al drenatge.

De la Font del Violí ja s'ha insistit en les seves particularitats funcionals i l'escassa carstificació del bloc immediat que l'alimenta. Entre el bloc drenat per la Font del Violí i el drenat pel Bullidor de Sant Esteve hi ha doncs un marcada discontinuïtat. I el mateix succeeix entre el bloc immediat que alimenta el Bullidor de Sant Esteve i el que alimenta l'Adou, la discontinuïtat és però molt menys marcada. En el gradient de la carstificació que caracteritza el sistema, l'Adou, situada a la part d'aigua amunt de la descàrrega, expressa un major desenvolupament del drenatge (i de la carstificació).

Les respostes tèrmiques, químiques i isotòpiques no tenen una amplitud molt marcada com correspon a un sistema de carstificació moderada. Òbviament, les amplituds són més importants a les surgències de l'Adou i al Bullidor de Sant Esteve, que expressen el funcionament d'estructures més carstificades. La Font del Violí, que drena el bloc de l'aqüífer situat més aigua avall, amb molt poca carstificació, es caracteritza per amplituds relativament poc importants en el cas del cabal i la temperatura, però no és així pel que fa a la mineralització, doncs aquesta font rep aportacions d'aigües, significativament marcades en SO_4^{2-} i Ca^{2+}, com a conseqüència de la dissolució dels guixos situats a la part superficial o bé a l'interior de l'aqüífer, els qual formen part, generalment, de la seva zona no saturada com s'observa molt bé en el conjunt de la serra del Cadí.

3.3.2.6.6.2 Bullidor de Sant Esteve

El Bullidor de Sant Esteve, surgència principal del sistema, presenta sistemàticament un augment de la temperatura associat a l'augment de cabal. A les crescudes analitzades els increments de temperatura varien de 0.3 ºC a 1 ºC i en situació de decrescuda la disminució de la temperatura pot variar d'1 ºC a 1.3 ºC. Generalment s'observa un retard d'unes hores del màxim de temperatura en relació al cabal màxim, però en alguns episodis el retard pot ser, fins i tot, de 24 hores. L'explicació pot trobar-se en el fet que progressivament i, en situació de forts cabals, s'impliquen aigües a major temperatura ubicades en sistemes annexos a major profunditat. Aquest comportament seria el propi d'un sistema d'esquema valclusià. El tipus de resposta natural de la temperatura al Bullidor de Sant Esteve és l'expressió d'un efecte de descàrrega que indica la mobilització d'aigües a major temperatura emmagatzemades als sistemes annexos de la zona inundada del carst.

La resposta natural de la conductivitat (o mineralització) presenta analogies amb la resposta tèrmica, però és més complexa. Encara que en tot tipus d'episodi tot augment del cabal es tradueix en un augment de la conductivitat, tal i com com succeeix amb la temperatura, la resposta de la conductivitat és més complexa: generalment s'observen dos màxims de conductivitat, situats un a la puja i l'altre al màxim de cabal i, un tercer

màxim, en plena decrescuda, de gran període i amplitud ben definida. El retard d'aquest tercer màxim de conductivitat respecte el cabal màxim pot ser en alguns episodis de l'ordre de 5 dies. Els màxims de conductivitat situats a la puja i al màxim de cabal indiquen un efecte de descàrrega a partir de la mobilització d'aigües més mineralitzades que provenen dels sistemes annexos de la zona inundada immediats al Bullidor. El màxim situat a la decrescuda, aporta informació diferida en el temps, particularment en relació al cabal màxim de la crescuda, és a dir, en relació a les condicions de màxima energia de l'episodi. La informació aportada té a veure amb processos de dissolució que es desenvolupen aigua amunt de l'Adou del Bastareny i sobreeixidors i, possiblement, aigua amunt de la zona inundada (saturada) de l'aqüífer. La informació que expressa el tercer màxim de conductivitat o mineralització, suposa segurament un augment dels HCO_3^- i Ca^{2+}, ions que determinarien el màxim de conductivitat. Encara que no es disposa de les dades d'aquests ions al Bullidor, a l'Adou, on també existeix un màxim de conductivitat a la decrescuda, són els ions HCO_3^- i Ca^{2+}, els que determinen aquest augment de la mineralització o conductivitat. Les aigües d'infiltració ràpida i d'escorrentia subterrània reprenen el CO_2 emmagatzemat a les parts profundes del carst (sistemes annexos al drenatge, estructures de drenatge ...) i determinen un important procés de dissolució, sobretot a la part d'aigua amunt de la zona inundada que es tradueix en els màxims de conductivitat, bicarbonats i calci (vegeu particularment l'episodi de crescuda de juny de 1997). Aquest màxim diferit en el temps en relació a l'inici i el màxim de la crescuda, doncs se situa sempre en plena decrescuda, reflecteix, segurament, la importància que té la carstificació a la part d'aigua amunt del sistema, com així ho indica el model conceptual aportat per la hidrodinàmica. Així aquest màxim expressaria una característica (situació a l'espai) dels processos actuals de l'aqüífer del Bastareny.

Finalment, en relació a les consideracions realitzades sobre la respostes naturals del Bullidor de Sant Esteve, és interessant remarcar que en alguns dels episodis de crescuda estudiats el màxim de conductivitat (o mineralització) s'avança al del cabal. Aquest tipus de resposta és una expressió més del caràcter càrstic del sistema: el pas de l'ona de crescuda determinaria el primer màxim de conductivitat i la màxima energia el màxim del cabal (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a).

3.3.2.6.6.3 Adou del Bastareny

L'Adou del Bastareny, segona surgència del sistema, presenta moltes analogies amb el Bullidor de Sant Esteve, tant pels volums aportats, com pels tipus de respostes de cabal, temperatura i conductivitat.

A l'Adou tot augment de cabal es tradueix en un augment de la temperatura que indica un clar efecte de descàrrega en totes les respostes a partir de la mobilització d'aigües més calentes de la zona inundada. Els increments són en general poc importants: d'algunes dècimes de grau a 0.5 ºC i les amplituds de les variacions poden ser superiors a 1 ºC, però depenent de l'estat del sistema hi pot haver excepcions com passa a l'episodi de juny de 1997, en el qual tant l'increment de la temperatura (0.2 ºC) com l'amplitud tèrmica de l'episodi (0.4 ºC) són molt poc importants en el context dels diferents episodis estudiats. Generalment el màxim de temperatura s'origina després del màxim de cabal. El retard pot ser d'algunes hores fins a unes 24 hores en alguns episodis. A l'episodi de desembre de 1997, el retard del màxim de temperatura en relació al del cabal és molt poc significatiu, pràcticament coincideixen els dos màxims; en les característiques de la resposta l'estat del sistema és determinant: abans de l'episodi de crescuda el cabals de l'Adou eren més aviat baixos. Les respostes tèrmiques són de gran període (5 o 6 dies) i clarament inercials com succeïa al Bullidor de Sant Esteve.

L'esquema valclusià del sistema explicaria el caràcter inercial de les respostes. Així mateix, la incidència de les aigües d'infiltració ràpida és significativa i més marcada que al Bullidor de Sant Esteve i indica que aigua amunt de l'Adou existeix un major desenvolupament del drenatge.

La resposta de la conductivitat presenta característiques generals comparables a les de la temperatura, però com succeeix al Bullidor, són respostes més complexes que les de la temperatura. Alguns episodis presenten un màxim de conductivitat poc marcat a la puja i al màxim de crescuda i de manera general existeix un màxim situat en plena decrescuda, tal i com succeeix al Bullidor de Sant Esteve. Aquestes característiques en la resposta s'observen molt bé a l'episodi de juny de 1997 tant al Bullidor com a l'Adou: la interpretació d'aquestes característiques i coincidències, particularment del màxim de conductivitat (HCO_3^- i Ca^{2+}) situat en plena decrescuda té un interès enorme en el coneixement del funcionament i l'estructura de l'aqüífer, com ja s'ha explicat quan s'ha analitzat la resposta del Bullidor de Sant Esteve. Els màxims de conductivitat situats a la puja i al màxim de crescuda expressen un efecte de descàrrega que suposa la mobilització d'aigües més mineralitzades situades als sistemes annexos de la zona saturada més immediats a l'Adou. El tercer màxim, situat a la decrescuda, té a veure, sobretot, amb els processos de dissolució situats aigua amunt de la zona inundada (i a la part d'aigua amunt de la zona de descàrrega on es troba precisament l'Adou del Bastareny) (reservori de CO_2 amb una forta influència de les aigües de infiltració ràpida i d'escorrentia subterrània), tal i com abans s'ha comentat. Insistint en la interpretació de la crescuda de juny de 1997 a l'Adou del Bastareny les variables del sistema calcocarbònic tenen particular interès: els HCO_3^- i el Ca^{2+} amb màxims ben definits associats a la puja i al màxim de la crescuda (o inici de la decrescuda), el Mg^{2+} també presenta un màxim molt clar que coincideix amb el cabal màxim i varis màxims situats a l'inici de la decrescuda, indiquen, com succeïa amb al conductivitat, un efecte de descàrrega que suposa la mobilització d'aigües més mineralitzades de les estructures reservori de la zona inundada. Les variables ΔpH i pCO_2 contribueixen a conèixer l'evolució del sistema calcocarbònic en crescuda: d'una banda hi ha aigües sobresaturades que procedeixen dels reservoris de la zona inundada i, d'altra banda, hi ha aigües infrasaturades o a l'equilibri influïdes per les aigües d'infiltració ràpida. Els màxims de HCO_3^- i Ca^{2+} situats en plena decrescuda (aproximadament 8 i 9 de juny) tenen l'explicació abans aplicada al màxim de conductivitat situat en plena decrescuda.

També cal referir els SO_4^{2-}: els valors més elevats apareixen unes 24 hores de l'inici de la crescuda, però tanmateix associats a forts cabals (2.5 a 3 m^3/s), això indica que l'aportació de SO_4^{2-} està relacionada amb aigües d'infiltració ràpida a partir de pèrdues situades als guixos del Keuper o amb aigües d'infiltració ràpida que travessen aquests materials.

El silicats indiquen un cert efecte de descàrrega i així mateix existeix un màxim en plena decrescuda relacionat amb aigües d'infiltració ràpida.

La resposta natural de la matèria en suspensió presenta una molt bona definició: el màxim de matèria en suspensió coincideix amb el cabal màxim i indica així mateix un molt ben definit efecte de descàrrega que s'origina perquè en crescuda es mobilitzen els materials prèviament acumulats per decantació a les estructures reservori de la zona saturada (i, fins i tot, a les estructures de drenatge), en condicions de flux de baixa o feble energia que caracteritzen els esgotaments; el caràcter merocàrstic del sistema explica la important presència de matèria en suspensió.

Una part dels elements traça analitzats a la crescuda presenten un màxim associat al màxim de cabal: Ti, V, Cr, Co, As, Rb i Mn, i altres a la puja: Li, Sr, Ba, U i B. En amb-

dós tipus de resposta es fa evident un efecte de descàrrega relacionat amb la sortida d'aigües de llarg temps de permanència situades a les estructures reservori de la zona inundada. Així mateix, hi ha una part dels elements traça estudiats: Li, B, Ti, V, Co , Rb, Sr i Ba que defineixen un màxim situat en plena decrescuda, entre els dies 7 i 9 de juny, tal i com s'ha descrit per la conductivitat, bicarbonats i calci. Es tracta d'aigües d'infiltració ràpida que es caracteritzarien per aquests marcadors.

L'oxigen-18 presenta un màxim a la puja i dos màxims associats al cabal màxim de la crescuda que cal interpretar com a conseqüència de l'efecte de descàrrega d'aigües de llarg temps de permanència procedents dels sistemes annexos al drenatge immediat a l'Adou. A mes s'observen dos màxims, en plena decrescuda, el segon què és més marcat està associat a cabals forts de l'ordre de 2 m^3/s i expressa un retard de 3 a 4 dies; aquest darrer màxim (8 i 9 de juny) es correspon amb els altres màxims (conductivitat, bicarbonats, calci...) abans descrits, constitueix una variació de forta amplitud i relativament gran període i està relacionat amb aigües d'infiltració ràpida que incorporarien, progressivament, aigües més fraccionades en oxigen-18 segurament de la part d'aigua amunt de la zona inundada (del sistemes annexos situats aigua amunt de la zona inundada del sistema i potser en part de la zona no saturada).

3.3.2.6.6.4 Font del Violí

La Font del Violí, la situada més aigua avall del sistema, presenta unes característiques molt particulars i és, així mateix, la menys important des del punt de vista hidrològic: el cabal varia entre 0.061 m^3/s i 0.013 m^3/s. L'aportació hídrica és solament de l'ordre del 2.1% del total de l'aqüífer i, en conseqüència, la significació d'aquesta surgència, tant quantitativament com qualitativa, és poc important en la definició i comprensió del sistema. Les surgències realment importants en la definició del sistema són el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou.

Les característiques hidrodinàmiques, tèrmiques i hidrogeoquímiques de la Font de Violí contribueixen a constatar que aquesta surgència drena un bloc poc carstificat i d'estructura més aviat homogènia. Confirmant clarament que el sistema es caracteritza per un gradient en la carstificació: més desenvolupada aigua amunt que aigua avall. La mineralització és la més important de les tres surgències del sistema com ho indica la conductivitat. A la Font del Violí la conductivitat (o mineralització) està influïda notablement pels HCO_3^- i el Ca^{2+} i en menor grau pel Mg^{2+}, però també significativament pels SO_4^{2-} que es presenten en concentracions importants, particularment en situació de crescuda. Aquesta situació també s'observa al Bullidor de Sant Esteve i a l'Adou, però les concentracions de SO_4^{2-} aportades són significativament inferiors. L'origen dels SO_4^{2-} és als guixos del Keuper que formen part de la conca del sistema, a partir de la dissolució i transport que realitzen les aigües d'infiltració ràpida. La dissolució dels guixos també suposa una major aportació de l'ió Ca^{2+} a les aigües d'infiltració ràpida. Els augments de cabal determinen de manera general augments de la temperatura, encara que les amplituds són poc importants, només d'algunes dècimes: de 0.1 a 0.4 ºC. Les respostes tèrmiques indiquen, de manera general, un efecte de descàrrega i, encara que hi hagi crescudes en què l'efecte de descàrrega no té una bona definició, alguns dels episodis com les dues crescudes de setembre de 1995 són molt il·lustratius d'aquest efecte. Les respostes químiques o de la mineralització analitzades a partir de la variable conductivitat, tenen molt bona definició: tot augment de cabal es tradueix en un marcat augment de la conductivitat, que expressa un clar efecte de descàrrega, a partir de la mobilització d'aigües emmagatzemades a la zona saturada o inundada.

A la crescuda de juny de 1997, tal i com succeeix amb la conductivitat, els ions HCO_3^-, Ca^{2+} i Mg^{2+} mostren augments significatius amb l'augment del cabal de la crescuda i existeix una clara associació de les màximes concentracions amb el cabal màxim de l'episodi, és a dir, aquestes variables fonamentals del sistema calcocarbònic presenten un clar efecte de descàrrega. La conductivitat a la Font del Violí presenta, tal i com s'ha observat al Bullidor de Sant Esteve i a l'Adou, a part del màxim associat al cabal màxim, un màxim o a vegades, fins i tot, més, que s'originen a l'inici de la decrescuda o en plena decrescuda. Aquests màxims que s'han definit com a màxims diferits o amb retard en relació al cabal màxim de l'episodi de crescuda, estan relacionats amb aigües d'infiltració ràpida i d'escorrentia subterrània amb diferents marques geoquímiques i origen divers a la conca càrstica i que arriben o poden arribar a diferents espais de la zona inundada (i de la zona de descàrrega), sobretot considerant la important extensió d'ambdues. Els temps dels retards dels màxims de conductivitat, determinats a partir del màxim cabal de la crescuda poden variar de 2 a 7 dies, segons les característiques de l'episodi de crescuda. A vegades existeix un sol màxim amb retard com a les crescudes de setembre de 1995 (entre 5 i 6 dies de retard) o d'octubre de 1996 (entre 6 i 7 dies de retard).

La crescuda de juny de 1997 es caracteritza per presentar tres màxims: el primer coincideix amb el màxim del cabal aproximadament (efecte de descàrrega de la mineralització: bicarbonats, calci, magnesi... provenint de la zona inundada immediata que alimenta la Font del Violí), el segon amb aproximadament 2 dies de retard en relació amb el cabal màxim el determinen els HCO_3^- i la màxima aportació de SO_4^{2-} (guixos del Keuper a la conca del sistema i aigües d'infiltració ràpida) (també cal observar els màxims de Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ i Na^+, un dels màxims de Cl^-, un dels màxims de H_4SiO_4 i també màxims, més o menys ben definits, d'elements traça: Li, B, Co, Ba, U..., el tercer màxim amb un retard d'aproximadament 4 dies el determinen HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} i els SO_4^{2-}. Aquest màxim coincideix molt bé amb els ja descrits i interpretats al Bullidor de Sant Esteve i l'Adou. La interpretació, en el cas de la Font del Violí, també és coincident amb la realitzada per a les dues surgències més importants, és a dir, tindria a veure amb els processos de dissolució que es produeixen aigua amunt quan les aigües d'infiltració ràpida i d'escorrentia subterrània reprenen el CO_2 emmagatzemat en estructures profundes (sistemes annexos, estructures de drenatge... i, en general, en la zona de transició de la zona d'infiltració a la zona inundada) aigua amunt de la zones de descàrrega i inundada (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a; Bourges at al., 2001).

Com ja s'ha comentat algunes variables, particularment les relacionades més directament amb el primer màxim de conductivitat, que coincideix amb el cabal màxim (o bé, amb els cabals més elevats de l'episodi), presenten un tipus de resposta comparable a la del primer màxim de la conductivitat. Així succeeix, com ja s'ha explicat, amb els HCO_3^- i Ca^{2+} i també amb el Mg^{2+}, encara que l'evolució que presenta aquest ió exigeixi introduir algunes consideracions relacionades amb la seva cinètica química com anteriorment s'ha comentat. L'evolució d'aquestes variables indica un efecte de descàrrega a partir de la mobilització d'aigües de la zona inundada immediata, però hi altres variables que també il·lustren molt bé l'efecte de descàrrega, com per exemple els nitrats (NO_3^-) que presenten un màxim que coincideix amb el cabal màxim de la punta de crescuda i el mateix succeeix amb la matèria en suspensió que presenta una resposta natural característica amb un màxim ben definit i ben associat al cabal màxim de la crescuda. Mentre que hi ha altres variables que presenten una morfologia o evolució diferent en el desenvolupament de l'episodi de crescuda, com succeeix en el cas del sodi (Na^+) i dels sulfats (SO_4^{2-}). A més ambdues variables tenen una evolució molt comparable en la crescuda. Tant el sodi com els sulfats experimenten un augment des de l'inici de la crescuda, però d'una manera progressiva, fins arribar a les màximes concentracions al cap de 3 o 4 dies coincidint amb el segon màxim de la conductivitat i en unes condicions

de funcionament de la Font del Violí pràcticament de màxima energia i amb cabals molt elevats (inici de la decrescuda). Les concentracions màximes es mantenen fins al tercer màxim de conductivitat. De fet, el màxim de sulfats té una influència determinant en la definició del segon màxim de conductivitat. Els màxims de sodi i sulfats s'han de relacionar amb l'arribada d'aigües d'infiltració ràpida (zona no saturada, aqüífers epicàrstics, afloraments de guixos...), progressivament més mineralitzades en aquests ions. Tant el sodi com els sulfats presenten valors elevats o màxims coincidint amb el segon i el tercer màxim de conductivitat. Així el sulfats, a la Font del Violí, amb concentracions de 40 a 50 mg/l, tenen influència tant en el segon com en el tercer màxim de conductivitat.

Quant als elements traça s'ha de recordar que la Font del Violí és la surgència que observa les concentracions més elevades en la major part dels elements traça estudiats i concretament en Li, B, Sc, Co, Rb, Sr, Mo, Ba i U. A la Font del Violí, quasi la totalitat dels elements traça estudiats indiquen clarament l'efecte de descàrrega: bor, titani i vanadi, crom, cobalt, arsènic, rubidi, estronci, bari i manganès. Aquests elements traça presenten almenys un màxim ben marcat i associat al cabal màxim de la crescuda. I, en el cas del titani, vanadi, crom, cobalt, arsènic i rubidi, estronci, i manganès s'observa una forta variació, amb varis màxims i mínims, que va des de l'inici de l'episodi de crescuda fins pràcticament el segon màxim de conductivitat, reflectint molt probablement la incidència d'aigües d'infiltració ràpida amb diferents marques o concentracions. L'urani presenta un màxim ben definit associat al cabal màxim de la crescuda i un segon màxim, també ben definit, que coincideix amb el segon màxim de conductivitat, és a dir, el que està relacionat amb aigües d'infiltració ràpida que aporten concentracions elevades de sulfats (possible relació amb materials del Keuper). Alguns elements traça observen evolucions molt semblants a les que presenten les variables del sistema calcocarbònic, com succeeix amb els ions estronci i bari i amb el bor, encara que en aquest cas amb algunes particularitats. El liti presenta una evolució molt comparable a les descrites pel sodi i els sulfats (possible relació amb materials del Keuper) amb concentracions elevades coincidint amb el segon i el tercer màxim de conductivitat.

De la resposta natural de l'oxigen-18 s'ha de remarcar un màxim molt ben definit que identifica les aigües més fraccionades, que coincideix amb el cabal màxim de la crescuda i amb la descàrrega de les aigües més mineralitzades, primer màxim de conductivitat, de la crescuda. Aquest màxim expressa molt bé l'efecte de descàrrega. Així mateix hi ha dos màxims d'oxigen-18 consecutius, situats entre el 7 i el 9 de juny, els quals coincidirien amb el segon i tercer màxim de conductivitat de l'episodi i estarien relacionats amb les aigües d'infiltració ràpida que aporten sulfats i amb les aigües d'infiltració ràpida (i escorrentia subterrània) que determinen els processos de dissolució situats aigua amunt de la zona saturada, respectivament. La resposta natural del deuteri és una mica més complexa, però serveix la mateixa interpretació que s'ha utilitzat per a l'oxigen-18. La resposta del deuteri és molt comparable a la de l'oxigen-18.

3.3.2.6.6.5 Síntesi de les respostes naturals

L'estudi de les respostes naturals de les Fonts del Bastareny és una aportació interessant en el coneixement d'aquest sistema càrstic. Les informacions analitzades en les respostes de les surgències contribueixen a la definició de la unitat del sistema i al coneixement de la seva complexitat, és a dir, es fa evident la complexitat pròpia d'un aqüífer de naturalesa càrstica.

És interessant remarcar que la informació diversa que aporten les tres surgències permanents permet d'una part caracteritzar la zona de descàrrega (i inundada) que està

formada per blocs de naturalesa hidrogeològica diferent: el bloc immediat que alimenta la Font del Violí amb una carstificació poc important, quasi inexistent i el bloc situat aigua amunt del Bullidor de Sant Esteve i de l'Adou amb un carstificació considerable amb estructures de drenatge i d'emmagatzematge (sistemes annexos al drenatge); així mateix, l'estructura de drenatge és més desenvolupada en el bloc drenat per l'Adou que no en el drenat pel Bullidor de Sant Esteve. El Bullidor de Sant Esteve (font principal del sistema) i l'Adou són les surgències més importants que tant quantitativament com qualitativa permeten caracteritzar el sistema càrstic del Bastareny. D'altra part, la informació aportada per les fonts contribueix a caracteritzar el flux que va de la conca càrstica i la zona no saturada a la descàrrega a partir de marcadors com els sulfats que caracteritzen una part significativa de les aigües d'infiltració ràpida.

La complexitat del sistema es fa també evident per l'existència de blocs de característiques hidrològiques diferents com ho expressen els hidrogrames de cabal i les respostes tèrmiques i químiques de les tres surgències. L'existència d'estructures diverses a la zona saturada o inundada: de drenatge i d'emmagatzematge, mostren, malgrat el caràcter moderat de la carstificació, la significativa heterogeneïtat que caracteritza el medi càrstic del Bastareny (Bullidor i Adou).

L'anàlisi de les respostes naturals a partir d'una diversitat de marcadors també fa evident que hi ha un gradient en la carstificació d'aigua amunt a aigua vall, tal i com ho assenyala la hidrodinàmica. En aquest sentit, presenten particular interès els màxims amb retard de determinats marcadors (conductivitat, bicarbonats, calci, magnesi...) ubicats a la decrescuda que permeten situar i visualitzar el desenvolupament de fenòmens de dissolució a la part d'aigua amunt de la zona saturada; aquests màxims que s'observen amb retard en relació al cabal màxim de la crescuda, il·lustren molt bé com els processos de dissolució de major intensitat es desenvolupen aigua amunt de la zona inundada a partir de la incidència de les aigües d'infiltració ràpida i escorrentia subterrània en un reservori de CO_2 important (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a; Bourges et al., 2001).

Un altre aspecte molt interessant de les respostes naturals és què les dues surgències més importants del sistema: Bullidor de Sant Esteve i l'Adou, i també la Font del Violí, que té una importància quantitativa menor, presenten de manera general i sistemàtica, un efecte de descàrrega en el marcadors més importants: temperatura, conductivitat..., però també en altres variables: matèria en suspensió, elements traça, isòtops... Aquest efecte de descàrrega indica la importància de la zona saturada de l'aqüífer, particularment la que es desenvolupa a partir del Bullidor de Sant Esteve, surgència principal del sistema, amb unes reserves dinàmiques que poden ser superiors als 11 hm^3.

Les respostes de temperatura particularment, però també les de la conductivitat (bicarbonats, calci...) expressen un clar caràcter inercial que cal relacionar amb l'esquema o estructura més aviat vauclusiana de l'aqüífer i el notable desenvolupament de la zona inundada.

Per acabar aquests comentaris i reflexions de síntesi: dues qüestions d'interès aplicat. La primera es refereix als hidrogrames, cabals i reserves relacionades amb les diferents surgències i la segona a la qualitat de l'aigua d'aquestes. Paradoxalment la captació de subministrament d'aigua potable de Bagà es troba a la Font del Violí, que és la que té, l'esgotament més marcat (l'Adou també pot presentar un esgotament molt fort), amb només alguns l/s, i les aigües amb major concentració de sulfats, particularment durant els episodis de crescuda. El Bullidor de Sant Esteve (i en menor mesura, l'Adou), és la surgència que assumeix la descàrrega de les importants reserves de l'aqüífer i les concentracions en sulfats en ambdues són significativament inferiors, per tant les futures i òptimes captacions de l'aqüífer s'han d'emplaçar al Bullidor de Sant Esteve (drens i sis-

temes annexos), aigua amunt del Bullidor o bé, fins i tot, aigua amunt de l'Adou (drens i sistemes annexos). Així la disponibilitat d'aigua en quantitat i bona qualitat estaria completament assegurada.

3.3.2.7 Conclusions

3.3.2.7.1 Model conceptual

El model conceptual del sistema del Bastareny està força ben fonamentat per les dades experimentals aportades per les diferents aproximacions disciplinàries: hidrodinàmica, hidrogeotèrmia i hidrogeoquímica. Les dades obtingudes en les diferents fonts, però particularment a les dues més importants, el Bullidor de Sant Esteve i l'Adou, permeten aproximar el model conceptual del carst actual del Bastareny.

L'anàlisi de les dades de les diferents crescudes i, particularment, de la crescuda de 1997 i, també, l'anàlisi de les dades al llarg del cicle hidrològic, donen uns resultats prou clars i significatius. L'anàlisi hidrodinàmica i la classificació basada en els paràmetres "i" i "k" indiquen una estructura pròpia d'un sistema més carstificat aigua amunt que aigua avall, però amb una important zona inundada. En efecte, a la classificació (Mangin, 1975 a, 1994 a; Ramoneda et al., 1999; Freixes et al., 1999 b) el sistema s'ubica en el domini III (sistemes binaris), molt a prop del domini IV (sistemes compostos). La situació en el domini III té a veure amb el seu caràcter binari, encara que aquest sigui poc marcat. Pel càlcul del volum dinàmic se sap que la zona saturada és molt important i, pel coneixement geològic, també se sap, que es desenvolupa en una estructura geològica favorable com a reservori. Aquesta estructura és favorable així mateix a l'existència de reserves profundes, tot i fer-se evident que la carstificació a la part d'aigua avall del sistema és menys important. En conseqüència, el desenvolupament de la carstificació en profunditat també s'ha de relativitzar. No obstant, sí que s'ha de considerar l'esquema longitudinal del sistema que més aviat és de tipus valclusià, és a dir, que la circulació subterrània –l'estructura de drenatge i sistemes annexos associats– es desenvolupa fonamentalment per sota del nivell de descàrrega, és a dir, a major profunditat del nivell en què es troben les surgències de l'aqüífer; aquesta circulació profunda caracteritzaria el conjunt de la zona inundada, fins i tot, la part situada més aigua amunt (vegeu notablement Mangin,1975 a; Marsaud, 1997).

Al carst del Bastareny s'ha d'insistir en les extensions de les zones de descàrrega i saturada o inundada i en les seves diferents parts. Des de la Font del Violí als sobreeixidors situats més aigua amunt de l'SC-30 hi ha una distància considerable d'uns 3 km, pràcticament fins arribar a la confluència dels torrents de Murcurols i la Muga. Aquest espai defineix la part de la zona inundada que correspon a la zona de descàrrega.

Més enllà de l'espai definit com a zona de descàrrega, la zona saturada o inundada de l'aqüífer del Bastareny ha de desenvolupar-se aigua amunt dels sobreeixidors situats més a l'W, que són els que hi ha aigua amunt de l'SC-30 prop de la confluència dels torrents de Murcurols i la Muga: així la zona inundada podria desenvolupar-se en direcció W, varis kilòmetres cap a l'interior de la serra del Cadí, en una extensió que és difícil de precisar amb el coneixement actual.

Les observacions hidrològiques permeten definir diferents parts a la zona de descàrrega i a la mateixa zona inundada o saturada.

La discontinuïtat existent entre el bloc d'aigua avall que alimenta la Font del Violí i la part d'aigua amunt drenada pel Bullidor de Sant Esteve i l'Adou separa dos dominis de

carstificació diferent: poc important, quasi inexistent en el bloc d'aigua avall i significativa al bloc situat aigua amunt del Bullidor de Sant Esteve.

La carstificació al bloc d'aigua amunt permet distingir clarament entre l'existència d'estructures de drenatge i la de sistemes annexos al drenatge (estructures reservori) com ho il·lustren les respostes naturals del Bullidor de Sant Esteve i de l'Adou del Bastareny. La zona saturada més important pel seu reservori és desenvolupa aigua amunt del Bullidor de Sant Esteve, que constitueix la surgència principal del sistema. Del Bullidor passant per l'Adou i fins arribar als sobreeixidors situats més aigua amunt hi ha una distància de 2 km, no obstant, com ja s'ha comentat, la zona inundada pot desenvolupar-se encara més, aigua amunt en direcció W, cap a l'interior de la Serra del Cadí.

Les dades hidrològiques (cabal, temperatura i química) de la descàrrega semblen indicar que hi ha una segona discontinuïtat entre la part d'aigua avall de la zona saturada drenada pel Bullidor i la part d'aigua amunt drenada per l'Adou i els sobreeixidors.

Així mateix, en el carst del Bastareny cal remarcar l'important desenvolupament de la zona no saturada, que pot tenir un gruix màxim de l'ordre de 1700 m. Si es considera que hi ha un major desenvolupament de la carstificació aigua amunt que aigua avall, una part important d'aquesta carstificació podria ubicar-se en la zona d'infiltració (i a la zona de transició de la zona no saturada amb la saturada) i, així doncs, és lògic pensar que la carstificació és més important a la part d'aigua amunt de la zona saturada que a la d'aigua avall.

L'hidrograma unitari, més aviat puntegut, obtingut a partir de l'anàlisi de correlació creuada pluja-cabal, indica una carstificació evident en el sistema.

Les respostes de la temperatura i conductivitat al Bullidor i a l'Adou il·lustren molt bé l'efecte de descàrrega que caracteritza el sistema, posant en evidència la importància de la zona inundada (Andrieux, 1978; Freixes, 1986; Freixes et al. 1998 a). Les amplituds en ambdues variables –temperatura i conductivitat– a les crescudes i al cicle són més importants a l'Adou que al Bullidor, cosa que il·lustra molt bé que la carstificació és més important a la part d'aigua amunt.

El caràcter càrstic i la complexitat del sistema també es fan evidents a partir de les distribucions de freqüència polimodals de la temperatura i de la conductivitat del Bullidor de Sant Esteve i l'Adou. Les tres modes de l'Adou comparades amb les dues del Bullidor mostren que l'estructura té un caràcter més càrstic a la part d'aigua amunt de la zona inundada.

Pel caràcter moderat que sembla tenir la carstificació, tot i fer-se evident l'estructura de drenatge del sistema, particularment al Bullidor de Sant Esteve i a l'Adou, és possible que la diferenciació entre drenatge i sistemes annexes, que tanmateix és prou palesa, no sigui molt marcada.

L'estructura de buits càrstics en el conjunt del sistema ha de tenir més aviat una geometria de tipus reticular que no filiforme.

Tanmateix, si l'aqüífer té un certa estructura valclusiana, cosa lògica si es considera que el potencial de carstificació és més aviat moderat, la posició de l'estructura de drenatge tindrà la situació espacial que caracteritza aquests tipus de sistemes, és a dir, relativament en un pla inferior al dels sistemes annexos (Mangin, 1975 a; Marsaud, 1996, 1997; Crochet i Marsaud, 1996). No obstant, es necessari aprofundir en el coneixement de

la zona saturada, particularment en les característiques de les estructures que fan la funció de reservori (sistemes annexos), així com conèixer amb més rigor la situació de les estructures- reservori en relació a les estructures de drenatge.

El model conceptual del carst del Bastareny presenta una certa complexitat, aquesta, però, encara seria més important en el cas que, en profunditat i per sota de la formació Corones, les formacions Sagnari i Cadí formin part del sistema. El sistema passaria a ser de tipus compost i tindria dues parts ben diferenciades. I, en aquest cas, el Bullidor de la Llet seria l'expressió del desbordament de la zona inundada que es desenvolupa a les unitats Sagnari i Cadí.

Amb els resultats analitzats en aquest treball es disposa d'una primera aproximació de les reserves i de la seva importància. Ara és necessari aprofundir en el coneixement de les característiques de l'estructura del reservori, sobretot en el supòsit d'una futura explotació.

3.3.2.7.2 Potencial de carstificació i evolució recent del carst

L'anàlisi del potencial de carstificació en el sistema del Bastareny és complexa. Les característiques del model conceptual que s'ha explicat ja plantegen la complexitat que tindrà l'anàlisi de les condicions que presideixen el desenvolupament del carst del Bastareny (potencial de carstificació).

El sistema reuneix totes les característiques dels carsts d'alta muntanya: conca a gran altitud i, en bona part, en el domini supraforestal, fort gradient topogràfic i alimentació pluvionival, aspectes que permeten introduir algunes de les característiques o factors del potencial de carstificació.[58]

A continuació s'analitzen les característiques dels diferents factors del potencial de carstificació: macroestructura, geomorfologia i gradient altimètric i potencial H_2O-CO_2.

La macroestructura, és a dir, la disposició estructural de les diferents unitats carbonàtiques és molt important i interessa analitzar-la tant en un sentit longitudinal com transversal.

En el sentit longitudinal, els materials de la serra del Cadí tenen una basculació general cap a l'E, on es desenvolupa la zona de descàrrega del sistema i es situen les seves surgències. La circulació subterrània, de la part occidental a l'oriental de la serra, ha d'instal·lar-se principalment en les discontinuïtats que segueixen l'orientació W-E. Així, considerant la disposició dels materials a la serra del Cadí, les superfícies d'estratificació i les superfícies d'encavalcament serien les discontinuïtats implicades en la circulació subterrània que facilitarien la circulació cap a E. Les falles transversals i les diàclasis associades també tenen un paper significatiu, doncs per la seva disposició N-S, faciliten la connexitat entre les estructures i discontinuïtats que es desenvolupen W-E, però, com ja s'ha analitzarà mes endavant, el paper d'aquestes estructures cal matisar-lo.

L'anàlisi de l'estructura en el sentit transversal és la que fa evident les característiques que la serra del Cadí té com a relleu estructural. Així, segons la direcció S-N, els materials calcaris (Fm Armàncies, Fm Cadí i Fm Sagnari) amb un cabussament de 35 º a 70 º al S guanyen profunditat sense que hi hagi un límit inferior format per materials impermeables i, en conseqüència, la circulació hídrica pot desenvolupar-se bé en profunditat. De fet, sí que existeix un límit, però a gran profunditat i fora de l'abast de desenvolu-

pament del sistema. Com abans s'ha explicat, aquest límit profund està format per l'encavalcament de Vallfogona i els materials del mantell del Serrat, estructures que no tenen res a veure amb el sistema. La disposició dels materials, tal i com ho determina la macroestructura, fa que el gruix de calcàries susceptible de carstificar-se sigui molt important.

A més de la macroestructura cal considerar el fort gradient altitudinal que hi ha entre el nivell de base del sistema i el relleu més elevat, és a dir, entre els 920 m del Bullidor de Sant Esteve i els 2648 m del Vulturó, doncs constitueix també un factor important.

Però, el que és particularment interessant és l'anàlisi de la influència de l'esquema del sistema –binari poc marcat– en el potencial H_2O-CO_2. En efecte, el factor potencial H_2O-CO_2 al carst del Bastareny té un paper que cal relativitzar, doncs l'estructura binària, malgrat la classificació en el domini III, és poc marcada i, en conseqüència, les pèrdues que hi ha són poc importants i tampoc existeix una circulació superficial permanent amb cabals importants. En aquest sentit, el contrast amb un sistema com el de Joeu és molt marcat. Com que no existeix una alimentació amb pèrdues de cabals elevats, el potencial H_2O tindria, segurament, una importància menor. La infiltració tindria un caràcter més aviat difús i la carstificació en profunditat possiblement respondria a una estructura poc heterogènia, malgrat el desenvolupament evident de la carstificació. Així mateix, la carstificació a la zona inundada seria moderada i, d'acord amb el model de l'aqüífer, menys important aigua avall que aigua amunt. En aquest sentit, les respostes analitzades al Bullidor de Sant Esteve i a l'Adou són molt il·lustratives. És a dir, les respostes tenen un caràcter més càrstic a la surgència de l'Adou que a la del Bullidor: l'estructura de drenatge es fa més evident en la primera que en la segona. No obstant, les diferències en el caràcter càrstic que expressen una i altra surgència tampoc no són molt importants. L'estructura de drenatge tindria una geometria potser més reticular que no filiforme, però aquest és un aspecte que exigeix un més gran aprofundiment.[59]

Com ja s'ha comentat, no es coneix bé quin és el grau d'implicació en el sistema hidrogeològic del Bastareny de les formacions carbonàtiques Sagnari i Cadí situades per sota de la Fm Corones. Però, des del punt de vista del potencial de carstificació, és possible fer algunes reflexions. L'observació de la cartografia geològica de la serra del Cadí permet constatar que la superfície de la conca càrstica que correspon als afloraments de la Fm Armàncies és molt superior a la dels afloraments de les Fms Sagnari i Cadí. Per tant, el potencial de carstificació del bloc carbonàtic situat estratigràficament per sobre de la Fm Corones també seria significativament més elevat que no pas el del bloc inferior. Això no treu, tal com ho il·lustra el Bullidor de la Llet, que hi hagi circulació subterrània i carstificació en el bloc inferior.

Independentment de les consideracions fins aquí realitzades, cal introduir una reflexió sobre el paper de la Fm Corones en la hidrodinàmica del sistema. En efecte, el paper de llindar, més o menys impermeable, a l'interior del conjunt de calcàries, pot tenir diverses implicacions. La Fm Corones podria influir o condicionar la carstificació a les zones no saturada i saturada que es desenvolupen a les calcàries i margocalcàries de la Fm Armàncies. El nivell vermell de la Fm Corones podria tenir un paper hidrodinàmic com a superfície o llindar que influiria el flux de dues maneres: d'una banda concentrant-lo i, de l'altra, desplaçant-lo en profunditat segons la superfície de contacte entre les calcàries i els materials detrítics vermells. En conseqüència, les condicions de carstificació també es desplaçarien en profunditat.

Així mateix, a les parts profundes del carst, la Fm Corones podria fer que la circulació en les calcàries infrajacents (Fm Sagnari i Fm Cadí) tingués un fort caràcter captiu.

La Fm Corones, finalment, pot introduir les condicions geològiques perquè el sistema sigui de tipus compost, és a dir, que el sistema del Bastareny en realitat podria estar format per dues unitats o sistemes situats estratigràficament per sobre i per sota de la Fm Corones, és a dir, un en els materials de la Fm Armàncies i l'altre en els de les formacions Sagnari i Cadí (i potser a les calcàries del Garumnià).

Amb un interès complementari a les consideracions que s'han realitzat sobre el potencial de carstificació, és necessari insistir en les característiques del medi geològic des de la perspectiva de la resistència a la carstificació. En aquest sentit cal remarcar el paper que tenen l'heterogeneïtat litològica (merocarst) i les estructures transversals. Abans ja s'ha definit el carst del Bastareny com a merocarst, ara cal insistir en el paper que les litologies margoses i gresoses (margues, margocalcàries, calcàries gresoses) tenen com a factor de resistència a la carstificació. En efecte, aquests materials tenen un desenvolupament important en totes les formacions carbonàtiques i particularment a la Fm Armàncies, on sembla que es desenvolupa principalment l'estructura càrstica del sistema. Les formacions margoses, tal com ho indiquen les observacions de terreny, es carstifiquen, però aporten una gran quantitat d'insolubles que dificulten la dissolució. Les dades experimentals palesen que hi ha un important transport de sòlids en suspensió al sistema del Bastareny.

A tot això cal afegir el paper de les falles transversals que, en certa manera, podrien actuar com un element de resistència a la circulació regional general (circulació cap a l'E que caracteritza el sistema) de la part occidental a l'oriental del sistema. Aquest conjunt de consideracions ajuda, així mateix, a explicar el caràcter valclusià que sembla tenir el sistema.

L'Adou possiblement tingué un paper hidrològic més important que el que actualment la caracteritza, assumint, en part, el paper de surgència principal del sistema, però actualment es pot definir com una surgència que constitueix el desbordament més important de funcionament permanent del sistema amb una aportació anual de l'ordre de 25.5 hm^3, superior a l'aportació del Bullidor que és de 20.7 hm^3 .[60] És precisament la significació quantitativa de l'aportació l'Adou la que determina que en certa manera el rol de surgència principal se'l reparteixin l'Adou i el Bullidor de Sant Esteve. No obstant, si s'atén al paper del Bullidor com a nivell de base del sistema i a la seva determinant contribució al flux que defineix l'esgotament, seria aquesta surgència la que assumiria el paper de font principal del sistema. La contribució quantitativa de l'Adou al cabal d'esgotament és molt menor.

Els processos d'erosió superficial, que estan en clara competència amb els càrstics, haurien exhumat la part d'aigua avall de la zona saturada, originant-se així el Bullidor de Sant Esteve tal i com actualment s'observa. El Bullidor en el context evolutiu dels processos de carstificació que caracteritzen l'esquema del sistema hauria assumit progressivament el paper de surgència principal. Aigua amunt de l'Adou hi ha un modelat de tipus estructural definit pel relleu acinglerat (barra de calcàries…) on es troba la mateixa Adou i els sobreeixidors situats aigua amunt d'aquesta surgència (SC-30 i la resta de sobreeixidors de menor entitat). Aquesta morfologia indica la forta incisió que les aigües superficials han originat a la zona de descàrrega, possiblement com a conseqüència de la seva acció en nivells menys competents (més lutítico-gresosos i margosos). Aigua amunt d'aquests sobreeixidors i en la confluència del Muga i el Murcurols hi ha la cova del Monnell, cavitat inactiva i testimoni de la estructura de drenatge càrstica que la acció erosiva de les aigües superficials hauria exhumat.

Complementant aquestes observacions hi ha les que es poden fer al torrent del Forat o de la Font del Faig on es troba el Bullidor de la Llet. En efecte, en aquest torrent i

aigua amunt del Bullidor hi ha una cavitat que es coneix com l'Antic Bullidor. Aquesta cavitat, de desenvolupament vertical, es troba a les calcàries situades per sota de la Fm Corones (calcàries de les formacions Sagnari i Cadí), exactament com el Bullidor de la Llet. Es tracta d'una cavitat no funcional, però que temporalment (o potser de forma permanent) té a la seva part inferior un nivell inundat, en clara relació amb la zona saturada que alimenta el Bullidor de la Llet. L'Antic Bullidor constitueix un antic dispositiu de descàrrega –un antic sobreeixidor– que, amb la aprofundiment del nivell de base del sistema, hauria evolucionat cap el Bullidor de la Llet.[61]

3.3.2.7.3 Recursos hídrics, gestió i sostenibilitat

El carst del Bastareny, encara que situat a l'alta vall del Llobregat, té, per la importància de la seva aportació –quasi 50 hm^3–, de les seves reserves dinàmiques –més d'11 hm^3– i de les potencials reserves profundes, un gran interès des de la hidrologia operativa. En aquest sentit, la planificació hidrològica –en un marc de desenvolupament sostenible dels Pirineus, o bé, de la mateixa conca del Llobregat– haurà de considerar els recursos hídrics del sistema, sobretot com a font potencial per a l'abastament d'aigua potable. A més de la importància quantitativa del reservori càrstic del Bastareny és necessari remarcar l'excel·lent qualitat dels seus recursos d'aigua.

Les consideracions realitzades en relació amb el reservori i el seu interès obliguen, així mateix, a remarcar el valor patrimonial i estratègic del sistema càrstic del Bastareny. El carst actual del Bastareny, més enllà dels objectius de la hidrologia operativa, té un interès notable pel seu ecosistema aquàtic[62] i aigua avall de la descàrrega té un paper important com a suport de l'ecosistema fluvial que s'hi desenvolupa. També cal observar l'interès de l'ecosistema càrstic terrestre.

L'aqüífer del Bastareny pròpiament no s'explota, totes les captacions es fan aigua avall de la descàrrega: captació d'aigua potable de Bagà (Font del Violí), producció d'hidroelectricitat i piscicultura. L'aportació hídrica del Bastareny és també important en el funcionament del parc urbà fluvial de Bagà.

L'explotació de l'aqüífer podria tenir interès com a contribució als cabals ambientals o ecològics del Llobregat (Freixes et al., 1999 b; Ramoneda et al., 1999).

És remarcable, també, la significació hidrològica de l'aqüífer del Bastareny en constituir una de les aportacions més importants de la capçalera del riu Llobregat aigua amunt de l'embassament de La Baells. El volum de trànsit (aportació mitjana anual del sistema càrstic del Bastareny) de 46.2 hm^3 té una gran significació en la regulació de La Baells, que té una capacitat màxima de 110 hm^3.

Un patrimoni hídric com el del carst del Bastareny necessita d'iniciatives de protecció i la definició d'un marc de gestió racional dels recursos en la perspectiva d'una futura explotació. La protecció de l'aqüífer està en bona part assegurada pel fet de formar part íntegrament del Parc Natural del Cadí-Moixeró. A la conca càrstica no hi ha pròpiament carreteres, però sí camins que són transitats per vehicles a motor. La pastura és l'única activitat de la conca càrstica que pot influir en la qualitat de les aigües subterrànies. Les pràctiques forestals també poden ser importants, sobretot en els límits del sistema i del Parc, però, en tot cas, tenen una influència menor en el conjunt de la conca.

La protecció ha de basar-se, en bona part, en el coneixement hidrogeològic que es disposa del sistema, però és indispensable aprofundir-lo i complementar-lo amb la re-

alització de cartografies hidrogeològiques i de vulnerabilitat i risc, així com amb un programa d'experiències amb traçadors. Els resultats de les experiències i de les cartografies permetran introduir els elements específics necessaris per a la protecció i la sostenibilitat de l'aqüífer i seran una bona guia sobre la viabilitat o no de futures iniciatives i activitats que es puguin plantejar en l'àmbit del sistema.

La protecció del patrimoni hídric de l'aqüífer i la definició d'objectius de sostenibilitat per al Parc i el mateix sistema càrstic no ha de constituir un obstacle perquè en el futur es pugui plantejar una utilització racional dels seus recursos hídrics.

3.3.2.7.4 El Parc del Cadí-Moixeró, el carst i les aigües subterrànies. L'origen del riu Llobregat: la importància del carst de la serra del Cadí

A la introducció dels exemples investigats a l'alt Llobregat ja s'ha insistit en el caràcter càrstic del Parc Natural del Cadí-Moixeró. A la serra del Cadí cal remarcar, així mateix, la importància que té el paleocarst, ben representat per cavitats inactives amb importants dipòsits d'espeleotemes, que poden arribar a curullar-les. Les cavitats, en alguns casos, estan parcialment o quasi completament exhumades. Aquesta estructura càrstica pretèrita, segurament anterior al Màxim glacial, és possible observar-la de punta a punta de la serra i té un gran interès en l'anàlisi de l'evolució geològica recent dels Pirineus i del mateix carst.

Les dades aportades per la recerca hidrològica permeten fer èmfasi en la importància del carst actual de la serra del Cadí. La circulació actual a la serra és fonamentalment subterrània i, en conseqüència, les aigües subterrànies i el carst són un aspecte definitori i característic d'aquest espai natural.

La importància de les aigües subterrànies de la serra del Cadí es fa evident per les dimensions de la conca càrstica, l'aportació hídrica anual, les reserves dinàmiques i les possibles reserves profundes. El carst del Bastareny o de la serra del Cadí és el sistema hidrològic més important de l'alta conca del Llobregat. La seva aportació i el cabals base tenen una importància i una significació hidrològica molt superior –com a contribució i origen del riu Llobregat– a la del sistema de les Fonts del Llobregat.

3.3.3 Sistema de les Fonts del Llobregat

3.3.3.1 Introducció

El sistema càrstic de les Fonts del Llobregat es troba a la part oriental de l'alta conca del riu Llobregat, abasta una extensió que va dels contraforts orientals de la Tosa d'Alp (coll de Pal) fins, aproximadament, els relleus de Pedra Picada i forma part de les comarques del Berguedà, Ripollès i Cerdanya.

La descàrrega natural del sistema la defineixen les Fonts del Llobregat, que estan ubicades al clot dels Torrents, en els contraforts meridionals de la serra de la Moixera i prop de la població de Castellar de n'Hug (fotos 118, 119 i 120). A més, és possible que també estiguin implicats en el sistema els relleus carbonàtics situats més a l'E de les Fonts del Llobregat.

A les fonts del sistema se les ha considerat el naixement del riu Llobregat. Les conclusions generals abordaran críticament aquesta qüestió.

El sistema té una extensió, aproximadament, de 35 km^2. Les conques superficials implicades més importants són la del mateix Llobregat al vessant meridional i la del Rigard, afluent del Freser (conca del Ter), al vessant N i NE.

De les formes càrstiques subterrànies conegudes en l'àmbit del sistema cal destacar la cova de la Tuta (foto 121).

El territori que ocupa el sistema s'ubica majorment en l'espai protegit del Parc Natural del Cadí-Moixeró (DOC 353/1983 de 15 de juliol). El límit oriental del Parc coincideix amb la situació de les Fonts del Llobregat. Però, en general, els límits del parc no responen en absolut a criteris hidrològics sinó més aviat antropomòrfics i, òbviament, no consideren ni respecten la realitat hidrològica del sistema.

En el sistema o bé en els seus límits hi ha nombroses activitats i infraestructures entre les quals destaquen les següents: les estacions d'esquí de la Molina i coll de Pal, la carretera de Castellar de n'Hug a la collada de Tosses, la carretera de Gréixer a coll de Pal i una important xarxa de camins forestals i pastures en la pràctica totalitat de la seva extensió. També cal esmentar la població de Castellar de n'Hug, just sobre les Fonts del Llobregat, en el límit meridional.

Els sistemes hidrogeològics de les Fonts del Llobregat i del Bastareny, constitueixen les aportacions hídriques més importants de l'alta conca del riu Llobregat. A més, les reserves dinàmiques del sistema de les Fonts del Llobregat són importants, la qual cosa fa que el sistema tingui un notable interès des de la hidrologia operativa.

3.3.3.2 Característiques físiques

3.3.3.2.1 Geologia

El sistema de les Fonts del Llobregat implica els relleus, d'orientació aproximadament W-E, que es troben des del massís del Puigllançada fins als contraforts de Pedra Picada.

La geologia, en el context en què s'inscriu el sistema, correspon, com passa amb el sistema de la Fou de Bor, a la part més interna de la unitat estructural que es coneix com a mantell del Cadí. Els materials que predominen són del Paleozoic, concretament del Devonià i del Carbonífer.

L'estructura tectònica del sistema de les Fonts del Llobregat presenta una gran complexitat que cal analitzar detingudament. En aquest sentit, els estudis realitzats en aquest marc geogràfic (Domingo, 1985; Muñoz, 1985; Llac et al., 1988; Llac, 1989; ITGE, 1994 a, b; Sanz, 1995) han aportat un coneixement molt valuós i indispensable per a realitzar-ne l'emmarcament geològic amb suficient detall i rigor, així com per a introduir-hi les corresponents implicacions hidrogeològiques.

La cartografia de detall realitzada per Domingo (1985) (figura 154) (a l'escala 1:10.000, inèdita) i els seus treballs sobre l'estructura tectònica permeten conèixer les relacions geomètriques entre les diferents unitats estructurals, la superposició d'estructures de diferent edat (hercinià, alpí i postalpí) i la seva importància relativa en l'àmbit del sistema i les seves implicacions hidrogeològiques.

Els materials implicats en el sistema de les Fonts del Llobregat són fonamentalment del Paleozoic. Cal destacar com a materials pròpiament del sistema les pelites i psammi-

tes del Carbonífer i els carbonats del Devonià i del Carbonífer inferior. Com a materials impermeables constitutius dels límits del sistema cal esmentar al N i NE els materials metapelítics, metapsammítics i metarudítics del Cambroordovicià i les metapelites del Silurià i, al S, els materials de l'Estefano-Permià (lutites, gresos i riolites). L'aqüífer es desenvolupa en les calcàries i dolomies del Devonià i Carbonífer, implicant, segurament, totes les formacions carbonàtiques. El límit inferior pot estar format per materials pelítics o peliticogresosos de diferents edats: Carbonífer, Silurià i Cambroordovicià i, fins i tot, de la fàcies garumniana.

El Silurià està constituït per argil·lites negres carbonoses amb intercalacions de calcàries (Domingo, 1985; ITGE, 1994 a, b).

Els materials del Devonià (i del Carbonífer inferior en part) estan integrats per una seqüència carbonàtica amb les formacions següents de baix a dalt: Rueda, Baciver, Villec i El Comte (A, B i C).

Treballs posteriors als de Hartevelt (1970) i als de l'ITGE (1994), desenvolupats per Sanz-López (1995), suposen una revisió de les formacions devonocarboníferes: Fm Rueda, Fm Castanesa (antiga Baciver), Fm Villec, Fm Comabella (antic Comte A), Fm Mena (antic Comte B), Fm Barousse (part de l'antic Comte C) i Fm Aspe-Brousset (part de l'antic Comte C).

No obstant, el fet que hi hagi calcàries del Devonià superior que s'atribueixin al Carbonífer inferior no té cap implicació hidrogeològica. Aquesta consideració és exactament aplicable als materials del sistema de la Fou de Bor i als materials en què es desenvolupa la circulació hídrica profunda del Moixeró (túnel del Cadí).

La formació Rueda està formada per calcàries grises amb lutites calcàries i la potència oscil·la entre 25 i 70 m. Té nivells de calcàries fosques amb pirites.

La formació Castanesa (antiga Fm Baciver) està formada per calcàries grises fosques amb intercalacions d'encrinites i nivells de bretxes calcàries. La potència se situa entre 15 i 70 m.

La formació Villec està formada per una alternança de calcàries i lutites calcàries. La potència oscil·la entre 20 i 70 m.

La formació Comte té tres membres que es coneixen com A, B i C, que han estat definits de nou, tal i com hem comentat abans.

El membre A ha estat definit com a Fm Comabella, el formen calcàries massives grises i té una potència que oscil·la entre 20 i 160 m, però localment pot ser superior a 200 m. El membre B, com a Fm Mena i està format per calcàries noduloses roges ("calcàries griotte") i la potència és de 12 a 26 m. El membre C està format per calcàries noduloses grises i la seva potència és molt variable entre 28 i 85 m i, en la definició actual, correspondria en part a la Fm Barousse i en part a la Fm Aspe-Brousset; presenta nivells rics en òxids de ferro i manganès. En el membre C s'hi situa el límit entre el Devonià superior i el Carbonífer inferior.

El conjunt de materials del Devonià i del Carbonífer de naturalesa carbonàtica presenta zones dolomititzades de geometria irregular associades a contactes tectònics i relacionades, probablement, amb processos hidrotermals. En aquest context són també remarcables les estructures paleocàrstiques mineralitzades.

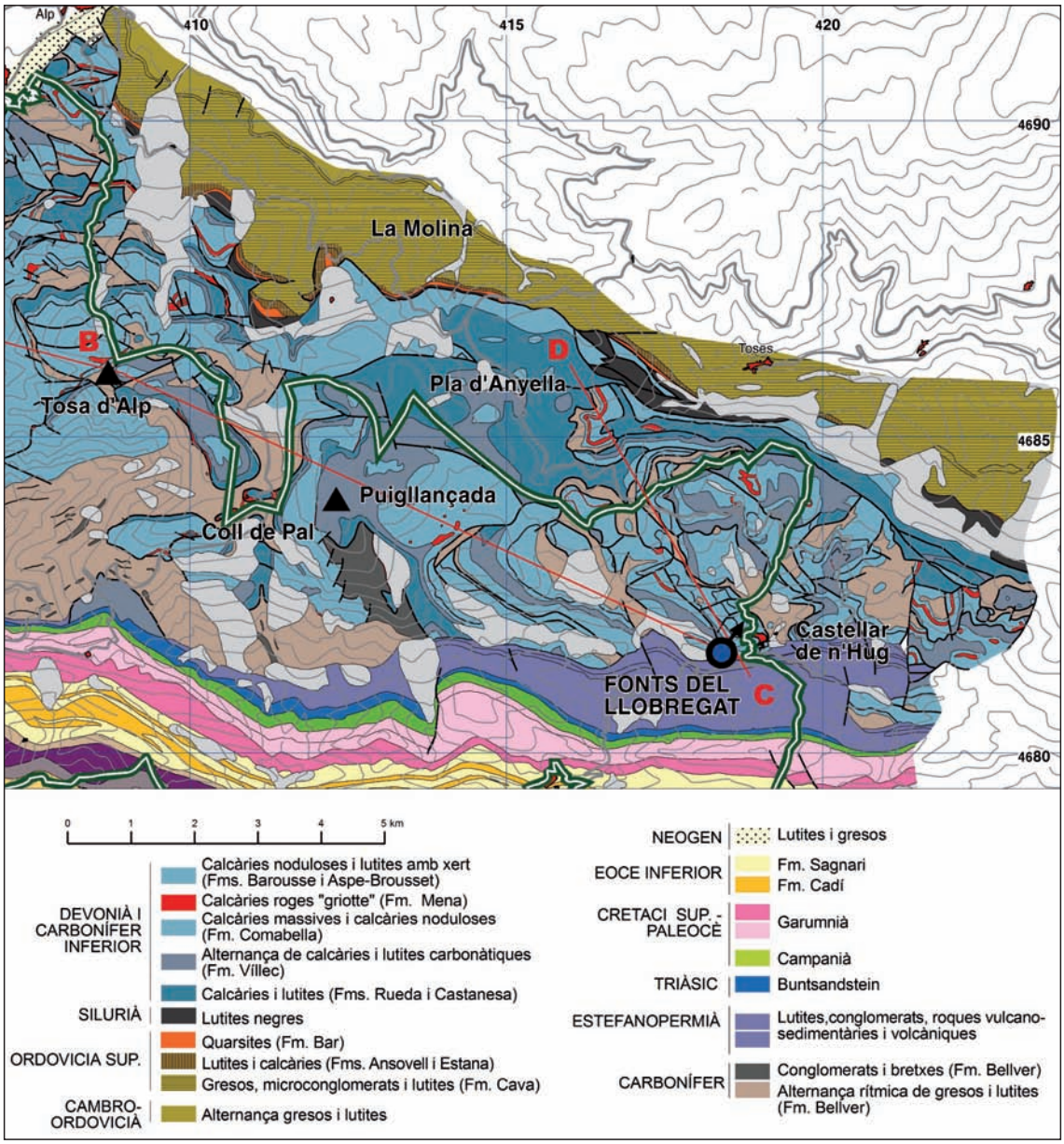


Figura 154: Mapa geològic del sistema de les Fonts del Llobregat (Domingo, 1985; ITGE, 1994).

El Carbonífer de la Fm Bellver està format per pelites, psammites, microconglomerats, conglomerats, bretxes i olistostromes (fàcies Culm).

El límit S del sistema el defineixen principalment els gresos i les lutites roges del Permià i, en menor grau, les riolites de l'Estefano-Permià (més de 400 m de potència), que, generalment, estan en contacte amb els materials carbonàtics del Devonià (i Carbonífer inferior) i els confinen.

A més dels materials paleozoics cal esmentar els dipòsits quaternaris de naturalesa periglacial i fluvial situats a les parts elevades o bé en els límits del sistema (fluviotorrencial de Planoles) (ITGE, 1994 b).

L'estructura geològica de l'àmbit que va de la Tosa d'Alp als contraforts de Castellar de n'Hug presenta una gran complexitat; analitzada de manera global, es tracta d'una estructura d'encavalcaments herciniana que forma un conjunt anticlinorial amb el plunge

dels plecs orientat SE-E i amb cabussaments suaus de 10º a 15º. Aquesta estructura d'encavalcaments està constituïda per un apilament d'unitats carbonàtiques del Devonià (i Carbonífer inferior) i detrítiques del Carbonífer (Domingo, 1985; Llac, 1989; Llac et al. 1988; ITGE, 1994 a, b). Des del Puigllançada fins als relleus de Castellar de n'Hug hi ha les següents làmines encavalcants de baix a dalt: Unitat de la Tosa d'Alp, Unitat del Puigllançada, Unitat del Tossal de Rus i Unitat de Castellar de n'Hug (figura 155).

En definitiva, aquesta complexa estructura tectònica, com molt bé reflecteix la cartografia geològica (figura 154), ha de tenir fortes implicacions hidrogeològiques, sobretot des del punt de vista del medi geològic que es carstifica –superposició de materials detrítics (pelites i psammites) i carbonàtics–, és a dir, com a factor litològic o litostructural (Mangin, 1975 a, 1978 c; 1982 b; Freixes, 1995 a).

Aquesta superposició de materials carstificables i no carstificables determina una divisió en blocs de l'estructura de l'aqüífer que tindria un origen tectònic.

En el sistema de les Fonts del Llobregat és la macroestructura herciniana descrita la que resulta determinant de l'orientació general del flux subterrani.

Tanmateix, l'estructura alpina determina la disposició cartogràfica general que s'observa, encara que les estructures més evidents del sistema siguin les hercinianes, és a dir, la macroestructura que resulta de l'apilament antiforme.

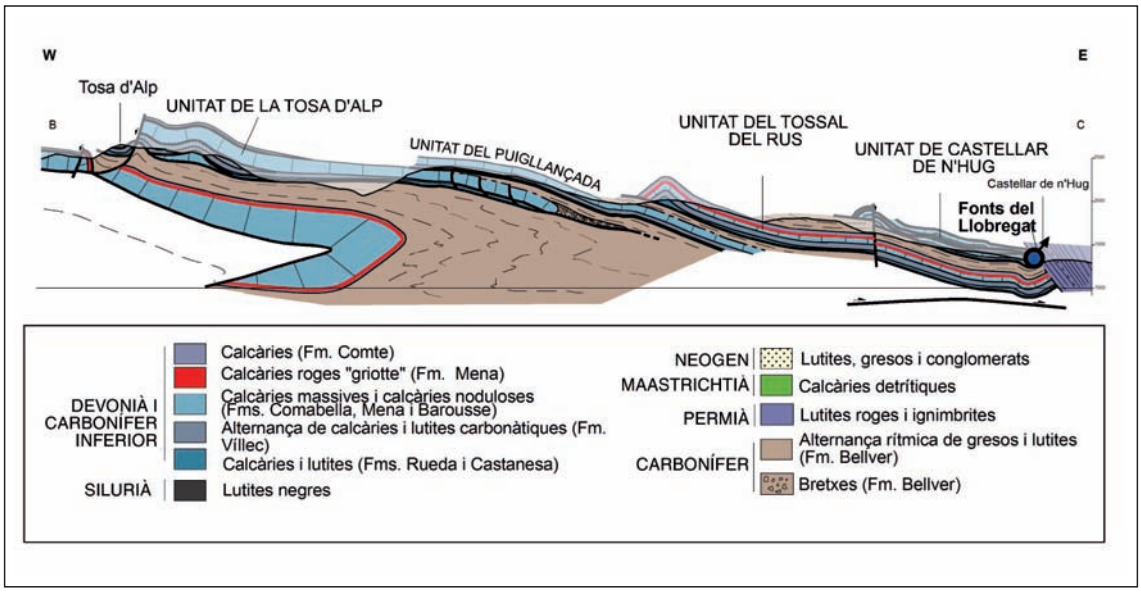


Figura 155: Tall geològic i hidrogeològic del sistema de les Fonts del Llobregat (Domingo, inèdit).

En analitzar el límit inferior del sistema es remarcarà el paper d'una important macroestructura alpina com és l'encavalcament basal de la unitat Cadí o encavalcament de serra Cavallera. Així mateix, un encavalcament alpí té possiblement un paper important en la zona de descàrrega del sistema i, particularment, en la situació de les Fonts del Llobregat. Una macroestructura alpina significativa és l'encavalcament de Ribes-Camprodon que afecta la part N del sistema i limita amb els afloraments de roques devonocarboníferes del pla d'Anyella (figura 156). A més, cal remarcar el paper que ha de tenir la fracturació i, en general, la microtectònica alpina, però manquen estudis que se n'ocupin específicament.

La tectònica postalpina té un desenvolupament important en el límit N del sistema, és a dir, al N dels relleus del Puigllançada i de la Comella, i també al pla d'Anyella, amb falles normals d'orientació W-E (que eren falles inverses a les fases orogèniques hercinianes). Aquestes estructures són les mateixes que caracteritzen el vessant septentrional de la Tosa d'Alp i el sistema càrstic de la Fou de Bor. A l'interior del sistema de les Fonts del Llobregat, si s'exceptua el pla d'Anyella, la tectònica extensional no sembla tenir una significació important, però tampoc s'han realitzat recerques particulars sobre aquestes estructures (Domingo, 1985; Roca, 1986; ITGE, 1994 b).

Les Fonts del Llobregat es localitzen a les calcàries micrítiques grises de les formacions El Comte (A, B i C) i Villec i en la làmina encavalcant de Castellar de n'Hug (Domingo, 1985; Muñoz, 1985). L'estructura tectònica de la zona de descàrrega també està afectada per encavalcaments alpins, però no se'n disposa de dades de detall. Tanmateix, se sap que l'encavalcament alpí basal del mantell del Cadí o de serra Cavallera es troba aproximadament a uns 500 m per sota de les Fonts (Muñoz, comunicació oral).

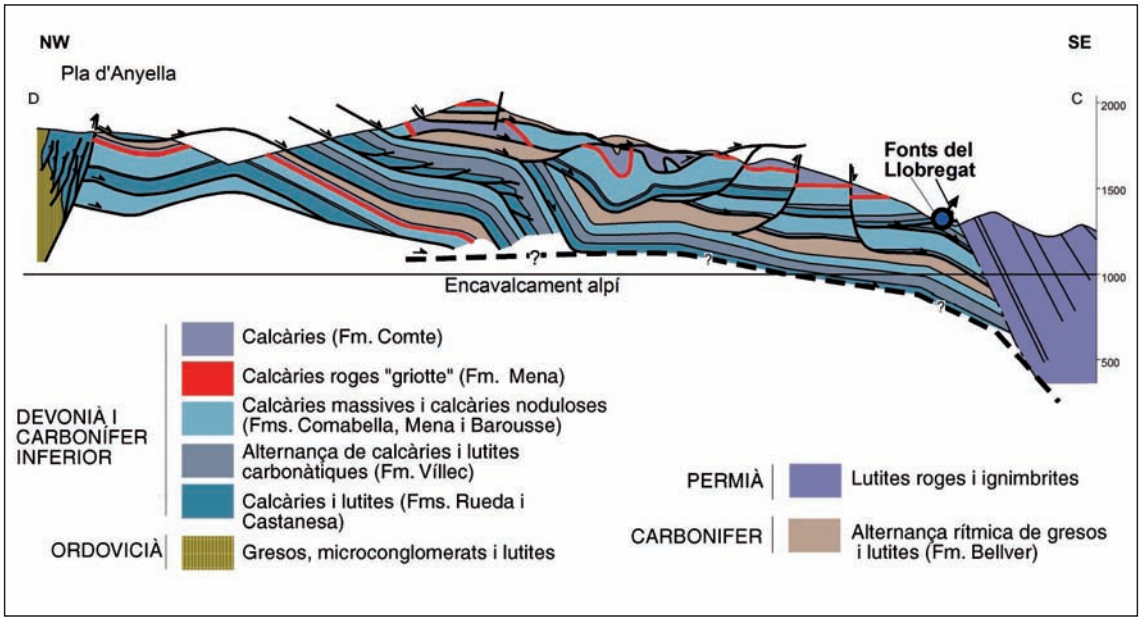


Figura 156: Tall geològic i hidrogeològic del pla d'Anyella a les Fonts del Llobregat (Domingo, inèdit).

En la situació de les Fonts del Llobregat hi influeixen diferents factors estructurals: l'orientació general de la macroestructura –eixos o plunge de l'estructura anticlinorial SE-E, amb cabussament del plunge 10-15º SE-E (Domingo, 1985)–, la intersecció d'estructures hercinianes i alpines (Muñoz, 1985) i el contacte de les calcàries del Devonià (i Carbonífer inferior) amb les lutites i gresos vermells del Permià. Les Fonts estan efectivament a escassa distància de la discordança que posa en contacte els materials impermeables del Permià amb les calcàries devonocarboníferes (figura 154).

Per sota de les Fonts del Llobregat el gruix de materials del Devonià-Carbonífer és d'uns 500 m. El gruix de calcàries de les diferents unitats del Devonià i Carbonífer inferior és d'uns 400 m. Una part de les calcàries forma part d'una estructura captiva i és molt factible que hi hagi reserves profundes importants en les calcàries del Devonià (i del Carbonífer inferior) i, potser, també en les calcàries de la fàcies garumniana (figura 155).

Encara que les Fonts del Llobregat estan a la part oriental del sistema, existeixen afloraments carbonàtics situats més a l'E de la surgència (contraforts de la serra de Pedra Picada) que en poden formar part.

3.3.3.2.2 Límits del sistema

A partir de les característiques litològiques i tectòniques explicades, es poden establir els límits geològics del sistema, encara que solament d'una manera aproximada i parcial. Les dificultats més importants són conseqüència de la complexa estructura geològica (és necessària una aproximació més acurada de l'estructura alpina amb l'objectiu de definir l'estructura en profunditat: geofísica i sondatges) i de la manca d'informació hidrogeològica basada en tècniques puntuals (experiències amb traçadors…).

L'anàlisi de la macroestructura geològica contribueix a clarificar els límits del sistema, particularment entre el sistema de les Fonts del Llobregat i el sistema de la Fou de Bor situat més a l'W, doncs les dues unitats es desenvolupen a la part interna del mantell del Cadí i en materials carbonífers i devonians. El sistema de la Fou de Bor, com s'explicarà més endavant en tractar aquesta unitat hidrogeològica i de la circulació profunda del Moixeró (brolladors de les galeries de reconeixement del Túnel del Cadí), és l'expressió de la circulació subterrània del massís del Moixeró i la seva descàrrega natural es troba al N, és a dir, a l'alt Segre (Cerdanya). Mentre que el sistema de les Fonts del Llobregat es desenvoluparia en els relleus que s'estenen a l'E de la Tosa d'Alp, des del Puigllançada fins als contraforts de Pedra Picada. Així, la definició del límit occidental del sistema de les Fonts del Llobregat suposa analitzar i definir el límit oriental del sistema de la Fou de Bor. Alguns autors consideren com a part del domini drenat per les Fonts del Llobregat no ja el massís de la Tosa d'Alp, sinó també una part del relleu del Moixeró (Bayó, 1985). No obstant, l'anàlisi detallada de l'estructura del massís de la Tosa d'Alp (Domingo, 1985; cartografia 1:10.000 del Servei Geològic de Catalunya –inèdita–, realitzada per F. Domingo; Llac, 1989) i les observacions de camp realitzades en el marc d'aquesta tesi posen molts problemes per a incloure el massís de la Tosa dins del sistema i, per tant, encara menys els relleus del Moixeró, que estan situats més a l'W. Efectivament, la part superior del massís de la Tosa d'Alp, que constitueix la unitat tectònica al·lòctona de la Tosa-pla d'Anyella (Domingo, 1985; Llac, 1989), és una klippe de calcàries sobre Carbonífer detrític (suposadament impermeable); és a dir, el bloc calcari de la part superior de la Tosa està completament isolat de la circulació profunda (i del sistema de la Fou de Bor). No obstant, cal aclarir què succeeix amb les calcàries del Devonià que formen part de l'estructura antiforme que té el flanc S "plongeant", és a dir, enfonsant-se invertit amb una inclinació variable que va dels 45º fins la vertical (cal un reconeixement mitjançant sondatges, a més de 500 m de profunditat, a coll de Pal). En aquestes mateixes calcàries és on es desenvolupa la circulació profunda estudiada a les Penyes Altes de Moixeró (Moixeró) i és de suposar que forma part de la unitat hidrogeològica de la Fou de Bor, excepte, òbviament, el volum captat pel túnel del Cadí (vegeu l'apartat dedicat a la circulació profunda del Moixeró: brolladors del túnel del Cadí).

En aquest sentit, si la interpretació de la macroestructura que s'ha representat en el tall (figura 155) del sistema de les Fonts del Llobregat és correcta en profunditat, és possible, a partir de criteris geològics, la definició del límit occidental del sistema, el qual coincidiria, aproximadament, amb el relleu de coll de Pal. És a dir, si el macroplec d'orientació E NE i plunge cap a l'E, situat a la base de l'estructura antiforme no té continuïtat en direcció E, aleshores la macroestructura que caracteritza el sistema de les Fonts del Llobregat es pot definir com el resultat de la superposició d'unitats o làmines d'encavalcament hercinianes constituïda per materials psammítics del Carbonífer i carbonàtics

del Devonià i Carbonífer inferior. Aquesta estructura té un cabussament general cap al SE-E. A la capçalera del torrent de Coll de Pal, hi ha la continuació del materials detrítics de la Fm Bellver i a sota es troben les calcàries a banda i banda del torrent; encara que sembla que hi hagi continuïtat estratigràfica entres les calcàries i ritmites del Culm, és palès que segons sigui la geometria de la macroestructura analitzada, la continuïtat cap a l'E pot quedar limitada. El mateix macroplec a la capçalera del Grèixer adopta una forma cònica, amb el flanc nord cabussant al NE i el sud invertit i cabussant cap el NNW. Les calcàries del macroplec amb el flanc "plongeant" formarien part de l'aqüífer de la Fou de Bor i també possiblement la circulació profunda estudiada al Moixeró.

Com a conclusió es pot assenyalar que el límit geològic occidental es podria definir en els contraforts occidentals del Puigllançada (aproximadament a coll de Pal). Així el massís de la Tosa d'Alp no es veuria implicat en el sistema i, òbviament, tampoc els relleus del Moixeró.

El límit meridional probablement sigui el més clar, doncs està format pel contacte erosiu –discordança– i localment mecànic, orientat d'W a E, de les calcàries del Devonià i Carbonífer (i també d'afloraments detrítics del Carbonífer) amb els materials de l'Estefano-Permià. Els materials del Permià formats per conglomerats, gresos i lutites vermells es poden considerar com impermeables i formen una veritable barrera d'W a E per a la circulació subterrània en les calcàries devonocarboníferes (figures 154, 155 i 156). A l'extrem oriental d'aquest contacte s'hi troben les Fonts del Llobregat.

El límit septentrional apareix més o menys ben definit pel contacte de les calcàries devonianes i carboníferes amb els materials del Silurià i Cambroordovicià –encavalcament de Ribes-Camprodon–, que constitueixen un límit impermeable d'orientació NW-SE, seguint aproximadament el vessant NE des dels relleus del coma Ermada fins a la coma de Migjorn. Bona part d'aquest contacte està recobert pels materials quaternaris definits com a unitat fluviotorrencial de Planoles (ITGE, 1994 b). No obstant, el límit septentrional és difícil d'establir en l'àmbit de la capçalera del torrent del pla de Rus. La tectònica, en aquesta part, presenta importants estructures extensives d'orientació W-E relacionades amb la depressió tectònica de la Cerdanya; algunes d'aquestes estructures originàriament eren falles inverses hercinianes. Abans s'ha fet esment d'aquestes estructures extensives en tractar del límit occidental. Aquestes característiques tectòniques fan difícil de conèixer la direcció del drenatge subterrani. Així mateix, hi ha nombrosos punts de descàrrega d'origen subterrani i diverses captacions en les calcàries devonocarboníferes al vessant N del Puigllançada que indiquen l'existència d'una circulació subterrània cap el N (depressió de la Cerdanya) (foto 122). No existeix, però, cap manifestació hidrològica d'entitat comparable a les Fonts de Llobregat en tot el vessant N. El més probable és que una part important de la capçalera del torrent de Rus (Rigard, Freser, Ter), com a conseqüència d'un fenomen de captura càrstica, pertanyi al sistema de les Fonts del Llobregat. Els materials carbonàtics situats més al N (relleus de la Comella) i afectats per estructures extensives han de caracteritzar-se per una circulació subterrània que drenaria segurament cap el N, és a dir, cap a la fossa de la Cerdanya (captació de l'abastament públic d'Alp).

Els materials que poden constituir el límit inferior són diversos. Així, si es tenen en consideració les característiques de l'apilament antiforme, el límit, localment, pot estar format per pelites del Carbonífer i/o per les ampelites del Silurià. Però, en l'àmbit de la zona de descàrrega –Fonts del Llobregat–, el límit el poden formar els gresos i lutites vermells de la fàcies garumniana que anirien associats a l'encavalcament de serra Cavallera. I, finalment, a la part N del sistema és molt possible que siguin els materials metapelítics del Cambroordovicià els que constitueixin el límit inferior impermeable.

3.3.3.2.3 Extensió i paràmetres físics

L'extensió del sistema no és fàcil de determinar si es consideren tots els interrogants d'ordre geològic i, si, a més, s'afegeix la complexitat hidrològica que s'observa tant en l'organització de les aigües superficials com de les subterrànies, les dificultats per a la delimitació augmenten. No obstant, a partir de l'anàlisi dels límits realitzada es pot establir una conca aproximada d'uns 35 km^2.

La complexitat hidrològica ve donada per l'existència en l'àmbit del sistema de part de les altes conques dels rius Segre (torrent d'Alp), Ter (Rigard i Freser) i Llobregat. La xarxa hidrogràfica que s'endinsa més en el sistema és la del Ter, concretament el torrent o barranc del pla de Rus (tossal de Rus, 2113 m), que aigua avall origina el Rigard.

A més, malgrat el caràcter binari del sistema (encara que poc marcat), el desenvolupament de pèrdues i engolidors no és molt important, situació que no ha facilitat la realització d'operacions amb traçadors. Efectivament, no existeix cap referència bibliogràfica relativa a coloracions o a la utilització de traçadors a la unitat de les Fonts del Llobregat. L'alimentació del sistema, de tipus pluvionival i amb una importància notable de l'aportació per fosa de neu en el període primavera-estiu, ha de facilitar la realització d'experiències amb traçadors. En aquest sentit, en diversos indrets i particularment al pla d'Anyella, s'hi observen escolaments concentrats d'escàs recorregut i cabals poc importants, els quals són drenats per diverses depressions que actuen com a petits engolidors.

El punt més elevat del sistema és el Puigllançada amb 2409 m (foto 123) i el més baix són les Fonts del Llobregat, que estan a 1300 m. La altitud mitjana és de 1852 m.

En l'àmbit del sistema, aproximadament el 89% dels materials corresponen a les calcàries i dolomies del Devonià (formacions Villec, Rueda...) i solament entre un 5 i 10% a materials metapelítics i metapsammítics del Carbonífer; aquests materials és de suposar que siguin de baixa o feble permeabilitat, pràcticament impermeables. El sistema, en conseqüència, té un caràcter binari tan poc marcat que quasi és assimilable a un carst de tipus monàdic.

3.3.3.2.4 Morfologia i vegetació

Els trets morfològics generals són definits pels relleus formats per diferents tossals (Puigllançada, 2409 m; tossal de Rus, 2116 m; cap del Ginebrar, 1979 m; pleta Roja, 2032 m; coma de Migjorn, 1959 m; Pedra Picada, 2006 m) amb vessants pronunciades i drenades per torrents de fort pendent com, per exemple, el torrent del pla de Rus, que forma part de la capçalera del Rigard, i els diferents torrents situats aigua amunt de les Fonts del Llobregat: barranc del Boix, de la pleta Roja i de la coma de Migjorn. També cal remarcar a les parts altes l'existència d'amples superfícies planes de les quals n'és especialment representativa el pla d'Anyella, situat a més de 1800 m.

La morfologia glacial està ben representada però fora del sistema, concretament al límit NW, amb la morfologia de glacera mixta de circ-vall de la coma Oriola a la Tosa d'Alp; els dipòsits han estat definits per Llac et al. (1988) com formacions glacials d'alçada en curs de degradació.

La morfologia del domini supraforestal ha estat estudiada en profunditat per Soutade (1980). En el sistema de les Fonts del Llobregat són remarcables els processos de geli-

vació que originen litosòls i també les formacions eòliques llimoses, ben representades al vessant oriental del Puigllançada i al pla d'Anyella. Els processos que afecten els nivells de calcosquists originen sòls tipus renzines, molt importants pel desenvolupament de les pastures.

Les formes càrstiques no han estat objecte de cap estudi específic i no es coneixen bé. Les observacions de camp realitzades a les parts elevades del sistema permeten concloure que la morfologia càrstica superficial no té un desenvolupament molt important. No obstant, aquest és un aspecte que necessita un més gran aprofundiment (fotos 124 i 125).

El pla d'Anyella, per la diversitat de formes càrstiques –rasclers sota el sòl i rasclers exhumats i dolines– i per l'activitat hidrològica que presenta –pèrdues temporals– , és un espai prou representatiu del carst superficial.

El tipus d'estructura geològica descrita determina l'existència de nombroses surgències en els relleus més elevats del sistema, que són una bona expressió de l'epicarst: font dels Clots, del Baguet, Ferri…

En l'àmbit del sistema es coneixen molt poques cavitats. A l'alta vall del Rigard cal referir l'avenc del Migdia de 49 m de fondària, situat a 1800 m d'altitud i al NW del cim de la coma de Migjorn. A les parts baixes del sistema cal assenyalar la cova de la Tuta (1590 m d'altitud) com un fenomen interessant i possiblement significatiu en l'evolució del carst (vegeu foto 121). Es tracta d'una cavitat formada per un conducte de grans dimensions (10 m per 5 m) però només de 76 m de recorregut. La Tuta està situada aigua amunt de les Fonts del Llobregat, uns 300 m per sobre d'aquestes. Aquesta cavitat constitueix possiblement una paleosurgència i indicaria el nivell de base d'un carst pretèrit important.

Quant a la vegetació, es poden distingir dos dominis determinats per l'alçada: el forestal i el supraforestal. No obstant, l'acció de l'home ha estat molt important en la configuració del paisatge vegetal actual, sobretot per dues raons: d'una banda per les explotacions forestals i, de l'altra, per les importants activitats de pasturatge, que en el domini del sistema tenen una importància considerable des de la pleta Roja fins la Tosa d'Alp, amb ovins, bòvids i equins.

La part baixa de la conca està constituïda per boixedes mesoxeròfiles i per pastures calcícoles. Les parts altes, potencialment en el domini de les pinedes de pi negre, actualment resten gairebé desforestades i dominades per pastures calcícoles mesòfiles i xeròfiles. En algunes obagues encara s'hi poden trobar petites àrees amb bosc de pi negre.

3.3.3.3 Hidrodinàmica

Les Fonts del Llobregat constitueixen la surgència principal del sistema. A escassa distància i de forma esglaonada en el mateix tàlveg del clot dels Torrents hi ha diferents i nombrosos sobreeixidors que es posen en funcionament en crescudes importants.

El cabal màxim de la font pot situar-se per sobre de 8 m^3/s, el cabal mínim és de 0.14 m^3/s i el mitjà de 0.90 m^3/s, que ha de considerar-se com a elevat (figura 157, taula 44).

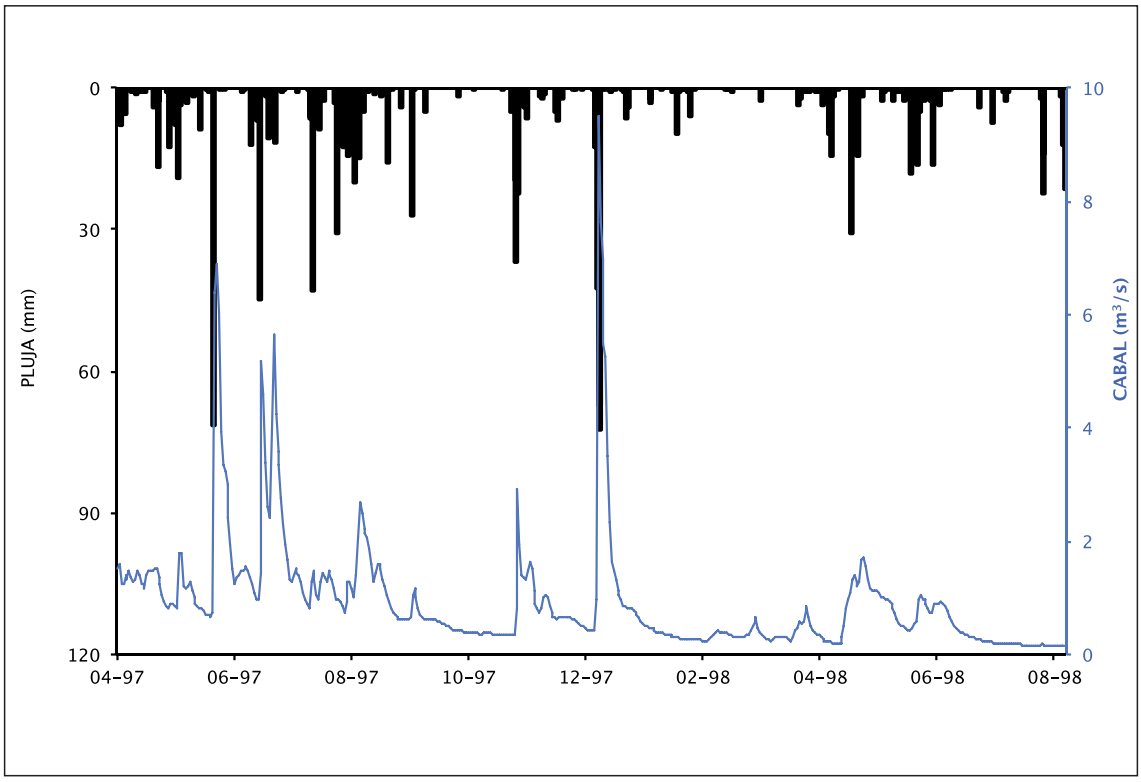


Figura 157: Pluja a la Molina i cabal mitjà diari a les Fonts del Llobregat.

CABAL (m^3/s)			VOLUM DE TRÁNSIT (hm^3)
mitjana	mínim	màxim	
0.90	0.14	8.0 *	28.3

*Taula 44: Característiques hidrodinàmiques bàsiques del sistema de les Fonts del Llobregat (*dada estimada).*

L'aportació anual del sistema de les Fonts del Llobregat és de 28.3 hm^3, la segona en importància de l'alta capçalera del riu Llobregat, darrera de l'aportació del sistema càrstic del Bastareny.

El volum dinàmic, de l'ordre de 3.7 hm^3, ha de considerar-se important (taula 45). A més, les característiques de l'estructura geològica per sota del nivell de les Fonts del Llobregat indiquen la possibilitat que existeixin importants reserves profundes. En efecte, el límit inferior de l'aqüífer el defineix l'encavalcament de serra Cavallera amb materials lutítics i gresos del Garumnià. Aquesta part profunda, que va des de les Fonts del Llobregat fins a l'encavalcament de serra Cavallera, pot tenir un gruix superior als 400 m de calcàries del Devonià (i Carbonífer inferior) i segurament del Garumnià. Aquestes característiques encara donen un major interès i valor estratègic al reservori del sistema.

COEFICIENT D'ESGOTAMENT (α)	VOLUM DINÀMIC (hm^3)	k	COEFICIENT D'HETEROGENEÏTAT (ε)	i
0.0143	3.7	0.13	0.157	0.70

Taula 45: Resultats de l'anàlisi de les corbes de recessió a les Fonts del Llobregat.

La classificació hidrodinàmica a partir dels índexs "i" i "k" situa el sistema càrstic de les Fonts del Llobregat al domini dels sistemes complexos o compostos (figura 158).

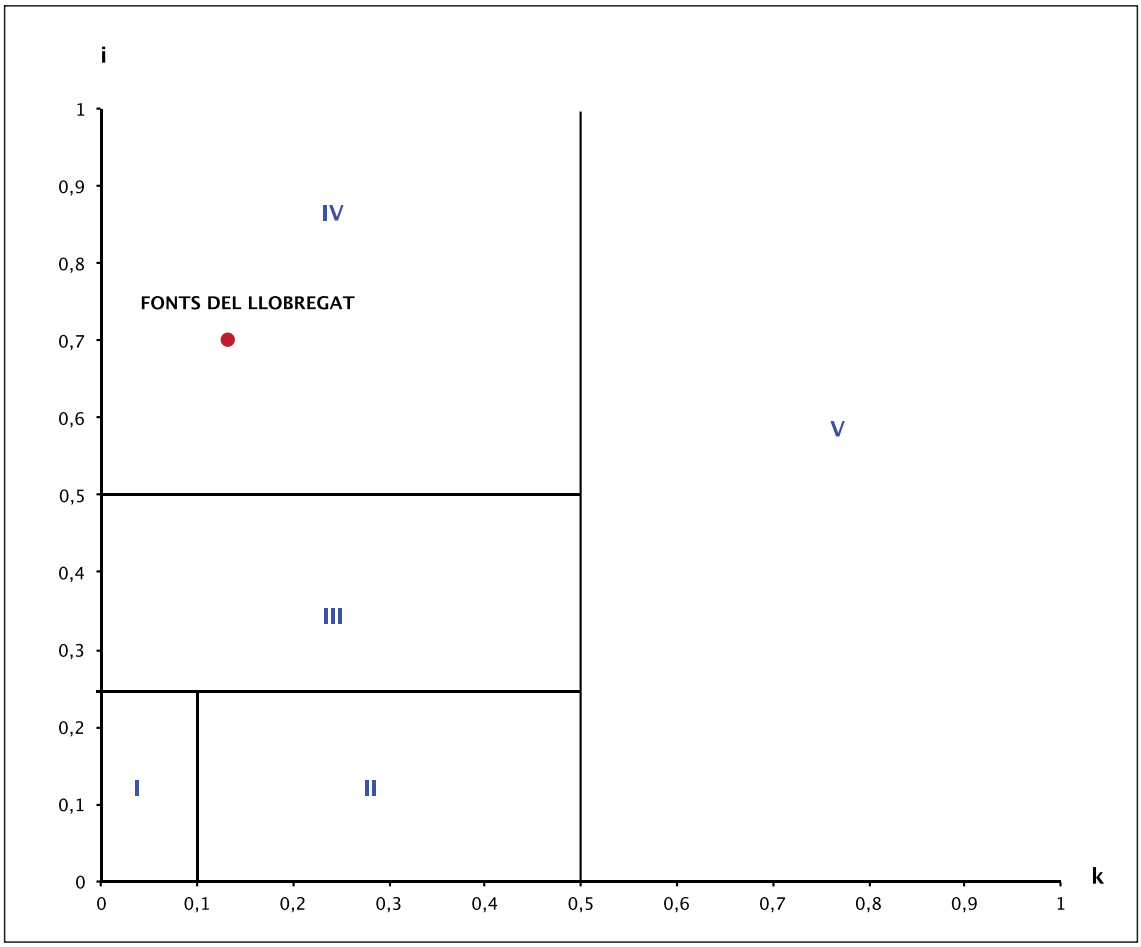


Figura 158: Classificació del sistema de les Fonts del Llobregat segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a).

La caracterització hidrodinàmica també s'ha basat en l'anàlisi de correlació i espectral. Les dades utilitzades han estat les precipitacions diàries de l'estació meteorològica de la Molina i les dades de cabal diàries de les Fonts del Llobregat. A partir del correlograma simple es pot calcular l'efecte de memòria, que és de 30 dies i s'ha de considerar com a significatiu. El correlograma indicaria l'existència de reserves i d'un cert grau de carstificació. A l'espectre es pot determinar una freqüència de tall de 0.22 i un temps de regulació de 22 dies. La morfologia del correlograma creuat (hidrograma unitari), més aviat punxeguda, també fa palès un cert grau de carstificació del sistema (figura 159) (Ramoneda et al., 1999).

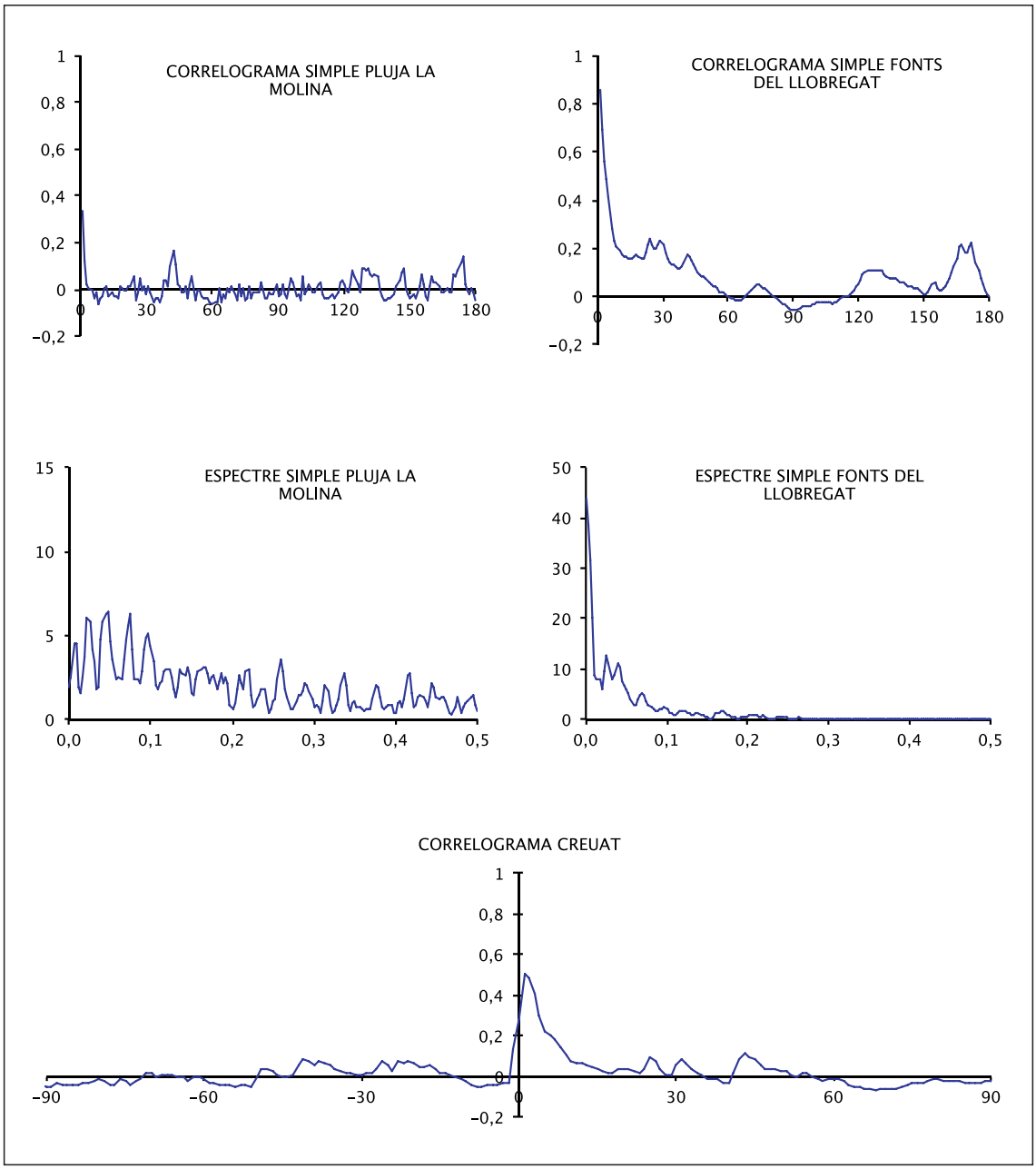


Figura 159: Anàlisi de correlació i espectral per a les dades del sistema de les Fonts del Llobregat.

3.3.3.4 Hidrogeotèrmia

Per a analitzar la variabilitat de la temperatura a les Fonts del Llobregat es disposa de dades discretes dels cicles 1988-89 i 1989-90 i de dades de vàries crescudes. També es disposa de dades del monitoratge en continu de l'any 1994 al 2003, però no s'analitzaran en aquest treball.

En el període que abasta els cicles 1988-89 i 1989-90 la temperatura mitjana a les Fonts del Llobregat ha estat de 8.73 ºC, la màxima de 9.6 ºC i la mínima de 8.1 ºC. Per tant, en l'esmentat període l'amplitud és d'1.5 ºC (taula 46).

En el cicle 1988-89 la temperatura mitjana és de 8.77 ºC, la màxima de 9.6 ºC i la mínima de 8.1 ºC. L'amplitud és d'1.5 ºC.

Temperatura de l'aigua (ºC)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
8.7	8.1	9.6	1.5	47

Taula 46: Característiques hidrogeotèrmiques de les Fonts del Llobregat per al període novembre - 1988 / desembre - 1990.

En aquest cicle s'assoleixen els valors més elevats de la temperatura de tot el període estudiat. En efecte, una evolució d'augment de la temperatura s'observa a començament del cicle, de novembre de 1988 a febrer de 1989, fins que s'assoleix el màxim de 9.6 ºC. Aquesta evolució és la pròpia d'un període d'aigües baixes i indica una clara tendència a la temperatura d'equilibri aigua-roca que caracteritzaria les aigües de la zona saturada en esgotament (figura 160).

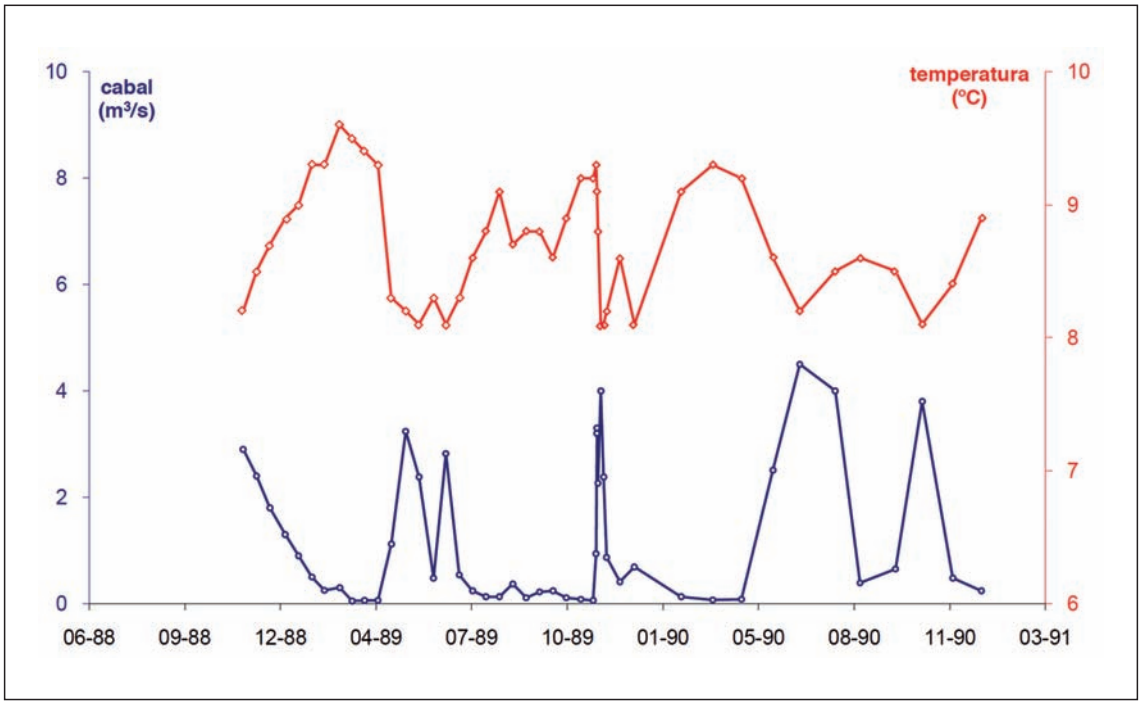


Figura 160: Variació de la temperatura de l'aigua i el cabal a les Fonts del Llobregat.

En el cicle 1988-89 hi ha dues crescudes (abril-juny), amb uns cabals màxims al voltant dels 3 m^3/s. En la primera d'elles s'observa una forta disminució de la temperatura amb el mínim en 8.1 ºC, que correspon al mínim per a tot el període estudiat amb observacions discretes. La segona crescuda no dóna opció a la recuperació (augment) de la temperatura, originant-se un segon mínim també de 8.1 ºC. En la decrescuda d'aquesta segona crescuda s'observa un clar augment de la temperatura, que aniria dels 8.1 ºC fins els 9 ºC; finalment, la recuperació de la temperatura es veu truncada per una crescuda d'escassa importància.

L'interval de mesura no permet posar en evidència, en cas d'existir, cap efecte de descàrrega en l'evolució de la temperatura en els episodis de crescuda descrits.

L'interès de la interpretació es pot concretar en les evolucions de la temperatura durant les decrescudes i els esgotaments. En primer lloc cal remarcar una incidència important de les aigües d'infiltració ràpida amb amplituds d'1.5 ºC, que són les màximes observades. No obstant, les dues recuperacions de la temperatura del cicle presenten pendents semblants, obtenint-se un esquema o patró d'evolució de la temperatura característic del sistema: la incidència de les aigües d'infiltració ràpida és significativa però té una importància relativa comparada amb la d'altres exemples; la recuperació de la temperatura es produeix seguint pendents relativament forts.

La simple consideració del valor de l'amplitud absoluta, que és d'1.5 ºC al sistema de les Fonts del Llobregat, indica una estructura de drenatge de desenvolupament limitat d'acord amb les conclusions de l'anàlisi de les corbes de recessió (Tissot i Tresse, 1978).

En el cicle de 1989-90 la temperatura mitjana és de 8.69 ºC, la màxima de 9.3 ºC i la mínima de 8.1 ºC com en el cicle anterior. L'amplitud és d'1.2 ºC.

A grans trets, les conclusions aportades per l'anàlisi de l'evolució d'aquest cicle són anàlogues a les de l'anterior. La baixa amplitud absoluta s'ha de considerar com una dada remarcable i encara més tenint en compte que els cabals, amb puntes de crescuda de 4.5 m^3/s, han estat sensiblement superiors als del cicle 1988-1989.

A l'inici del cicle es va fer el seguiment d'una crescuda amb detall. A continuació se n'expliquen els resultats més interessants.

Es tracta d'una crescuda complexa (novembre 1989), amb dos pics: el primer d'uns 3.5 m^3/s i el segon d'uns 4 m^3/s (figura 161). El pas de mesura és molt espaiat i, per tant, els resultats s'han de considerar com una aproximació a la resposta tèrmica del sistema de les Fonts del Llobregat. De totes maneres, es poden realitzar algunes observacions d'interès. S'observa un augment de 0.2 ºC en la puja de la primera crescuda que es pot interpretar com un efecte de descàrrega (Andrieux, 1978) encara que poc marcat. Més endavant, l'estudi de la resposta química d'aquesta mateixa crescuda confirmarà aquests resultats.

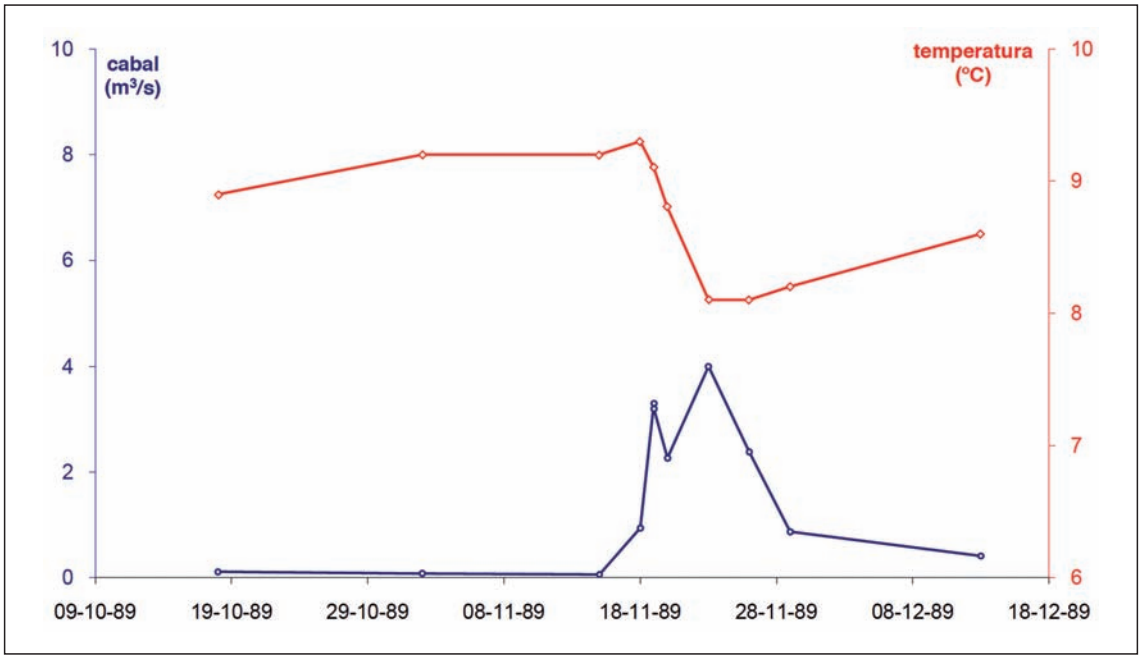


Figura 161: Variació de la temperatura de l'aigua i el cabal a les Fonts del Llobregat al llarg d'una crescuda el mes de novembre de 1989.

La resposta tèrmica indica l'existència de reserves, tal com s'ha posat de relleu a partir de la hidrodinàmica amb l'anàlisi dels esgotaments del sistema.

La manca d'una major densitat de mesures a la segona crescuda no permet de posar en evidència les reserves del sistema (efecte de descàrrega). En l'espai de temps existent entre les dues puntes de la crescuda, la temperatura passa d'un màxim de 9.35 ºC a 8.1 ºC, és a dir, s'observa una disminució important indubtablement relacionada amb l'arribada d'aigües d'infiltració ràpida. No obstant, el caràcter complex de la crescuda i la baixa densitat de les mesures comporten problemes d'interpretació com així mateix passa amb les dades hidrogeoquímiques.

La distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua és polimodal la qual cosa indica el caràcter càrstic del sistema (figura 162).

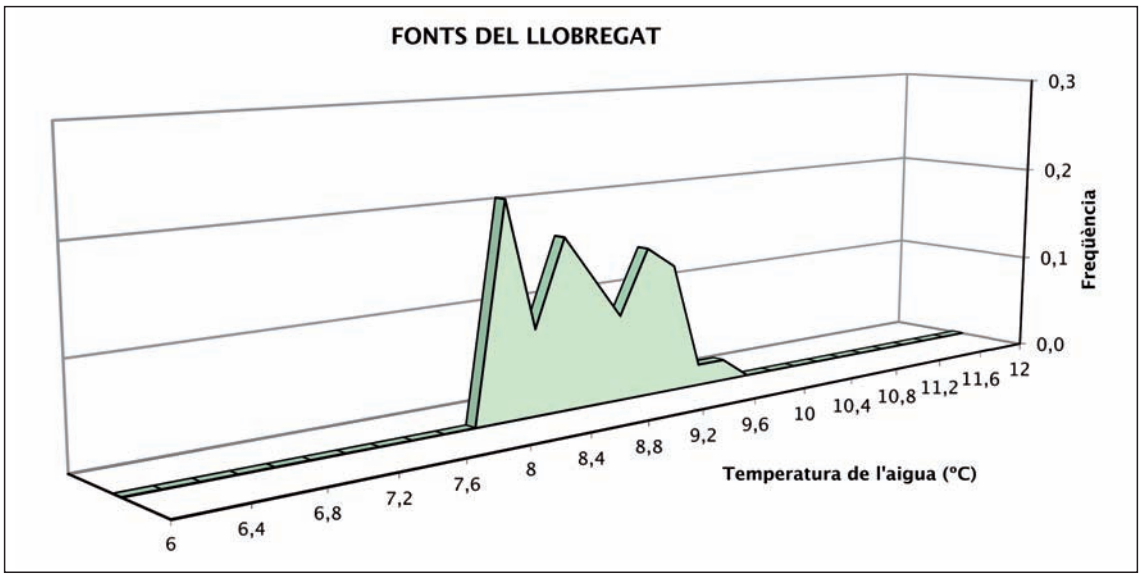


Figura 162: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua a les Fonts del Llobregat.

3.3.3.5 Hidrogeoquímica

3.3.3.5.1 Conductivitat i mineralització

En el període controlat –cicles de 1988-89 i 1989-90– la conductivitat ha donat un valor mitjà de 232 μS/cm. Un màxim de 291 μS/cm i un mínim de 207 μS/cm. L'amplitud és de 84 μS/cm.

Entre la conductivitat i la mineralització, paradoxalment, no existeix una bona correlació (r^2 = 0.1295). En conseqüència, no és possible utilitzar la conductivitat com a variable regionalitzada. D'aquí doncs que el paràmetre que s'ha utilitzat com a tal és la mineralització definida com el total dels elements químics determinats en l'analítica. Aquesta absència de bona correlació entre conductivitat i mineralització s'observa també en el sistema de la Fou de Bor, en els conductes càrstics o punts d'aigua estudiats al Túnel del Cadí i en alguns dels exemples de la Val d'Aran.

A les Fonts del Llobregat la mineralització ve determinada essencialment pels bicarbonats i pel calci, doncs aquests són els ions que es presenten amb concentracions més importants.

La mineralització a les Fonts del Llobregat, per al global dels dos cicles estudiats, és de 233.8 mg/l. El màxim es de 255.8 mg/l, el mínim de 216.2 mg/l, i l'amplitud, per tant, de 39.6 mg/l. Aquests resultats ja permeten constatar la baixa variabilitat d'aquest paràmetre característic per a un període relativament llarg com són dos cicles hidrològics. Aquesta baixa amplitud de la variació de la mineralització es confirmarà en l'estudi de l'evolució dels ions bicarbonat i calci.

3.3.3.5.2 Distribució de freqüències de la mineralització

L'interès de la mineralització com a paràmetre globalitzador del contingut iònic de l'aigua facilita la seva utilització com a variable regionalitzada i, per tant, la distribució de freqüències de la mineralització permetrà una aproximació al funcionament i l'estructura del sistema.

La distribució de freqüències de la mineralització de les Fonts del Llobregat (figura 163) presenta una clara polimodalitat que indicaria, en una primera interpretació, un cert desenvolupament de la carstificació i una estructura complexa. En aquest sentit cal recordar que la caracterització hidrodinàmica indica l'existència d'una estructura complexa: el sistema es classifica en el domini dels sistemes compostos.

La corba presenta quatre modes que no són molt marcades però que es distingeixen bé les unes de les altres. El fet que les modes siguin de poca alçària, amb un valor de 0.24 % (225 μS/cm) per a la més marcada, assenyala també una carstificació, en termes relatius, significativa (Bakalowicz, 1979). Aquesta moda, que correspon a les aigües menys mineralitzades, és representativa de la família d'aigües d'infiltració ràpida. Les modes menys marcades corresponen a aigües més mineralitzades: aigües d'infiltració lenta i aigües provinents de la zona saturada en els esgotaments.

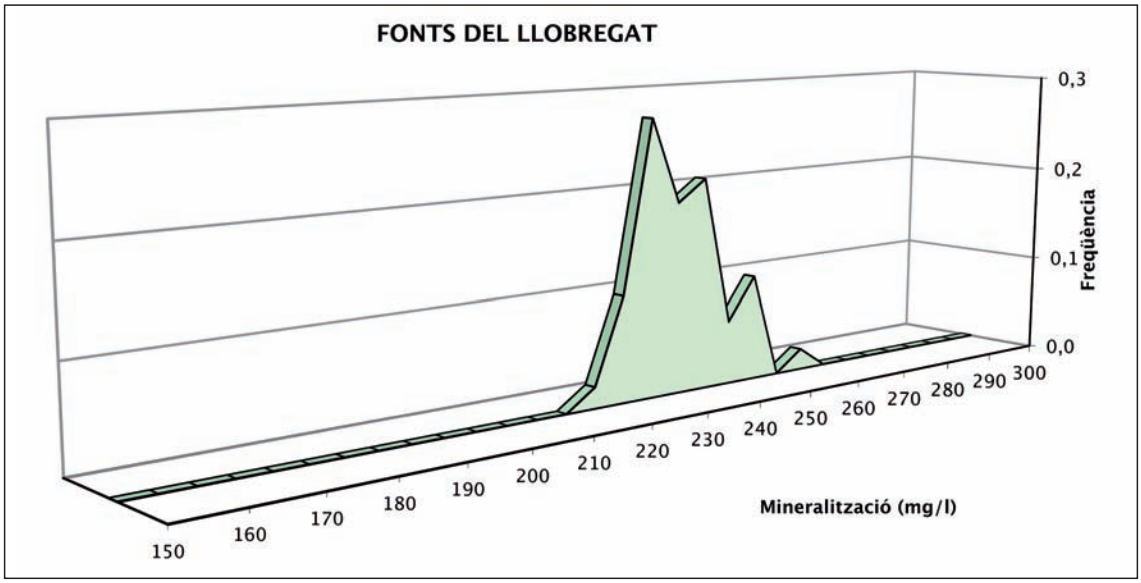


Figura 163: Distribució de freqüències de la mineralització a les Fonts del Llobregat (n=47).

De l'observació de la corba de distribució sembla desprendre's també una certa homogeneïtzació geoquímica, sobretot per la relativament limitada diferenciació de les modes (Bakalowicz, 1979 a). Tot i presentar aquesta característica, el sistema no seria comparable amb exemples com el d'Aliou (Cazavet, França) (Bakalowicz, 1979 a), que és el prototipus

de l'aqüífer ben drenat i molt evolucionat. L'anàlisi de les característiques hidrodinàmiques i tèrmiques –variabilitat dels cabals i de la temperatura poc important– del sistema de les Fonts del Llobregat, juntament amb les hidrogeoquímiques que es comentaran a continuació, confirmen aquest punt. És a dir, el sistema de les Fonts del Llobregat és un sistema amb un grau de carstificació baix o poc important, molt lluny dels sistemes ben drenats (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a; Freixes, 1993). Alguns autors (Bayó, 1985; Bayó et al., 1986), a partir de criteris descriptius i mancats de rigor, han proposat una classificació en la qual situen els aqüífers de les Fonts del Llobregat i del Bastareny com exemples d'aqüífers molt evolucionats i carstificats. Les dades aportades per la recerca experimental realitzada en el marc d'aquesta tesi qüestionen absolutament aquesta classificació.

La interpretació de la distribució de freqüències de la mineralització de les Fonts del Llobregat permet retenir dues característiques. La primera és la baixa amplitud de la variació en comparació, per exemple, amb els sistemes de Baget, Fontestorbes, Aliou, Valcluse i Lez (Bakalowicz, 1979 a; Bakalowicz i Mangin, 1980). I, la segona, que les modes, encara que diferenciables, no són molt marcades. Aquestes dues característiques porten a definir un sistema de carstificació i estructura de drenatge de limitat desenvolupament.

3.3.3.5.3 Variabilitat en el cicle hidrològic

3.3.3.5.3.1 Bicarbonats, calci i magnesi

El bicarbonat i el calci són els ions amb concentracions més importants. L'ió bicarbonat és el que té concentracions més elevades. El valor mitjà per al global del període controlat és 167,3 mg/l (taula 47).

En el cicle 1988-89, la concentració mitjana és 167.84, la màxima 178.3 mg/l i la mínima 157.1 mg/l. L'amplitud és 21.2 mg/l. Aquests valors són vàlids per a tot el període controlat, és a dir, per als dos cicles.

En el cicle 1989-90, la concentració mitjana és 166.78 mg/l, la màxima 178.3 mg/l, la mínima 159.8 mg/l i l'amplitud 18.5 mg/l.

L'ió calci, per al global dels dos cicles, té una concentració mitjana de 49.93 mg/l. La màxima és 60.1 mg/l i la mínima 42.5 mg/l. L'amplitud és de 17.6 mg/l. Els valors per a cada cicle es poden veure a la taula 47.

L'ió magnesi es presenta en concentracions molt poc importants. La concentració mitjana per als dos cicles és 4.44 mg/l, la màxima 7 mg/l, la mínima 1.7 mg/l i l'amplitud 5.3 mg/l. A la taula 47 es faciliten les dades per al període novembre 1988 – desembre 1990.

	Fonts del Llobregat			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	167.4	157.1	178.3	21.2
Calci (mg/l)	49.8	42.5	60.1	17.6
Magnesi (mg/l)	4.4	1.7	7.0	5.3

Taula 47: Bicarbonats, calci i magnesi a les Fonts del Llobregat (n=47).

De l'observació de les evolucions del bicarbonat, calci i magnesi (figura 164) i dels estadístics bàsics que s'han facilitat, es poden extreure algunes conclusions. És remarcable per a tots els paràmetres l'estret marge de variació que els caracteritza. Aquest fet determina l'estret marge de variabilitat de la mineralització, com ja s'ha assenyalat en descriure i interpretar la distribució de freqüències d'aquest paràmetre. És interessant indicar que l'escassa variabilitat observada es produeix en condicions hidrodinàmiques en què els cabals sí que presenten variacions d'una certa importància: dels 0.05 m^3/s dels esgotaments als 5 m^3/s de les crescudes més importants.

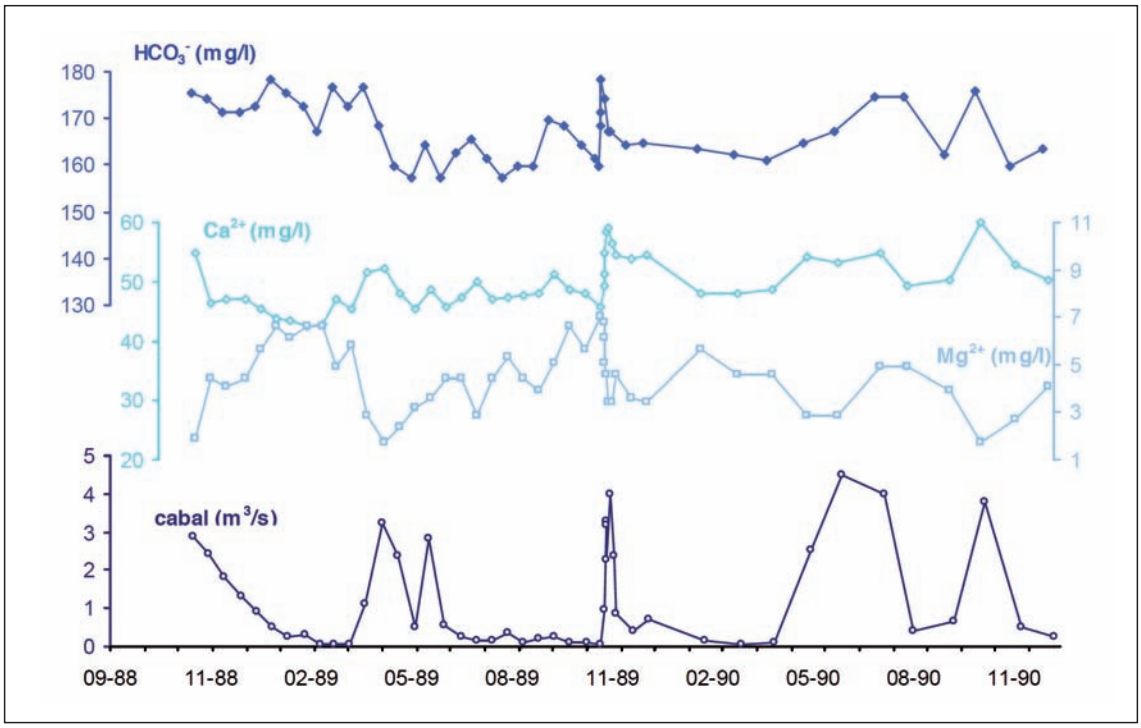


Figura 164: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a les Fonts del Llobregat.

Les concentracions més elevades en bicarbonat són aportades en els períodes d'esgotament; en els episodis de crescuda, com veurem més endavant, també es produeixen aportacions significatives. A les decrescudes, amb la incidència d'aigües d'infiltració ràpida, es produeix una disminució de la concentració. D'una manera general, amb el calci succeeix el mateix.

El magnesi presenta una evolució característica. En línies generals, si es compara amb la del calci, s'observa que entre aquests dos elements hi ha una correlació elevada i negativa. L'explicació d'aquest comportament es troba en les condicions hidrodinàmiques i en la cinètica química que caracteritza la dissolució dels carbonats de calci i magnesi. En efecte, les condicions de flux lent (per exemple, buidament de les reserves i infiltració lenta) afavoreixen la dissolució del magnesi; contràriament, les velocitats de flux elevades, que caracteritzen els episodis d'aigües altes, afavoreixen la dissolució del calci. La figura 164 permet observar les evolucions dels ions calci i magnesi i comprovar com presenten el mateix tipus de comportament en ambdós cicles.

En situació de crescuda, sembla que tant el bicarbonat com el calci i el magnesi augmenten la seva concentració, encara que no de manera coincident en el temps. Aquest tipus de resposta es tractarà quan s'expliqui la crescuda de novembre de 1989.

3.3.3.5.3.2 La pCO_2 eq i l'ΔpH

La pCO_2 eq presenta concentracions importants: el valor mitjà pels dos cicles és 0.171 %, el màxim 0.288 % i el mínim 0.085 % (taula 48).

En el cicle 1988-89 la concentració mitjana és de 0.171 %, la màxima de 0.288 %, la mínima de 0.110 % i l'amplitud de 0.178 %.

En el cicle 1989-90 la concentració mitjana és de 0.171 %, la màxima de 0.269 %, la mínima de 0.085 % i l'amplitud de 0.184 %.

A partir d'aquestes dades constatem que el CO_2 a les Fonts del Llobregat experimenta unes fortes variacions al llarg del cicle hidrològic, les quals són independents de la producció de CO_2 al sòl. Els continguts en CO_2 a les Fonts tenen relació amb les condicions hidrodinàmiques.

Les concentracions més importants són aportades en situació d'aigües altes, amb valors propers al 0.3 %, i les més baixes, al voltant del 0.1 %, corresponen a períodes d'esgotament (o estiatge).

En el període estudiat (cicles 1988-89 i 1989-90), el valor màxim d'ΔpH és 0.43 i el mínim -0.09. El valor mitjà és de 0.175 (taula 48).

En el cicle 88-89, el valor mitjà és 0.16, el màxim 0.35 i el mínim -0.03. L'amplitud és de 0.38.

En el cicle 1989-90, el valor mitjà és 0.19, el màxim 0.43, el mínim -0.09 i l'amplitud 0.52.

	mitjana	mínim	màxim
pCO_2 (%)	0.171	0.085	0.288
ΔpH_c	0.18	-0.09	0.43

Taula 48: pCO_2 i ΔpH a les Fonts del Llobregat (n=47).

Aquestes dades permeten constatar que al llarg del cicle s'assoleixen valors de sobresaturació importants, al voltant de 0.4, i valors lleugerament infrasaturats, al voltant de -0.05, que es poden considerar com d'aigües a l'equilibri o properes a l'equilibri químic (figura 165). És interessant remarcar que els valors mitjans per a cada cicle o bé el global per a tot el període controlat, que és 0.175, són característics d'aigües sobresaturades però relativament prop de l'equilibri.

L'evolució de la pCO_2 i l'ΔpH en el cicle 1988-89 (amb un pas de mostreig quinzenal) està força ben definida (figura 165). S'observa bé que els valors fortament sobresaturats corresponen a aigües baixes i esgotaments i que els valors infrasaturats (i els valors a l'equilibri) caracteritzen els episodis de crescuda.

En el cicle 1989-90, les evolucions de la pCO_2 i de l'ΔpH aporten uns resultats paral·lels als observats en el cicle anterior. En síntesi, els valors més elevats de pCO_2 se situen a les crescudes i els més baixos als períodes d'esgotament. Els valors de sobresaturació més elevats se situen als esgotaments i els infrasaturats a les crescudes.

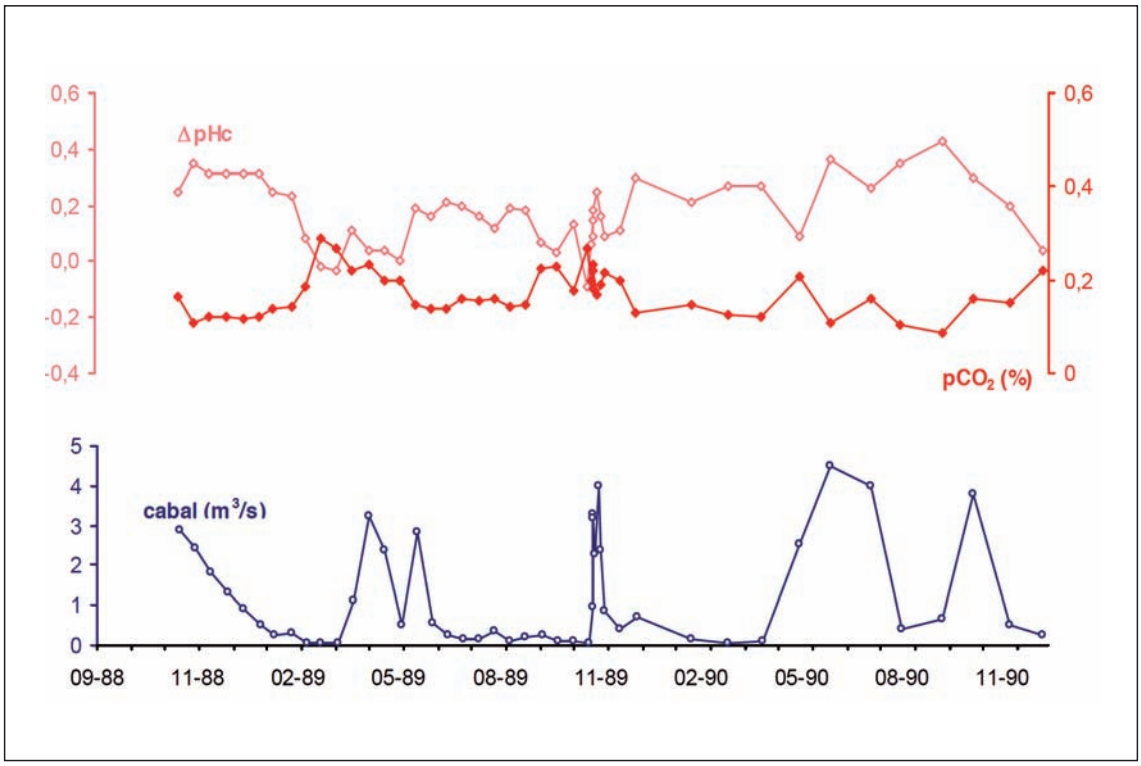


Figura 165: Variació de la pCO_2 i l'ΔpH a les Fonts del Llobregat.

3.3.3.5.3.3 Sulfats, clorurs, nitrats, sodi i potassi

Els ions sulfat, clorur, nitrat, sodi i potassi són juntament amb el magnesi els que presenten les concentracions més baixes.

D'aquests ions s'ha de remarcar l'escassa variabilitat que els caracteritza, tal com succeeix amb els del sistema calcocarbònic.

Els sulfats presenten una concentració mitjana per als dos cicles estudiats de 7.03 mg/l. El valor màxim és de 10 mg/l i el mínim de 4.3 mg/l. L'amplitud per a aquest període és de 5.7 mg/l. Els estadístics bàsics es poden veure a la taula 49.

	Fonts del Llobregat			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Sulfats (mg/l)	7.0	4.3	10.0	5.7
Clorurs (mg/l)	1.8	1.0	3.5	2.5
Sodi (mg/l)	1.1	0.6	2.0	1.4
Potassi (mg/l)	0.34	0.2	0.6	0.4
Nitrats (mg/l)	2.0	0.3	4.2	3.9

Taula 49: Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a les Fonts del Llobregat (n=47).

En aquest sistema les concentracions en sulfats són més aviat baixes, com es desprèn del valor mitjà de 7.03 mg/l. Dels diferents sistemes estudiats, a excepció dels de la Val d'Aran, el de les Fonts del Llobregat és el que presenta les concentracions mitjanes més baixes, inferiors àdhuc a les del sistema de la Fou de Bor –situat en el mateix context geoquímic–, i molt inferiors respecte a altres aqüífers com els de Rellinars (Freixes, 1986) i Baget (Bakalowicz, 1979 a).

Al llarg del cicle, les concentracions més importants en sulfats (de 6 a 9 mg/l) es presenten relacionades amb els episodis d'aigües altes (figura 166), això assenyala un probable origen a partir de l'aportació atmosfèrica o, si més no, un origen a partir de l'evapotranspiració que es produeix a les parts superficials del carst.

En el sistema de les Fonts del Llobregat, com succeeix amb els del Bastareny i el de la Fou, una part, possiblement significativa, dels sulfats pot procedir de les emissions de la central tèrmica de Cercs que era, en el període controlat, l'origen de la pluja àcida en l'àmbit de l'alt Llobregat. Els valors més baixos a les Fonts del Llobregat semblen caracteritzar els períodes d'aigües baixes i esgotaments. En els dos cicles controlats els valors més elevats s'associen bé amb els cabals de les puntes de crescuda.

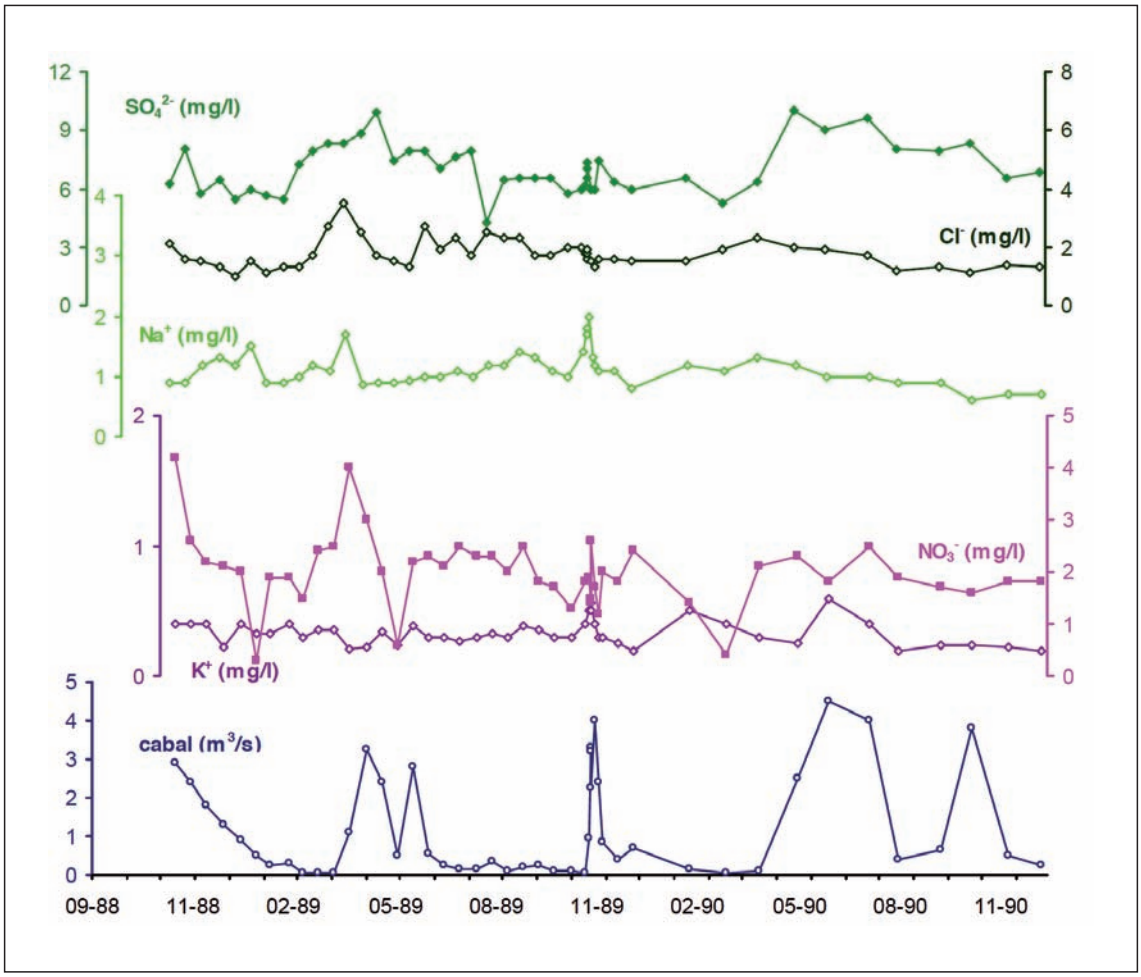


Figura 166: Variació dels sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a les Fonts del Llobregat.

Els clorurs tenen una concentració mitjana d'1.76 mg/l, la màxima és de 3.5 mg/l i la mínima d'1 mg/l. L'amplitud és de 2.5 mg/l. Els estadístics bàsics per a cada cicle es poden veure a la taula 49.

El sodi presenta una concentració mitjana per a tot el període estudiat (cicles 1988-89 i 1989-90) d'1.14 mg/l, un màxim de 2 mg/l i un mínim de 0.6 mg/l. Els estadístics bàsics es poden veure a la taula 49.

En relació a les evolucions dels ions clorur i sodi (en el cicle 1988-89 i amb un pas de mostreig quinzenal) s'observa molt clarament com els valors més elevats corresponen a la puja o branca ascendent de la crescuda complexa d'abril-maig. Aquests màxims en clorurs i sodi s'anticipen en el temps al màxim de sulfats abans comentat (figura 166).

La concentració mitjana del potassi és molt baixa (0.34 mg/l). La seva variabilitat és difícil d'interpretar.

Els nitrats tenen una concentració mitjana per a tot el període de control d'1.99 mg/l, la concentració màxima és de 4.2 mg/l i la mínima de 0.3 mg/l. L'amplitud és de 3.9 mg/l (taula 49).

3.3.3.5.4 Variabilitat en crescuda (la crescuda de novembre de 1989)

De l'episodi de crescuda de novembre-desembre de 1989 es disposa de dades sistemàtiques amb nou mostreigs. Aquest episodi constitueix una crescuda complexa amb dos màxims de cabal: el primer d'uns 3.5 m^3/s i el segon d'uns 4 m^3/s.

3.3.3.5.4.1 Bicarbonats, calci i magnesi

L'evolució del bicarbonat i el calci és relativament paral·lela: s'observa un únic màxim que caracteritza els cabals més elevats de les dues puntes de l'hidrograma (figura 167).

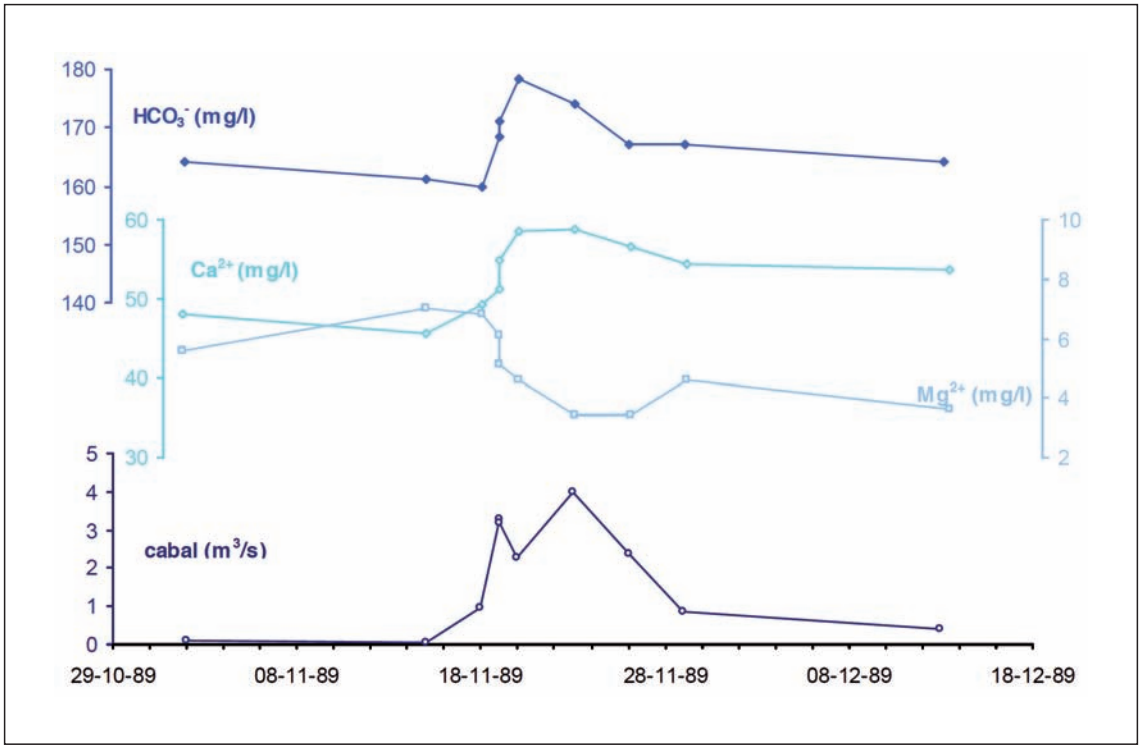


Figura 167: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a les Fonts del Llobregat al llarg d'una crescuda el novembre de 1989.

De fet, el pas de mostreig no permet, en tot cas, diferenciar dos màxims.

L'evolució del magnesi és absolutament oposada a la del calci, és a dir, hi ha una correlació forta i negativa entre els dos ions. La interpretació sembla ser la mateixa que l'explicada per a les dades de tot el cicle.

Els valors més elevats de magnesi s'observen a l'inici de la crescuda amb 7 mg/l.

Quan s'analitzen les evolucions dels bicarbonats i el calci a la crescuda, sembla posar-se en evidència un efecte de descàrrega que indicaria l'existència de reserves a l'aqüífer, fet que d'altra banda confirmaria el que ja se sap a partir dels resultats de la hidrodinàmica. L'evolució de la temperatura (figura 161) indicava així mateix un efecte de descàrrega i l'existència de reserves.

A partir del segon màxim de cabal hi ha una disminució del calci, ja iniciada en els bicarbonats, fins a l'estabilització.

En el cas del magnesi, que presenta un màxim anterior al del bicarbonat i el calci, es posaria així mateix en evidència un efecte de descàrrega que implicaria la sortida d'aigües més mineralitzades de la zona saturada. No obstant això, l'anticipació del màxim de magnesi en el temps no es fàcil d'interpretar.

3.3.3.5.4.2 La pCO_2 eq i ΔpH

En el desenvolupament de la crescuda el valor de la pCO_2 eq es manté en concentracions importants, entre 0.018-0.019% i 0.27%. El dos mínims coincideixen amb les dues puntes de cabal (figura 168).

Quant a l'ΔpH, s'observa un primer valor clarament infrasaturat (-0.09) a l'inici de la crescuda que no es fàcil d'interpretar: podria tractar-se d'aigües d'infiltració ràpida en la proximitat de la font, recordem la situació de la surgència aigua avall de la confluència de tres torrents a les mateixes calcàries devonianes (clot dels Torrents).

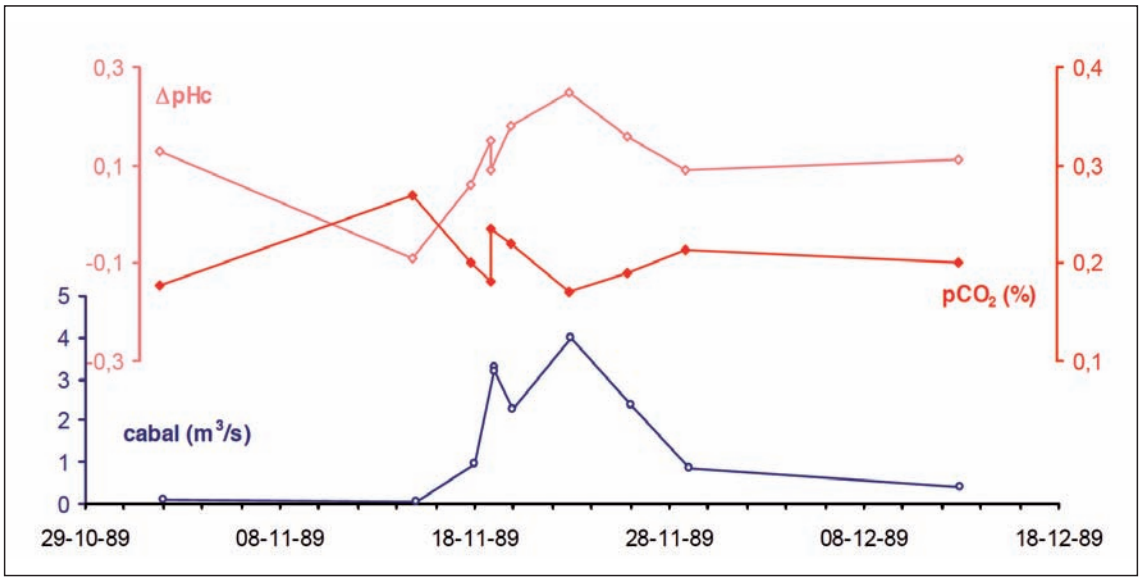


Figura 168: Variació de la pCO_2 i l'ΔpHc a les Fonts del Llobregat al llarg d'una crescuda el novembre de 1989.

Els valors a la primera punta són lleugerament sobresaturats, amb valors entre 0.1 i 0.2, i marcadament sobresaturats a la segona, amb valors entre 0.2 i 0.25.

3.3.3.5.4.3 Sulfats, clorurs, nitrats, sodi i potassi

S'observen màxims de sulfats, potassi i sodi associats a les dues puntes de cabals (figura 169).

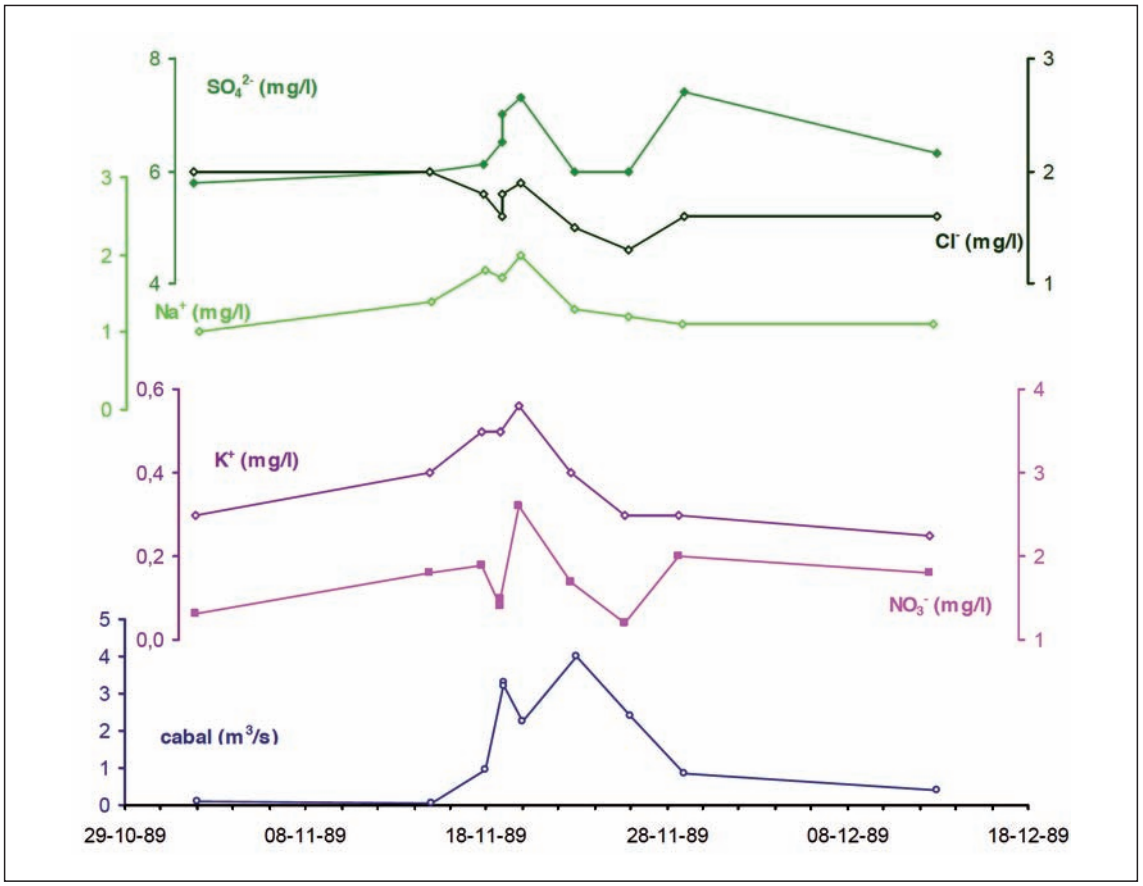


Figura 169: Variació dels sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a les Fonts del Llobregat al llarg d'una crescuda el novembre de 1989.

3.3.3.6 Conclusions

3.3.3.6.1 Model conceptual

El sistema, a partir de la classificació hidrodinàmica (Mangin, 1975 a, 1994 a), se situa en el domini dels sistemes complexos o compostos (figura 158). De fet, aquesta classificació és perfectament comprensible donada la complexitat litostructural que caracteritza el sistema. En efecte, en aquest sistema, la marcada estructura en compartiments (complexa geometria), és a dir, en blocs de calcàries del Devonià (i Carbonífer inferior) i de pelites i psammites del Carbonífer ha d'haver influït en el desenvolupament de la carstificació i en l'estructura càrstica de l'aqüífer. Els materials detrítics del Carbonífer no superen en gaires ocasions els 100 o 200 m de potència. Són molt més potents les unitats carbonàtiques del Devonià i el Carbonífer inferior i, en superfície, tenen molts trams de contacte cartogràfic; aquest contacte es pot correlacionar amb certa presència en els perfils.

El cabussament de la macroestructura herciniana de 10 a 15º cap el SE-E sembla que té un paper important en l'organització del flux en el sistema. És a dir, de les parts situades més a l'W (més aigua amunt), com el Puigllançada, fins a les Fonts del Llobregat, situades a l'E.

En l'esquema o model conceptual del sistema es poden considerar les parts següents: la conca, la zona no saturada i la zona saturada.

La conca té un caràcter mixt, és a dir, observa afloraments de materials carbonàtics del Devonià (i Carbonífer inferior) (89%) que predominen i afloraments de materials pelítics i psammítics del Carbonífer de naturalesa impermeable (11%). Aquesta part impermeable de la conca no és menyspreable, però no és particularment important, doncs no existeix una circulació organitzada ben desenvolupada en aquests materials, ni tampoc pèrdues cabaloses. El sistema tindria un caràcter binari poc marcat i en certa manera seria assimilable a un carst de tipus monàdic. En definitiva, l'alimentació autòctona predominaria i la desenvolupada a partir dels afloraments impermeables tindria una significació menor.

L'epicarst i les seves morfologies tenen un desenvolupament significatiu en diferents indrets de la conca, com es pot observar molt bé al pla d'Anyella (dolines, pèrdues…) i existeixen nombrosos aqüífers epicàrstics (i aqüífers penjats com a conseqüència de les característiques litoestructurals).

La zona no saturada té una estructura complexa determinada per les característiques geològiques abans definides. En efecte, la zona no saturada es caracteritza per una superposició de materials amb més de 1000 m de gruixària, però sense continuïtat de dalt a baix com a conseqüència de les intercalacions de materials pelítics i psammítics del Carbonífer en els materials carbonàtics del Devonià (i Carbonífer inferior).

L'estructura tectònica complexa de superposició de làmines d'encavalcament hercinianes que caracteritza la zona no saturada també s'observa a la saturada. La zona saturada presenta un gruix de materials carbonàtics, principalment del Devonià, molt important, superior als 400 m. El límit inferior el defineix l'encavalcament alpí de serra Cavallera. El volum dinàmic, de l'ordre de 4 hm^3, s'ha de considerar com a molt important i per les característiques descrites podrien existir també importants reserves profundes.

La zona saturada es caracteritza per una estructura de drenatge d'un cert desenvolupament, així com per importants estructures reservori, però no se'n poden precisar les seves característiques.

En definitiva, de l'anàlisi d'hidrogrames i de les sèries temporals, així com de les dades de la temperatura i la química de l'aigua, es poden fer un seguit de consideracions generals: retard en l'alimentació com a conseqüència del mantell de neu, predomini de la infiltració lenta, paper relatiu i menys important de la infiltració ràpida, gran importància de les reserves dinàmiques i segurament de les profundes a la zona saturada, estructura de drenatge d'un cert desenvolupament i una carstificació amb un desenvolupament limitat o moderat.

3.3.3.6.2 Potencial de carstificació

En la definició dels límits del sistema i del model conceptual s'ha comentat el paper que hi té la macroestructura geològica. Ara cal considerar com influeix en el potencial de carstificació.

En el sistema de les Fonts del Llobregat, la disposició de l'apilament de làmines encavalcants, que constitueix un conjunt antiforme amb el plunge cabussant SE-E, sembla que té un paper significatiu en el potencial de carstificació. Aquesta disposició –de la làmina de la Tosa d'Alp a la de Castellar de n'Hug– s'observa molt bé en el tall longitudinal del sistema (figures 155 i 156). En efecte, el cabussament de la macroestructura ha d'afavorir la circulació subterrània des de les parts més occidentals del sistema –relleus del Puigllançada– fins a les orientals, on es troben les Fonts del Llobregat, situades en els afloraments carbonàtics a menor altitud. Així, en el carst de les Fonts del Llobregat, l'estructura d'encavalcaments herciniana té un paper fonamental. La deformació o estructura alpina intervé a un altre nivell, menys important; com per exemple, en el cas de l'encavalcament de serra Cavallera, que sembla que defineix el límit inferior de l'aqüífer, i també determinant zones d'una major deformació (major densitat de discontinuïtats tectòniques a les calcàries).

Així mateix, una part de les calcàries situades més a l'E podria drenar cap a les Fonts, sota l'efecte que aquestes exerceixen en tant que nivell de base del sistema.

En el carst de les Fonts del Llobregat, cal observar la complexa geometria de l'estructura herciniana i la superposició de blocs carstificables i no carstificables. Aquesta litostructura molt probablement influeix o intervé com un factor de resistència a la carstificació. És evident que les intercalacions impermeables –encara que quasi la totalitat dels blocs carbonàtics puguin estar hidrològicament relacionats– no afavoreixen el desplaçament de les condicions de la carstificació (dissolució) en profunditat. Potser aquestes característiques expliquen el predomini de la infiltració lenta (esquema més aviat monàdic del sistema) i el limitat desenvolupament de la carstificació.

En el sistema de les Fonts del Llobregat hi ha dues característiques, relacionades entre si, que són clau per a analitzar com influeix el factor H_2O-CO_2 en el potencial de carstificació. La primera és que no existeix un escolament concentrat suficientment desenvolupat que desguassi en pèrdues importants. Així ho indiquen les observacions realitzades al pla d'Anyella (torrent de Rus) en el qual la circulació superficial alimenta pèrdues de poca entitat. La segona característica és el caràcter principalment difús de l'alimentació. En efecte, el tipus d'infiltració ràpida que caracteritza les pèrdues tindria en el conjunt del sistema un paper menys important, mentre que l'alimentació difusa i la infiltració lenta tindrien un paper més destacat.

A més, cal considerar que el tipus d'estructura tectònica determina l'existència d'intercalacions impermeables o quasi impermeables (metapelites i metapsammites del Carbonífer) i, en conseqüència, les relacions espacials entre les calcàries de les diferents làmines encavalcants són complexes. Així, és de suposar que aquestes característiques geològiques tinguin una forta implicació hidrodinàmica i, per tant, en els processos de carstificació (cal interrogar-se, per exemple, sobre com es transfereixen en profunditat les condicions favorables a la dissolució).

Per tot això, en el factor H_2O-CO_2, el potencial H_2O tindria una importància menor i, per tant, s'hauria de relativitzar el seu paper en els processos de carstificació del sistema. Aquestes característiques del factor H_2O-CO_2 ajuden a explicar que la carstificació tingui un desenvolupament relativament poc important i el mateix succeeix amb l'estructura de drenatge.

No necessàriament en tots els casos les condicions d'alta muntanya han de conduir a una carstificació ben desenvolupada en profunditat. En aquest sentit, el sistema d'Aigüèira a la Val d'Aran és paradigmàtic (Freixes et al. 1996 a). El carst del Llobregat té

una morfologia general amb forts desnivells, és a dir, que existeix un marcat gradient entre les zones de recàrrega i de descàrrega i, per tant, té condicions favorables a la carstificació. Això no obstant, la carstificació té un grau de desenvolupament relativament poc important, tal com ho il·lustren els resultats experimentals i l'anàlisi que s'ha realitzat dels factors del potencial de carstificació: macroestructura i potencial H_2O-CO_2.

És evident que la relació que s'estableix entre els diferents factors del potencial de carstificació i el factor litostructural com a paràmetre d'estat, que representa la resistència als processos de carstificació, té un gran interès en el sistema de les Fonts del Llobregat.

3.3.3.6.3 Recursos hídrics, gestió i sostenibilitat

El sistema de les Fonts del Llobregat –amb una aportació anual de 28 hm^3– té un important paper hidrològic a l'alta conca del riu Llobregat. Aquesta aportació, juntament amb la del sistema càrstic del Bastareny, és també remarcable per la seva contribució a la regulació de l'embassament de la Baells (Freixes et al., 1999 b; Ramoneda et al., 1999).

L'aportació de les Fonts –amb un cabal mitjà de 0.9 m^3/s, força elevat– i les crescudes que experimenten –amb una cabal màxim d'uns 7-8 m^3/s– tenen un paper determinant com a suport dels ecosistemes fluvials situats aigua avall. No obstant, les derivacions dels aprofitaments hidroelèctrics, com passa amb l'explotació del clot del Moro, disminueixen fortament el cabal de la circulació superficial aigua avall de les Fonts (Ramoneda et al., 1999; Freixes et al., 1999 b). Aquesta situació influeix negativament en els ecosistemes aquàtics i de ribera. Efectivament, la derivació des del mateix naixement de més de 0.5 m^3/s fa que, immediatament aigua avall de les Fonts, el cabal sigui poc important, sobretot en els estiatges més marcats. El riu no recupera novament el seu cabal fins passat el clot del Moro a una distància considerable de les Fonts.

L'aportació de aqüífer també influeix, aigua avall, en la qualitat de l'aigua del Llobregat en la seva confluència amb l'Arija, que porta una càrrega important en sulfats. Les aigües aportades per l'aqüífer –bicarbonatades càlciques i amb una baixa concentració en sulfats– disminueixen per dilució la càrrega aportada per l'Arija (Freixes et al., 1996 b).

El que més interessa, però, és la importància de les reserves dinàmiques de l'aqüífer i el seu valor estratègic. Com passa amb els altres exemples d'aqüífers estudiats als Pirineus, el carst del Llobregat té unes reserves dinàmiques considerables, al voltant de 4 hm^3, que no són, pràcticament, explotades. A més, es tracta d'aigües de baixa mineralització (conductivitat mitjana de 232 $\mu S/cm$) i d'excel·lent qualitat, com ho indiquen la seva composició química en elements majoritaris i traça (Morin, 1995).

L'estructura geològica (figures 155 i 156) fa més que probable l'existència de reserves profundes. En efecte, les calcàries tenen per sota del nivell de les Fonts un gruix de l'ordre de 400 a 500 m. Per tant, al volum de reserves dinàmiques calculat, que ja és considerable, s'hi podria afegir un volum de reserves profundes que de moment no ha estat avaluat, però que podria ser molt important.

Les importants reserves dinàmiques i la més que probable existència de reserves profundes fan que aquest sistema tingui un considerable interès estratègic en la perspectiva d'una possible explotació davant de necessitats d'àmbit local o de caràcter més

general a la conca del Llobregat (Morin, 1995; Freixes et al., 1998 d; Freixes et al., 1999 b; Ramoneda et al., 1999).[63]

L'interès i la importància de la unitat hidrogeològica de les Fonts del Llobregat exigeix un coneixement més aprofundit i la materialització d'iniciatives orientades a la seva protecció. En efecte, aquesta unitat hidrogeològica, tot i que es pot definir com un carst d'alta muntanya, té nombroses activitats i infraestructures que poden o podrien influir en la qualitat dels seus recursos hídrics. És fonamental la realització d'un programa d'experiències amb traçadors i també de sondatges de reconeixement que permeti conèixer l'estructura profunda de l'aqüífer en diferents indrets: en particular a la zona de descàrrega, però també aigua amunt d'aquesta. Així mateix, és indispensable complementar aquestes tècniques puntuals amb la realització d'una cartografia hidrogeològica que ajudi a conèixer millor el funcionament –característiques de la conca d'alimentació i de la recàrrega– de l'aqüífer i a precisar els límits del sistema. Finalment, és necessari que es portin a terme cartografies de vulnerabilitat i de risc. Aquest aprofundiment en el coneixement hidrogeològic és imprescindible en la perspectiva d'una gestió sostenibilista del sistema.

3.3.4 Sistema de la Fou de Bor

3.3.4.1 Introducció

El sistema càrstic de la Fou de Bor està situat al massís del Moixeró i ocupa, aproximadament, els relleus que van des de la part occidental de la Tosa d'Alp fins a la vall de l'Ingla. Així mateix, el sistema forma part del vessant meridional de la depressió tectònica de la Cerdanya.

La seva descàrrega és definida per la surgència de la Fou (fotos 126 i 127) i els seus sobreeixidors: la Tuta Freda i la Tuta de Barrancs. La Fou es troba als contraforts del serrat de la Quera a 1160 m d'altitud i prop del poble de Bor, en el mateix límit del massís amb la part baixa de la depressió de la Cerdanya. L'aportació hídrica d'origen subterrani alimenta, aigua avall, el torrent anomenat també de la Fou de Bor, que desemboca al riu Segre.

El sistema de la Fou representa el drenatge subterrani del vessant N, i possiblement de part del S, de la serra del Moixeró i és l'exemple de fenomen càrstic més rellevant d'aquest massís, i el més important de la Cerdanya i de l'alt Segre.

La cova de la Fou de Bor, així s'anomena l'estructura endocàrstica accessible, té 3606 m de recorregut i un desnivell de 166 m i és la cavitat en calcàries de major desenvolupament del Principat. La seva morfologia subterrània té un nivell superior inactiu (foto 128) i una part inferior activa relacionada amb la zona saturada de l'aqüífer que, en situació de crescuda, alimenta els sobreeixidors.

El sistema càrstic de la Fou de Bor forma part quasi íntegrament del Parc Natural del Cadí-Moixeró.

De la surgència de la Fou es disposa de dades sistemàtiques, però discretes de nivell i/o cabal, de la temperatura i dels ions fonamentals (cicles 1988-1989 i 1994-1995). A més, es va realitzar un monitoratge del radó i una primera recerca sobre els elements traça, però els resultats no es presentaran en aquest treball (Morin, 1995) (foto 129).

3.3.4.2 Característiques físiques

3.3.4.2.1 Geologia

L'estructura geològica en què es troba el sistema de la Fou de Bor és la del mantell del Cadí en la seva part més interna. Des d'una perspectiva general es pot considerar que l'àmbit geològic implicat en la unitat hidrogeològica de la Fou és de característiques anàlogues al descrit per a la unitat hidrogeològica de les Fonts del Llobregat. En el sistema de la Fou cal considerar, però, l'estructura tectònica originada en l'evolució geològica recent –postalpina– lligada a la formació de la semifossa tectònica de la Cerdanya (Domingo, 1985; Roca, 1986). En efecte, el sistema de la Fou es desenvolupa principalment en el vessant N del Moixeró, en el qual existeixen importants estructures d'extensió, concretament un tipus de falles normals, de morfologia còncava, que es coneixen com a falles lístriques (figura 170).

La zona de descàrrega del sistema, la part inundada i funcional explorada de l'estructura endocàrstica, així com l'estructura endocàrstica pretèrita no funcional (part de la cova de la Fou de Bor) formen part de la unitat estructural de la Fou (Domingo, inèdit). La unitat estructural de la Fou és una estructura postalpina de tipus lístric que forma part del conjunt de blocs afectats per estructures extensionals de la depressió de la Cerdanya. Més endavant en analitzar l'estructura geològica insistiré en la unitat estructural de la Fou.

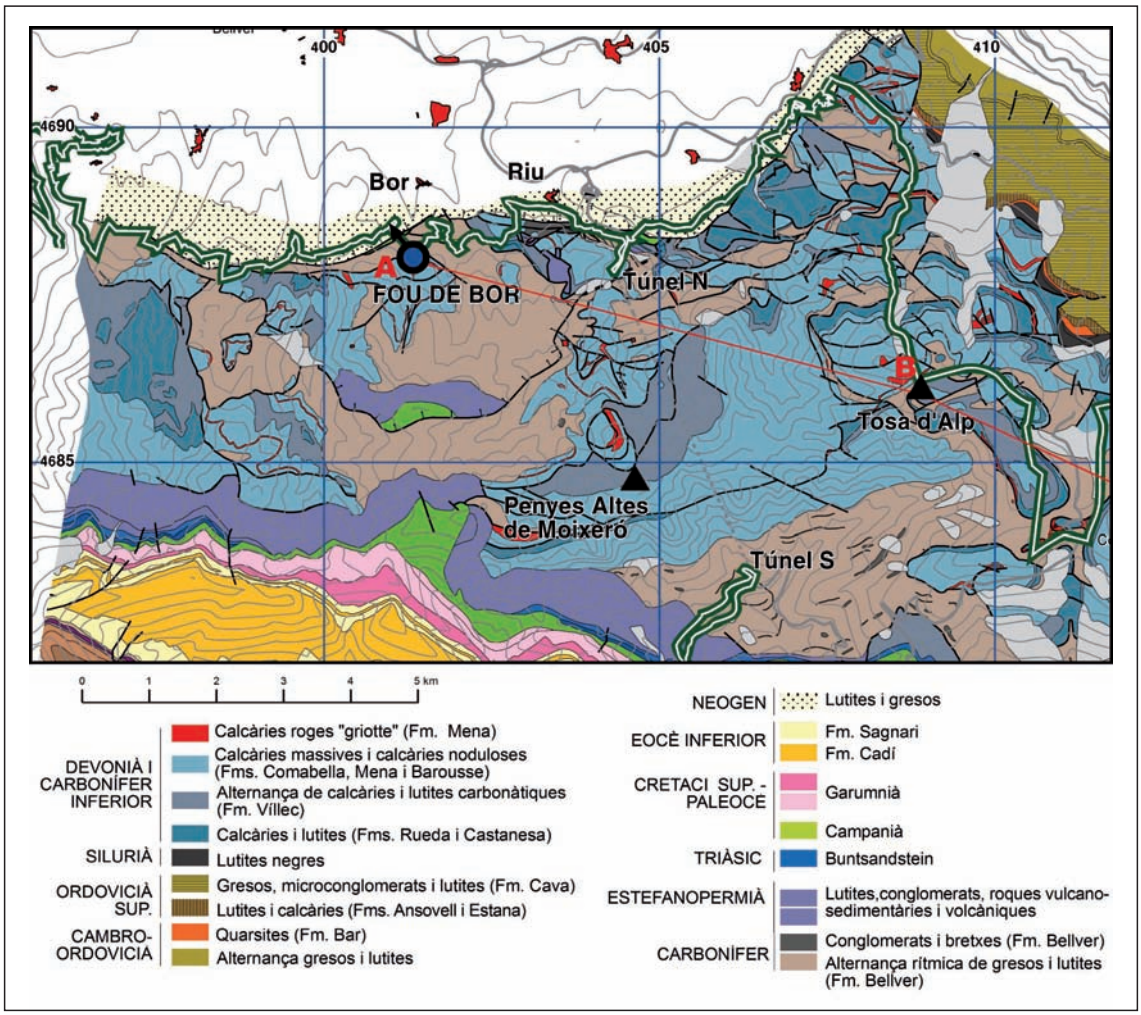


Figura 170: Mapa geològic del sistema de la Fou de Bor (Domingo, inèdit).

Els materials estan formats fonamentalment per roques de tres períodes del Paleozoic: el Silurià, el Devonià i el Carbonífer. El Carbonífer i el Devonià són els períodes amb els afloraments més importants, el Silurià té una escassa representació en l'espai en què es troba el sistema.

El Silurià està constituït per argil·lites negres carbonoses amb intercalacions de calcàries (Domingo, 1985; ITGE, 1994 a, b).

Els materials del Devonià (i del Carbonífer inferior, en part) estan integrats per una seqüència carbonàtica amb les unitats següents de baix a dalt: Rueda, Baciver, Villec i El Comte (A, B i C) (Hartevelt, 1970; ITGE, 1994; Domingo, 1985)

Treballs posteriors, desenvolupats per Sanz-López (1995), suposaren una revisió de les formacions devonocarboníferes: Fm Rueda, Fm Castanesa (antiga Baciver), Fm Villec, Fm Comabella (antic Comte A), Fm Mena (antic Comte B), Fm Barousse (part de l'antic Comte C), Fm Aspe-Brousset (part de l'antic Comte C).

La formació Rueda està formada per calcàries grises amb lutites calcàries i la potència oscil·la entre 25 i 70 m. Té nivells de calcàries fosques amb pirites.

La formació Baciver (Fm Castanesa) està formada per calcàries grises fosques amb intercalacions d'encrinites i nivells de bretxes calcàries. La potència se situa entre 15 i 70 m.

La formació Villec està formada per una alternança de calcàries i lutites calcàries. La potència oscil·la entre 20 i 70 m.

La formació El Comte té tres membres que es coneixen com A, B i C, que han estat definits de nou, tal i com s'ha comentat abans.

El membre A fou definit com a Fm Comabella, el formen calcàries massives grises i té una potència que oscil·la entre 20 i 160 m, però localment pot ser superior a 200 m. El membre B, com a Fm Mena i està format per calcàries noduloses roges ("calcàries griotte") i la potència és de 12 a 26 m. El membre C està format per calcàries noduloses grises i la seva potència és molt variable entre 28 i 85 m i, en la definició actual (Sanz-López, 1995) correspondria en part a la Fm Barousse i en part a la Fm Aspe-Brousset; presenta nivells rics en òxids de ferro i manganès. En el membre C s'hi situa el límit entre el Devonià superior i el Carbonífer inferior.

El conjunt de materials devonocarbonífers de naturalesa carbonàtica presenta zones dolomititzades de geometria irregular associades a contactes tectònics i relacionades probablement amb processos hidrotermals. En aquest context són també remarcables les estructures paleocàrstiques mineralitzades.

El Carbonífer està format per pelites, psammites, microconglomerats, conglomerats, bretxes i olistostromes (fàcies Culm, formació Bellver); també cal referir, amb un desenvolupament menor, les calcàries del Carbonífer inferior que s'atribuïen anteriorment al Devonià (part superior del membre C de la Fm El Comte).

En el límit S del sistema s'hi troben també les riolites estefanopermianes (més de 400 m de potència a Grèixer) i els gresos i lutites roges del Permià (350 m), que estan en contacte amb els materials carbonífers de la formació Bellver. Al N del sistema i a la seva part central s'hi troben materials calcaris del Cretaci en afloraments de reduïdes dimensions. A Pedra hi afloren materials del Triàsic.

En relació amb la tectònica que s'observa cal distingir les estructures següents: herciniana, alpina i postalpina.

L'estructura del Moixeró-Penyes Altes és, en bona part, comparable amb la de la Tosa d'Alp (Domingo, 1985, Domingo et al., 1988). Es tracta d'un conjunt d'unitats –làmines d'encavalcament– apilades segons una seqüència de bloc inferior. Aquestes unitats estan formades principalment per materials pelítics i psammítics del Carbonífer i carbonàtics del Devonià i Carbonífer inferior. L'estructura és quasi horitzontal al flanc N i invertida al flanc S. Més en detall, a la part meridional s'observa una estructura de tipus antiforme de rampa de bloc superior i a la septentrional, com a conseqüència de l'evolució postalpina, un conjunt d'estructures d'extensió o falles lístriques en estreta relació amb les grans falles normals de la fossa de la Cerdanya (Domingo et al., 1988; Roca, 1986) (figura 171). En aquesta complexa tectònica hi ha doncs estructures hercinianes, alpines i postalpines. L'estructura alpina es caracteritza, principalment per estructures d'encavalcament de gran desenvolupament i plecs associats que, així mateix, poden adquirir un desenvolupament molt important. Segons els talls geològics generals i la inclinació que presenta la serra del Cadí, la seva base hercínica presenta un plegament alpí a gran escala. A escala mitjana i petita no s'ha pogut atribuir fins ara cap plec o falla a aquesta etapa orogènica. No obstant, cal tenir en compte que no s'han desenvolupat estudis específics. Els materials postorogènics a l'orogènia herciniana propers a la Fou de Bor es troben tots ells involucrats en un conjunt de falles lístriques relacionades amb l'estructuració de la fossa de la Cerdanya. En un context general es dedueix que a sota hi ha l'encavalcament del mantell del Cadí. L'encavalcament alpí més proper que ens demostra un cert grau d'al·loctonia de la base herciniana del Cadí, correspon al de Prat d'Aguiló, situat a l'W del sistema de la Fou de Bor i que en el lloc on es cartografia posa en contacte els materials carbonàtics devonians sobre els calcaris del Cretaci.

Les falles lístriques modifiquen l'estructura d'encavalcaments herciniana i afecten també els encavalcaments alpins. El tall reflecteix molt bé aquests aspectes i permet constatar que tot el vessant N del Moixeró presenta una estructura de falles en extensió que té un paper hidrogeològic molt important (figura 171).

En el sistema càrstic de la Fou de Bor és molt important el desenvolupament de falles lístriques que afecten una part molt considerable d'aquesta unitat hidrogeològica –vessant N del Moixeró– i tenen un paper molt significatiu en l'organització del drenatge de la zona de descàrrega (serrat de la Quera) i, en general, en l'organització de la circulació de l'aqüífer. L'observació de la planimetria de la xarxa endocàrstica de la Fou de Bor, on els conductes més importants aprofiten falles lístriques (normals) o bé discontinuïtats tectòniques associades, confirma el paper d'aquestes estructures (figures 171 i 172).

Com ja s'ha comentat breument abans, la unitat estructural on s'ubica la surgència de la Fou de Bor (unitat de la Fou de Bor) correspon a una unitat totalment lístrica. El seu límit meridional se situa al Coll de la Trapa, a uns 1830 m d'altitud, al nord del turó de Prat Agre. La falla lístrica que passa per aquest coll es cartografia en direcció N fins a trobar les falles més verticals del S de la fossa neògena de la Cerdanya que la tallen. Aquest punt de contacte entre falles extensionals es produeix entre el riu de l'Ingla i el torrent de Pi. Així mateix, el seguiment oriental cartogràfic de la falla lístrica de la unitat de la Fou de Bor, permet deduir que queda interferida per un conjunt de falles normals que afecten a la unitat del Coll de Jou i per una altra falla extensional i de baix cabussament de la unitat de Riu.

Els materials que conformen la unitat estructural de la Fou de Bor són carbonats devonocarbonífers, pelites, psammites i rudites del Carbonífer, riolites de Gréixer i carbonats

del Cretaci. L'estructura interna d'aquesta unitat es troba totalment modificada pel moviment lístric en bloc. Al llarg de la vall de riu de l'Ingla es cartografia un plec E-W, d'eix quasi horitzontal i en "*roll over*", tant en els materials hercinians com en els posthercinians. La restitució del moviment lístric de la falla ens permet calcular un salt aproximat de 820 m. Al S, al voltant del Coll de la Trapa, la falla té un cabussament d'uns 50º cap al N, mentre que s'aplana també cap a la Cerdanya. Els carbonats devonocarbonífers es troben plegats al sector sud pel citat *"roll over"* postalpí, però al N, tot i la manifesta dispersió local de cabussaments, predominen els de direcció E.

Les calcàries devonocarboníferes que integren la unitat estructural de la Fou de Bor es troben limitades a l'W i al S per les pelites, psammites i rudites del Carbonífer. És molt probable que també hi limitin per sota. De fet, hi ha una finestra tectònica al fons de la vall del Riu de l'Ingla en la qual afloren aquests materials detrítics carbonífers. Al N queden limitades amb els materials neògens. A l'E, aquesta falla basal deriva en un seguit de falles més verticals que afecten a la unitat estructural inferior (unitat del Coll de Jou). El materials detrítics carbonífers de la unitat estructural de la Fou de Bor presenten en aquest sector una gran quantitat de plecs d'orientació ESE-WNW. És complexa la correlació de falles lístriques, però és necessari que unes i altres tinguin relació.

Per a una millor definició i comprensió de l'estructura de la unitat de la Fou de Bor, és necessari assenyalar que els seus materials carbonàtics i els de la Unitat de Coll de Jou estan pràcticament en contacte en la terminació oriental de la primera, a més de presentar una major densitat de falles normals en aquest sector (zona d'interferència de falles normals de la fossa de la Cerdanya, unes ENE i les altres E-W).

El nivell d'afectació de l'orogènia alpina a la unitat de la Fou de Bor no s'ha diferenciat de l'estructura herciniana ni de la postalpina. És necessari insistir que el monoclinal de la serra del Cadí porta a deduir una incidència segura a la base herciniana d'aquesta unitat. D'altra banda, sí que es demostra una al·loctonia, de l'ordre d'uns pocs quilòmetres, d'una part del mantell del Cadí, cinc quilòmetres a l'W de la unitat estructural de la Fou de Bor. Es tracta d'un encavalcament secundari que passa per Prat d'Aguiló. Aquest es troba tallat al N per les falles extensionals de la Cerdanya, però al S queda ben palesa la superposició dels materials carbonàtics devonocarbonífers damunt dels carbonats cretàcics. L'encavalcament de Prat d'Aguiló segueix en replà en direcció W per la base del Garumnià i en rampa lateral o obliqua en direcció E. Tenint en compte els materials de sota la unitat de la Fou de Bor i que afloren en el sector occidental, es pot estimar que aquest encavalcament, en el cas més favorable respecte a la superfície, pot trobar-se a una profunditat de 500 a 1000 m sota la unitat de la Fou de Bor.

Les unitats estructurals hercinianes implicades en el carst de la Fou de Bor són les següents: coll de Jou-Penyes Altes, coma Oriola i Tosa d'Alp (Domingo, 1985; Domingo et al., 1988).

El tall realitzat per a il·lustrar la geologia del sistema de la Fou de Bor mostra l'important desenvolupament de les falles normals que caracteritza la zona de descàrrega (en el límit de la fossa tectònica de la Cerdanya) i les unitats estructurals de coma Oriola, coll de Jou-Penyes Altes situades a la part d'aigua amunt del sistema, que encara conserven l'estructura compressiva herciniana i estarien poc afectades per les estructures alpines i postalpines (figura 171).

L'aqüífer es desenvolupa en les calcàries i dolomies del Devonià i Carbonífer inferior, implicant, segurament, totes les unitats carbonàtiques devonocarboníferes, és a dir, les formacions Rueda, Castanesa, Villec, Comabella, Mena, Barousse i Aspe-Brousset

Els materials detrítics del Carbonífer fan de límit impermeable al S (figures 170 i 180) i també al N, on fan de barratge natural de la zona inundada i determinen la situació de la surgència de la Fou de Bor. En definitiva, els materials detrítics del Carbonífer estableixen el límit septentrional del sistema (figura 170). De fet, les roques pelítiques i psammítiques del Carbonífer conjuntament amb les riolites i lutites estefanopermianes estableixen un veritable confinament, principalment al S i al N, i en menor mesura també a l'W, dels materials carbonàtics del Devonià i Carbonífer inferior que constitueixen l'aqüífer (figures 170 i 171).

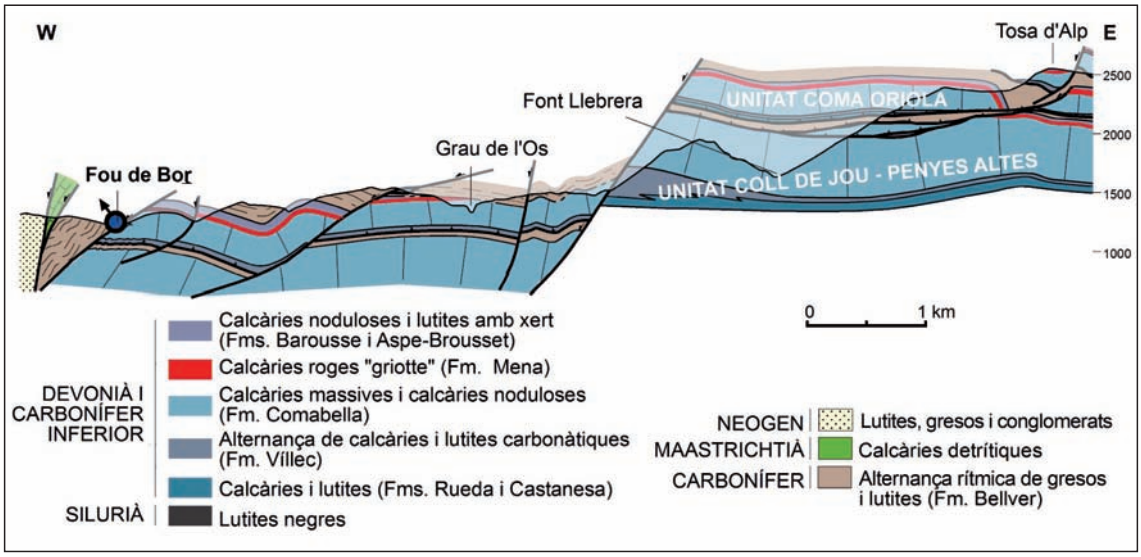


Figura 171: Tall geològic del sistema de la Fou de Bor (Domingo, inèdit).

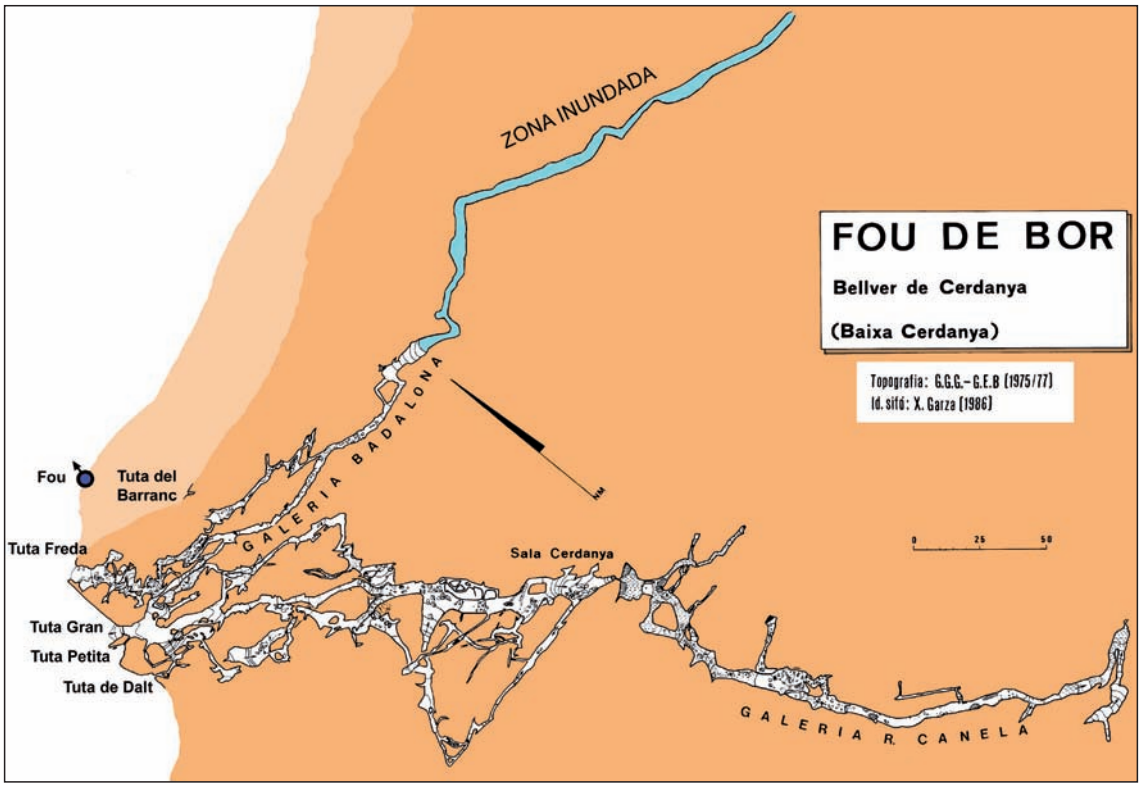


Figura 172: Planimetria de la Fou de Bor.

3.3.4.2.2 Clima i vegetació

El clima dels relleus del Moixeró és de característiques semblants al dels massissos veïns de la serra del Cadí i la Tosa d'Alp. Com a aspectes definidors cal destacar l'orientació de la serra W-E amb el vessant N molt desenvolupat i amb un fort gradient altitudinal: des del Segre que es troba a 1000 m d'altitud a la depressió de la Cerdanya fins a les Penyes Altes del Moixeró a 2279 m.

Fins als 1500 m, la conca està dominada per pinedes de pi roig, amb boix si estan sobre calcàries, o amb molses a la resta de substrats. Als solells silicis hi ha boixedes xerotermòfiles. A partir dels 1600 m la vegetació dominant està constituïda per pinedes de pi negre amb pulsatil·la i en algunes obagues hi destaquen pastures mesòfiles i xeròfiles. Les parts culminants estan constituïdes per roquissers escassament vegetats.

3.3.4.2.3 Límits, extensió i paràmetres físics

La delimitació de la conca càrstica, i en definitiva del sistema, és solament una primera aproximació, ja que no se'n disposa d'un reconeixement exhaustiu. Tampoc es coneixen bé les formes exocàrstiques i les pèrdues més importants. No es disposa d'un inventari complet de les pèrdues del sistema i, a les que es coneixen, de moment, no s'hi han realitzat experiències amb traçadors

En l'àmbit del sistema hi ha dues conques al vessant septentrional, la del torrent de la Rivosa (o de la Fou de Riu) de gran extensió, i la de la Fou de Bor, on es troba la surgència de la Fou, d'extensió molt inferior. A més, cal esmentar les conques del vessant meridional: Fontbona, Llorença, Molins i Miquela.

El sistema càrstic abasta aproximadament l'espai definit per les dues conques septentrionals i, suposadament, una part del de les conques meridionals.

La conca de la Rivosa té d'E a W els afluents de Fontllebrera, Canaletes, Grau de l'Ós i Pedra.

Dels torrents o subconques que formen part del la conca de la Rivosa cal remarcar el torrent de Grau de l'Ós i els seus afluents: Moixeró, Tortellà i Saüc. En els torrents de Grau de l'Ós i de Pedra s'hi coneixen pèrdues de certa entitat.

A partir de la consideració que hi ha afloraments de materials impermeables implicats en el sistema, sobretot les pelites i psammites del Carbonífer, la Fou de Bor té les característiques pròpies d'un un carst binari, però poc marcades. Una part no menyspreable del vessant N del Moixeró està constituïda per materials del Carbonífer que formen part del sistema. Però la conca impermeable drenada subterràniament no ocupa una gran extensió: està formada per petites conques, de les quals en seria representativa la del torrent del Moixeró (afluent del Grau de l'Ós). La part més extensa de la conca es troba en materials calcaris del Devonià i del Carbonífer inferior de les formacions Villec, Comabella, Mena, Barousse i Aspe-Brousse, que així mateix ocupen les parts situades a major altitud del sistema; aquestes consideracions permeten també justificar la limitada significació de les pèrdues conegudes. És a dir, les petites conques en materials impermeables no contribueixen amb cabals molt elevats i, per tant, suposen una limitada concentració d'energia com per afavorir el desenvolupament de pèrdues importants.

La capçalera del riu de Gréixer –situada al vessant S del Moixeró– i, particularment, els torrents de Fontbona (Cabrera), la Llorença, dels Molins i de la Miquela, podrien

formar part del sistema càrstic de la Fou de Bor. Així mateix, és possible que aquestes conques superficials tinguin relació amb la circulació profunda del massís del Moixeró estudiada en el Túnel del Cadí.

La circulació hídrica subterrània profunda de les Penyes Altes de Moixeró (Túnel del Cadí) és de suposar que tingui relació amb el carst de la Fou de Bor, és a dir, que aquesta part del massís formi part del sistema càrstic de la Fou de Bor.

Com a conclusió de les característiques de la conca del sistema es pot afirmar que es tracta d'una unitat amb un caràcter binari poc marcat en la qual existiria tant una alimentació al·lòctona com autòctona.

El límit occidental el defineix aproximadament la divisòria entre el torrent de la Moixa (vall de l'Ingla) i el mateix torrent de la Fou de Bor. El meridional s'ha de situar en els contraforts del vessant S del Moixeró on els materials calcaris de les formacions Comabella, Mena, Barousse i Aspe-Brousset es posen en contacte amb els materials detrítics impermeables del Carbonífer i de l'Estefanià-Permià (vessant dret de l'alta capçalera del Gréixer). El límit septentrional està constituït per materials impermeables del Carbonífer, els quals es posen en contacte amb les calcàries devonocarboníferes del sistema mitjançant falles lístriques, paral·leles o subparal·leles a les que delimiten la fossa de la Cerdanya. Aquestes pelites del Carbonífer són, així mateix, les que determinen la situació de la surgència de la Fou i dels seus sobreeixidors. I, finalment, el límit oriental és el més problemàtic, però ha de situar-se a l'E del Penyes Altes de Moixeró; així, si es considera l'àmbit afectat per les estructures lístriques, fins i tot una part de la Tosa d'Alp podria formar part del sistema. En definitiva, l'espai físic del sistema correspondria aproximadament al de la serra del Moixeró i, potser, a part del massís de la Tosa d'Alp.

La pertinença del massís de la Tosa d'Alp o de part d'aquest al carst de la Fou de Bor és difícil de determinar. Se sap que la part superior de la Tosa constitueix una làmina d'encavalcament calcària perfectament individualitzada amb un nivell impermeable a la seva base format per materials del Carbonífer i que, en conseqüència, existeix un aqüífer penjat amb un punt de descàrrega important al vessant oriental: la font Gran d'Alp, així com nombrosos punts de surgència d'entitat menor (Domingo, 1985; Domingo, comunicació oral). No obstant, no es pot descartar que existeixi un drenatge en profunditat d'una part del massís de la Tosa a partir de les estructures d'extensió que l'afecten. Com ja s'ha comentat, aquestes estructures tenen un paper important en l'organització de la circulació del carst de la Fou de Bor.

És interessant remarcar que el torrent de la Moixa o de l'Ingla, que defineix el límit occidental del sistema, es caracteritza per una profunda dissecció (i els altres torrents situats a l'W també), la qual cosa indica, per a aquest domini, una major incidència dels processos d'erosió superficial i un paper menor pels de l'erosió subterrània; en canvi, en l'àmbit del sistema de Bor no existeix cap torrent tan encaixonat com el de la vall de l'Ingla, a excepció d'un segment del torrent del Grau de l'Os que forma part de la Fou de Riu. Aquesta escassa incisió dels torrents del Moixeró ha de relacionar-se amb la importància que té el drenatge subterrani d'aquests relleus.

El límit inferior és difícil de precisar. Els materials carbonàtics es desenvolupen a una profunditat considerable, molt per sota de la descàrrega de la Fou. A la base del conjunt carbonàtic s'hi poden trobar les ampelites del Silurià, però en cap cas amb potències significatives.

L'anàlisi dels límits del sistema permet una primera aproximació de la seva extensió, que ha estat avaluada en uns 15 km^2. Òbviament queda per determinar amb rigor en

quina mesura els contraforts occidentals de la Tosa d'Alp i el massís en el seu conjunt formen part del sistema.

La altitud mitjana del sistema és de 1718 m si es considera que l'altitud màxima és a les Penyes Altes de Moixeró (2276 m).[64]

3.3.4.2.4 Morfologia

El carst de la Fou de Bor és el carst del Moixeró. En conseqüència, les característiques morfològiques generals d'aquest massís són les pròpies del sistema. Aquests relleus s'estenen d'W a E des de la Moixa a la Tosa d'Alp.

El perfil transversal de la serra és asimètric (figura 180). El vessant N té un desenvolupament més important i un desnivell de quasi 1300 m des de les Penyes Altes fins al Segre a la depressió de la Cerdanya. Mentre que el vessant S té una extensió molt inferior, però un desnivell comparable: de les Penyes Altes al riu Gréixer hi ha uns 1200 m. En conseqüència, en el vessant S el relleu és molt més abrupte. El riu de Gréixer desemboca al Bastareny, prop de Bagà, a 800 m d'altitud.

La serra té, de coll de Pendís a coll de Jou, un seguit de cims amb altituds superiors als 2000 m: turó de Prat Agre (2018 m), Morro de Moixeró (2041 m), Moixeró (2091 m), el Penyes Altes (2276 m), Cap de Molins (2044 m) i Roca de Llamp (2136 m). La màxima altitud és el Penyes Altes, que ocupa una posició central a la serra.

Al vessant N, el modelat fluvial el defineixen les conques de naturalesa torrencial de la Rivosa i de la Fou i, al vessant S, el riu Gréixer i els seus afluents: torrents de la Miquela, Molins, Llorença i Fontbona.

La morfologia càrstica superficial és poc coneguda i sembla tenir un desenvolupament limitat. No obstant, sí que existeix un desenvolupament generalitzat del rascler amb importants dipòsits d'argiles vermelles com els que s'observen al Serrat de les Esposes.

Cal assenyalar les pèrdues existents als torrents de Grau de l'Ós i de Pedra actives i implicades en el funcionament actual del sistema. Les observades en funcionament al torrent de Grau de l"Os (Fou de Riu) es localitzen en punts diversos al llarg de l'estret engorjat de la Fou de Riu, però n'hi a de particularment importants just abans de l'inici de l'engorjat, a escassa distància, aigua avall, de la confluència del torrent del Saüc i el de Grau de l'Ós.

La part del torrent de la Fou de Riu que presenta un engorjat ben definit, encara que de reduïdes dimensions, correspon a l'afluent del Grau de l'Ós. L'engorjat constitueix un morfologia d'erosió mecànica fluvial amb totes les seves característiques (olles...), però situada en el context càrstic del sistema de la Fou de Bor. A part de les ja esmentades s'observen pèrdues al llarg del seu recorregut. L'engorjat de la Fou de Riu o del Grau de l'Ós, apart d'observar un interès ecològic notable, constitueix una morfologia d'erosió interessant d'analitzar i que fa palesa la dualitat: erosió mecànica i càrstica en el marc del sistema de la Fou de Bor.

Quan a les formes subterrànies també es coneixen cavitats de desenvolupament vertical poc important, algunes en part exhumades, que, segurament formarien part de la carstificació pretèrita. La morfologia endocàrstica té com a representació més rellevant la cova de la Fou de Bor. Tot i això, la part activa de la cova de la Fou només representa una part molt petita de l'estructura funcional del sistema.

El carst de la Fou de Bor és polifàsic, com així ho indica l'existència d'un segment de la xarxa endocàrstica actiu i estretament relacionat amb el funcionament actual i una part inactiva ubicada en un nivell superior (Tuta Gran, Tuta de Dalt i Tuta del Bosc). La situació esglaonada de les diferents tutes o paleosurgències fins a la surgència actual –Tuta del Bosc, Tuta Gran, Tuta de Barrancs, Tuta Freda i Fou– indica l'existència de diferents nivells de base en aquest carst i la seva evolució (Canals et al. 1970) (figura 173).

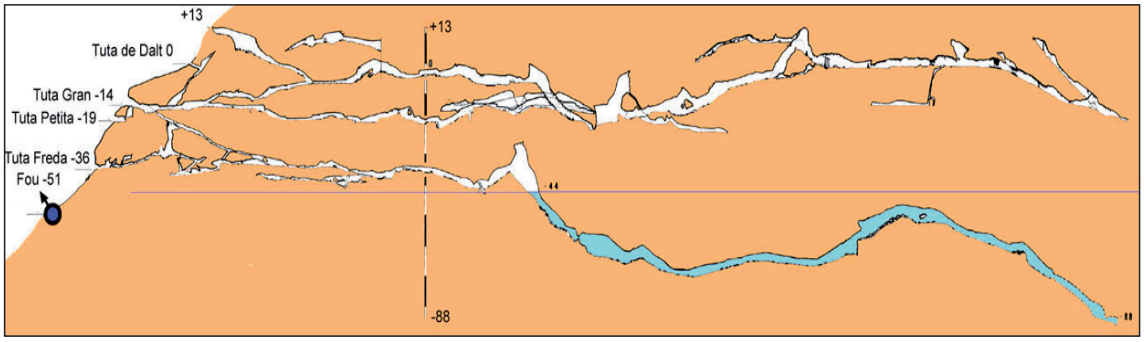


Figura 173: Tall de la xarxa endocàrstica de la Fou de Bor.

Pel que fa a les formes endocàrstiques, a més de la cova cal esmentar diverses cavitats situades a les parts elevades del massís, encara que tenen poca entitat, i també els conductes càrstics tallats en l'excavació del Túnel (en el supòsit que pertanyin al sistema de la Fou de Bor), encara que cap d'ells ha estat explorat i, si es consideren les seves dimensions, difícilment s'exploraran.

En relació amb les formes superficials i, més concretament, amb les pèrdues, a part de les més singulars situades als torrents de Grau de l'Ós i de Pedra, n'han d'existir en els altres torrents: Fou, Canaletes i Fontllebrera. Aquestes pèrdues han de localitzar-se fonamentalment a la part més septentrional del massís que constitueix l'àmbit més afectat per les estructures d'extensió (figures 170 i 171). Aquests punts d'alimentació de l'aqüífer són, principalment, pèrdues parcials de la circulació superficial. A més de la recàrrega mitjançant pèrdues, que posa en evidència l'alimentació al·lòctona en el sistema, cal referir una alimentació autòctona i de tipus difús pròpia de l'interior dels blocs carbonàtics isolats per estructures majors (falles lístriques i encavalcaments). Aquestes característiques són indicatives d'una certa complexitat en l'organització del sistema que l'aproximació hidrodinàmica confirmarà.

Així mateix, encara que el caràcter binari poc marcat del sistema no ha afavorit el desenvolupament d'una estructura de tipus filiforme comparable a les descrites als sistemes més marcadament binaris de Joeu, Tèrme-Pila, Lastoar i Alba, és evident que l'estructura té una geometria més aviat filiforme, encara que la morfologia de la cova de la Fou de Bor (figures 172 i 173) observi una geometria en part filiforme i en part en xarxa. A les conclusions, en tractar del model conceptual, es reprendran aquestes qüestions.

Malgrat, el desconeixement que hi ha sobre la morfologia superficial del carst de Bor, ja s'ha comentat l'important desenvolupament del rascler, com a aspecte característic de l'epicarst. Així mateix hi ha diversos aqüífers superficials en el massís, com ho indiquen la diversitat de fonts situades a gran altitud. D'aquests aqüífers n'és un bon exemple el que alimenta la font del Moixeró, que es troba a 1950 m d'altitud.

3.3.4.3 Hidrodinàmica

El vessant N del Moixeró (i en part el S) que forma part del sistema té en el període hivernal un mantell de neu de certa entitat que origina a la primavera una escorrentia superficial significativa. No obstant, les observacions realitzades semblen indicar que les pèrdues existents no incorporen cabals molt importants. Les subconques que les alimenten són més aviat de reduïdes dimensions i el desenvolupament relativament limitat del mantell nival (tant en gruix com en extensió) i el seu caràcter temporal –el Moixeró té la seva altitud màxima a les Penyes Altes amb 2279 m– expliquen que no existeixi una circulació superficial permanent al llarg del cicle hidrològic que aporti cabals importants a la circulació subterrània. En conseqüència, l'aportació hídrica de les diferents subconques caracteritza sobretot el període de fusió de neu a la primavera. Durant la resta del cicle l'alimentació ve determinada per l'aportació de fonts poc importants situades a les parts altes del massís (Moixeró…). Òbviament, a aquestes aportacions cal afegir les que es produeixen a ran de les precipitacions en forma líquida, que poden ser particularment importants a l'estiu i, sobretot, a la tardor.

La conca presenta una circulació superficial amb un cert drenatge organitzat però amb pèrdues significatives als torrents del Grau de l'Ós i de Pedra (Canals et al., 1970) i també, possiblement, als torrents de Fontllebrera, Canaletes i de la Fou. Des de la Tosa d'Alp fins al serrat de la Quera hi ha tot un seguit de torrents –Fontllebrera, Canaletes, Grau de l'Ós i Pedra–, situats en el vessant N i amb les capçaleres a gran altitud, que han d'incorporar una part de les seves aportacions hídriques al drenatge subterrani.

Les dades de cabal que es tenen de la Fou de Bor són discretes i només permeten una primera aproximació a la caracterització hidrodinàmica del sistema. Les dades s'han obtingut a partir d'aforaments puntuals que intenten aproximar el cabal aportat. També s'ha disposat de les dades d'una escala limnimètrica situada aigua avall de la surgència. La possibilitat de la instal·lació d'una estació d'aforament és particularment problemàtica com a conseqüència de les diverses captacions i canalitzacions de l'aportació de la Fou des del mateix naixement.

Una captació és per a l'abastament d'aigua potable al municipi de Bor i d'altres vàries constitueixen canals de reg (foto 130). Amb tot, l'escolament més important és a través del torrent de Bor; al nucli de Bor hi havia una piscifactoria i un molí.

Les dades de cabals obtingudes en treballs anteriors responen a estimacions i aforaments puntuals (Canals et al., 1970). Així, la surgència de la Fou pot subministrar cabals de l'ordre de 2 m^3/s, constituint aquest el sostre màxim d'evacuació; el sobreeixidor immediat a la Fou aporta 1 m^3/s i la Tuta Freda també 1 m^3/s. És a dir, en situació de crescuda el sistema pot aportar cabals de l'ordre dels 4 m^3/s o superiors.

En situació de forta crescuda, la zona inundada que alimenta la Fou de Bor desborda, doncs, fins a un cabal màxim de 2 m^3/s per la Fou, ressurgència principal i, progressivament, entren en funcionament els sobreeixidors de la Tuta Freda i Tuta de Barrancs situats, a 15 m i 16 m respectivament, per sobre de la Fou. La zona saturada presenta un punt d'observació interessant com és el conducte inundat o "sifó" terminal de la galeria Badalona (Canals et al., 1970, Cardona, 1989). Aquest conducte inundat, que segueix una orientació aproximadament W-E, s'ha explorat amb tècniques subaquàtiques en un recorregut de 500 m (foto 131) (figures 172 i 173).

El desbordament d'aquest conducte inundat és el que origina el funcionament dels trop-pleins de les tutes de Barrancs i Freda. En efecte, en condicions de càrrega el

conducte inundat terminal posa en funcionament dos dominis de conductes diferents: un d'ells alimenta el sobreeixidor de la Tuta dels Barrancs i l'altre la Tuta Freda. La resposta és pràcticament simultània a les dues fonts temporals. Una coloració realitzada al conducte que se suposa que alimenta la Tuta Freda va donar positiu en aquesta font, però a la Tuta dels Barrancs no s'hi va observar el traçador; això indica que, segurament, a partir de la diversificació del conducte principal, les dues circulacions d'aigua són independents (Canals et al., 1970; Ribera, comunicació oral).

Les pèrdues dels torrents de Pedra i Grau de l'Ós foren objecte d'experiències amb traçadors però se'n desconeixen els resultats (Canals et al., 1970).

A manera de conclusió obligada és necessari insistir que els cicles hidrològics controlats (1988-89 i 1994-95) no són suficientment representatius com a conseqüència de les seves característiques climàtiques, és a dir, de l'escassesa de les precipitacions. Aquestes característiques determinen un comportament hidrodinàmic amb respostes de poca importància i que no permeten una caracterització mitjana del comportament de l'aqüífer. És a dir, la interpretació de les evolucions i respostes tèrmiques i hidrogeoquímiques ha de tenir present les particularitats del cicle; efectivament, les amplituds poc importants observades en les diferents variables il·lustren molt bé l'escassa energia implicada en el funcionament del sistema.

L'hidrograma que s'ha utilitzat per a l'anàlisi de la corba de recessió és el del cicle 1994-1995. Es tracta d'una crescuda en la qual el cabal assolí els 0.4 m^3/s a la Fou i en la qual no s'observà resposta als sobreeixidors.

El volum de trànsit del sistema és d'uns 6 hm^3 (però segurament pugui ser significativament superior) (taula 50).

El volum dinàmic d'1.3 hm^3 ha de considerar-se com a important, és a dir, la capacitat de regulació del sistema és significativa. Però, si a més es considera que una part de les reserves de la zona saturada pot haver estat captada per l'excavació del Túnel del Cadí, s'haurà de concloure que les reserves dinàmiques encara eren més importants, superiors als 2 hm^3 (taula 51).

CABAL (m^3/s)			**VOLUM DE TRÁNSIT (hm^3)**
mitjana	mínim	màxim	
0.18	0.05	5.0 *	5.8

Taula 50: Característiques hidrodinàmiques bàsiques del sistema de la Fou de Bor.
** dada històrica.*

COEFICIENT D'ESGOTAMENT (α)	**VOLUM DINÀMIC (hm^3)**	**k**	**COEFICIENT D'HETEROGENEÏTAT (ε)**	**i**
0.0051	1.3	0.22	0.008	0.97

Taula 51: Resultats de l'anàlisi de les corbes de recessió a la Fou de Bor.

El valor de "i" = 0.9 indica uns retards en la infiltració (relacionats amb la fusió de la neu, existència d'escolament superficial, estructura complexa del sistema i de l'aqüífer…). El valor de "k" = 0.22 indica una certa capacitat de regulació que caracteritza l'aqüífer. La classificació segons els índexs "i" i "k" situa el sistema en el domini dels aqüífers complexos o compostos (Mangin, 1975 a, 1994 a) (figura 174).

En el carst de la Fou, l'estructura geològica és favorable a l'existència de reserves profundes, doncs les calcàries tenen un desenvolupament molt important en profunditat per sota del nivell de descàrrega. Les exploracions subaquàtiques han permès reconèixer la zona inundada per sota de la cota del sifó, fins a - 61 m. No obstant, caldria realitzar una aproximació hidrogeològica més aprofundida al coneixement del volum dinàmic i de les possibles reserves profundes de l'aqüífer.

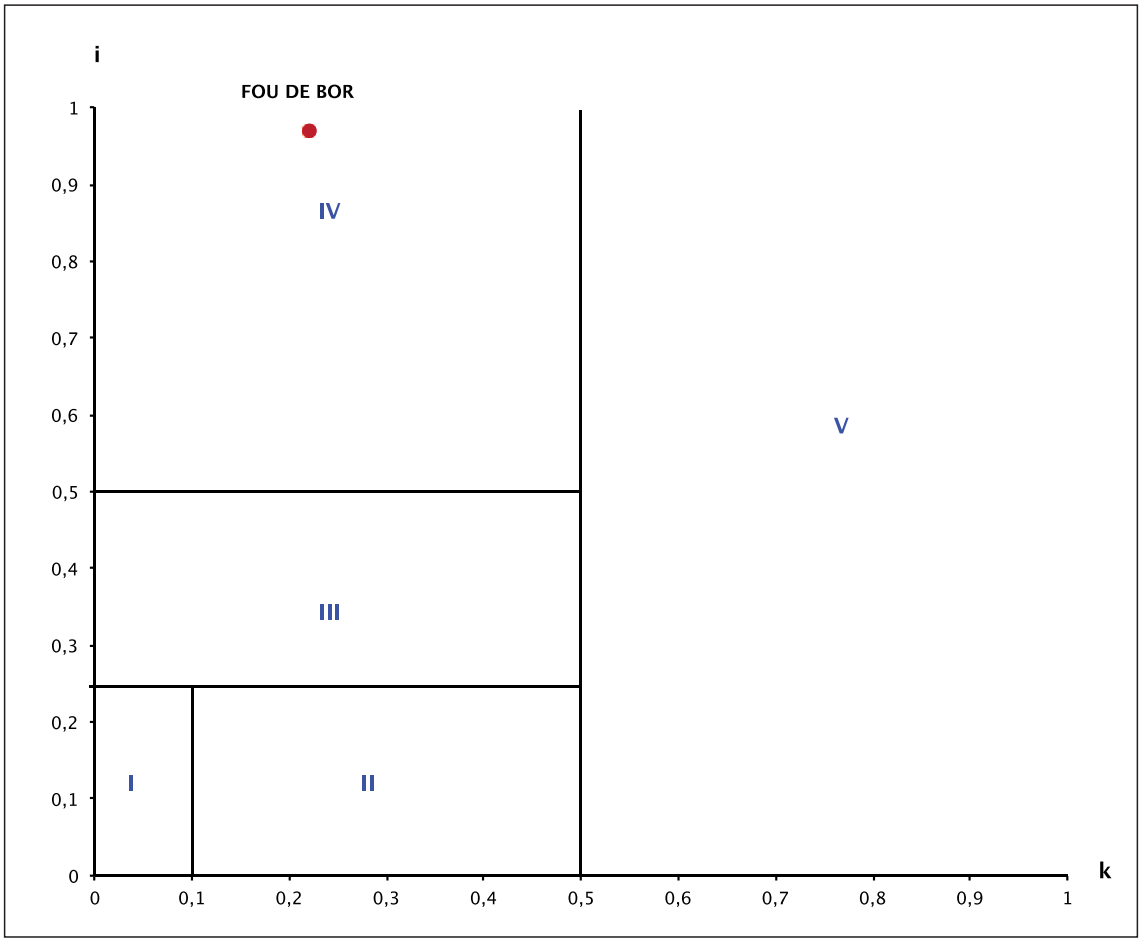


Figura 174: Classificació del sistema de la Fou de Bor segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a).

3.3.4.4 Hidrogeotèrmia

Al llarg del cicle de 1988 es van realitzar mesures a la surgència de la Fou que solament permeten una caracterització general de l'evolució de la temperatura (taula 52 i figura 175). Durant el període controlat es constatà una variabilitat poc important. L'amplitud màxima absoluta és d'1 °C, sense que s'observin períodes o tendències a l'estabilització de la temperatura que es puguin relacionar amb els esgotaments del sistema. És necessari recordar que durant aquest cicle no s'observaren crescudes importants, solament petites respostes a la surgència permanent de la Fou; els

trop-pleins no funcionaren en aquest cicle. La temperatura màxima fou de 8.7 ºC i la mínima de 7.7 ºC, aquesta última va ser mesurada en situació de crescuda de la Fou. La temperatura mitjana és de 8.26 ºC. A l'episodi de crescuda de novembre de 1989 s'observa una forta disminució de la temperatura amb un amplitud de 0.6 ºC. El tipus de periodicitat de les mesures no permet posar en evidència, en cas d'existir, cap efecte de descàrrega. No obstant això, la variació observada indica una significativa incidència d'aigües d'infiltració ràpida. És interessant recordar que en aqüífers amb una zona inundada important, com per exemple el de Baget a França, l'amplitud relativa en un episodi de crescuda rarament sobrepassa els 0.2 ºC o 0.3 ºC (Andrieux, 1972, 1976).

temperatura de l'aigua (ºC)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
8.3	7.7	8.7	1.0	31

Taula 52: Característiques hidrogeotèrmiques de la Fou de Bor per al període novembre - 1988 / desembre - 1989.

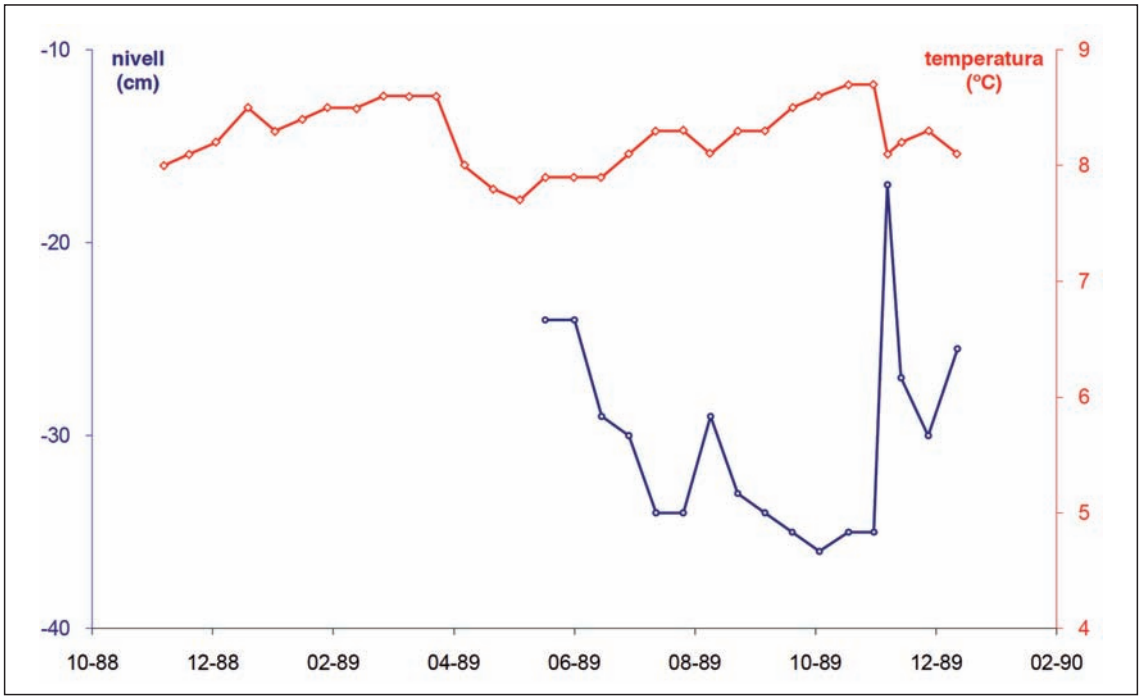


Figura 175: Variació de la temperatura de l'aigua a la Fou de Bor.

A més, en les dues crescudes del cicle estudiat, l'esquema d'evolució de la temperatura presenta el mateix patró: una forta disminució de la temperatura i una recuperació lenta i progressiva que assenyala una significativa participació d'aigües d'infiltració ràpida en els diferents episodis; a més aquest tipus de resposta fa evident l'estructura de drenatge que anteriorment s'ha esmentat. Un esquema d'evolució semblant ha estat descrit al sistema de Verneau a França (Tissot i Tresse, 1978; Bakalowicz, 1979 a). És interessant remarcar l'analogia que s'observa de l'esquema d'evolució de la temperatura amb el dels bicarbonats: la interpretació és exactament la mateixa.

3.3.4.5 Hidrogeoquímica

3.3.4.5.1 Mineralització

La mineralització de l'aigua a la Fou de Bor la determinen les concentracions en bicarbonats i calci. Les concentracions de la resta d'ions tenen una significació menor. Efectivament, existeix una elevada correlació entre la mineralització i l'ió bicarbonat (r^2 = 0.9064). Per tant, es pot utilitzar la mineralització com a variable que globalitza el contingut iònic, tenint present la importància específica del bicarbonat.

La mineralització de la Fou té un de valor mitjà de 231.3 mg/l. El valor màxim és de 249.5 mg/l i el mínim és de 206.2 mg/l. Es pot considerar que es tracta d'aigües de baixa mineralització.

3.3.4.5.2 Distribució de freqüències de la mineralització

L'interès se centra una vegada més en utilitzar la mineralització com a variable regionalitzada. En aquest sentit és particularment interessant l'anàlisi de la distribució de freqüències de la mineralització (figura 176). La distribució presenta una moda molt definida amb un pic molt acusat, el qual identifica la família d'aigües més mineralitzades (240 mg/l), a més, s'insinuen dues modes menys marcades (215 i 230 mg/l) que identifiquen aigües menys mineralitzades.

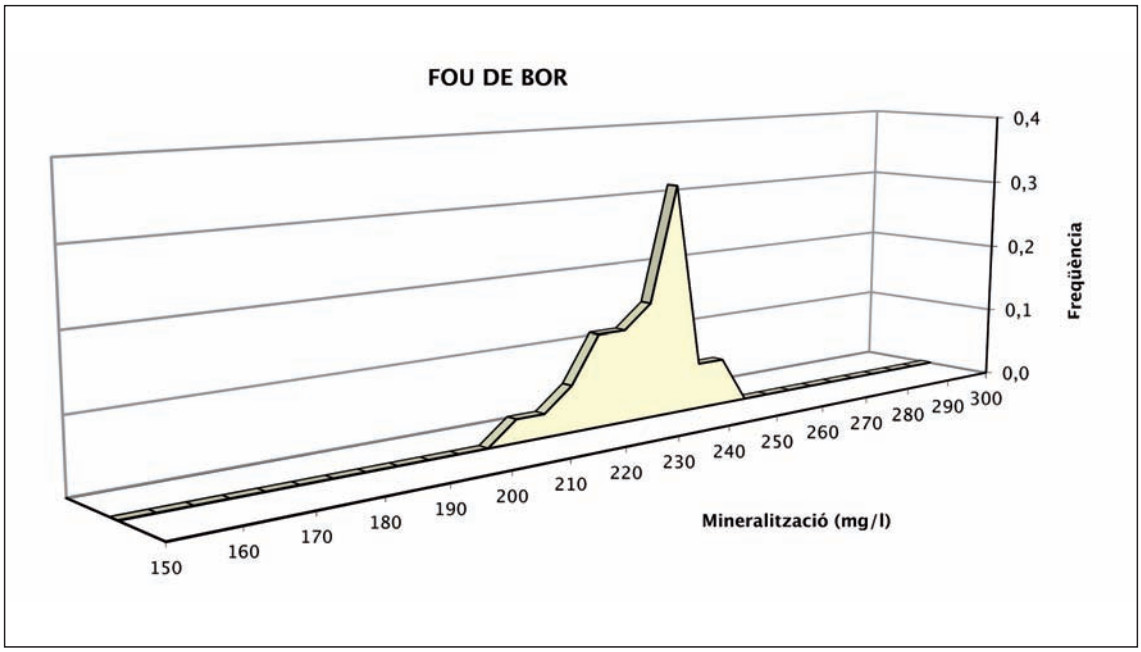


Figura 176: Distribució de freqüències de la mineralització a la Fou de Bor (n=31).

Aquesta distribució és pròpia d'un sistema amb una carstificació d'un cert desenvolupament. Molt probablement, l'escassa definició de les diferents modes respongui a les característiques del cicle abans exposades. Les observacions de camp, particularment de l'important desenvolupament dels conductes actius de la xarxa endocàrstica de la Fou, i les respostes analitzades en les diferents crescudes indiquen, en efecte, l'existència d'una estructura de drenatge.

3.3.4.5.3 Bicarbonats, calci i magnesi

Sobre l'evolució dels bicarbonats, calci i magnesi, variables relacionades amb l'equilibri calcocarbònic, solament és possible la realització de consideracions de caràcter general, a excepció de la crescuda de novembre de 1989 en la qual sembla que es posa en evidència un cert efecte de descàrrega (figura 177).

En general, les concentracions més baixes en bicarbonats corresponen als episodis d'aigües altes, conseqüència de la incorporació al flux subterrani d'aigües d'infiltració ràpida de menor mineralització.

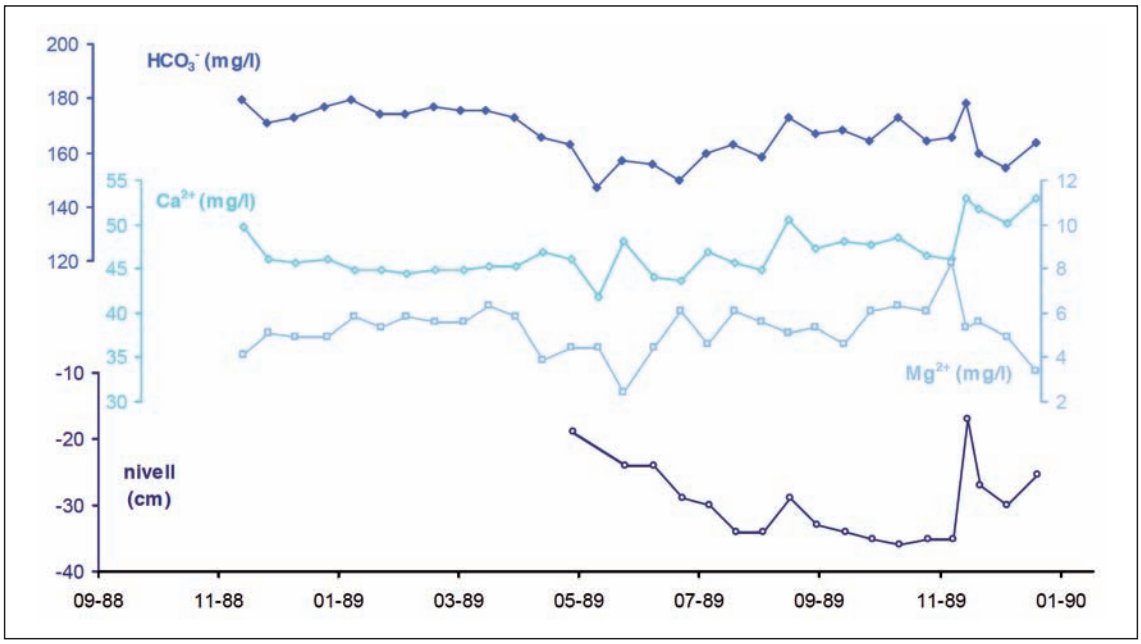


Figura 177: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a la Fou de Bor.

Els bicarbonats presenten una concentració mitjana de 167.1 mg/l. Els valors màxim i mínim són 179.7 mg/l i 147.2 mg/l i, per tant, l'amplitud de 32.5 mg/l és poc important en relació, segurament, amb les característiques del cicle (taula 53).

L'ió calci té una mitjana de 46.9 mg/l. Els valors màxim i mínim són 52.9 mg/l i 41.7 mg/l i, per tant, l'amplitud d'11.2 mg/l és molt poc important (taula 53).

El magnesi presenta concentracions força baixes, amb una mitjana de 5.2 mg/l (taula 53).

	Fou de Bor			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	167.1	147.2	179.7	32.5
Calci (mg/l)	46.9	41.7	52.9	11.2
Magnesi (mg/l)	5.2	2.4	8.3	5.9

Taula 53: Bicarbonats, calci i magnesi a la Fou de Bor (n=31).

És interessant assenyalar que hi ha un paral·lelisme i una analogia en les evolucions de bicarbonats i calci, com si presentessin idèntica resposta als canvis de les condicions hidrodinàmiques.

L'evolució dels bicarbonats sota els efectes de la crescuda d'abril indica una significativa implicació d'aigües d'infiltració ràpida: hi ha una forta disminució dels bicarbonats i un augment lent i progressiu a la decrescuda (amb fluctuacions de difícil interpretació); aquest esquema d'evolució és anàleg a l'observat per a la temperatura i té la mateixa interpretació.

L'evolució del magnesi és la característica de la seva cinètica química quan les condicions de flux son variables i contrastades. És a dir, les condicions de flux ràpid (en situació de crescuda) no afavoreixen la dissolució d'aquest element i les concentracions observades son molt febles, contràriament, en condicions de flux més lent (decrescuda i esgotament) les concentracions son més elevades.

A la crescuda de novembre s'observa un augment de les concentracions en bicarbonat i calci que podria indicar la participació d'aigües de la zona saturada més mineralitzades (efecte de descàrrega).

3.3.4.5.4 La pCO_2 eq i l'ΔpH

La pCO_2 eq (taula 54) presenta una marcada variabilitat, sense que pugui establir-se cap relació amb la producció de CO_2 al sòl. Els valors varien de 0.083 % a 0.323 %, amb una amplitud significativa de 0.24 %. En els episodis d'aigües altes hi ha una aportació important de CO_2, cosa que indica l'existència d'un cert magatzem a l'interior de l'aqüífer (figura 178). Els valors mitjans i baixos corresponen als períodes de decrescuda i esgotament. El grau de saturació de les aigües varia de manera important al llarg del cicle, presentant una elevada correlació negativa amb la pCO_2. Els valors situats a l'equilibri (de +0.1 a -0.1) i els que indiquen infrasaturació corresponen als màxims de cabal dels episodis de crescuda. Aquests valors d'ΔpH es correlacionen amb les fortes concentracions de CO_2; això indica l'arribada a la zona saturada i a la Fou d'aigües de trànsit ràpid. Els valors sobresaturats se situen en els períodes d'aigües baixes; el màxim del cicle és de 0.46.

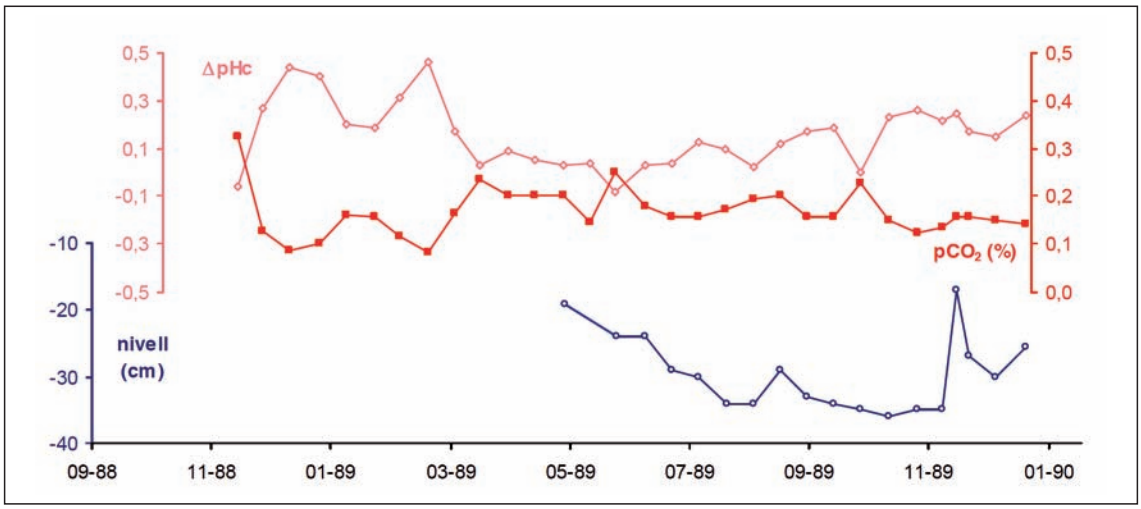


Figura 178: Variació de la pCO_2 i l'ΔpHc a la Fou de Bor.

	mitjana	mínim	màxim
pCO_2 (%)	0.166	0.083	0.323
ΔpH_c	0.16	-0.08	0.46

Taula 54: pCO_2 i ΔpH a la Fou de Bor (n=31).

3.3.4.5.5 Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats

Aquests ions, juntament amb el magnesi abans descrit, es presenten en concentracions poc importants i des del punt de vista analític poden ser considerats com a minoritaris (taula 55).

Els sulfats tenen una concentració mitjana de 8.39 mg/l, el valor màxim és de 13 mg/l i el mínim de 6.3 mg/l. L'amplitud és de 6.7 mg/l. Aquestes concentracions són relativament poc importants si les comparem amb les d'altres aqüífers carbonàtics de Catalunya o França (Freixes, 1986; Bakalowicz; 1979 a).

	Fou de Bor			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Sulfats (mg/l)	8.4	6.3	13.0	6.7
Clorurs (mg/l)	1.2	0.7	1.8	1.1
Sodi (mg/l)	1.1	0.8	1.6	0.8
Potassi (mg/l)	0.34	0.2	0.5	0.3
Nitrats (mg/l)	1.1	0.0	1.7	1.7

Taula 55: Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a la Fou de Bor (n=31).

Les màximes concentracions apareixen en els episodis d'aigües altes (figura 179), fet que probablement indica que l'origen principal d'aquest element es trobi en l'aportació atmosfèrica. La seva concentració pot augmentar sota l'acció dels processos d'evapotranspiració en el període de residència temporal en els aqüífers superficials o epicàrstics (font del Moixeró...). Per tant, les concentracions observades a la Fou serien superiors a les de l'aportació atmosfèrica. És interessant la comparació de les evolucions dels sulfats i la temperatura (coeficient de correlació: -0.541): els valors més elevats en sulfats coincideixen amb els més baixos de la temperatura; això indica l'aportació de sulfats per part d'aigües d'infiltració ràpida (probablement diferides a través de l'aqüífer epicàrstic).[65]

Les concentracions en clorurs, sodi i potassi són molt poc importants (taula 55).

El clorurs presenten una concentració mitjana d'1.17 mg/l. Les concentracions més elevades entre 1.5 mg/l i 1.7 mg/l corresponen a episodis d'aigües altes, cosa que indica l'origen superficial i atmosfèric d'aquest element (Bakalowicz, 1979 a; Cryer, 1986).

Les variacions observades pel sodi i el potassi són de difícil interpretació, doncs se situen en la variabilitat introduïda per l'error analític originat en la determinació d'aquests paràmetres.

Els nitrats, d'origen superficial, són segurament una conseqüència de les pastures d'alçada del domini del Moixeró. En qualsevol cas, les concentracions són molt baixes.

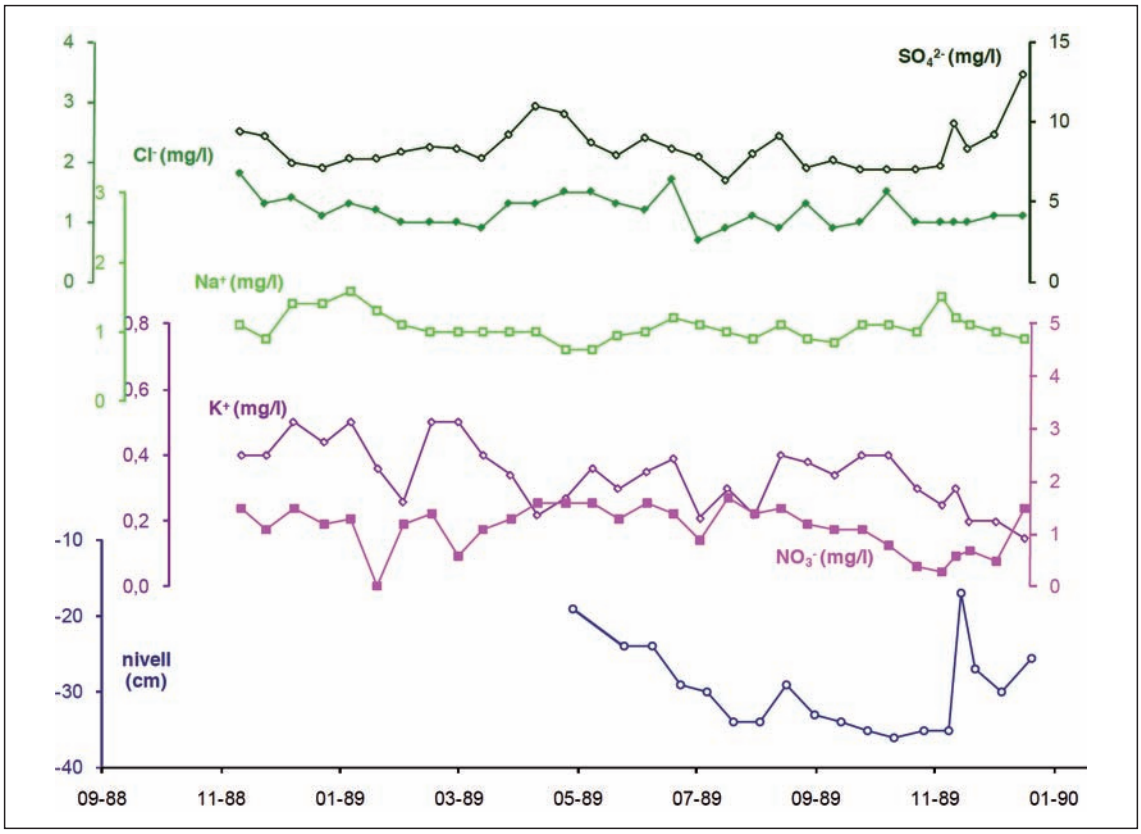


Figura 179: Variació dels sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a la Fou de Bor

3.3.4.6 Conclusions

3.3.4.6.1 Model conceptual

Encara que no ha s'ha realitzat una caracterització hidrològica suficientment aprofundida, ni ha estat possible l'anàlisi de cap episodi de crescuda important, les dades hidrològiques i les observacions de terreny permeten concretar un primer esquema del sistema.

El sistema té les següents parts: una conca mixta amb alimentació al·lòctona i autòctona (esquema binari poc marcat), la zona no saturada i la zona saturada.

Una part de la conca del sistema implica materials impermeables que són drenats per pèrdues. No obstant això, l'esquema binari del sistema no és molt marcat i, per tant, encara que l'alimentació al·lòctona és significativa, l'alimentació autòctona a les calcàries també ho és. L'esquema binari té una bona representació en els torrents del vessant septentrional del Moixeró, que són drenats per pèrdues. En cap cas es tracta d'aportacions de cabals elevats i, en general, els torrents són de curt recorregut i les

seves conques de reduïda extensió. No existeix una circulació superficial organitzada important que finalment alimenti amb cabals elevats les pèrdues com succeeix als sistemes aranesos de Joeu i Tèrme-Pila, però sembla que les pèrdues existents a la xarxa superficial siguin nombroses i, en conseqüència, la infiltració en pèrdues tindria un paper important. Per tant, d'una banda l'esquema binari i d'una altra la infiltració ràpida en pèrdues han tingut i tenen un paper important en la gènesi del carst de la Fou i en el seu funcionament actual.

Les consideracions realitzades a la conca del sistema permeten introduir algunes característiques de la zona no saturada. Així, caldria observar un desenvolupament de la infiltració ràpida i particularment de la infiltració ràpida en pèrdues, que caracteritzarien sobretot el vessant N del Moixeró, mentre que, a la part d'aigua amunt del sistema, potser el desenvolupament més important el tindria la infiltració lenta (vegeu els resultats de l'estudi de la circulació subterrània profunda de les Penyes Altes de Moixeró realitzat en els conductes càrstics del Túnel del Cadí).

La circulació subterrània a la zona saturada s'ha analitzat a partir de les dades de la Fou de Bor, ressurgència del sistema. Les dades experimentals fan evident que el grau de carstificació del sistema és important (polimodalitat en les distribucions de freqüència de la mineralització, paper important de les aigües d'infiltració ràpida…).

Per sobre (a un nivell superior) de la ressurgència hi ha una estructura càrstica ben desenvolupada i accessible: la cova de la Fou de Bor. Aquest fenomen té una part inferior activa, és a dir, implicada en el funcionament actual del sistema, i una part superior inactiva.

La ressurgència té dos importants sobreeixidors, tutes Freda i de Barrancs, que són alimentats per una estructura de conductes ben desenvolupada que connecta amb la zona inundada de l'aqüífer. Aquests sobreeixidors i l'estructura de conductes que els alimenta defineixen la part activa de l'estructura càrstica que constitueix la cova de la Fou de Bor. A la part no activa de l'estructura càrstica hi ha les tutes Gran, de Dalt i del Bosc, que constitueixen paleosurgències.

La zona saturada tindria un desenvolupament important, el volum dinàmic és de l'ordre d'1.33 hm^3 i, a més, hi ha possibilitats que hi hagi reserves profundes. Les dades hidrològiques i les observacions de camp indiquen que existeix una estructura de drenatge ben desenvolupada, però les característiques de les estructures de magatzematge són difícils de precisar.

L'estructura de drenatge es pot definir per una geometria més aviat de tipus filiforme, encara que la geometria de l'estructura de la cova de la Fou, que només és una petita part de l'estructura endocàrstica, expressi una estructura en part filiforme i en part en xarxa.

El sistema de la Fou de Bor és un carst de tipus jurassià.

En el cas que el sistema de la Fou de Bor tingui relació amb la circulació profunda estudiada en el relleu de les Penyes Altes de Moixeró (Túnel del Cadí), la seva zona saturada tindria una extensió considerable. Tant la zona de descàrrega del sistema com la circulació hídrica dels conductes càrstics d'escassa entitat estudiats en el Túnel del Cadí formen part del mateix context geològic en el qual les falles normals han estat utilitzades per la circulació càrstica, com es fa evident en els conductes de l'estructura endocàrstica de la Fou de Bor.

3.3.4.6.2 Potencial de carstificació i evolució del carst

Les condicions que presideixen o han presidit la gènesi del carst de la Fou de Bor són les pròpies dels carsts d'alta muntanya, encara que a la Fou són menys marcades que als exemples de la Val d'Aran.

El fort gradient del relleu, que, com ja s'ha explicat, caracteritza el massís del Moixeró (de la Fou al Penyes Altes hi ha més de 1100 m de desnivell), la precipitació en forma de neu no menyspreable i la conseqüent gènesi d'un mantell nival de certa entitat en el període d'hivern-primavera són aspectes que assenyalen el caràcter muntanyenc del carst de la Fou. Pel que fa al relleu i la innivació, el sistema de la Fou de Bor és comparable als sistemes de les Fonts del Bastareny i de les Fonts del Llobregat, però en el cas de la Fou de Bor cal remarcar la seva situació en el vessant N del Moixeró (en el massís de la Tosa d'Alp existia la glacera de vall de coma Oriola que baixava fins a la depressió de la Cerdanya en el Màxim glacial).

Un altre aspecte a considerar és la macroestructura, que és complexa, amb estructures hercinianes, alpines i postalpines. Com ja s'ha comentat, la macroestructura herciniana és molt important, amb encavalcaments i grans plecs, i l'alpina també, amb encavalcaments que delimiten les estructures hercinianes (per exemple, l'encavalcament basal del Cadí), però les estructures hercinianes i alpines han estat significativament modificades per la tectònica postalpina.

En el sistema de la Fou de Bor cal relativitzar el paper de les estructures hercinianes i alpines en la carstificació, el paper realment rellevant el té la macroestructura postalpina. Tot el vessant N del Moixeró, pràcticament de dalt a baix, està afectat per falles normals de gran desenvolupament i altres estructures menors associades. Aquestes estructures han tingut un paper important tant en l'organització de la circulació a la zona no saturada com a la saturada.

En efecte, l'evolució geològica postalpina –gènesi de la semifossa de la Cerdanya i de les falles lístriques o normals que afecten principalment el marge septentrional del massís del Moixeró– ha contribuït notablement en la definició de l'escenari en què es desenvolupa la carstificació del sistema. Aquestes falles, com ja s'ha explicat, estan del tot implicades en la gènesi de l'estructura de drenatge del sistema.

A més, l'observació de la xarxa fluvial del torrent de la Rivosa, la més important de l'àmbit del sistema, permet constatar que la part més baixa de la seva traça amb una orientació W-E es desenvolupa en el límit entre el massís i la fossa, aproximadament des d'on desemboca el torrent de Fontllebrera fins el torrent de Pedra, segurament aprofitant falles normals de la mateixa orientació. Així mateix és força probable que quan el tàlveg es desenvolupa en calcàries, hi hagi, a un nivell inferior, conductes que formarien part de l'estructura de drenatge de l'aqüífer.

L'esquema binari del sistema també hauria de considerar-se en l'anàlisi del potencial de carstificació. En aquest sentit, en el sistema de la Fou el potencial H_2O-CO_2 (que depèn només en part de l'esquema binari), i particularment, el potencial H_2O (que depèn de les aportacions que provenen de materials impermeables) no sembla molt important, doncs les conques en materials impermeables, com ja s'ha comentat, tampoc ho són. No obstant, les observacions de terreny indiquen que tots els torrents de la xarxa de la Rivosa que baixen pel vessant N del Moixeró, a part de les pèrdues més singulars conegudes, han de caracteritzar-se per una gran quantitat de pèrdues menors. Aquestes pèrdues estan situades principalment en la intersecció dels tàlvegs del diferents

torrents N-S amb les estructures lístriques o falles normals d'orientació general W-E. Les aportacions del conjunt d'aquestes pèrdues determinarien lògicament un potencial H_2O important. Per tant, la infiltració ràpida en pèrdues tindria un paper significatiu en el funcionament del sistema i també en el potencial de carstificació. Aquestes consideracions indiquen novament el paper de la hidrodinàmica com a factor determinant de la carstificació (Mangin, 1975 a, 1977, 1978 c, 1982 b ; Freixes, 1995 a; Freixes et al., 1998 b).

En el sistema de la Fou, a més de considerar el paper del potencial H_2O, cal observar que la influència més mediterrània fa que la producció de CO_2 sigui molt superior que en qualsevol dels aranesos.

El paper del potencial H_2O-CO_2 en el potencial de carstificació és un aspecte en el qual caldrà aprofundir en el futur per així poder definir-lo amb més rigor i introduir-hi els matisos necessaris.

L'observació de l'estructura càrstica de la cova de la Fou permet distingir entre una part hidrològicament no activa, situada en un nivell superior (Tuta Gran, Tuta de Dalt i Tuta del Bosc) i un segment actiu que formaria part de l'aqüífer de la Fou. L'existència d'aquestes dues estructures fa evident l'evolució d'aquest carst i el seu caràcter polifàsic. L'esglaonament de les paleosurgències des de la Tuta del Bosc fins a la Fou il·lustra l'evolució del nivell de base del carst. De moment no es disposa de dades per establir una cronologia, però és possible que el desenvolupament de part de l'estructura pretèrita pugui relacionar-se amb el Màxim glacial i el Tardiglacial –regressió de les glaceres i tendència a un menor desenvolupament del mantell nival a la conca càrstica.[66] L'aprofundiment del tàlveg del Segre fins a la seva situació actual (període Postglacial) com a nivell de base general també hauria influït en l'evolució del nivell de base càrstic (Smart, 1983 a; Bordonau, 1992; Singh i Singh, 2001)

A part del paper evident de l'estructura de distensió com a paràmetre d'estat en el carst de la Fou, no es disposa de dades de la possible relació entre l'evolució geodinàmica de la fossa i la del carst. Aquest pot ser un interessant tema de recerca en el futur.

3.3.4.6.3 Recursos hídrics, gestió i sostenibilitat

La surgència de la Fou de Bor es capta per a l'abastament d'aigua potable de la població de Bor. A part d'aquesta utilització, hi ha diverses captacions per a regadiu i, aigua avall de la font, en el poble de Bor, també hi havia una piscifactoria i un molí entre altres aprofitaments. És a dir, tots els aprofitaments estan situats aigua avall de la descàrrega i no es coneixen pous ni altres tipus de captacions de la seva zona saturada. En aquest sistema la zona saturada es desenvolupa en profunditat per sota del nivell de la ressurgència de la Fou i, per tant, les reserves podrien ser més importants que les avaluades a partir del volum dinàmic. La zona saturada immediata a la Fou està constituïda, des del punt de vista geològic, per un conjunt de blocs carbonàtics del devonocarbonífer situats a una certa profunditat en relació amb la surgència (blocs de disposició subhoritzontal o inclinada i, a vegades, d'estructura sinforme delimitats per estructures en extensió). Aquestes calcàries on es desenvolupa la zona saturada pertanyen a la unitat estructural lístrica de la Fou de Bor i per tant sabem que les calcàries poden desenvolupar-se uns 200 m per sota de la ressurgència de la Fou, existint així condicions geològiques favorables perquè hi hagi reserves profundes. A més a més, cal observar que sota la unitat lístrica de la Fou de Bor, segurament hi ha una unitat (possiblement es tracti de la unitat de Coll de Jou-Penyes Altes) constituïda per calcàries devonocarboníferes

i materials detrítics del Carbonífer (formació Bellver) d'uns 300 m de potència (vegeu figura 171). Aquests materials detrítics del Carbonífer estarien situats a la part superior de les calcàries i constituirien el límit geològic impermeable que se situaria per sota de les calcàries carstificades del sistema de la Fou de Bor.

En el supòsit que es confirmés que la circulació hídrica subterrània estudiada al Túnel del Cadí hagués estat tributària del sistema de la Fou de Bor, hi hauria dues importants qüestions a considerar: la primera és que l'aportació hídrica al sistema (avaluada a la Fou de Bor), hauria disminuït i també el volum dinàmic de la seva zona saturada i la segona és el risc de contaminació que podria donar-se en cas d'accident en el Túnel del Cadí. A més, tot i que la canalització existent en el túnel i la mateixa estructura del túnel suposen un cert aïllament per a les aigües captades, segueix sent possible una contaminació pels microcontaminants que provenen de les emissions dels vehicles que hi circulen. Aquesta microcontaminació podria afectar tant a les aigües aportades pels diferents brolladors que es capten en el túnel com a l'aqüífer.

L'aportació de la Fou té un paper important i prioritari en l'abastament de la població de Bor i, per tant, cal observar com a objectius de sostenibilitat el manteniment de l'aportació des del punt de vista quantitatiu i, sobretot, assegurar la seva qualitat química i microbiològica. Aquestes consideracions adquireixen sentit sobretot a partir de les possibles implicacions que hi pugui tenir la circulació profunda estudiada al Túnel del Cadí.

A la conca de la Fou, a part de la pastura i, potser, dels equipaments i les activitats relacionades amb l'esquí a la part oriental (Tosa d'Alp) (que segurament no tenen cap influència en l'aqüífer), no hi ha d'altres activitats que puguin influir en la qualitat dels recursos de l'aqüífer.

A part de la problemàtica estrictament hidrològica, el carst de la Fou de Bor té altres aspectes d'interès que cal comentar breument. És necessari remarcar l'interès que té, com a fenomen càrstic estricte, la xarxa endocàrstica de la Fou, amb registres sedimentaris indispensables en l'anàlisi de l'evolució càrstica i també de l'evolució geològica recent: glacialisme i evolució de la fossa de la Cerdanya. També cal assenyalar l'important patrimoni arqueològic i paleontològic i, així mateix, l'interès de l'ecosistema càrstic tant terrestre com aquàtic de la Fou (Canals et al., 1970; Bellés, 1987; Cardona, 1989). Aquests aspectes han de ser l'objectiu de futures iniciatives orientades tant al coneixement com a la conservació i utilització racional del carst de la Fou de Bor. En aquest sentit, cal recordar que el sistema està situat a l'interior dels límits del Parc Natural del Cadí-Moixeró.

3.3.5 La circulació hídrica subterrània de les Penyes Altes de Moixeró

3.3.5.1 Introducció

Aquest apartat tracta de la circulació hídrica subterrània profunda al Moixeró, però analitzada en aquest cas a partir dels conductes càrstics que foren tallats en l'excavació del Túnel del Cadí.[67]

Com ja s'ha comentat, a l'alta conca del Llobregat hi ha dues importants unitats hidrogeològiques que vessen les seves aigües al riu Llobregat: el sistema de les Fonts del Bastareny i el de les Fonts del Llobregat, i a l'alta conca del Segre (Cerdanya) hi ha el sistema hidrogeològic de la Fou de Bor, menys important, que drena cap el N i alimenta el riu Segre.

Els sistemes de les Fonts del Llobregat i del Bastareny estan, des del punt de vista físic, completament aïllats l'un de l'altre, és a dir, no comparteixen cap límit. Mentre que, en el cas dels sistemes de la Fou de Bor i de les Fonts del Llobregat, podria succeir que el límit occidental del sistema de les Fonts del Llobregat coincidís, aproximadament, amb el límit oriental del sistema de la Fou de Bor, doncs aquests dos sistemes hidrogeològics es desenvolupen en els mateixos materials –calcàries del Devonià i del Carbonífer inferior i pelites i psammites del Carbonífer–, encara que en estructures tectòniques de característiques ben diferents. Alguns autors han considerat (Bayó, 1985) que el límit entre els sistemes de les Fonts del Llobregat i de la Fou de Bor estaria situat en els relleus del Moixeró en els quals es troba el Túnel del Cadí. Això no obstant, les observacions de camp i l'anàlisi estructural i hidrogeològica realitzada no permeten mantenir aquestes idees, sinó plantejar com a hipòtesi més plausible la inclusió de la circulació hídrica profunda del Moixeró a la unitat hidrogeològica de la Fou de Bor, que desguassa al vessant N de Moixeró.

També s'ha de considerar que, possiblement, els sistemes del Bastareny i de la Fou de Bor comparteixin una divisòria d'aigües.

En l'excavació del túnel –galeria principal i galeries de reconeixement– es van tallar tot un conjunt de conductes càrstics de funcionament significatiu i situats en diferents nivells carbonàtics del devonocarbonífer. Com succeeix amb els sistemes de les Fonts del Llobregat i de la Fou de Bor les calcàries (i dolomies) implicades en l'excavació del túnel són principalment del Devonià i amb menor importància del Carbonífer inferior.

Aquestes diferents aportacions hídriques, que totalitzen un cabal mitjà per al cicle 1988-89 de l'ordre de 0.047 m^3/s, es drenaren, mitjançant canalitzacions diverses, cap a una de les galeries de reconeixement situada a l'extrem meridional del túnel. Aquesta galeria desguassa al torrent de Gréixer, que es troba al vessant S del Moixeró. Una estació d'aforament permet conèixer el cabal total d'aquestes aportacions; únicament l'aportació d'un conducte situat prop de la boca N del túnel es drena majorment cap el vessant N, desguassant al torrent de la Fou de Riu (Grau de l'Os).

La recerca experimental de la hidrologia subterrània del massís –a partir de les diferents aportacions o conductes càrstics– és especialment interessant pel caràcter excepcional dels punts d'observació, doncs estan situats a l'interior de l'aqüífer i sota un gruix de més de 1000 m de massís carbonàtic (serra del Moixeró).

Les investigacions realitzades en aquests punts d'observació es concretaren en dos reports. El primer fou una aproximació a la hidrogeologia a partir de paràmetres bàsics com el cabal, la temperatura i els ions fonamentals (Ramoneda i Freixes, 1990). El segon consistí en una recerca que, a part dels paràmetres bàsics, utilitzà altres marcadors com la radioactivitat (radó) i els elements traça (Morin, 1995).

Els treballs realitzats són una contribució al coneixement de la hidrologia subterrània dels relleus del Moixeró i un precedent en la utilització de la infraestructura del Túnel del Cadí com a suport d'una recerca hidrogeològica.

L'enfocament metodològic utilitzat és l'exposat a la introducció general, és a dir, l'anàlisi de sistemes, però en aquest cas es disposa de punts situats a l'interior de la caixa negra, que són punts d'observació excepcionals i privilegiats. Les dades experimentals obtingudes aporten informació del funcionament i l'estructura dels blocs o parts de l'aqüífer o sistema que són drenats pels diferents brolladors o conductes càrstics tallats.

Les informacions tractades a nivell de la funció de sortida corresponen, d'una banda, al flux total (cabal) suma de les aportacions dels diferents conductes i, d'una altra banda, a l'anàlisi de l'evolució i resposta de les característiques fisicoquímiques de dos dels conductes càrstics situats a la galeria de reconeixement S del Túnel del Cadí, que s'han identificat com GR2 i GR3. Els resultats que es presenten a continuació responen a una caracterització general de les aportacions dels conductes càrstics, però sobretot a l'anàlisi de les dades del cicle hidrològic de 1988-1989 i de la crescuda de novembre 1989 dels conductes 2 i 3 de la galeria de reconeixement S –GR2 i GR3–, prèviament seleccionats per a la recerca experimental.

Els aspectes analitzats han estat la hidrodinàmica, la hidrogeotèrmia i la hidrogeoquímica. L'objectiu de la recerca és obtenir, a partir de les referides disciplines, una aproximació al funcionament i l'estructura de les aportacions hídriques tallades pel Túnel del Cadí.

3.3.5.2 Marc físic i experimental

El marc físic del treball realitzat està definit pel context orogràfic, climàtic, hidrològic i geològic en el qual es troba el Túnel del Cadí. Aquest context, encara que com a hipòtesi de treball, és el sistema càrstic de la Fou de Bor; per aquest motiu es considera la circulació profunda (estudiada al Moixeró, conductes càrstics del túnel) com una part del sistema de la Fou de Bor.

No obstant, cal tenir present que actualment les aportacions dels conductes càrstics tallats per l'obra del túnel no contribueixen a la surgència de la Fou de Bor, sinó que, com ja s'ha explicat, desguassen a la boca S del túnel. Els conductes tallats només són una part de l'estructura càrstica de l'aqüífer o del sistema en aquest àmbit del Moixeró. Per tant, és possible que hi hagi estructures càrstiques d'aquesta part del massís –que no foren tallades per l'excavació del túnel– que contribueixen a la surgència de la Fou de Bor. Amb tot, s'ha de remarcar que el volum dinàmic de les estructures càrstiques que alimenten els diferents brolladors és significatiu i, per tant, aquest és un dels aspectes que, per les seves implicacions, es tractarà més endavant i a les conclusions.

A més, cal considerar com a context físic dels punts d'observació el mateix túnel, que constitueix una frontera o límit artificial introduït a l'interior de l'aqüífer. El túnel i les galeries de reconeixement formen part del context físic immediat dels diferents punts d'observació. En aquest sentit, cal insistir que s'ha investigat en un "laboratori quasi natural", ja que no es pot obviar que l'excavació que representa el Túnel del Cadí constitueix una important modificació de les condicions naturals de l'aqüífer. El túnel i les galeries de reconeixement defineixen un nou espai de frontera i bescanvi amb l'exterior i, en aquest cas i com ja s'assenyalarà, amb implicacions hidrològiques significatives, doncs l'excavació se situa a l'interior mateix de l'aqüífer, és a dir, a l'interior de la seva zona saturada i, segurament, prop de la zona de transició –o d'escorrentiu subterrani– de la zona no saturada a la saturada (Mangin, 1975 a; Bakalowicz, 1979 a). El paper com a medi bescanviador de cavitats o buits en massissos càrstics amb una comunicació oberta amb l'exterior ha estat investigat per diversos autors (Mangin i Andrieux, 1988; Mangin i Bakalowicz, 1989; Bourges et al., 2001).

El context geològic del sistema de la Fou de Bor s'ha definit abans, per tant ja s'han descrit els materials i l'estructura tectònica que caracteritzen de manera general l'àmbit del túnel. Però, a més, la litologia i l'estructura geològica en què s'han excavat el túnel i les galeries de reconeixement s'han pogut definir amb molta precisió gràcies a

la informació procedent de l'excavació del túnel (mostres de mà dels reconeixements realitzats en la seva excavació, notes…). Aquestes dades han permès la realització d'un tall (figura 180) que integra la informació de la geologia observada en superfície (cartografia geològica a 1:10.000) (Domingo, 1985) i la obtinguda en el subsòl quan es realitzava l'excavació del túnel.

El tall defineix l'estructura a través del massís del Moixeró de S a N i il·lustra molt bé i en detall quines són les característiques geològiques dels diferents conductes càrstics (situació geològica). La part meridional té una estructura d'encavalcaments hercinians d'acord amb el tipus d'estructura definida abans. La part septentrional té una ben desenvolupada estructura d'extensió (Domingo, 1985) (figura 180).

Els materials implicats en l'excavació del Túnel del Cadí corresponen al Silurià, Devonià i Carbonífer, és a dir, són les mateixes unitats estratigràfiques que s'han considerat pel sistema càrstic de la Fou de Bor.

El Silurià està constituït per argil·lites negres carbonoses amb intercalacions de calcàries (Domingo, 1985; ITGE, 1994 a, b).

Els materials del Devonià (i del Carbonífer inferior, en part) estan integrats per una seqüència carbonàtica amb les unitats següents de baix a dalt: Fm Rueda, Fm Baciver, Fm Villec i Fm El Comte (A, B i C) (Hartevelt, 1970; ITGE, 1994; Domingo, 1985)

Treballs posteriors, desenvolupats per Sanz-López (1995), suposaren una revisió de les formacions devonocarboníferes: Fm de Rueda, Fm de Castanesa (antiga Baciver), Fm de Villec, Fm de Comabella (antic Comte A), Fm de Mena (antic Comte B), Fm de Barousse (part de l'antic Comte C), Fm d'Aspe-Brousset (part de l'antic Comte C).

La formació Rueda està formada per calcàries grises amb lutites calcàries i la potència oscil·la entre 25 i 70 m. Té nivells de calcàries fosques amb pirites.

La formació Baciver (Fm Castanesa) està formada per calcàries grises fosques amb intercalacions d'encrinites i nivells de bretxes calcàries. La potència se situa entre 15 i 70 m.

La formació Villec està formada per una alternança de calcàries i lutites calcàries. La potència oscil·la entre 20 i 70 m.

La formació El Comte té tres membres que es coneixen com A, B i C, que han estat definits de nou, tal i com s'ha comentat abans.

El membre A fou definit com a Fm de Comabella, el formen calcàries massives grises i té una potència que oscil·la entre 20 i 160 m, però localment pot ser superior a 200 m. El membre B, com a Fm de Mena i està format per calcàries noduloses roges ("calcàries griotte") i la potència és de 12 a 26 m. El membre C està format per calcàries noduloses grises i la seva potència és molt variable entre 28 i 85 m i, en la definició actual (de san-López, 1995) correspondria en part a la Fm Barousse i en part a la Fm d'Aspe-Brousset; presenta nivells rics en òxids de ferro i manganès. En el membre C s'hi situa el límit entre el Devonià superior i el Carbonífer inferior.

El conjunt de materials devonocarboníers de naturalesa carbonàtica presenta zones dolomititzades de geometria irregular associades a contactes tectònics i relacionades probablement amb processos hidrotermals. En aquest context són també remarcables les estructures paleocàrstiques mineralitzades.

El Carbonífer està format per pelites, psammites, microconglomerats, conglomerats, bretxes i olistostromes (fàcies Culm, formació Bellver); també cal referir, amb un desenvolupament menor, les calcàries del Carbonífer inferior que s'atribuïen anteriorment al Devonià (part superior del membre C de la Fm El Comte).

L'estructura del Moixeró-Penyes Altes és, en bona part, comparable amb la de la Tosa d'Alp. S'ha realitzat un tall segons la traça del túnel que integra la geologia de superfície amb l'observada en profunditat a l'interior del massís. L'estructura, en general, la defineixen un conjunt d'unitats –làmines d'encavalcament– apilades segons una seqüència de bloc inferior. A l'extrem meridional del tall s'observa una estructura de tipus antiforme de rampa de bloc superior amb el flanc N invertit i, al septentrional, un conjunt d'estructures d'extensió o falles lístriques en estreta relació amb les grans falles normals de la fossa de la Cerdanya (Domingo, 1985; Roca, 1986). En aquesta complexa tectònica hi ha doncs estructures hercinianes, alpines i postalpines. Les macroestructures alpines estan ben representades per l'encavalcament basal del mantell del Cadí, però no se n'ha realitzat cap estudi específic i tampoc de la microtectònica alpina. Les falles lístriques modifiquen l'estructura d'encavalcaments herciniana i afecten també els encavalcaments alpins. El tall reflecteix molt bé aquests aspectes i permet constatar que tot el vessant N del Moixeró presenta una estructura de falles en extensió que té un paper hidrogeològic molt important.

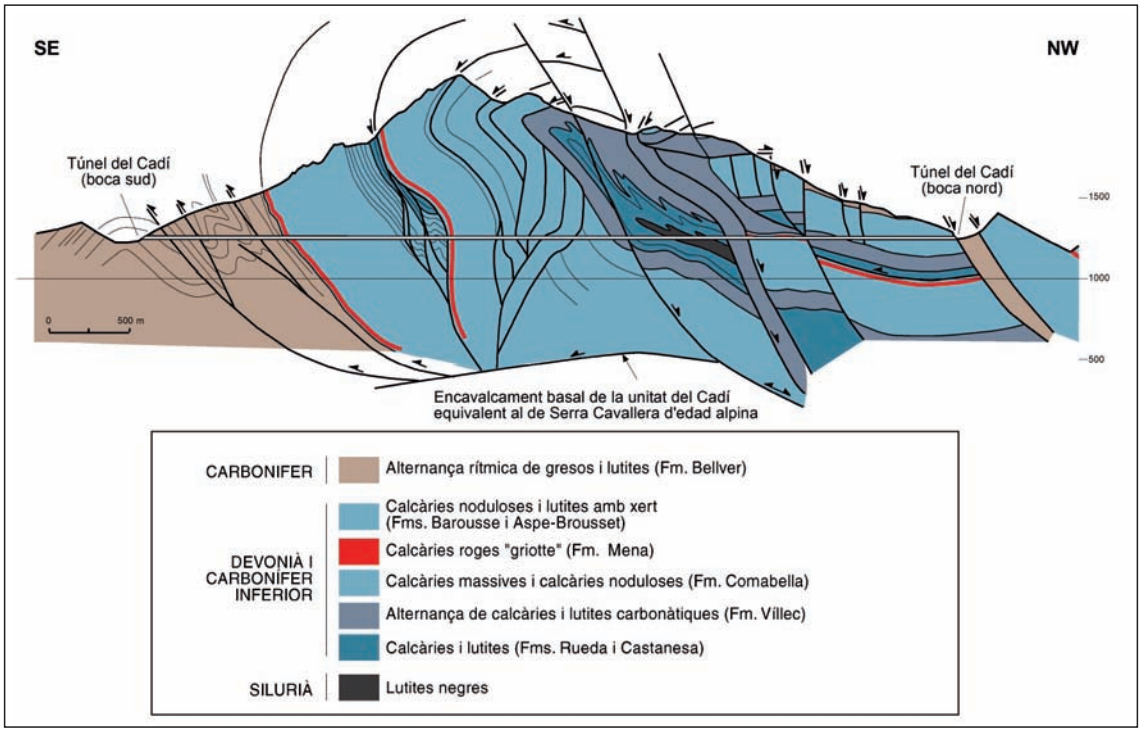


Figura 180: Tall geològic del Moixeró que integra dades de cartografia geològica i de l'excavació del Túnel (Domingo, inèdit).

El Túnel del Cadí travessa, amb un recorregut de 5 km, els relleus de la serra de Moixeró, que assoleixen els 2279 m a les Penyes Altes de Moixeró, pràcticament en la mateixa vertical del túnel. El relleu més important situat a l'E de les Penyes Altes el forma el massís de la Tosa d'Alp (2536 m).

El vessant N és drenat pels torrents de Grau de l'Ós, Canaletes i Fontllebrera. El torrent de Fontllebrera drena pròpiament el vessant occidental de la Tosa d'Alp. El vessant S

és drenat, principalment, pel riu Gréixer i els seus afluents . En aquests afluents és molt possible que hi hagi pèrdues que alimentin els brolladors del túnel.

3.3.5.3 Els brolladors del túnel: caracterització hidrogeològica general

3.3.5.3.1 Introducció

Les diverses excavacions de l'obra del Túnel del Cadí –galeries de reconeixement i excavació del túnel pròpiament– van tallar diverses estructures càrstiques funcionals: es tracta de conductes de disposició vertical o subvertical i, a vegades, subhoritzontal, de dimensions mètriques i amb seccions d'aproximadament 1 m^2.

Cadascun dels brolladors, conductes o aportacions presenta un conjunt de característiques que li són pròpies (cabal, temperatura, mineralització...) i que permeten diferenciar-los entre ells. En aquest sentit, cal destacar que conductes a pocs metres de distància i pràcticament en una mateixa situació altitudinal presenten diferències relativament significatives.

De moment, a partir exclusivament de les dades hidrològiques, és difícil d'assegurar si aquests conductes o brolladors estan implicats en un o en més d'un sistema hidrogeològic. Però, com ja s'ha comentat, la hipòtesi més versemblant és que pertanyin al sistema de la Fou de Bor.

Se sap que, durant les obres d'excavació del túnel, es produïren traçats artificials per mobilització de matèria de naturalesa argilosa que es detectà visualment a la Fou de Bor (com a matèria en suspensió), però no es disposa de dades d'aquestes experiències i posteriorment tampoc s'han realitzat experiències amb traçadors (J. Orta i J. Ramoneda, comunicació oral).

A l'esquema de la planta del túnel (figura 181) s'hi han situat els set punts mostrejats –brolladors, aportacions o conductes– el mes d'octubre de 1988. Aquestes set estacions corresponen als principals punts d'aigua que s'originaren en la perforació del túnel. Tres punts són a la galeria principal del túnel, tres més a la galeria de reconeixement S i un darrer és a l'estació d'aforament, que és on, mitjançant canals artificials, conflueixen la major part de les aigües aportades pels conductes càrstics tallats per les obres del túnel.

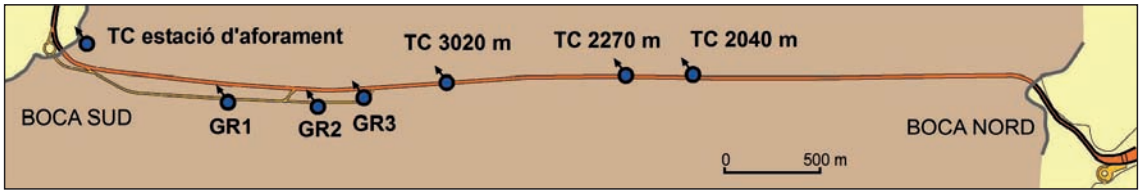


Figura 181: Situació dels punts de mostreig (brolladors) a la galeria de reconeixement sud (GR) i al Túnel (TC).

Els punts GR2 i GR3 (figura 181), que són els que aporten els cabals més importants, han estat objecte d'un seguiment quinzenal durant tot el cicle hidrològic 1988-1989, alhora que s'han mostrejat al llarg de la crescuda de novembre de 1989. També es disposa de dades del cicle 1994-95 (Morin, 1995).

La caracterització hidrogeològica general s'ha basat en l'anàlisi de la hidrodinàmica a partir de l'hidrograma que resulta del flux originat per les diverses aportacions i en la

determinació de la temperatura i dels ions fonamentals d'aquestes (mostreig general de caracterització de les diferents aportacions realitzat el 14 d'octubre de 1988).

3.3.5.3.2 Hidrodinàmica

El conjunt d'aportacions hídriques dels diferents conductes és drenat al vessant S del Moixeró, on hi ha una estació d'aforament (foto 132). L'hidrograma (figura 182) obtingut, que resulta de la confluència de les aportacions dels diferents brolladors, és el que s'ha utilitzat com a referència per a comparar les diverses evolucions tèrmiques i químiques dels punts d'observació GR2 i GR3 controlats al llarg del cicle.

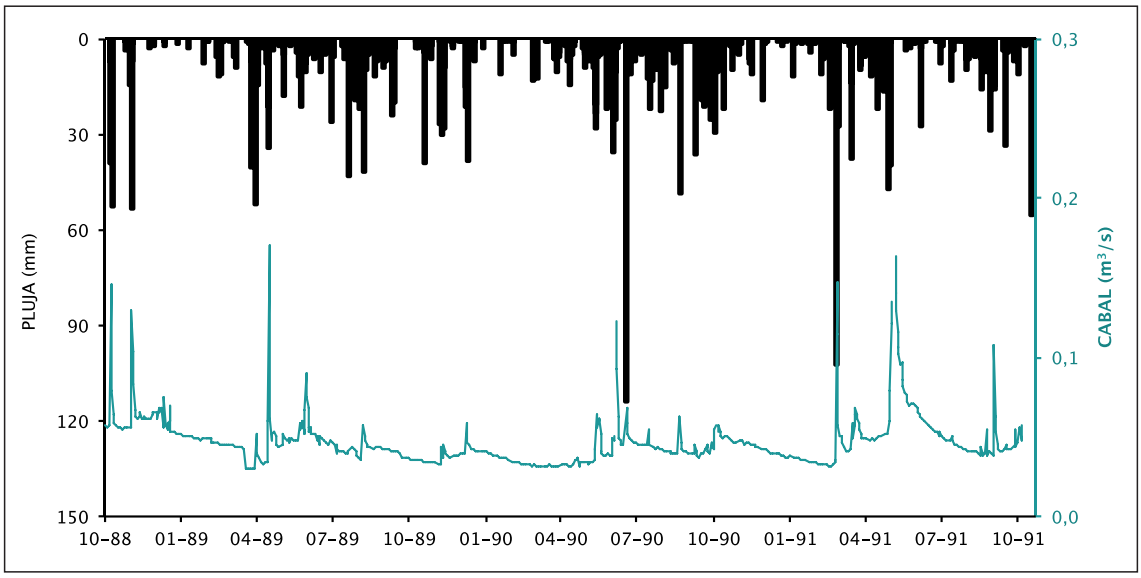


Figura 182: Pluja a la Molina i cabal mitjà diari del total d'aportacions drenades pel túnel del Cadí.

La simple observació de la morfologia de l'hidrograma permet constatar que el flux del conjunt d'aportacions presenta l'evolució característica de l'esgotament d'un reservori o zona saturada. Les crescudes, si més no a l'hidrograma estudiat (figura 182), són de baixa amplitud i el període és també poc important. Així es pot concloure, a nivell de l'hidrograma o del cabal, que l'efecte o incidència de la infiltració ràpida o en pèrdues no és important, mentre que la infiltració lenta sí que té un paper significatiu. Les informacions que s'obtenen en d'altres variables (temperatura, contingut iònic) també permeten caracteritzar el tipus d'infiltració i el seu paper. Les crescudes estudiades han estat originades per precipitacions en forma líquida i responen a senyals d'entrada ben definits.

L'anàlisi de les corbes de recessió permet quantificar diferents paràmetres i coeficients, així com els volums de trànsit i dinàmic (taules 56 i 57).

CABAL (m^3/s)			**VOLUM DE TRÁNSIT (hm^3)**
mitjana	mínim	màxim	
0.05	0.03	0.25	1.6

Taula 56: Característiques hidrodinàmiques bàsiques del total d'aportacions drenades pel túnel del Cadí.

COEFICIENT D'ESGOTAMENT (α)	VOLUM DINÀMIC (hm^3)	k	COEFICIENT D'HETEROGENEÏTAT (ε)	i
0.0038	1.2	0.74	1.158	0.37

Taula 57: Resultats de l'anàlisi de les corbes de recessió pel total d'aportacions drenades pel túnel del Cadí.

El volum de trànsit és 1.6 hm^3. Es tracta d'un valor poc important, però si es considera la manera d'originar-se aquest escolament –que és la suma de les aportacions dels diferents brolladors–, ha de considerar-se significatiu. És a dir, és l'aportació d'una part no menyspreable del sistema hidrogeològic.

El volum dinàmic calculat en diferents esgotaments dóna un valor d'1.2 hm^3. Es tracta de valors que han de considerar-se com a molt importants i que permeten avançar que l'excavació del túnel i de les galeries de reconeixement, en tallar els diferents conductes, va captar una part significativa de la zona saturada de l'aqüífer, la qual es trobaria molt aigua amunt en l'estructura del sistema.

Si s'aplica la classificació de Mangin (1975 a, 1994 a) a l'hidrograma estudiat, aquesta part o bloc de l'aqüífer se situa en el domini dels sistemes no càrstics (figura 183). Els valors de "i" se situen al voltant de 0.5 i el valor de "k" és proper a 1 o, fins i tot, superior.

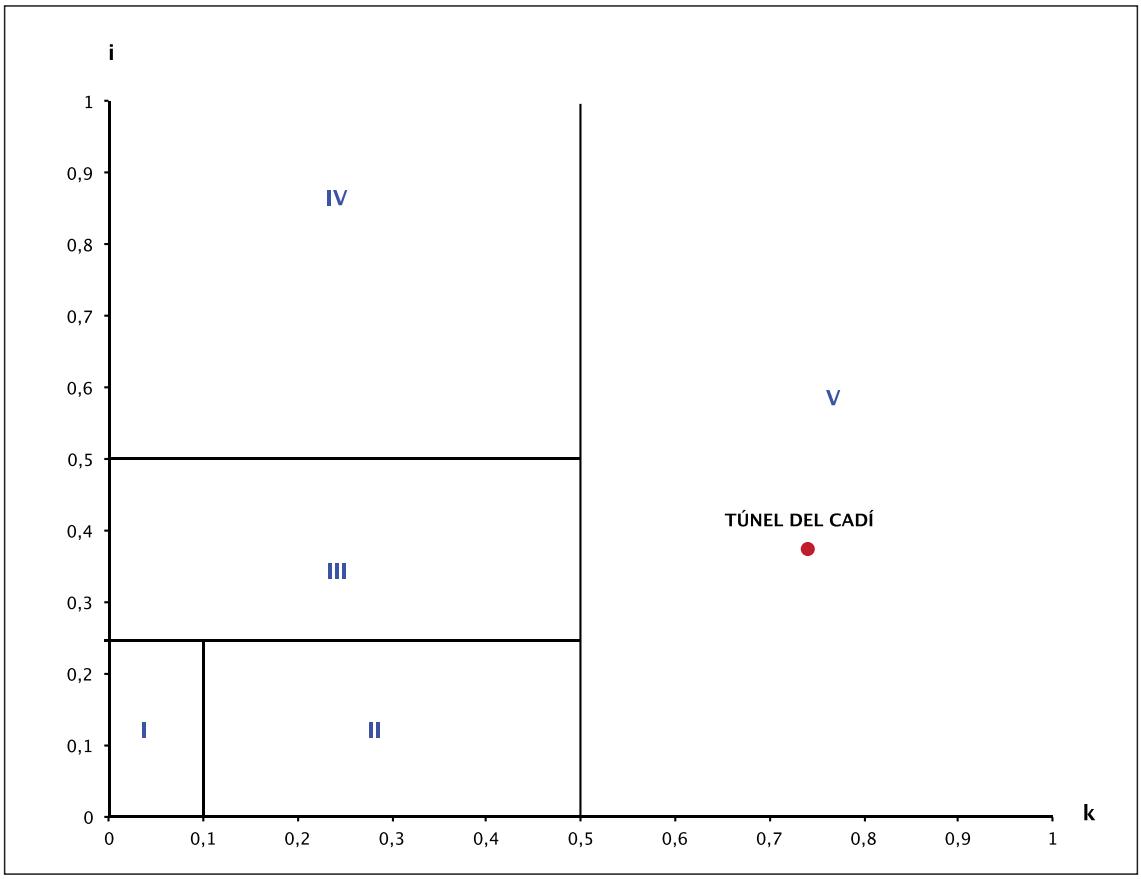


Figura 183: Classificació del total d'aportacions drenades pel túnel segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a, 1994 a).

El correlograma decreix lentament i fa evident un clar efecte de memòria de 47 dies, que indica l'existència de reserves importants. Així mateix, l'espectre de densitat de la variància permet considerar un temps de regulació de 50 dies. Aquests valors estan d'acord amb les avaluacions de les reserves dinàmiques que s'han realitzat (figura 184).

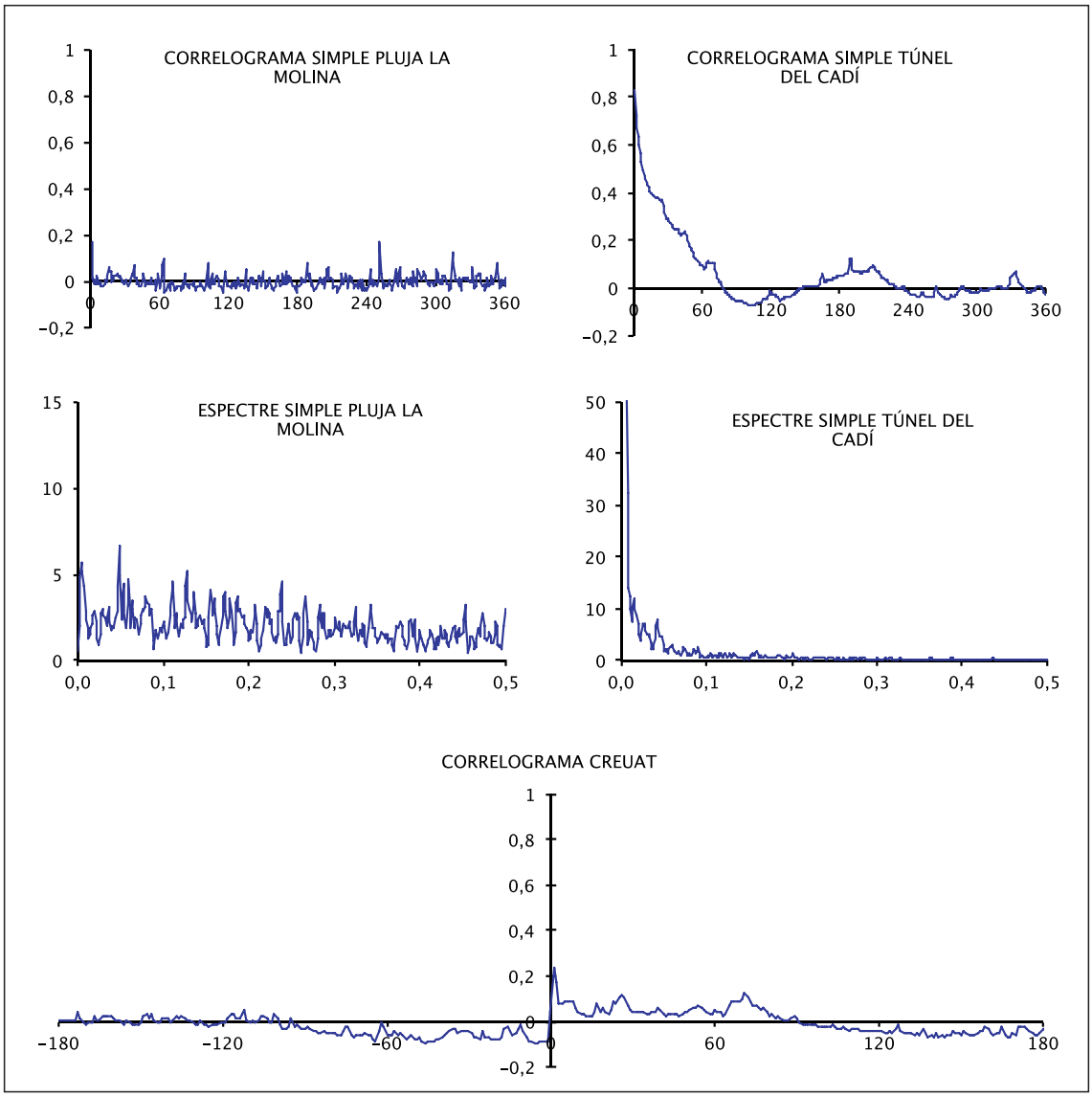


Figura 184: Anàlisi de correlació i espectral per a les dades del conjunt d'aportacions drenades pel túnel del Cadí.

3.3.5.3.3 Hidrogeotèrmia

La temperatura dels sis punts d'aigua situats a l'interior del túnel (i galeries de reconeixement) varia entre els 8.9 °C (TC-2270 m) i els 9.9 °C (GR1), tot i que tots ells es troben, pràcticament, a una mateixa altitud sobre el nivell del mar. Aquestes diferències significativament marcades indiquen que a aquests punts no hi arriben aigües a través d'una mateixa estructura càrstica. És a dir, que els diferents brolladors no formarien part d'una estructura completament homogènia i única i que, per tant, no tindrien necessàriament una relació massa estreta entre ells, tot i que estiguin molt a prop els uns dels altres (taula 58) i pertanyin, segurament, al mateix aqüífer (zona saturada).

BROLLADOR DINS LA GALERIA DE RECONEIXEMENT DEL TÚNEL	Temperatura de l'aigua (ºC)
TÚNEL 3020	9.6
TÚNEL 2270	8.9
TÚNEL 2040	9.2
GR1	9.9
GR2	9.2
GR3	8.9
ESTACIÓ AFORAMENT	10.1

Taula 58: Temperatura de l'aigua a diferents brolladors del Túnel del Cadí.

A l'estació d'aforament és on s'obté la temperatura més elevada, a causa de la influència del flux solar en aquest punt.

Les diferències de temperatura observades en els diferents brolladors indiquen un cert grau d'heterogeneïtat i confirmen el caràcter discontinu de l'estructura de l'aqüífer.

3.3.5.3.4 Hidrogeoquímica

3.3.5.3.4.1 Conductivitat

En els set punts de mostreig s'obtenen valors de conductivitat que van des dels 231 μS/cm a 20 ºC (TC-2040 m) fins els 307 μS/cm a 20 ºC (GR1). En conjunt, doncs, es tracta d'aigües de baixa mineralització (taula 59).

Aquests set valors de conductivitat es troben en un interval de 76 μS/cm d'amplitud, cosa que pot indicar que no totes les aigües tallades pel túnel tenen un mateix origen i que possiblement tinguin una diferent evolució a l'interior de l'aqüífer. És a dir, que és possible que hi hagi diferències quant al temps de permanència a l'interior de l'aqüífer i/o quant als materials que travessen fins arribar al punt de surgència (conducte càrstic). En definitiva, els diferents brolladors han de drenar estructures diferents de la zona saturada i no saturada i, segurament, expressen diferents característiques de la infiltració.

BROLLADOR	Conductivitat (μS/cm a 20ºC)
TÚNEL 3020	272
TÚNEL 2270	254
TÚNEL 2040	231
GR1	307
GR2	278
GR3	238
ESTACIÓ AFORAMENT	255

Taula 59: Conductivitat a diferents brolladors del túnel del Cadí.

3.3.5.3.4.2 Bicarbonats, calci i magnesi

Les concentracions de HCO_3^- oscil·len entre els 175.7 mg/l (TC-2040 m) i els 235.5 mg/l (GR1), sent aquests mateixos punts de mostreig on es donen els valors extrems de conductivitat. En tots els casos es tracta de l'anió majoritari (taula 60).

BROLLADOR	Bicarbonats (mg/l)	Calci (mg/l)	Magnesi (mg/l)
TÚNEL 3020	208.6	35.9	17.0
TÚNEL 2270	187.9	35.1	15.1
TÚNEL 2040	175.7	29.0	15.6
GR1	235.5	39.2	20.9
GR2	207.4	40.4	19.6
GR3	183.0	33.8	17.6
ESTACIÓ AFORAMENT	192.8	32.2	16.3

Taula 60: Bicarbonats, calci i magnesi a diferents brolladors del túnel del Cadí.

Les concentracions de Ca^{2+} en aquests set punts varien entre els 29.0 mg/l (TC-2040 m) i els 40.4 mg/l (GR2). Un cop més, els punts on es donen aquests valors extrems coincideixen amb els valors mínims i màxims de conductivitat, això reflecteix la importància d'aquest catió en la mineralització de l'aigua.

El contingut en Mg^{2+} en aquests set punts oscil·la entre els 15.1 mg/l (TC-2270 m) i els 20.9 mg/l (GR1). I, altra vegada, el màxim l'aporta el punt que dóna un màxim de conductivitat. De la mateixa manera, s'observa que aquestes aigües presenten uns nivells de Ca^{2+} inferiors si es comparen amb altres aqüífers desenvolupats en calcàries. Amb el Mg^{2+} succeeix justament el contrari: en els punts del túnel se'n mesuren concentracions força altes (taula 60). La hidrogeoquímica, per tant, també fa palesa la presència de dolomies com a substrat o encaixant implicat en l'escolament subterrani d'aquests conductes càrstics; la presència de dolomies fou determinada pels estudis efectuats anteriorment sobre la litologia de l'àrea.

3.3.5.3.4.3 pCO_2 eq, l'ΔpHc i l'ΔpHd

Els set punts mostrejats al sector del Túnel del Cadí donen aigües sobresaturades, és a dir, amb tendència a precipitar carbonats ($\Delta pHc > 0.1$ en tots els casos); a més, s'hi ha d'afegir unes pCO_2 eq força baixes. L'aigua mostrejada a l'estació d'aforament (punt a l'aire lliure) és la que està més sobresaturada i amb pCO_2 més baixa, ja que quan l'aigua surt a l'exterior perd bastant ràpidament el CO_2, el qual tendeix a equilibrar-se amb l'atmosfèric; en aquest punt la pCO_2 de l'aigua (0.05%) és molt semblant a l'atmosfèrica (0.03-0.04%). Aquesta pèrdua de CO_2 contribueix decisivament que l'aigua tingui tendència a precipitar els carbonats. El fet que les galeries del túnel estiguin ben airejades ($pCO_2 = 0.05\%$) pot contribuir que les aigües que hi afloren perdin part del CO_2 i, per tant, que passin a estar marcadament sobresaturades (taula 61).

BROLLADOR	ΔpH_c	ΔpH_d	pCO_2 (%)
TÚNEL 3020	0.42	0.62	0.102
TÚNEL 2270	0.40	0.51	0.087
TÚNEL 2040	0.27	0.37	0.085
GR1	0.55	0.93	0.102
GR2	0.27	0.23	0.159
GR3	0.19	0.07	0.130
ESTACIÓ AFORAMENT	0.62	1.05	0.049

Taula 61: pCO_2, ΔpHc i ΔpHd a diferents brolladors del túnel del Cadí.

Es tracta d'aigües clarament sobresaturades respecte la dolomita ($\Delta pH_d > 0.1$), a excepció de la del punt GR3, que es troba en unes condicions properes a l'equilibri. La baixa solubilitat de la dolomita i les relativament baixes pCO_2 d'aquestes aigües contribueixen a dificultar la dissolució de la dolomita. El fet d'estar sobresaturades indica que les aigües tenen un temps de trànsit força llarg a través de l'aqüífer (taula 61).

3.3.5.3.4.4 Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats

Els sulfats que es troben a les aigües subterrànies que afloren als conductes del túnel i galeries de reconeixement poden tenir orígens diferents: a) directament de l'aigua de pluja (per l'oxidació de sofre atmosfèric originat en la combustió d'hidrocarburs); b) de la dissolució i oxidació de sulfurs minerals (pirites, p. ex.); c) de la dissolució d'evaporites; i d) també poden tenir un origen biològic, per la mineralització de matèria orgànica a nivell del sòl. D'aquestes possibilitats la més clara és l'origen atmosfèric, però no es pot descartar la dissolució de pirites.

El SO_4^{2-} és el paràmetre que presenta més variabilitat en els set punts d'estudi: oscil·la entre els 4.3 mg/l (TC-3020 m) i els 16.8 mg/l (GR1). Les anàlisis d'aigua de pluja de l'àrea d'estudi mostren com aquestes tenen un contingut força elevat en SO_4^{2-} (taula 62), sembla que en estreta relació amb les emissions sulfuroses de la central tèrmica de Cercs. Aquests valors mesurats en l'aigua de pluja expliquen, en bona part, els nivells observats en els diferents punts de mostreig. La dissolució d'evaporites té una molt limitada incidència en el context del massís que envolta al túnel del Cadí.

En tots els punts mostrejats els clorurs es troben en concentracions baixes (entre 1.0 mg/l i 1.3 mg/l). Les aigües de pluja presenten un contingut en clorurs lleugerament inferior (taula 62), això indica que en aquestes aigües subterrànies els clorurs provenen de l'aigua de pluja i també de la reconcentració d'aquest ió que l'evapotranspiració provoca a nivell dels sòls. A més, es posa de manifest l'absència de contaminació a la zona d'infiltració de l'aqüífer.

El sodi i el potassi poden provenir directament de l'aigua de pluja o bé de la lixiviació d'argiles i matèria orgànica del sòl. Són elements característics, per tant, de la zona d'infiltració (Bakalowicz, 1979 a; Muet, 1985; Freixes, 1986) (taula 62).

Tant el sodi com el potassi apareixen en concentracions molt baixes a tots els punts, cosa que mostra clarament el seu probable origen atmosfèric.

En tots els punts mostrejats la concentració de nitrats està per sota d'1 mg/l. A l'estació d'aforament és on trobem la màxima concentració d'aquest ió (1 mg/l), igualment molt baixa (taula 62).

BROLLADOR DINS LA GALERIA DE RECONEIXEMENT DEL TÚNEL	Sulfats (mg/l)	Clorurs (mg/l)	Sodi (mg/l)	Potassi (mg/l)	Nitrats (mg/l)
TÚNEL 3020	4.3	1.0	1.0	0.3	0.4
TÚNEL 2270	5.8	1.1	0.9	0.3	0.5
TÚNEL 2040	4.6	1.0	0.7	0.2	0.6
GR1	16.8	1.3	0.8	0.2	0.9
GR2	13.2	1.2	0.7	0.2	0.8
GR3	8.7	1.0	0.5	0.1	0.6
ESTACIÓ AFORAMENT	6.1	1.1	2.0	0.7	1.0

Taula 62: Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a diferents brolladors del túnel del Cadí.

3.3.5.3.4.5 Anàlisi de components principals

Amb l'objectiu d'obtenir una visió sintètica dels resultats del mostreig del dia 14 d'octubre de 1988 i de conèixer les possibles relacions existents entre els diferents punts d'aigua mostrejats, s'ha realitzat una ACP centrat i reduït amb 12 variables (Temperatura, Conductivitat, Bicarbonats, Calci, Magnesi, Sodi, Potassi, Clorurs, Sulfats, Nitrats, ΔpH_c i pCO_2) i sis unitats estadístiques (els punts mostrejats el dia 14 d'octubre, exceptuant l'estació d'aforament ja que és el punt on arriben barrejades totes les aigües drenades pels conductes tallats pel túnel).

La interpretació de l'anàlisi efectuada, centrada en el pla factorial I-II que explica el 83.9% de la variància, és la següent:

Factor I (56.1% de la variància total) (figures 185 i 186):

A l'espai de les variables (figura 185), el factor I està estretament relacionat amb calci, conductivitat, bicarbonats, sulfats, magnesi i clorurs (mineralització en general), això indica que aquest factor ve condicionat pel temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer (temps de transit).

A l'espai de les unitats estadístiques (figura 186), destaca la posició extrema en què se situen GR1 i GR2 a la zona de màxima mineralització, tractant-se, per tant, de les aigües de trànsit més lent per l'aqüífer.

Factor II (27.8% de la variància total):

A l'espai de les variables, el factor II oposa l'ΔpH respecte la calcita, el sodi i el potassi a la pressió parcial de CO_2 i als nitrats; l'oposició entre l'ΔpH i la pCO_2 es pot interpretar com la relació entre la fase gasosa i la fase líquida a l'interior de l'aqüífer i indicaria l'existència de condicions de bescanvi entre ambdues fases.

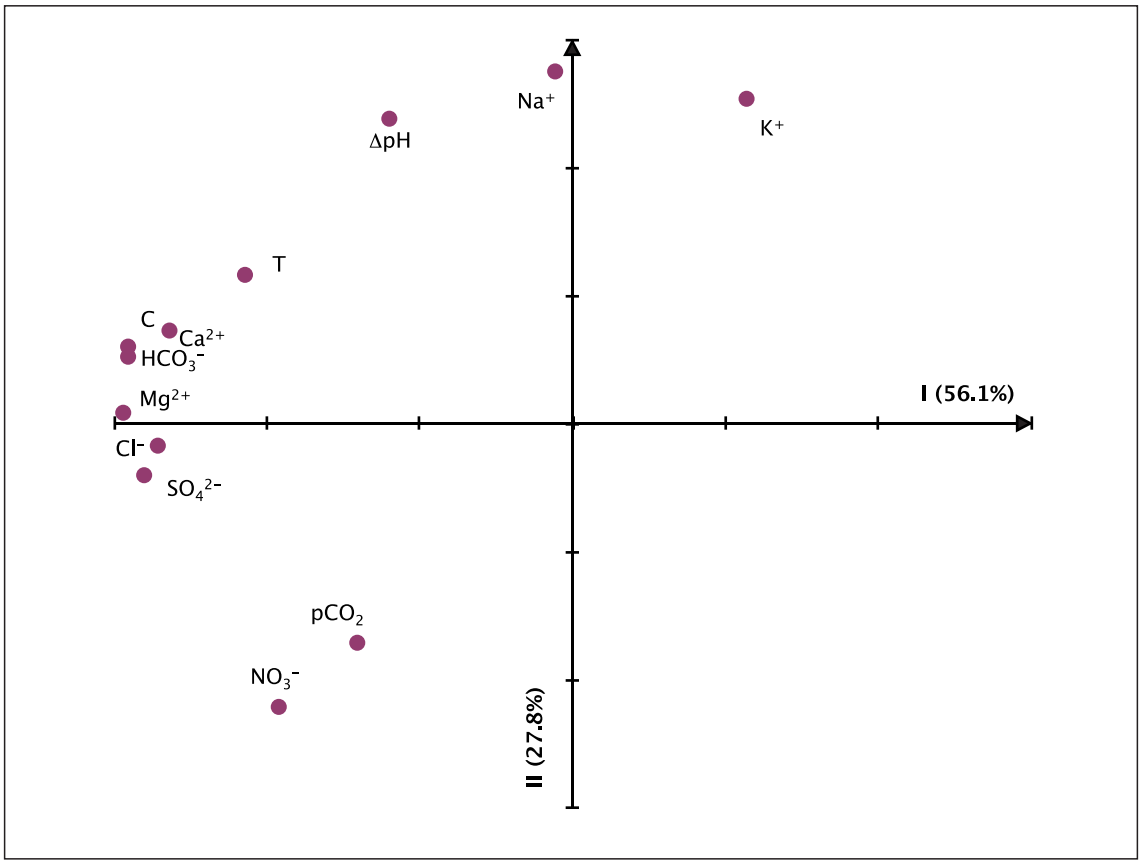


Figura 185: Espai de les variables de l'ACP per als 6 punts del túnel del Cadí mostrejats l'octubre de 1988.

A l'espai de les unitats estadístiques, aquest factor marca una oposició clara entre TC-3020 m (aigües amb pCO_2 més baixes) i GR3 (aigües amb pCO_2 més altes).

Per tant, a grans trets, les aigües drenades pel Túnel del Cadí cap a l'estació d'aforament es poden agrupar, al menys, en tres categories:

- Aigües força mineralitzades, amb continguts alts en bicarbonats, calci, magnesi, clorurs i sulfats, i amb temperatures més altes, que són les que trobem a GR1 i a GR2 .

- Aigües menys mineralitzades, però riques en CO_2, que són les que es recullen a GR3 i a TC-2040 m .

- Aigües menys mineralitzades i relativament pobres en CO_2, que són les que apareixen a TC-3020 m i a TC-2270 m.

En conjunt, les diferències relatives a les propietats fisicoquímiques de l'aigua observades entre aquests punts de mostreig posen de manifest que hi ha diferències en les característiques físiques del medi hidrogeològic a través del qual circulen les aigües drenades pel Túnel del Cadí. És a dir, que, tot i que els diferents brolladors o conductes formen, segurament, part de l'estructura d'una zona saturada (o d'una estructura de transició de la zona no saturada a la saturada), s'observen diferències. L'anàlisi dels brolladors (GR2 i GR3) que es fa a continuació permet constatar que les diferències són poc importants en el marc d'un comportament general semblant.

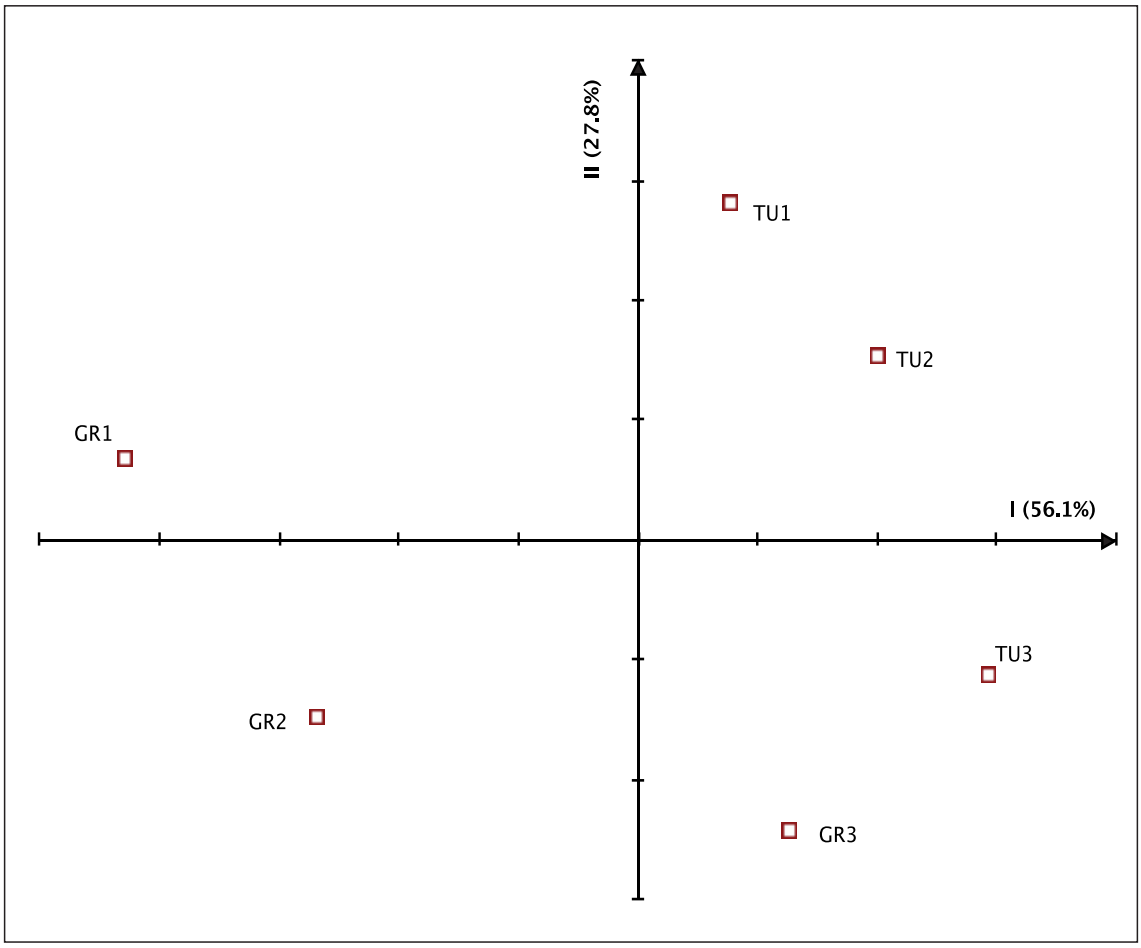


Figura 186: Espai de les unitats estadístiques de l'ACP per als sis punts del túnel del Cadí mostrejats l'octubre de 1988.

3.3.5.4 Galeria de reconeixement 2 (GR2)

3.3.5.4.1 Hidrodinàmica

Aquesta aportació presenta una evolució del cabal comparable a l'observada a l'estació d'aforament total (foto 133). Al llarg del cicle 1988-1989, l'aportació total de GR2 ha estat de 0.16 hm^3. El cabal mitjà ha estat de 0.005 m^3/s, el màxim de 0.03 m^3/s i el mínim de 0.001 m^3/s (figura 187, taula 63).

CABAL (m^3/s)			**VOLUM DE TRÁNSIT (hm^3)**
mitjana	mínim	màxim	
0.005	0.001	0.03	0.16

Taula 63: Característiques hidrodinàmiques bàsiques del brollador GR2 per al període desembre 1988 / desembre 1989.

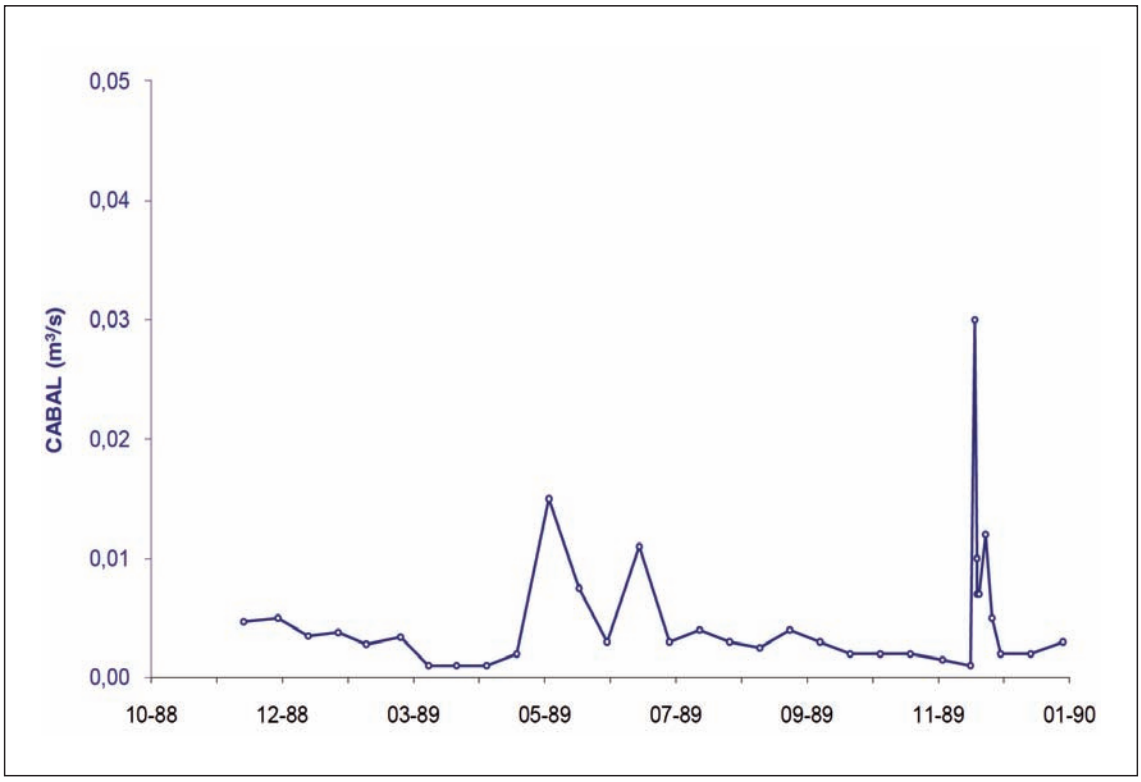


Figura 187: Hidrograma del brollador GR2.

3.3.5.4.2 Hidrogeotèrmia

La temperatura mitjana és de 9.2 ºC, la màxima de 9.3 ºC i la mínima de 9 ºC (taula 64). L'amplitud de la variació de la temperatura al llarg del cicle, de 0.3 ºC, cal considerar-la com molt poc important (figura 188); aquesta informació és interessant ja que reflecteix que l'estructura hidrogeològica (estructura de la zona saturada implicada) no presenta una carstificació global ni tan sols significativa, com així mateix és després de l'evolució del cabal i dels altres paràmetres. És interessant assenyalar novament que les amplituds tèrmiques que permeten caracteritzar un medi amb un cert grau de carstificació se situen clarament per sobre dels 0.5 ºC (Andrieux, 1972, 1976, 1978) i que quan aquesta és significativament important les amplituds han de situar-se entre els 2 i 3 ºC (al voltant dels 2 ºC al carst experimental de Baget, França), o bé en valors clarament superiors com per exemple succeeix amb sistemes o aqüífers que presenten una estructura de drenatge ben desenvolupada (Andrieux, 1978; Botton, 1984; Freixes, 1986; Freixes et al., 1998 a).

temperatura de l'aigua (ºC)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
9.2	9.0	9.3	0.3	35

Taula 64: Característiques hidrogeotèrmiques de GR2 per al període desembre 1988 / desembre 1989.

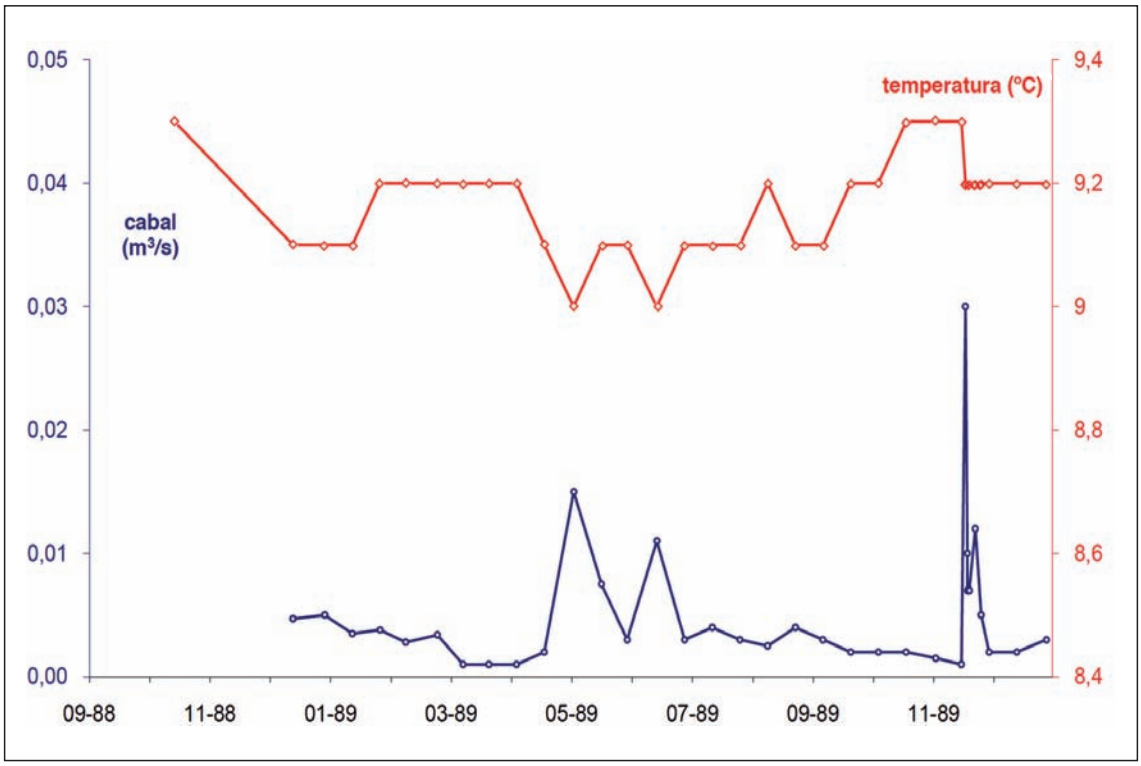


Figura 188: Variació de la temperatura i el cabal a GR2

La distribució de freqüències de la temperatura a GR2 és unimodal: amb una moda molt marcada de 9.2 ºC. I indicaria un medi carbonàtic més aviat homogeni i de feble o incipient carstificació.

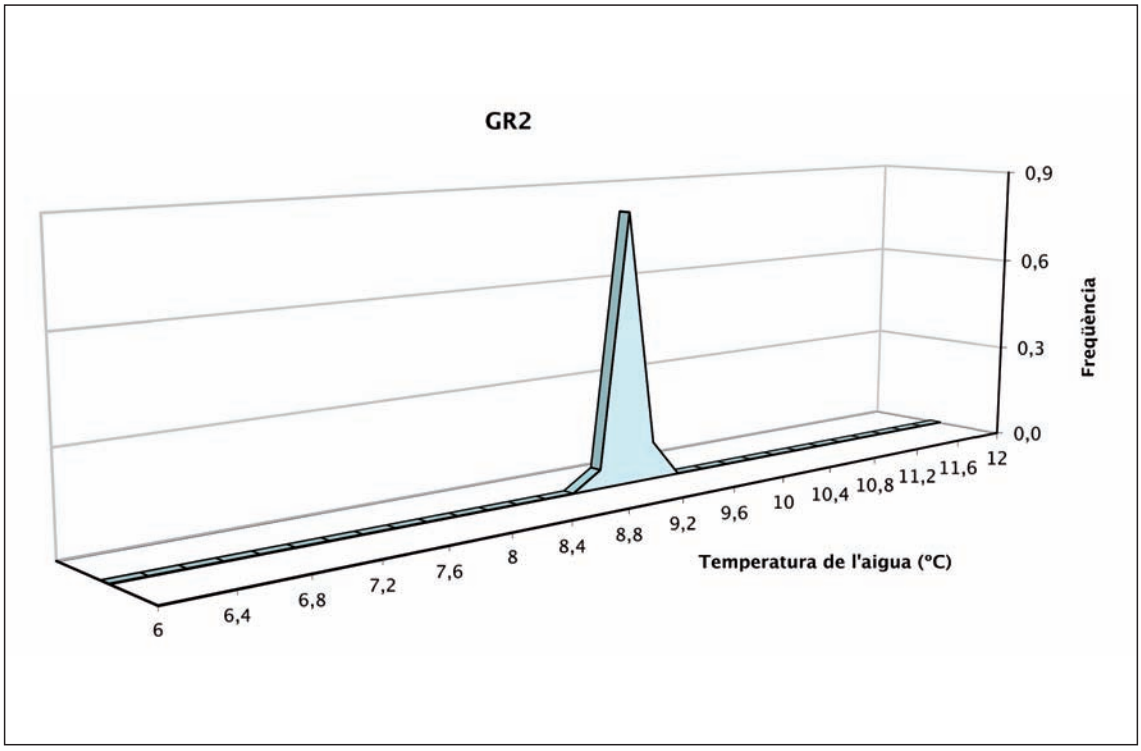


Figura 189: Distribució de freqüència de la temperatura a GR2.

3.3.5.4.3 Hidrogeoquímica

3.3.5.4.3.1 La conductivitat o mineralització

La correlació (r^2) entre la conductivitat i els bicarbonats és molt baixa, de 0.003, en conseqüència, s'utilitzarà la mineralització com a paràmetre globalitzador (taula 65).

Mineralització (mg/l)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
283.5	271.4	297.5	26.1	35

Taula 65: Mineralització de GR2 per al període desembre 1988 / desembre 1989.

La distribució de la freqüència de la mineralització és unimodal (figura 190). Amb una moda molt marcada de 290 mg/l i determinada per un màxim de freqüència de 0.23. Aquesta estructura unimodal de la distribució indica un medi homogeni i de feble o incipient carstificació. La poc important amplitud de la variació de la mineralització de 26.1 mg/l, apunta en aquest mateix sentit.

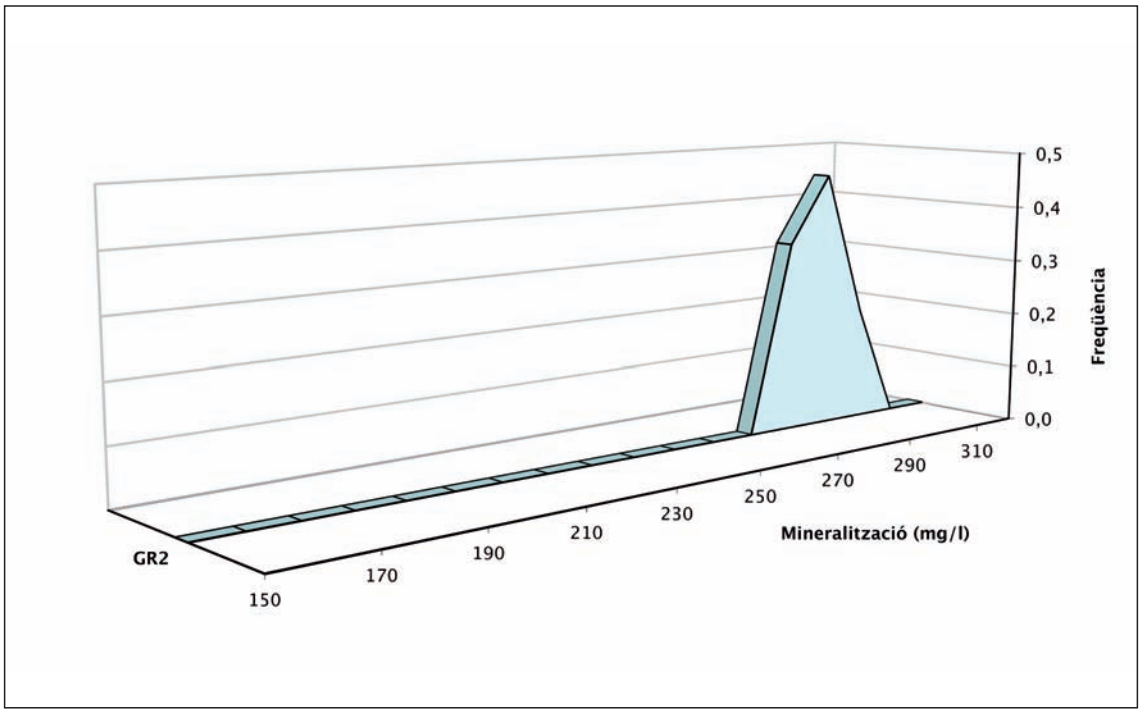


Figura 190: Distribució de freqüències de la mineralització a GR2 (n=35).

3.3.5.4.3.2 Bicarbonats, calci i magnesi

Els bicarbonats es caracteritzen per una variabilitat poc important: entre 223.6 mg/l de valor màxim i 202.4 mg/l de mínim; l'amplitud és per tant de 21.2 mg/l (taula 66, figura 191).

El calci varia en uns límits molt estrets: entre 42.9 mg/l i 36.9 mg/l, és a dir, l'amplitud té un valor de 6 mg/l. El valor mitjà és de 39.2 mg/l.

El magnesi també presenta uns límits de variació estrets entre 21.1 mg/l i 17.3 mg/l; l'amplitud és per tant de 3.8 mg/l.

	GR2			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	207.6	184.0	223.6	39.6
Calci (mg/l)	40.4	36.9	46.1	9.2
Magnesi (mg/l)	19.5	17.3	22.6	5.3

Taula 66: Bicarbonats, calci i magnesi a GR2 (n=35).

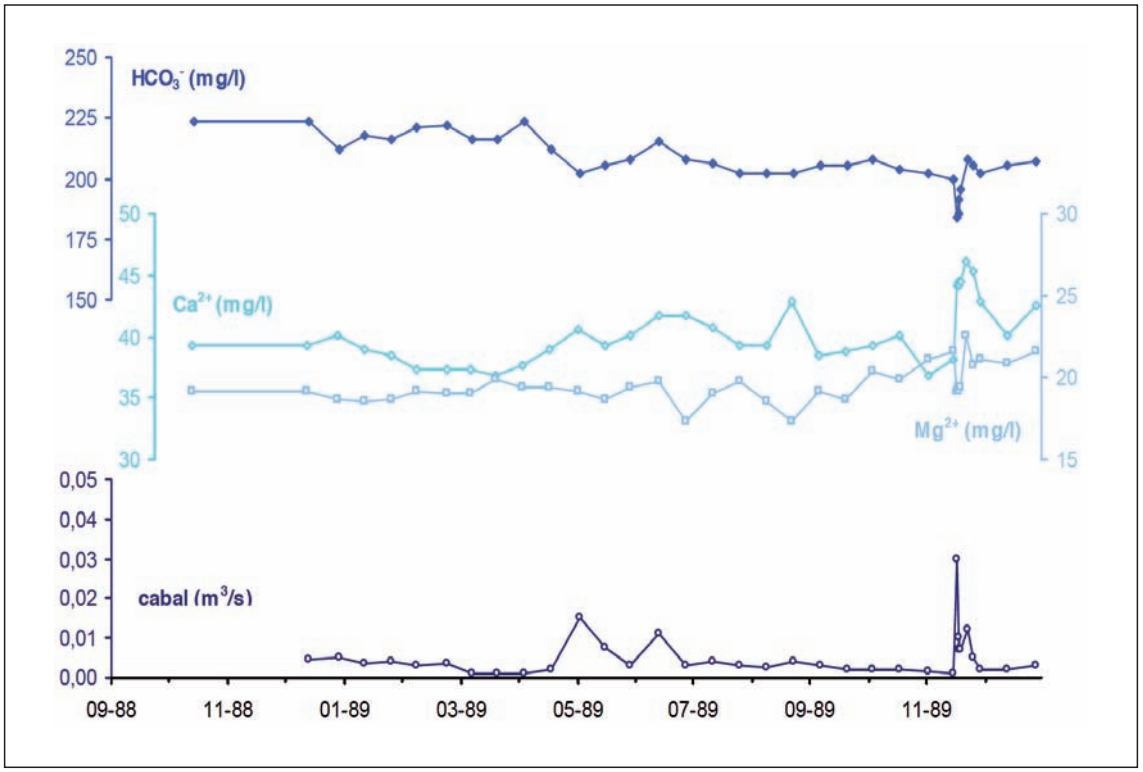


Figura 191: Variació dels bicarbonats,calci i magnesi a GR2.

Amb els bicarbonats, el calci i el magnesi succeeix el mateix que amb els paràmetres calculats ΔpH i pCO_2, és a dir, no presenten amplituds de variació importants. Cal interpretar aquesta limitada variabilitat com el resultat de la limitada influència de les aigües d'infiltració o bé per la importància de les estructures de la zona saturada en relació amb GR2.

Les concentracions més baixes en bicarbonats semblen relacionar-se clarament amb les cabals més importants; amb el calci i el magnesi no sembla succeir el mateix. En analitzar l'episodi de crescuda es tractarà detingudament.

3.3.5.4.3.3 La pCO_2 eq i l'ΔpH

La pCO_2 presenta una variabilitat significativa, però en cap cas important, amb una amplitud de 0.14 %. El valor màxim és 0.25 % i el mínim 0.11 %.

L'índex de saturació varia significativament al llarg del cicle i presenta una elevada correlació negativa amb la pCO_2. El valor màxim és 0.48, el mínim 0.08 i el mitjà 0.27 (taula 67, figura 192).

	mitjana	mínim	màxim
pCO_2 (%)	0.160	0.093	0.251
ΔpH_c	0.28	0.08	0.50

Taula 67: pCO_2 i ΔpH_c a GR2 (n=35).

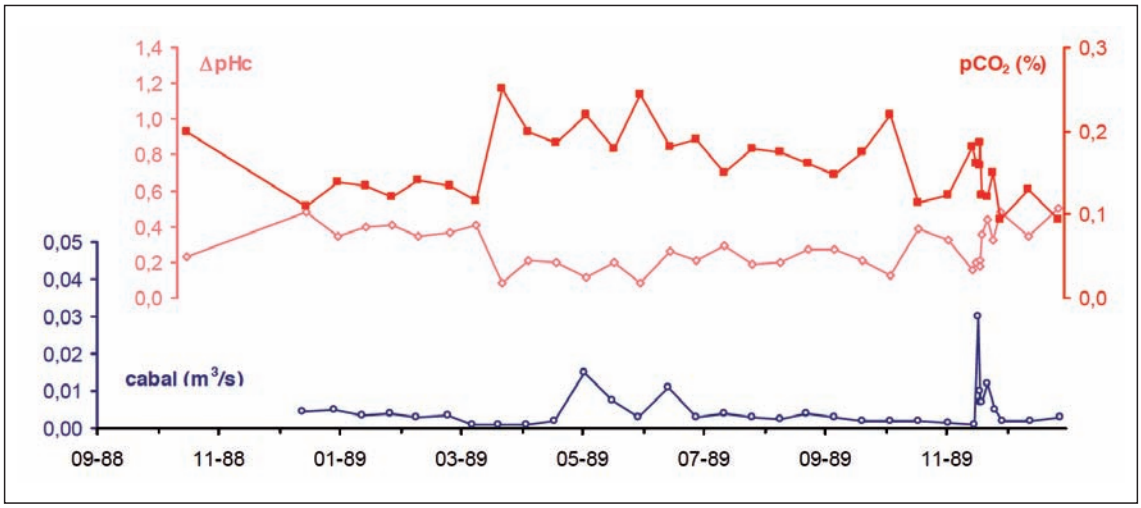


Figura 192: Variació de la pCO_2 i l'ΔpH_c a GR2.

Com aquests valors indiquen, en el cicle estudiat la totalitat de les mostres estan sobresaturades i les aigües menys saturades, com a molt, s'acosten a l'equilibri, però sempre amb valors positius (per sobre de 0.08). L'amplitud de la variació amb un valor de 0.4 ha de considerar-se important i assenyala una incidència significativa de les aigües d'infiltració.

3.3.5.4.3.4 Sulfats, clorurs, sodi i potassi

El sulfats presenten concentracions significatives, sobretot si es comparen amb les aportades per altres aqüífers càrstics pirinencs (sistemes de serra Cavallera, de la Val d'Aran, de la serra de Lleràs). En efecte, el valor mitjà és de 12.2 mg/l, el màxim 19.5 mg/l i el mínim 9 mg/l, que són valors superiors als dels aqüífers referits (taula 68, figura 193). No obstant això, els valors són lleugerament inferiors als de la Fou de Bor.

Anàlogament al sistema de la Fou de Bor, l'origen dels sulfats ha de relacionar-se amb aigües d'infiltració i amb la part superficial de l'aqüífer. L'aportació atmosfèrica podria subministrar sulfats originats a partir de les emissions sulfuroses de la Central de Cercs, tal i com s'ha explicat pels altres sistemes de l'alt Llobregat i la Cerdanya.

	GR2			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Sulfats (mg/l)	13.1	9.0	21.6	12.6
Clorurs (mg/l)	1.23	0.7	1.7	1.0
Sodi (mg/l)	0.66	0.45	1.0	0.55
Potassi (mg/l)	0.15	0.08	0.23	0.15
Nitrats (mg/l)	0.8	0.0	2.0	2.0

Taula 68: Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a GR2 (n=35).

L'ió clorur es presenta també en molt baixes concentracions, amb un valor mitjà d'1.2 mg/l. El màxim i el mínim són respectivament 1.7 mg/l i 0.7 mg/l.

Els ions sodi i potassi presenten concentracions molt baixes. El valor mitjà pel sodi és 0.67 mg/l, amb un màxim d'1 mg/l i un mínim de 0.5 mg/l. El potassi presenta un valor mitjà de 0.15 mg/l, un màxim de 0.23 mg/l i un mínim de 0.08 mg/l. La variabilitat d'ambdós paràmetres ha de considerar-se poc important.

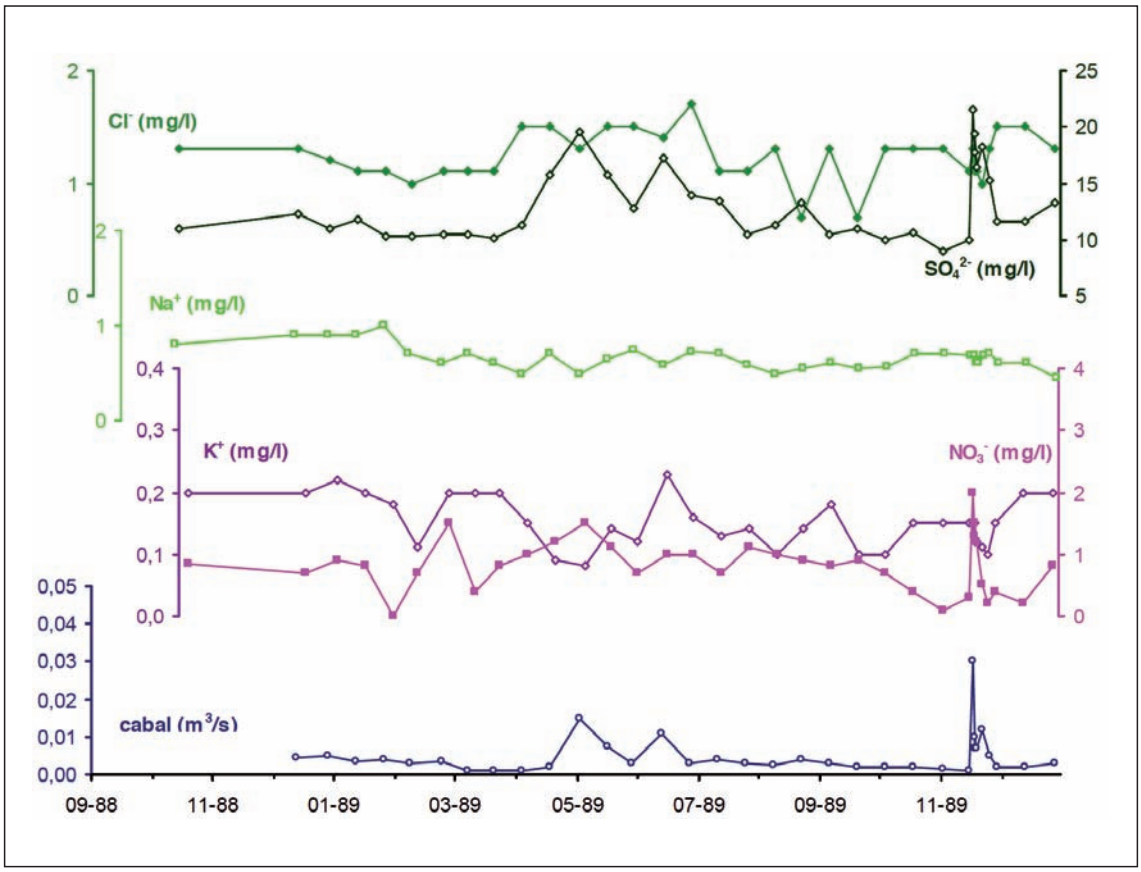


Figura 193: Variació dels sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a GR2.

3.3.5.4.3.5 Anàlisi de components principals GR2

Les unitats estadístiques de GR2 són les 24 mostres preses al llarg del cicle hidrològic 1988-1989 i les variables són: temperatura, bicarbonats, calci, magnesi, sodi, potassi, clorurs, sulfats, nitrats, índex de saturació respecte a la calcita i pressió parcial de CO_2.

La discussió se centra en els resultats obtinguts en el pla factorial I-II, el qual explica un 57.1% de la variància total (figures 194 i 195):

Factor I (36.2% de la variància total):

A l'espai de les variables (figura 194), aquest factor oposa la pCO_2, els nitrats i els sulfats a l'ΔpHc, al sodi, al potassi i a la temperatura. Aquest factor, per tant, ve determinat, bàsicament, per la relació entre la fase líquida i la fase gasosa a l'interior de l'aqüífer.

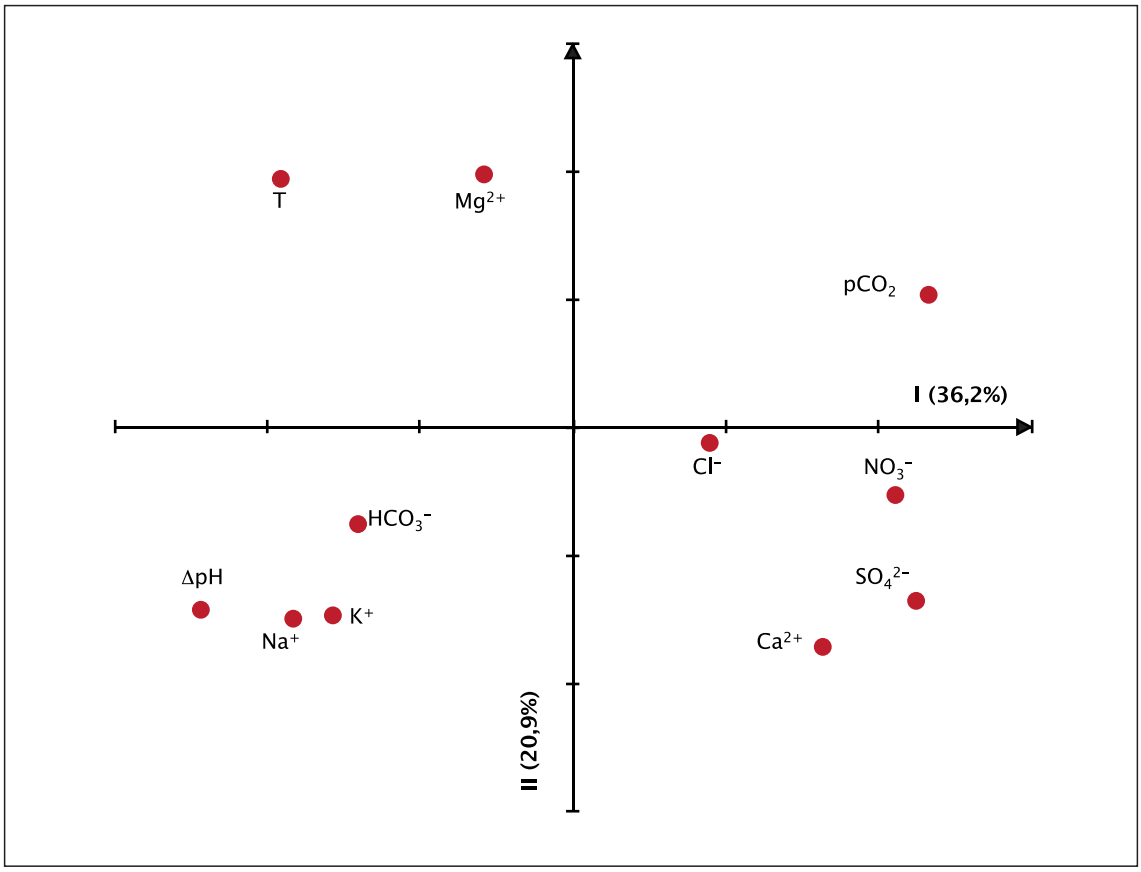


Figura 194: Espai de les variables de l'ACP per a les dades del cicle hidrològic 1988 – 1989 a GR2.

A l'espai de les unitats estadístiques (figura 195), l'oposició més clara la trobem entre el mostreig 011 (que correspon a un màxim de cabal bastant sobtat) i els mostreigs 004 i 007 (els quals corresponen a moments de davallada constant del cabal). La mostra 011 es caracteritza per presentar concentracions altes de sulfats i nitrats, ions propis d'aigües de trànsit ràpid. El fet que aquesta mateixa aigua estigui clarament infrasaturada respecte a la calcita i amb una pCO_2 alta confirma que la mostra va ser presa en un moment d'alta activitat hidrològica, amb una aportació important d'aigües de trànsit més o menys ràpid. A l'extrem oposat d'aquest factor I, i en estreta relació amb la temperatura (en una posició intermèdia entre el factor I i el factor II), hi ha la mostra 024, que

correspon a un moment de cabal molt baix, al qual s'hi arriba després d'un període llarg de sequera. Es tracta, per tant, d'una aigua que transita molt lentament per l'aqüífer.

Factor II (20.9% de la variància total):

A l'espai de les variables (figura 194) el factor II oposa el magnesi i la temperatura al calci i als sulfats; és, clarament, el factor que ve determinat pel temps de permanència de l'aigua en el medi subterrani.

Així, a l'espai de les unitats estadístiques (figura 195), en un extrem hi trobem situades les mostres 024, 022 i 008, totes elles corresponents a moments d'aigües baixes. Oposats a aquests tres mostreigs trobem, per una banda, les mostres 001, 002 i 003, que són les primeres mostres del cicle i en les quals es mesuren els cabals més alts, i, per l'altra, les mostres 014, 015 i 019, que corresponen a pics de cabal no tan marcats com 011. La seva posició indica que són aigües de trànsit menys lent que la resta.

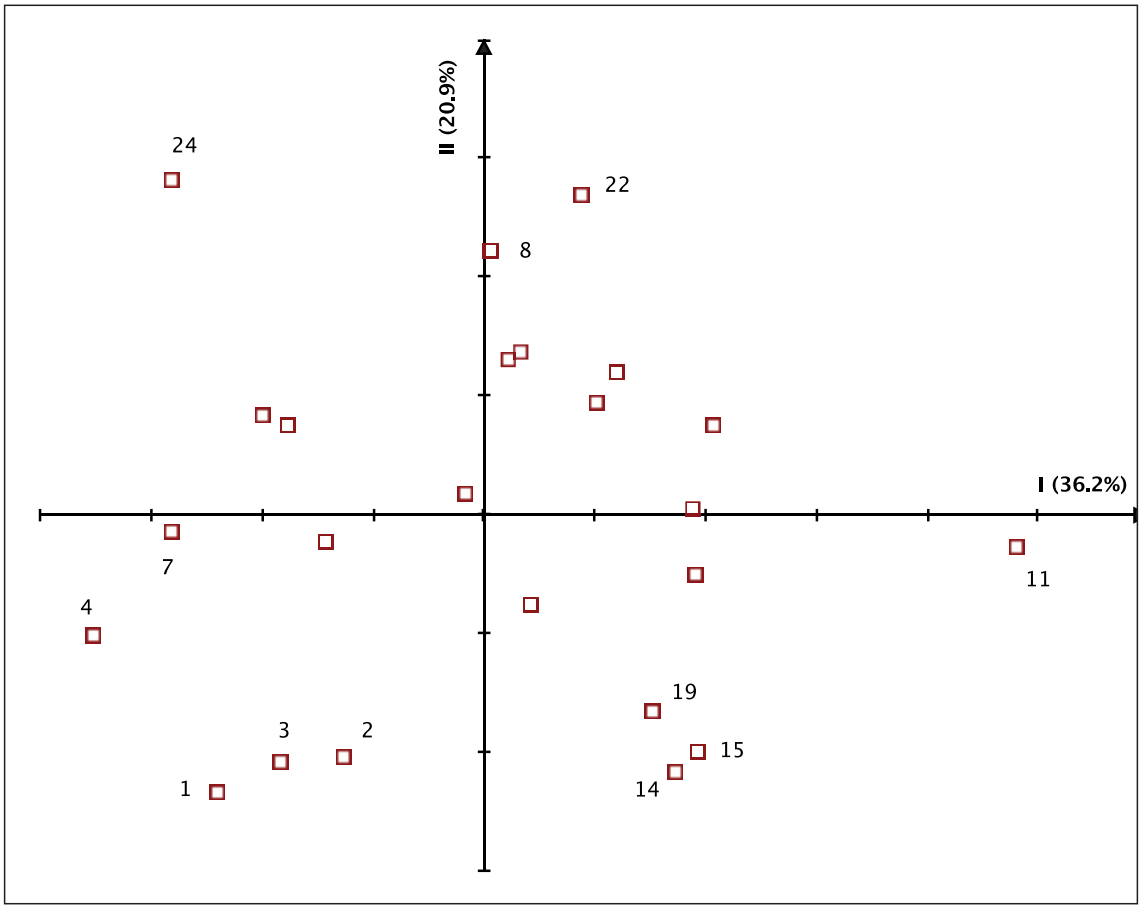


Figura 195: Espai de les unitats estadístiques de l'ACP per a les dades del cicle hidrològic 1988 – 1989 a GR2.

En conjunt, l'anàlisi de components principals mostra que a GR2 hi van a parar aigües amb temps de trànsit diferents. Queden definits quatre grups pel que fa a les situacions extremes:

- Mostra 11, amb altes pCO_2, sulfats i nitrats. Són les aigües de trànsit més ràpid.

- Mostres 1, 2, 3, 14, 15 i 19, amb baixes concentracions de magnesi i alts nivells de sulfats. Són aigües de trànsit relativament ràpid.

- Mostres 4 i 7, clarament sobresaturades respecte la calcita i amb baixes concentracions de sulfats i nitrats. Són aigües de trànsit lent.

- Mostres 22, 24 i 8, amb nivells alts de magnesi. Són les aigües de trànsit més lent.

Tota la resta d'observacions mostren un clar predomini de la circulació lenta a través de l'aqüífer.

Aquestes diferències en la qualitat química de les aigües en relació amb l'activitat hidrològica de l'aqüífer indiquen la possibilitat d'un cert desenvolupament de l'estructura del medi, amb un cert volum d'aigua emmagatzemada, tot i que, a causa de l'estret marge en què es troben aquestes variacions, tampoc es pot pensar en una carstificació gaire important.

3.3.5.5 Galeria de reconeixement 3 (GR3)

3.3.5.5.1 Hidrodinàmica

Aquest punt de control se situa a l'extrem septentrional de la galeria de reconeixement S (foto 134). Es tracta d'una aportació de significació i característiques semblants a les de GR2.

L'aportació ha estat objecte de captació i alimenta en continu un reservori artificial d'interès estratègic en cas d'incendi situat a l'interior mateix del túnel, en la confluència de la galeria de reconeixement amb el túnel pròpiament dit (vegeu figura 181). L'aforament no ha estat possible de realitzar doncs el punt de surgència més important se situa al bell mig del reservori artificial i és inaccessible. El punt aforat, amb 0.0001 m^3/s de cabal permanentment constant, correspon a una derivació del flux principal, que constitueix una surgència menor situada en una fissura; el cabal en aquest punt es manté constant al llarg del cicle i no reflecteix les variacions de l'aportació principal referida.

El cabal mitjà del punt de mostreig és molt més baix, amb solament 0.0001 m^3/s.

El cabal de GR3 estimat en el punt d'alimentació del dipòsit artificial sembla ser més important que el de GR2.

Així, en no disposar dels cabals a GR3, és interessant comparar les evolucions dels paràmetres fisicoquímics de GR3 amb el cabal de l'estació d'aforament o bé amb el del punt GR2.

3.3.5.5.2 Hidrogeotèrmia

La temperatura mitjana és de 8.9 °C, la màxima 9.1 °C i la mínima 8.7 °C.

La temperatura presenta una amplitud de variació de 0.4 °C, que s'ha de considerar poc important; aquesta baixa variabilitat ha de relacionar-se amb una estructura de limitada o escassa carstificació (taula 69, figures 196 i 197).

temperatura de l'aigua (ºC)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
8.9	8.7	9.1	0.4	36

Taula 69: Característiques hidrogeotèrmiques a GR3 per al període desembre 1988 / desembre 1989.

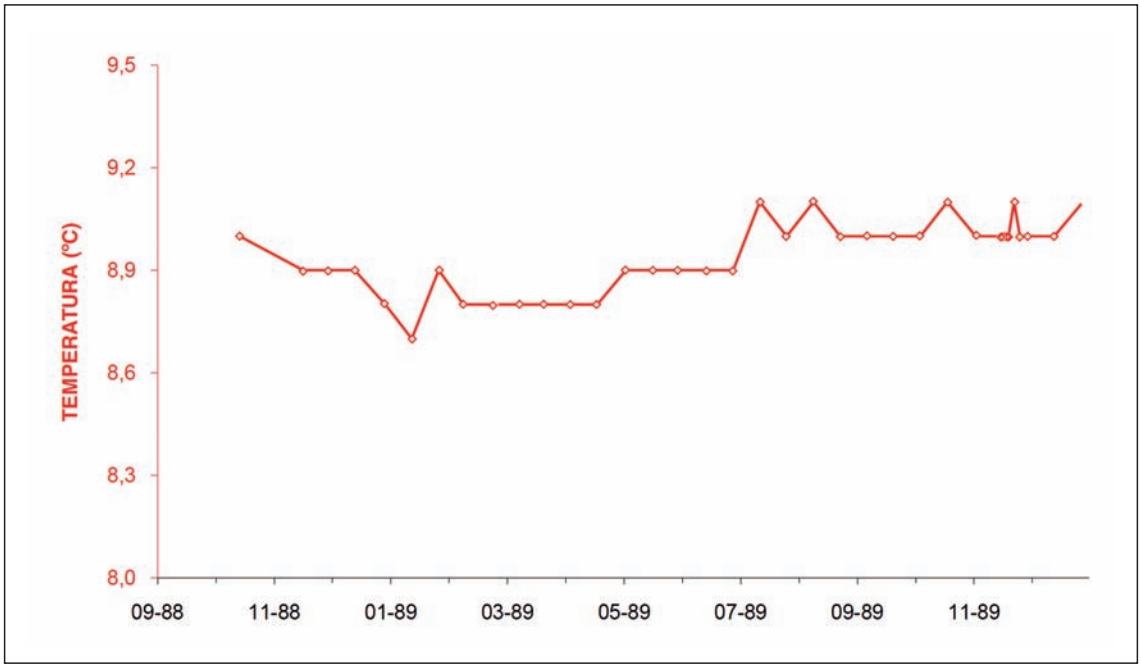


Figura 196: Variació de la temperatura a GR3.

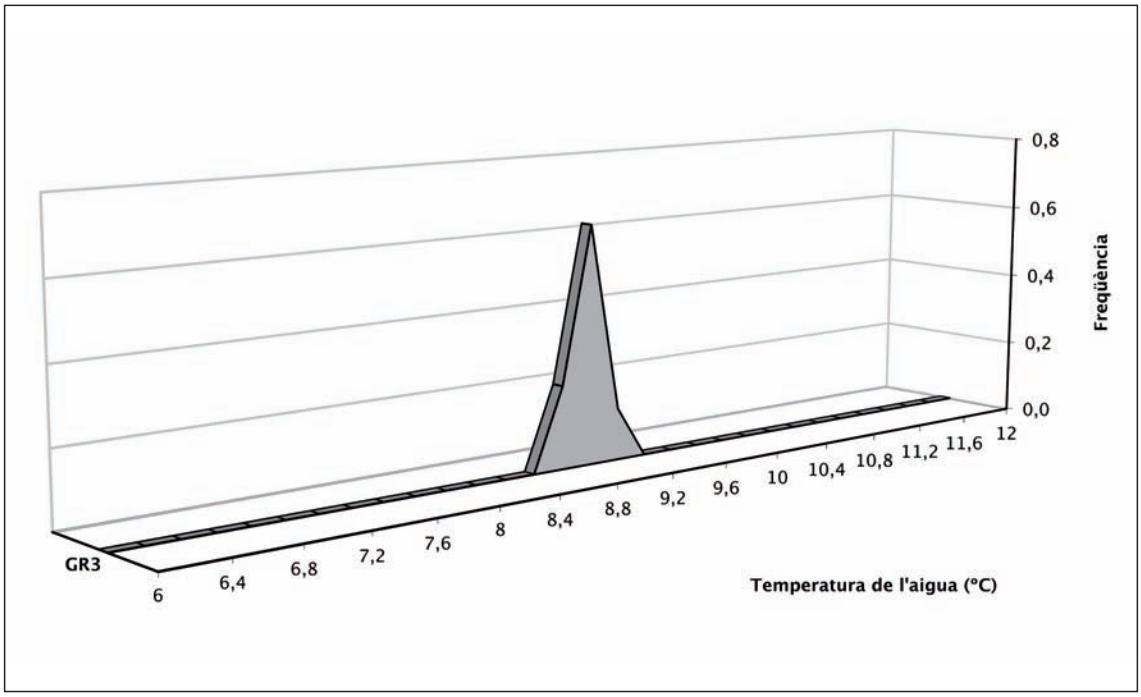


Figura 197: Distribució de la freqüència de la temperatura a GR3

3.3.5.5.3 Hidrogeoquímica

3.3.5.5.3.1 Conductivitat i mineralització. Distribució de freqüència de la mineralització

La conductivitat a GR3 és lleugerament inferior a la de GR2. El valor mitjà és de 238.1 μS/cm, el màxim 253 μS/cm i el mínim 220 μS/cm. La utilització de la conductivitat com a variable regionalitzada, anàlogament a GR2, és problemàtica per la baixa correlació (r^2 = 0.0058) amb els bicarbonats. Així és obligat l'ús de la mineralització, que presenta una correlació alta i positiva amb els bicarbonats (r^2 = 0.8651) (taula 70).

Es tracta d'una distribució de tipus unimodal (figura 198). La moda apareix ben definida amb un valor de 245 mg/l i una freqüència elevada de 0.6.

Mineralització (mg/l)				
mitjana	mínim	màxim	rang	n
245.9	225.9	265.2	39.3	36

Taula 70: Mineralització a GR3 per al període desembre 1988 / desembre 1989.

A GR3 tal i com succeeix a GR2, la distribució unimodal s'ha d'interpretar obligatòriament com l'expressió d'un medi de feble carstificació o, en tot cas, d'una carstificació poc desenvolupada.

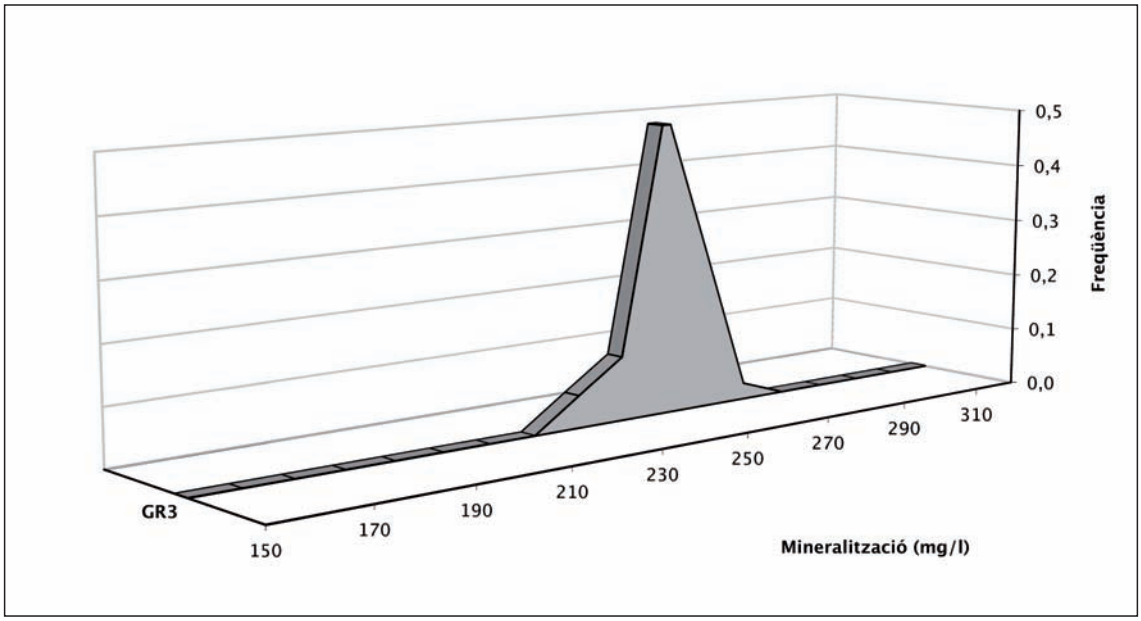


Figura 198: Distribució de freqüències de la mineralització a GR3.

3.3.5.5.3.2 Bicarbonats, calci i magnesi

Els bicarbonats tenen un valor mitjà de 185.7 mg/l, un màxim de 202.4 mg/l i un mínim de 168.4 mg/l; l'amplitud és de 34 mg/l (taula 71).

A l'evolució dels bicarbonats al llarg del cicle, s'observa com els màxims o períodes de concentracions més elevades són relacionables amb els episodis de precipitació (i possiblement d'augment de cabal) (figura 199); a la descripció de la crescuda s'analitzarà aquest comportament en detall.

El calci té un a valor mitjà de 33.4 mg/l, un màxim de 36.1 mg/l i un mínim de 31.7 mg/l. L'amplitud de 4.4 mg/l és poc important.

El magnesi té un valor mitjà de 17 mg/l, un màxim de 19.4 mg/l i un mínim de 15.1 mg/l. L'amplitud de 4.3 mg/l és també poc important.

	GR3			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Bicarbonats (mg/l)	183.7	165.6	202.4	36.8
Calci (mg/l)	33.8	31.7	36.9	5.2
Magnesi (mg/l)	17.5	15.1	21.4	6.3

Taula 71: Bicarbonats, calci i magnesi a GR3 per al període desembre 1988 – desembre 1989 (n=36).

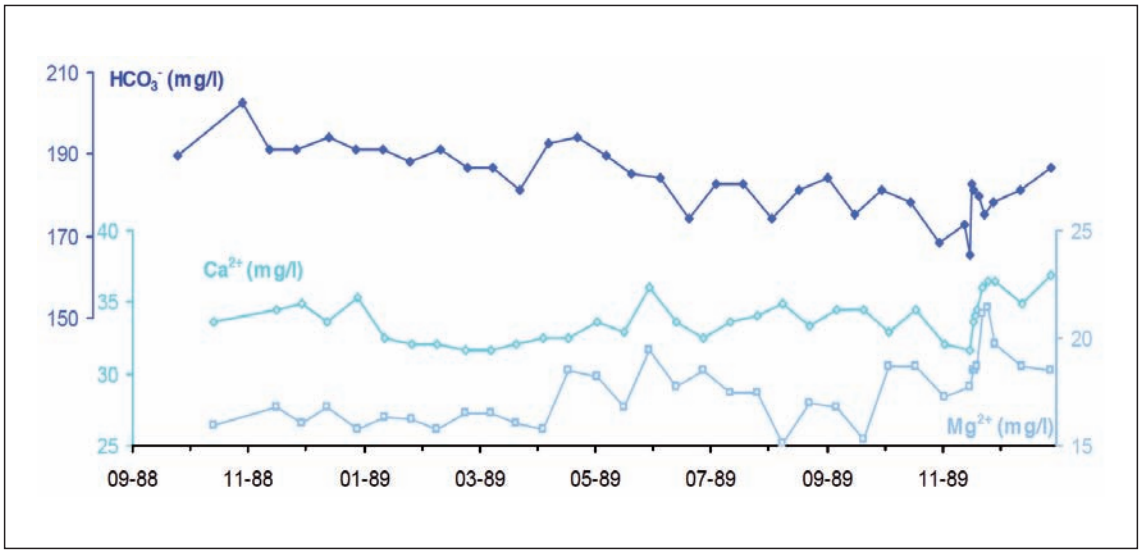


Figura 199: Variació dels bicarbonats, calci i magnesi a GR3.

3.3.5.5.3.3 La pCO_2 eq i l'ΔpH

La pCO_2 presenta una concentració mitjana de 0.13 %, la màxima és 0.21 % i la mínima 0.07 %; l'amplitud de la variació és, per tant, de 0.14 %.

L'ΔpH mitjà és 0.19, el màxim 0.45 i el mínim 0.02; l'amplitud de variació, de 0.43, és significativa (taula 72).

	mitjana	mínim	màxim
pCO_2 (%)	0.130	0.074	0.204
ΔpH_c	0.20	0.02	0.45

Taula 72: pCO_2 i ΔpH_c a GR3 (n=36).

Quant a les variacions de l'ΔpH cal remarcar que aquestes van des de valors marcadament sobresaturats fins a valors situats clarament a l'equilibri. La majoria dels mínims de l'evolució al llarg del cicle (amb valors inferiors a 0.1) estan determinats per aigües d'infiltració que incorporen CO_2 a les parts profundes del massís (a la zona saturada). L'evolució al llarg del cicle il·lustra molt bé que en el període que va de novembre de 1988 a març de 1989, –pràcticament sense precipitacions i les que es produeixen d'escassa importància– s'assoleixen els valors més sobresaturats. De març a desembre de 1989 hi ha pluges quasi contínues amb alguns episodis quantitativament importants. En aquest període se situen els valors menys sobresaturats (baixa i moderada sobresaturació) i els valors anteriorment referits situats a l'equilibri (figura 200).

A més, anàlogament al punt GR2, d'una banda cal insistir que el tipus d'evolució reflecteix una clara correlació negativa amb la pCO_2 i, de l'altra, que el tipus d'infiltració predominant ha de ser lenta: doncs per tot augment de la pCO_2 es produeix una disminució de l'ΔpH, però sempre per valors superiors a zero. No obstant això, aquesta aportació i possiblement el punt GR2, en crescudes més importants que les estudiades, han de caracteritzar-se per un cert grau de infrasaturació a partir de la incidència, encara que poc important, d'aigües d'infiltració ràpida. En aquest sentit, les figures de microdissolució observades als precipitats calcítics (i/o aragonítics) de neoformació de la mateixa galeria de reconeixement són molt il·lustratius (F. Calvet, comunicació personal).

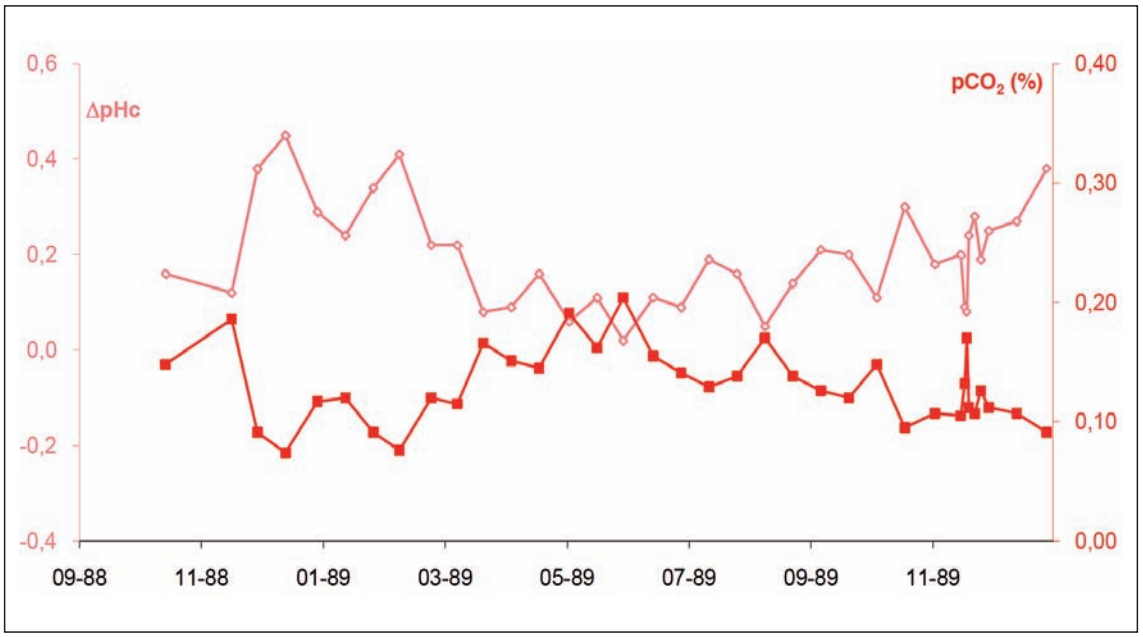


Figura 200: Variació de la pCO_2 i l'ΔpH_c a GR3.

3.3.5.1.3.4 Sulfats, sodi, potassi i clorurs

Els sulfats es presenten en concentracions també significatives, encara que lleugerament inferiors a les de GR2. El valor mitjà és 8.8 mg/l –que és comparable al de la Fou de Bor: 8.39 mg/l–, el màxim és 11.7 mg/l i el mínim 7.1 mg/l; l'amplitud és 4.6 mg/l (taula 73).

A l'evolució al llarg del cicle s'observa bé una clara correspondència entre els cabals alts i les màximes concentracions en sulfats, exactament com succeïa a GR2. A la descripció de la crescuda s'analitzarà detingudament aquest comportament (figura 201).

	GR3			
	mitjana	mínim	màxim	rang
Sulfats (mg/l)	8.6	6.5	11.7	5.2
Clorurs (mg/l)	0.96	0.7	1.5	0.8
Sodi (mg/l)	0.49	0.3	0.9	0.6
Potassi (mg/l)	0.14	0.08	0.30	0.22
Nitrats (mg/l)	0.65	0.0	1.3	1.3

Taula 73: Sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a GR3 (n=36).

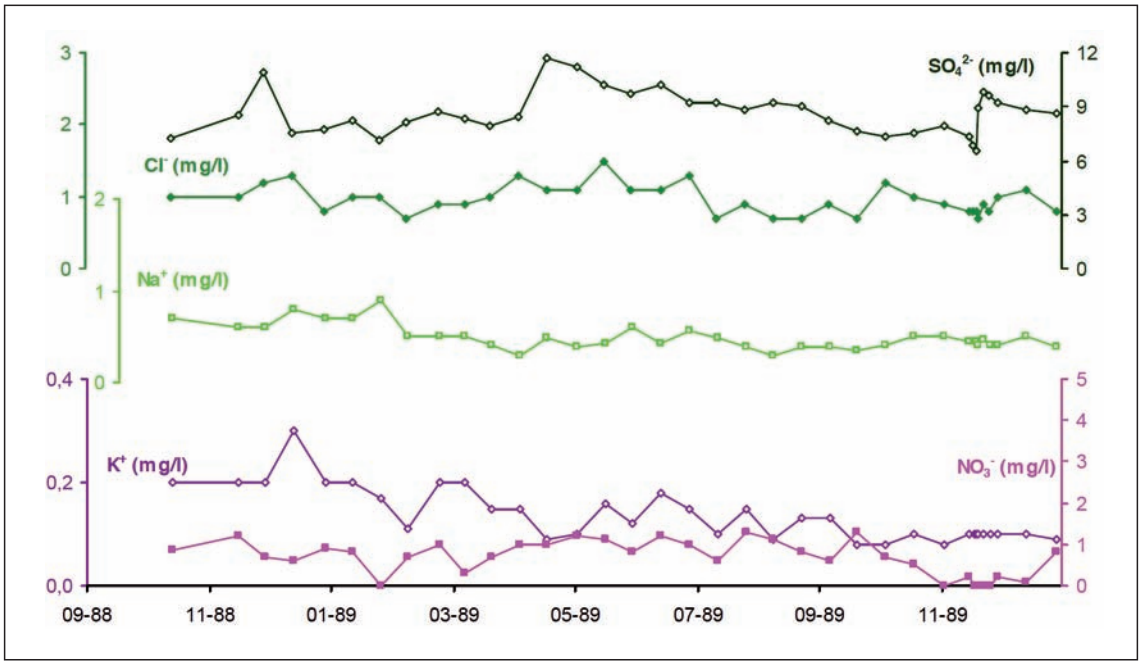


Figura 201: Variació dels sulfats, clorurs, sodi, potassi i nitrats a GR3.

Les concentracions de sodi i potassi són molt baixes. El sodi presenta un valor mitjà de 0.5 mg/l, un màxim de 0.9 mg/l i un mínim de 0.3 mg/l; l'amplitud de la variació és de 0.6 mg/l. La variabilitat que presenta al llarg del cicle és difícilment interpretable.

El potassi presenta un valor mitjà de 0.15 mg/l, un màxim de 0.3 i un mínim de 0.15 mg/l. L'evolució al llarg del cicle és de difícil interpretació.

Les concentracions en clorurs són molt baixes. La interpretació de les variacions no és fàcil, però és possible relacionar alguns augments de la concentració que s'observen amb determinats episodis plujosos.

3.3.5.5.3.5 Anàlisi de components principals GR3

Les unitats estadístiques de GR3 són les 26 mostres preses al llarg cicle hidrològic 1988-1989. Les variables són: temperatura, bicarbonats, calci, magnesi, sodi, potassi, clorurs, sulfats, nitrats, índex de saturació respecte la calcita i pressió parcial de CO_2.

La discussió dels resultats d'aquest ACP se centra en el pla factorial I-II, el qual explica un 54.4% de la variància total (figures 202 i 203).

- Factor I (32.5% de la variància total):

A l'espai de les variables (figura 202), el factor I oposa la pCO_2, els sulfats i els nitrats a l'ΔpHc i al sodi. De manera anàloga al que s'observa en l'ACP de GR2, aquest factor ve determinat per l'intercanvi gas-líquid a l'interior de l'aqüífer, relacionat, també, amb el temps de trànsit de l'aigua.

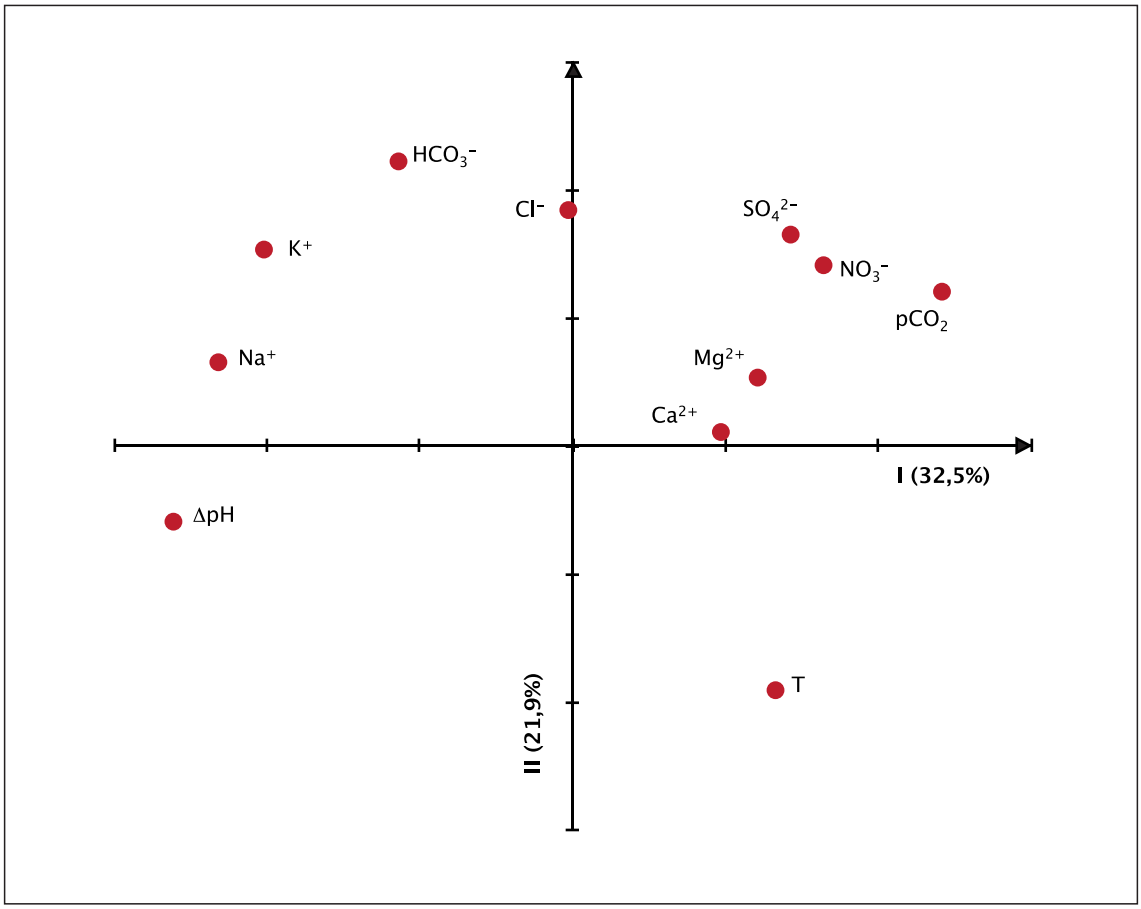


Figura 202: Espai de les variables de l'ACP per a les dades del cicle hidrològic 1988 – 1989 a GR3.

A l'espai de les unitats estadístiques (figura 203), els mostreigs 13 i 15 s'oposen als mostreigs 3 i 6: és l'oposició més clara segons aquest factor. Els dos primers corresponen al pic més marcat de cabal de tot el cicle, és a dir, al moment de màxima activitat hidrològica. Aquestes dues mostres estan a la zona dels màxims valors de pCO_2, sulfats i nitrats, cosa que indica que són aigües de trànsit relativament ràpid, sobretot en relació amb les mostres 3 i 6, que estan situades a l'extrem oposat i tenen característiques pròpies d'aigües de circulació lenta.

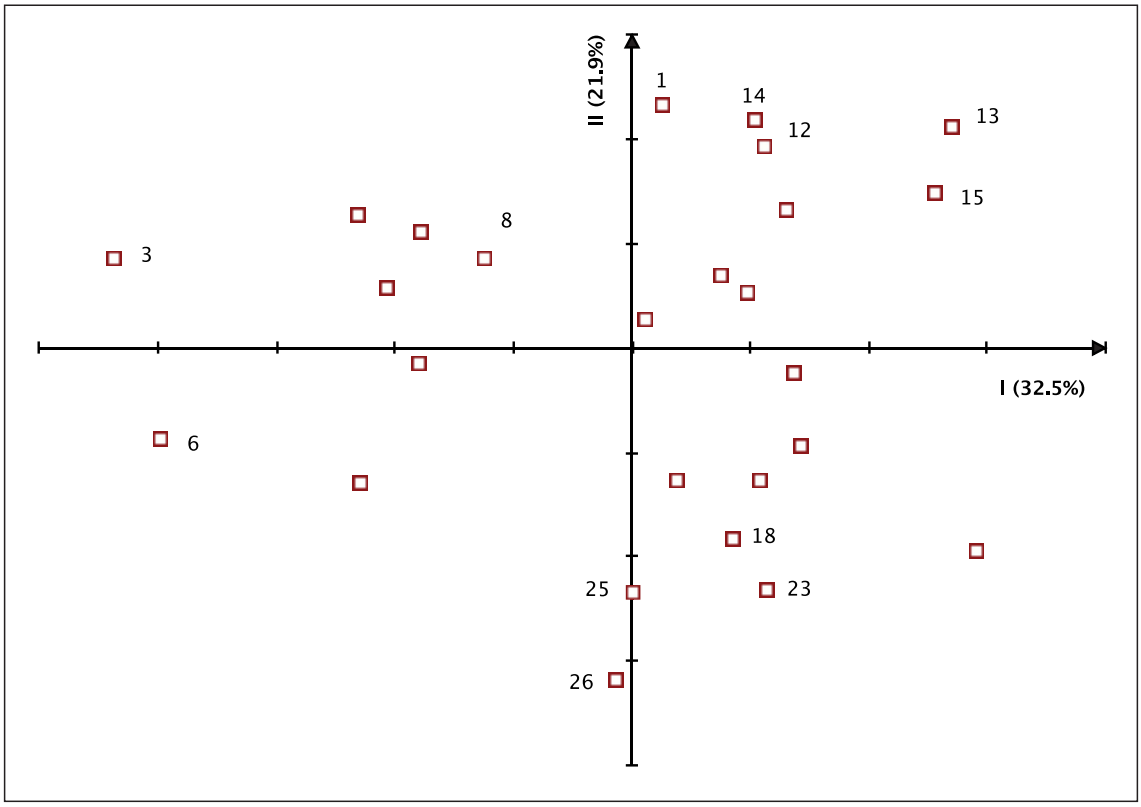


Figura 203: Espai de les unitats estadístiques de l'ACP per a les dades del cicle hidrològic 1988 – 1989 a GR3.

- Factor II (21.9% de la variància total):

A l'espai de les variables (figura 202), aquest factor oposa els bicarbonats a la temperatura; això, tot i que de manera no tan marcada com en l'ACP anterior, és reflex del temps de trànsit de les aigües per l'aqüífer. Cal tenir present que la temperatura al llarg del cicle no ha variat més de 0.4 ºC.

A l'espai de les unitats estadístiques (figura 203), les mostres 1, 14 i 12 queden oposades a 26, 25, 23 i 18. Les tres primeres corresponen a moments d'alta activitat hidrològica i, per tant, indiquen aigües de circulació més o menys ràpida, mentre que les altres quatre són mostres preses en moments d'aigües baixes, és a dir, aigües de trànsit més lent.

Amb relació a l'anàlisi efectuada al punt GR2, veiem que les mostres també queden agrupades en funció de l'activitat hidrològica del moment en què van ser preses, tot i que a GR3 paràmetres clau com el magnesi no queden ben representats en l'anàlisi. Aquest fet, junt amb els estrets marges de variació presentats pels diferents paràmetres, permet afirmar que hi ha poques diferències en els temps que inverteixen les aigües per a travessar la part de l'aqüífer que drena GR3.

3.3.5.6 GR2 i GR3: anàlisi comparativa

3.3.5.6.1 Temperatura

Les evolucions de la temperatura tant a GR2 com a GR3 es produeixen en marges molt estrets. Les amplituds tèrmiques observades, 0.3 ºC a GR2 i 0.4 ºC a GR3, indiquen la feble i, en tot cas, incipient carstificació de les respectives estructures que els alimenten. La temperatura a GR2 es manté en tot moment superior a la de GR3 (figura 204).

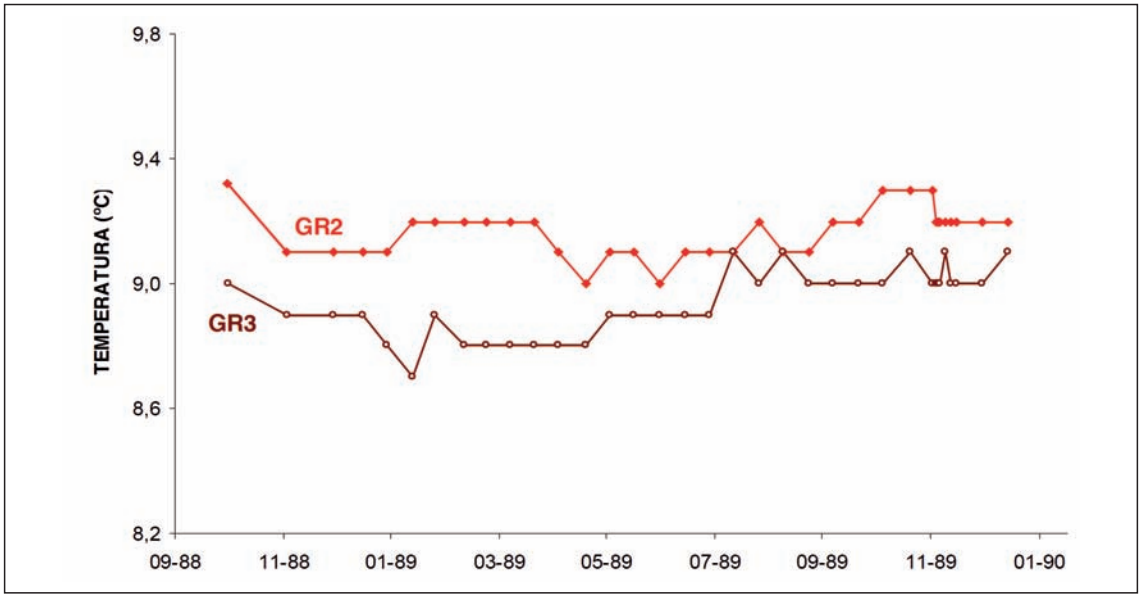


Figura 204: Variació de la temperatura a GR2 i GR3.

Les distribucions de freqüències de la temperatura de la galeria de reconeixement 2 (GR2) i de la galeria de reconeixement 3 (GR3) com ja s'ha pogut comentar anteriorment són unimodals i des del punt de vista tèrmic es tractaria d'aigües perfectament comparables quan al comportament i característiques (figura 205). Ja s'ha comentat que l'amplitud de variació és una dècima de grau més en el cas de GR3, fet que tampoc tindria una significació particular. En tos dos casos es tractaria d'informació de la temperatura pròpia d'estructures escassament carstificades (Andrieux, 1972, 1976, 1978).

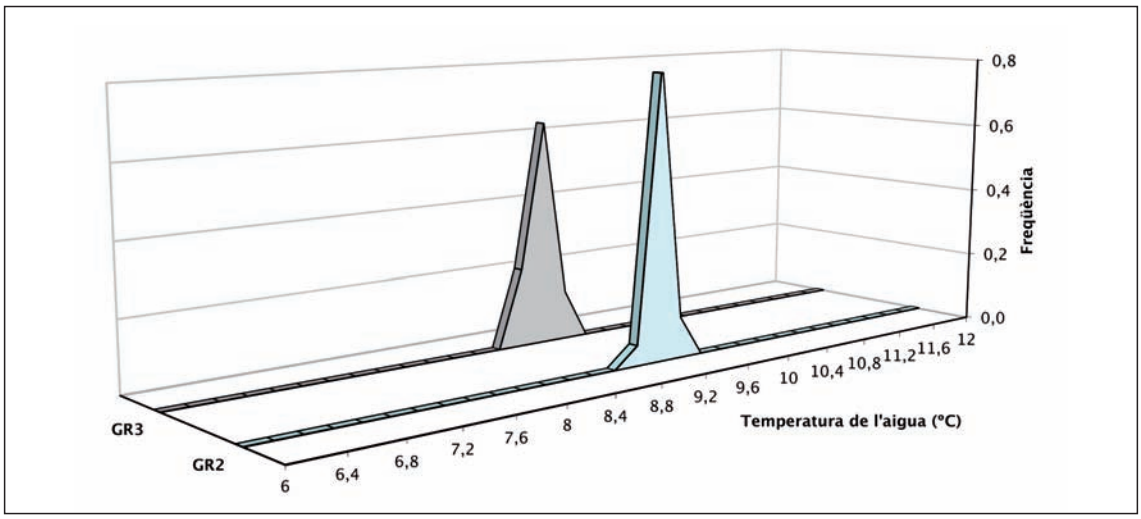


Figura 205: Distribució de freqüències de la temperatura a GR2 i GR3

3.3.5.6.2 Conductivitat-mineralització

De les evolucions de la conductivitat-mineralització al llarg del cicle, en destaquen les següents característiques (figura 206):

- L'elevat paral·lelisme entre les dues corbes de conductivitat, fet que podria indicar un tipus d'estructura i funcionament semblant per a cada un dels dos punts mostrejats.

- L'elevat paral·lelisme entre les dues corbes de conductivitat i la corba de cabal, fet que permet fer algunes consideracions amb relació a l'estructura i funcionament d'aquests brolladors: que en aigües altes es donin els valors màxims de conductivitat podria indicar l'existència d'una zona saturada de certa importància (aigües amb temps de permanència llarg), l'aigua de la qual només surt a l'exterior (a l'interior de la galeria de reconeixement) quan l'empeny una ona d'una certa magnitud; de la mateixa manera, el fet que en estiatge els valors de conductivitat siguin més baixos, però no gaire inferiors als obtinguts en aigües altes, es podria interpretar pensant en una estructura que obligui a l'aigua a un trànsit força lent però sense magatzems molt importants.

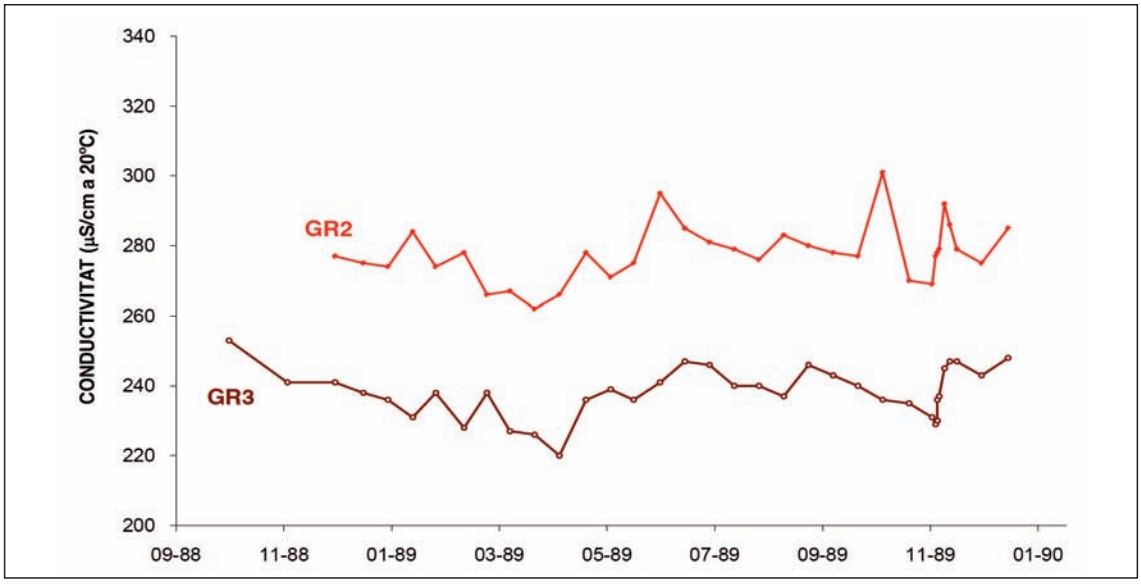


Figura 206: Variació de la conductivitat a GR2 i GR3.

A la taula 74 s'indiquen els valors mitjans de conductivitat a GR2 i GR3 obtinguts a partir de les mesures fetes al llarg del cicle 1988-1989.

	Conductivitat (µs/cm a 20ºC)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	278.5	262	301	39	35
GR3	238.1	220	253	33	36

Taula 74: Conductivitat a GR2 i GR3.

L'aigua de GR2 dóna una conductivitat significativament més alta que la de GR3. Els intervals de variació obtinguts a cada punt no s'arriben a superposar en cap moment.

En síntesi, l'estreta amplitud de l'interval de variació dels valors de conductivitat mesurats a GR2 i a GR3 al llarg del cicle hidrològic 1988-1989 i les distribucions de freqüència de tipus unimodal (figura 207), són reflex d'unes estructures poc carstificades en les quals domina la infiltració lenta i es dóna una barreja bastant efectiva de les aigües. D'altra banda, el paral·lelisme entre les corbes de conductivitat i la corba de cabal (mesurat a l'estació d'aforament) indica la possible existència d'un cert magatzem d'aigua, tot i que de característiques geoquímiques molt semblants a les de l'aigua que s'infiltra, a causa, bàsicament, del llarg temps que sembla que aquesta circula per l'interior de l'aqüífer.

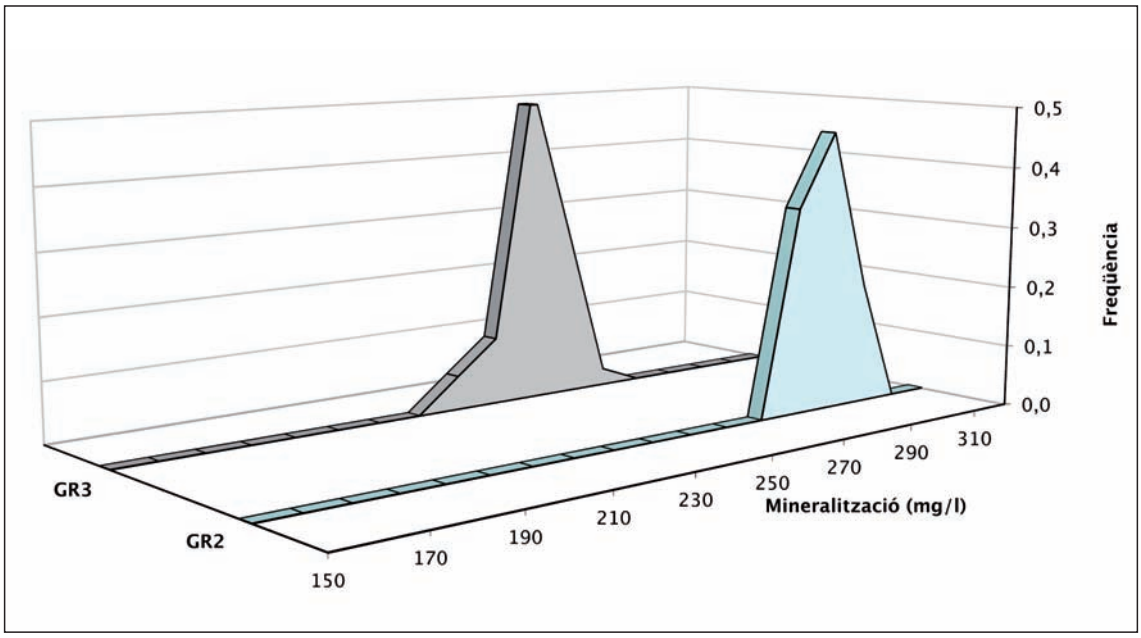


Figura 207: Distribució de freqüències de la mineralització a GR2 i GR3.

3.3.5.6.3 Bicarbonats

La concentració mitjana de HCO_3^- al llarg del cicle hidrològic és més elevada a GR2 que a GR3 (taula 75), tal com era d'esperar un cop examinats els valors de conductivitat. Tant un punt com l'altre tenen un marge de variació molt estret. Els intervals en què es mouen els continguts en HCO_3^- a cada punt de mostreig no es superposen en cap moment.

	Bicarbonats (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	207.6	184.0	223.6	39.6	35
GR3	183.7	165.6	202.4	36.8	36

Taula 75: Bicarbonats a GR2 i GR3.

L'evolució del contingut en HCO_3^- a GR2 i a GR3 al llarg del cicle hidrològic (figura 208) permet fer algunes consideracions:

- A GR2, en el moment de mínim cabal (5/4/1989), s'obté un màxim en la concentració de HCO_3^- que podria indicar que, en aigües baixes (amb una taxa d'infiltració mínima), l'aigua d'aquest punt prové del buidament d'una zona saturada, amb aigües amb un temps de residència més llarg i, per tant, més carregades en HCO_3^- (com a producte de la dissolució de la roca carbonàtica). En aquest mateix cas, quan el cabal torna a augmentar es produeix una disminució dels nivells de HCO_3^-, provocada, probablement, per l'aportació d'aigües d'infiltració més ràpida al punt de surgència, aigües amb un temps de trànsit més curt que les de la zona saturada i, per tant, menys carregades en HCO_3^-. L'hidrograma posa de manifest, però, que fins a mitjan juny el cabal segueix augmentant, moment en què es dóna un màxim en el nivell de HCO_3^- a GR2: en aquest moment la zona saturada pot estar força recarregada gràcies a la infiltració dels darrers dos mesos; arriba un moment que l'ona d'aquesta aigua d'infiltració genera un impuls prou fort com per a provocar la sortida d'aigua de la zona saturada (efecte de descàrrega), la qual sabem que té un contingut més alt en HCO_3^- que la d'infiltració.

- A GR3 no s'observa un paral·lelisme gaire estret entre la corba d'evolució dels HCO_3^- i la dels cabals. Això sembla indicar que l'aportació de HCO_3^- és relativament independent del cabal. Considerant, doncs, la poca variabilitat presentada per aquest anió i sabent que té el seu origen en les roques carbonàtiques a través de les quals circula l'aigua, la carstificació del bloc que drena aquest conducte deu ser mínima.

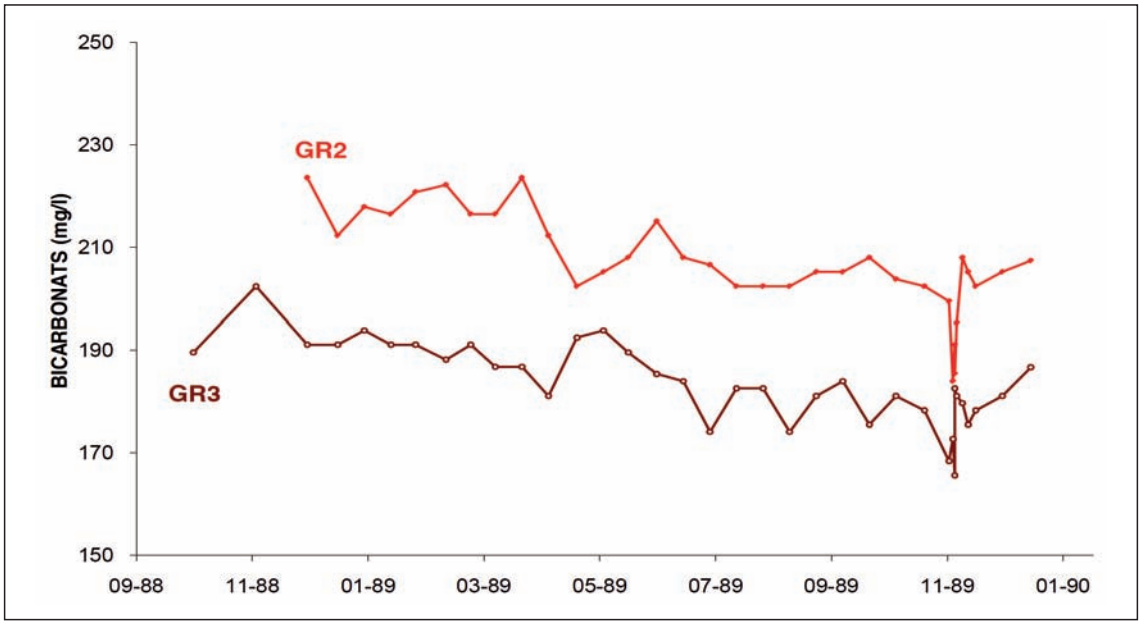


Figura 208: Variació dels bicarbonats a GR2 i GR3.

En síntesi, la poca variació de la concentració de bicarbonats a l'aigua al llarg del cicle hidrològic indica l'existència d'unes estructures poc carstificades, en les quals domina la infiltració de tipus lent. La relació entre les corbes d'evolució dels bicarbonats i la dels cabals és diferent a GR2 que a GR3; aquestes diferències semblen indicar que

l'aigua que arriba a GR2 pot ser que circuli per conductes amb una certa zona saturada, mentre que la que arriba a GR3 podria indicar que no té relació amb estructures significatives de la zona saturada o, si ho fa, el trànsit global és prou lent com perquè no s'apreciïn diferències entre l'aigua estrictament d'infiltració i la de la estructura d'emmagatzematge (zona saturada).

3.3.5.6.4 Calci

El contingut mitjà en Ca^{2+} al llarg del cicle hidrològic és més alt a GR2 que a GR3 (taula 76). En ambdós casos el marge de variació és molt estret (± 3 mg/l). Igual com passa amb els HCO_3^-, els intervals de concentracions en què es mouen un i altre punt de mostreig en cap cas s'arriben a superposar, la qual cosa ve a reforçar la idea que a aquests dos conductes hi arriben aigües diferents.

Als gràfics d'evolució del contingut en Ca^{2+} al llarg del cicle hidrològic (figura 209) es posa de manifest l'estret marge de variació que presenta aquest ió i la manca de paral·lelisme amb la corba de cabals. A més, comparant aquests gràfics amb els corresponents als HCO_3^- (figura 208), es veu com un i altre ió tampoc segueixen una evolució equivalent, la qual cosa pot semblar estranya tenint en compte que, en principi, s'originen de la mateixa manera.

	Calci (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	40.4	36.9	46.1	9.2	35
GR3	33.8	31.7	36.9	5.2	36

Taula 76: Concentració de calci a GR2 i GR3.

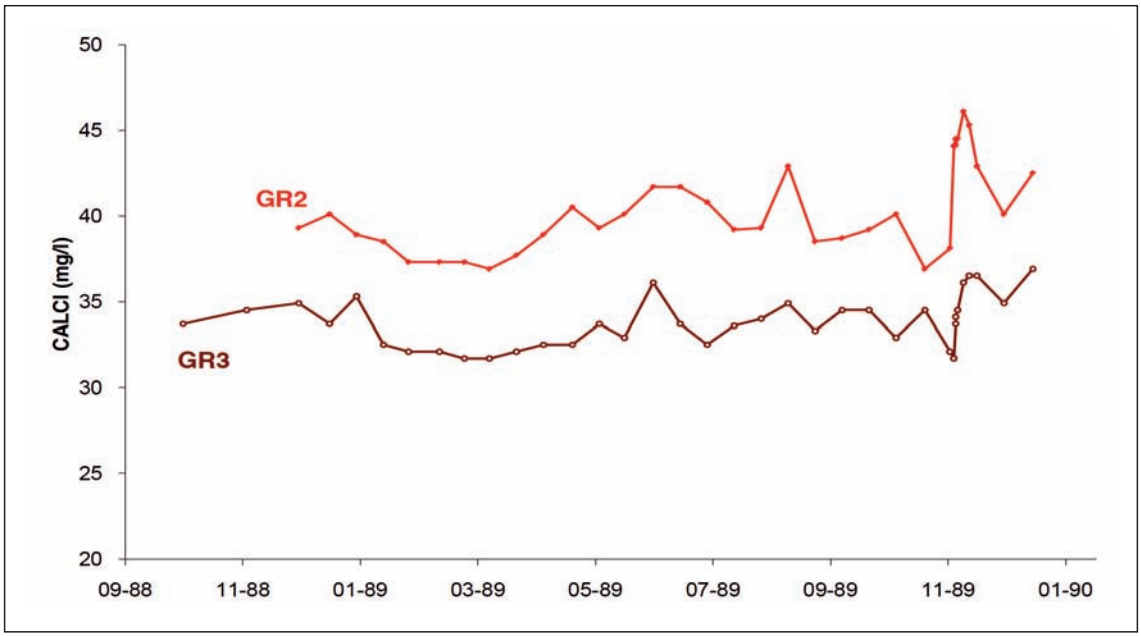


Figura 209: Variació del calci a GR2 i GR3.

3.3.5.6.5 Magnesi

La concentració mitjana de magnesi al llarg del cicle hidrològic és significativament més alta a GR2 que a GR3, amb un marge de variació per a tot el cicle semblant i molt baix en els dos punts mostrejats (± 2 mg/l) (taula 77).

L'evolució d'aquest paràmetre al llarg del cicle (figura 210) és difícil d'interpretar a causa, bàsicament, del poc paral·lelisme amb la corba de cabal. De totes maneres, se sap que la dissolució de la dolomita és molt més lenta que la de la calcita, és a dir, que les aigües més carregades en Mg han de ser aigües de trànsit lent per l'aqüífer. L'elevada concentració de Mg en aquestes aigües, junt amb la poca variació en el seu contingut i el poc paral·lelisme amb la corba de cabal, són indicadors d'un aqüífer poc carstificat pel qual, de manera generalitzada, les aigües transitarien lentament (Bakalowicz i Jusserand, 1986).

	Magnesi (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	19.5	17.3	22.6	5.3	35
GR3	17.5	15.1	21.4	6.3	36

Taula 77: Concentració de magnesi a GR2 i GR3.

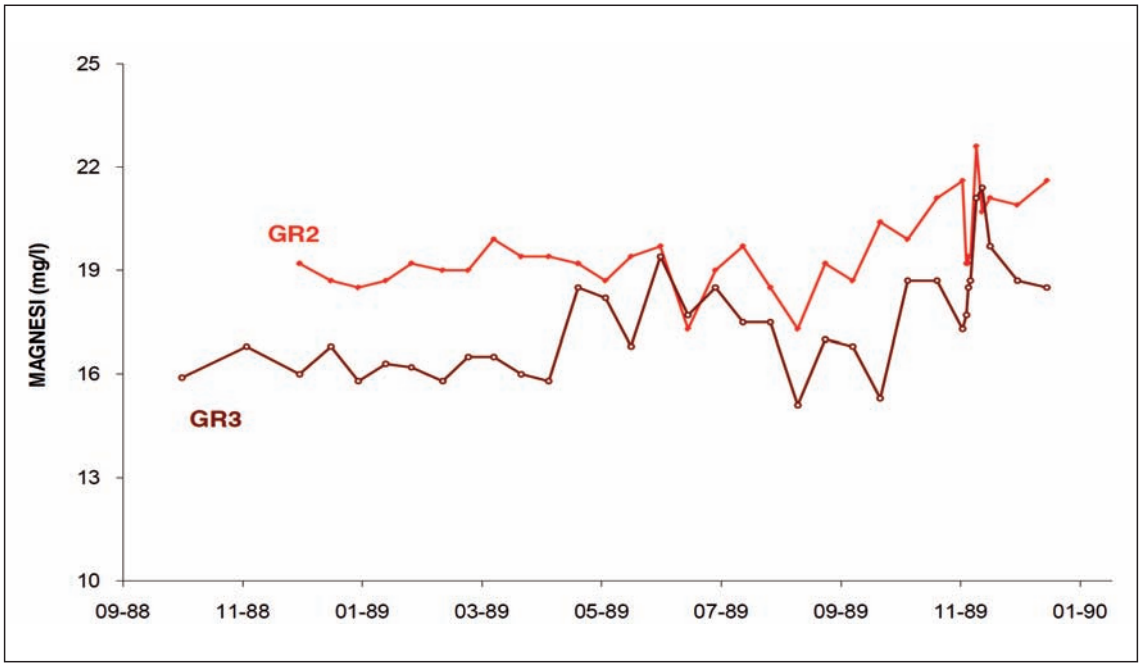


Figura 210: Variació del magnesi a GR2 i GR3.

3.3.5.6.6 Índex de saturació respecte la calcita (ΔpHc) i la pCO_2 eq

Els valors mitjans d'ΔpHc al llarg del cicle hidrològic mostren que, en conjunt, les aigües que arriben a GR2 i a GR3 estan sobresaturades (taula 78).

Les pCO_2 mitjanes són clarament superiors a l'atmosfèrica i a la de dins del túnel, cosa que indica que aquestes aigües, al llarg de la seva infiltració, es van carregant de CO_2 (taula 79).

	ΔpH_c			
	mitjana	mínim	màxim	n
GR2	0.28	0.08	0.50	35
GR3	0.20	0.02	0.45	36

Taula 78: ΔpH_c a GR2 i GR3.

	pCO_2 (%)			
	mitjana	mínim	màxim	n
GR2	0.160	0.093	0.50	35
GR3	0.130	0.074	0.204	36

Taula 79: pCO_2 a GR2 i GR3.

Dels gràfics d'evolució temporal d'aquests dos paràmetres (figura 211) destaca el següent:

a) l'estret paral·lelisme entre les corbes dels dos punts de mostreig, que sembla indicar que ambdós aportacions presenten un funcionament anàleg.

b) la poca variació que presenten els valors de pCO_2 al llarg del cicle, que reafirma la idea que es tracta d'aigües de trànsit lent amb temps suficient per a carregar-se de CO_2 al llarg de la infiltració (Bakalowicz, 1979, 1980), la qual cosa emmascara les variacions estacionals quant a la seva producció a nivell dels sòls. És cert que, tot i l'estret marge de variació amb què es presenta la pCO_2 en aquestes aigües, a GR2 i de desembre a febrer els valors es mantenen per sota del 0.15%, de març a maig estan per sobre del 0.20%, de juny a setembre es mantenen entre 0.15% i 0.20% i a l'octubre tornen a baixar del 0.15% Aquestes variacions mostren, encara que de forma molt atenuada, la influència de l'activitat biològica en la infiltració del CO_2; de manera anàloga, i a causa de l'alta correlació negativa entre ΔpHc i pCO_2, les aigües més sobresaturades apareixen entre desembre i febrer, coincidint amb les mínimes pCO_2.

c) l'absència, almenys aparent, de paral·lelisme entre les corbes de ΔpHc i pCO_2 i les de cabal, fet que novament sembla evidenciar el trànsit predominantment lent d'aquestes aigües per una zona poc carstificada.

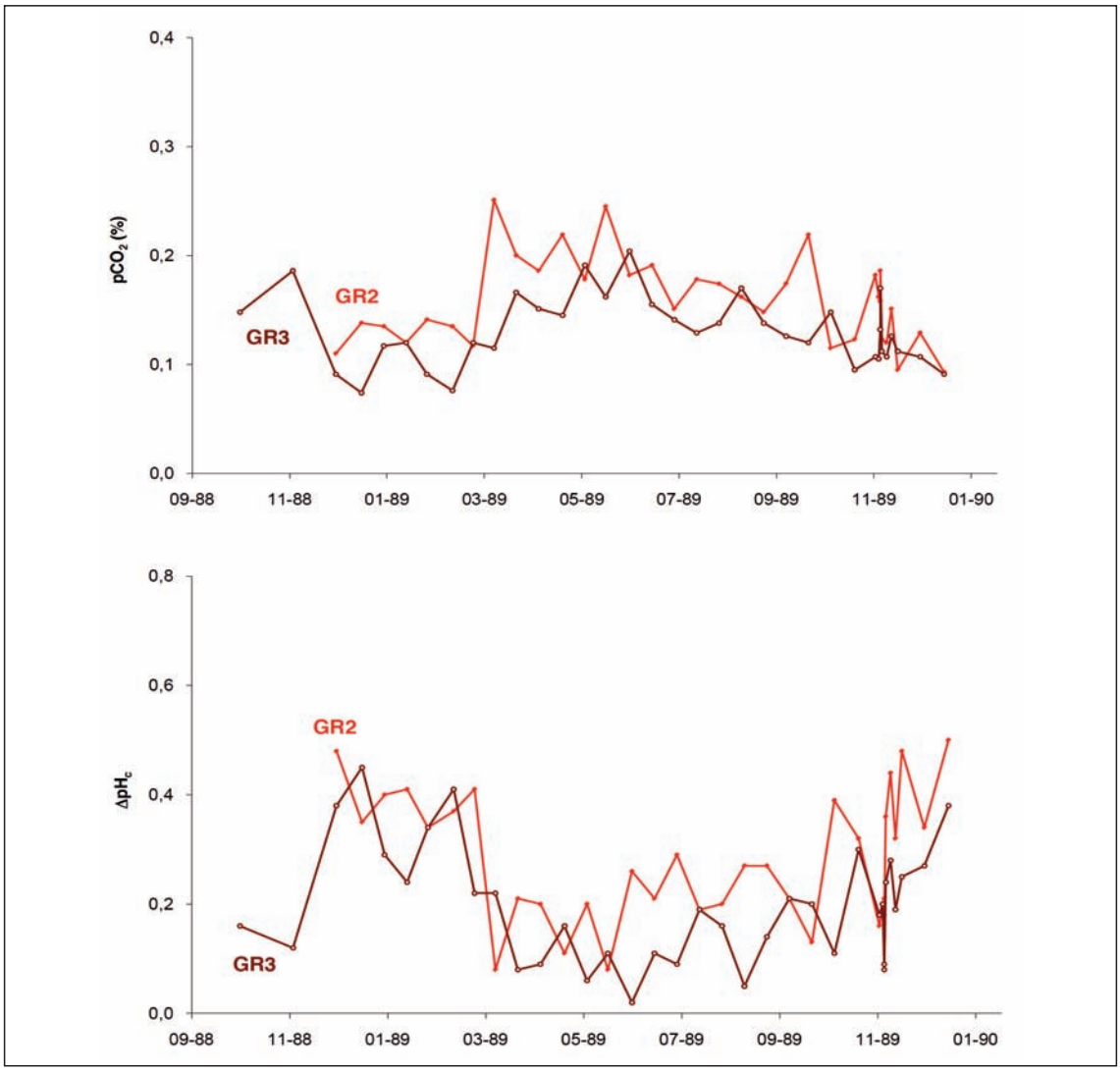


Figura 211: Variació de la pCO_2 i l'ΔpH_c a GR2 i GR3.

3.3.5.6.7 Índex de saturació respecte la dolomita (Isd)

L'Isd mitjà al llarg del cicle hidrològic 1988-1989 és superior a GR2 que a GR3 (taula 80). Tant en un punt com en l'altre les aigües tendeixen a sortir sobresaturades respecte la dolomita, fet que ve a corroborar que en l'aqüífer dominen les aigües de trànsit lent.

	Isd			
	mitjana	mínim	màxim	n
GR2	0.31	-0.06	0.73	24
GR3	0.17	0.17	0.68	26

Taula 80: Índex de saturació respecte a la dolomita (Isd) a GR2 i GR3.

3.3.5.6.8 Sulfats

El contingut mitjà en SO_4^{2-} al llarg del cicle hidrològic és netament superior a GR2 que a GR3 (taula 81). Tant en un cas com en l'altre són valors força elevats, no explicats per la litologia, i que coincideixen bastant bé amb els observats en aigües de pluja. El marge de variació a GR2 és molt més ample que el de GR3, punt en el qual es mantenen uns nivells bastant constants al llarg de tot el cicle.

	Sulfats (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	13.1	9.0	21.6	12.6	35
GR3	8.6	6.5	11.7	5.2	36

Taula 81: Concentració de sulfats a GR2 i GR3.

La sèrie temporal a GR2 permet destacar els següents aspectes: (figura 212)

- Entre els mesos de desembre i març la concentració de SO_4^{2-} a l'aigua es manté molt constant i a nivells baixos (en relació amb el contingut mitjà al llarg del cicle), coincidint amb una davallada constant del cabal.

- A partir de mitjan abril s'aprecia un fort paral·lelisme entre la corba de SO_4 i la de cabal, de manera que la concentració de SO_4^{2-} és funció directa del cabal. El primer pic de cabal d'aquest període (4 de maig) s'origina després d'una temporada molt seca en la qual l'aqüífer estava donant cabals mínims. Aquest primer màxim de cabal origina el pic més marcat de SO_4^{2-}, assolint la màxima concentració del cicle. Sembla probable que dos factors determinin aquest pic: d'una banda l'aportació directa a través de l'aigua de pluja i, de l'altra, l'efecte de l'evapotranspiració a nivell del sòl, la qual hauria provocat una certa reconcentració d'aquest ió, fàcilment solubilitzat per les aigües d'infiltració. A partir d'aquí, el cabal té tendència a disminuir i això coincideix amb una baixada dels nivells de SO_4^{2-}, a causa, bàsicament, de la falta d'aportació d'aigües d'infiltració carregades amb aquest ió. Cada un dels posteriors pics de cabal genera un nou pic de SO_4^{2-}, que ha d'estar relacionat amb l'aportació de l'aigua de pluja i la lixiviació del sòl.

El punt GR3 manté una sèrie cronològica molt constant, únicament trencada per un apreciable augment de la concentració de SO_4 en l'inici del primer pic de cabal.

Sembla, per tant, que GR2 és més sensible als factors externs, i això pot indicar un grau de carstificació més elevat que l'apreciat a GR3 .

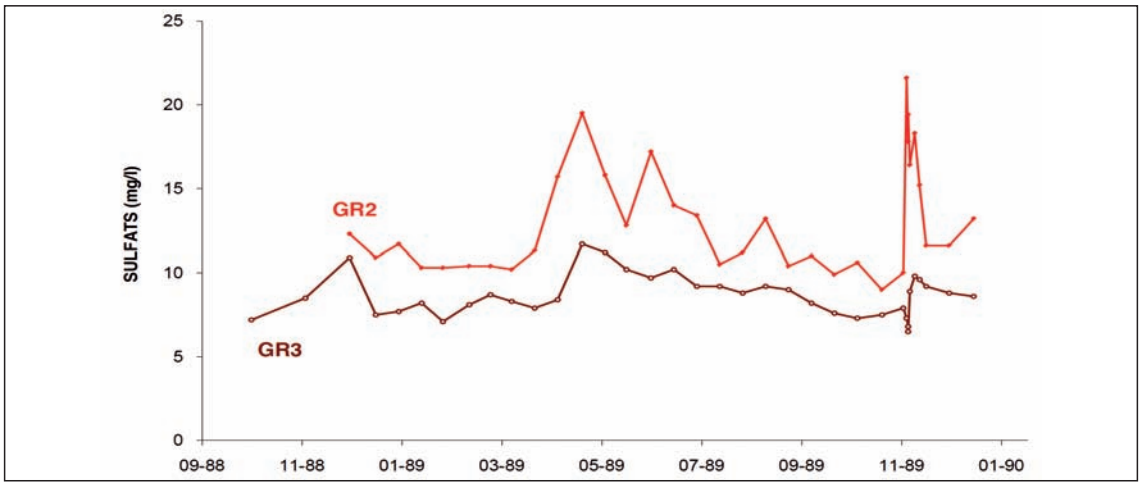


Figura 212: Variació dels sulfats a GR2 i GR3.

3.3.5.6.9 Clorurs

El contingut mitjà en clorurs al llarg del cicle hidrològic a GR2 i GR3 és d'1.2 mg/l i 1.0 mg/l respectivament (taula 82). Són valors baixos, que posen de manifest que l'aigua de pluja i, en menor proporció, l'evapotranspiració que es dóna en els sòls són responsables de l'aportació d'aquest ió. Les sèries cronològiques de tot el cicle (figura 213) són molt semblants en els dos casos, però apareixen molt deslligades de la corba de cabal, indicant, probablement, l'absència d'aigües d'infiltració ràpida en aquests aqüífers.

	Clorurs (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	1.2	0.7	1.7	1.0	35
GR3	1.0	0.7	1.5	0.8	36

Taula 82: Concentració de clorurs a GR2 i GR3.

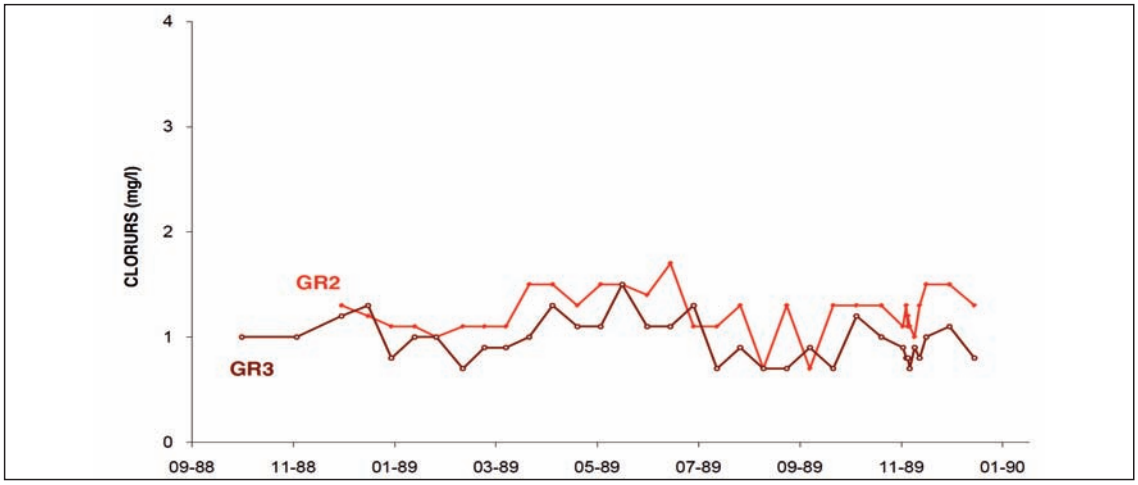


Figura 213: Variació dels clorurs a GR2 i GR3.

3.3.5.7.10 Sodi i Potassi

El contingut mitjà en sodi és una mica més elevat a GR2 que a GR3, mantenint-se, però, en uns nivells molt baixos. Les concentracions mitjanes de potassi són molt baixes i coincideixen en un punt i en l'altre. Aquests ions es poden considerar elements traça de l'aqüífer (taules 83 i 84).

L'evolució d'aquests ions al llarg del cicle hidrològic (figura 214) indica un paral·lelisme molt estret entre els dos punts de mostreig, alhora que la poca variabilitat que presenten i l'escassa coincidència amb la corba de cabal fan pensar en una pràctica absència d'aigües de trànsit ràpid en les estructures que alimenten GR2 i GR3.

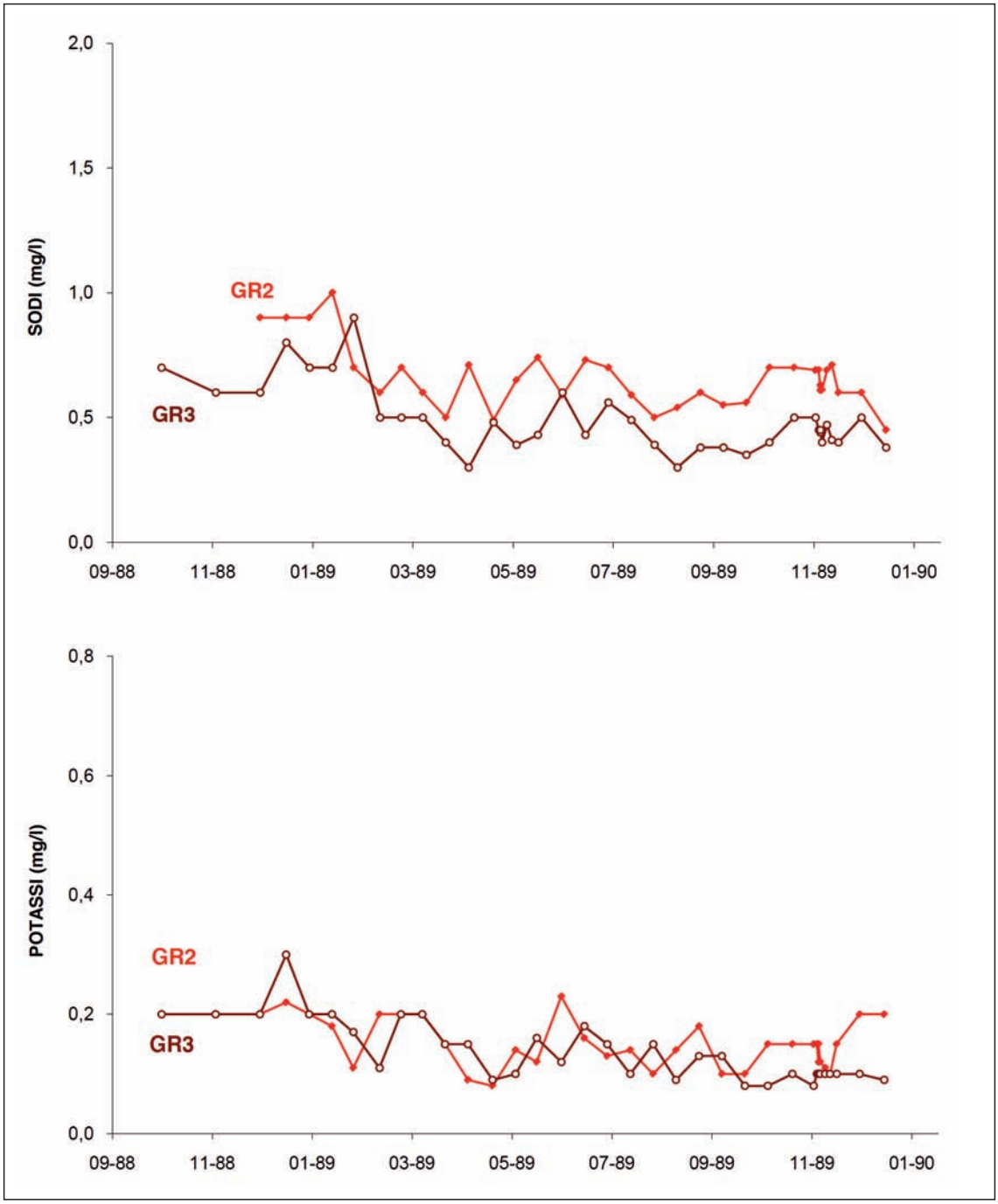


Figura 214: Variació del potassi a GR2 i GR3.

	Sodi (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	0.66	0.45	1.0	0.55	35
GR3	0.49	0.30	0.9	0.6	36

Taula 83: Concentració de sodi a GR2 i GR3.

	Potassi (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	0.15	0.08	0.23	0.15	35
GR3	0.14	0.08	0.30	0.22	36

Taula 84: Concentració de potassi a GR2 i GR3.

3.3.5.6.11 Nitrats

Ambdós punts de mostreig tenen un mateix contingut mitjà en nitrats al llarg del cicle hidrològic estudiat (taula 85). Es tracta de concentracions molt baixes.

El gràfic corresponent a la seva evolució temporal (figura 215) mostra unes oscil·lacions força marcades, que segueixen un estret paral·lelisme en els dos punts mostrejats. Aquesta característica fa pensar que l'origen d'aquest ió a GR2 és equivalent al de GR3 i que les estructures que els alimenten segueixen un esquema de funcionament semblant. En aquestes sèries cronològiques també destaca la impossibilitat d'assimilar les oscil·lacions en el contingut de nitrats a canvis en els cabals.

	Nitrats (mg/l)				
	mitjana	mínim	màxim	rang	n
GR2	0.83	0.0	2.0	2.0	35
GR3	0.65	0.0	1.3	1.3	36

Taula 85: Concentració de nitrats a GR2 i GR3.

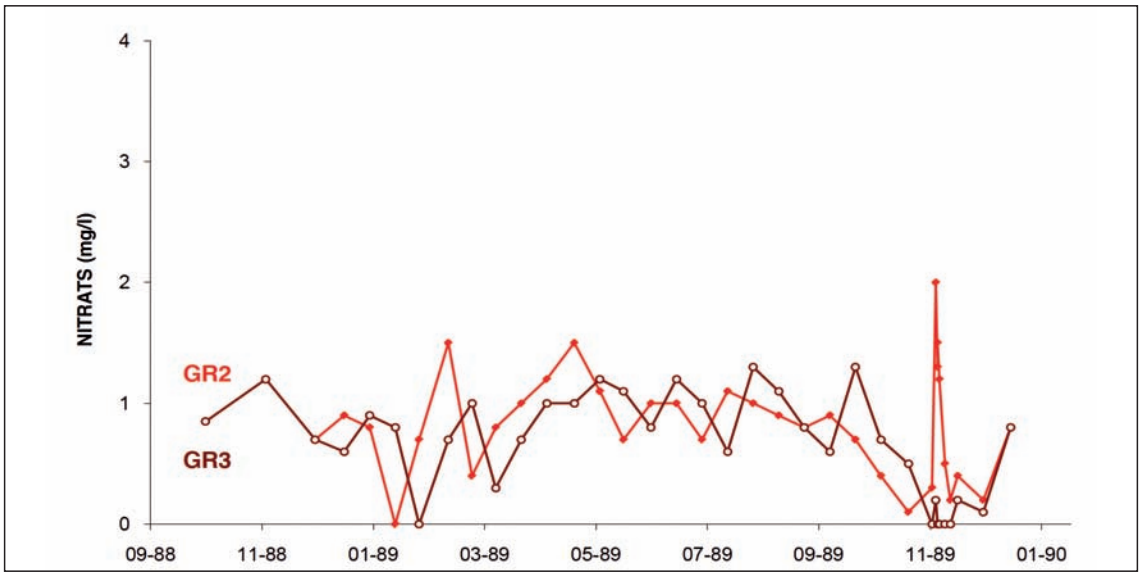


Figura 215: Variació dels nitrats a GR2 i GR3.

3.3.5.7 Conclusions

3.3.5.7.1 Esquema conceptual

L'anàlisi de l'hidrograma del conjunt d'aportacions permet calcular un volum dinàmic al voltant d'1.2 hm^3, que indica que la zona inundada o saturada té una importància significativa, mentre que el volum de trànsit és solament d'1.49 hm^3. El correlograma i l'anàlisi espectral donen un efecte de memòria i un temps de regulació al voltant de 50 dies, que confirmen l'existència de reserves i, per tant, la importància de la zona saturada. Si s'aplica la classificació de Mangin (1975 a, 1994 a) a l'hidrograma que originen el conjunt de brolladors (aportació total dels conductes càrstics), el resultat és un medi hidrogeològic de naturalesa no càrstica. És a dir, d'acord amb les observacions de terreny, es constata l'existència d'una estructura en la qual la carstificació a penes tindria desenvolupament.

La part de la zona saturada analitzada es pot definir com un medi discontinu en què la circulació sembla que es concreta únicament en conductes i estructures de feble o escassa carstificació, els quals estan separats per blocs calcaris aparentment sense circulació hídrica.

Es interessant recordar que la ressurgència de la Fou de Bor és a 1160 m, i que les boques S i N del túnel estan a 1175.6 m i a 1236 m respectivament. En aquest mateix sentit, les diferències en la temperatura dels diferents brolladors, amb un valor màxim d'1 °C entre GR1 i TC-2270 m, expressen o indiquen un cert caràcter discontinu de la zona saturada i que les estructures que els alimenten tenen característiques relativament distintes. Això no obstant, aquestes diferencies no són importants, és a dir, en cap cas es pot parlar d'un medi amb estructures de naturalesa molt diferent: hi ha una relativa i molt poc marcada heterogeneïtat. La situació dels diferents brolladors suposa que s'impliquen estructures hidrogeològiques diferents, tant pel que fa a la zona saturada com a la zona no saturada, que implicarien també parts diferents de la conca d'alimentació.

En definitiva, les diferents aportacions (petits conductes càrstics del túnel) mostren característiques diferents que expressen una certa heterogeneïtat, però en un context de baixa carstificació i d'estructura més aviat homogènia que defineix la part de la zona saturada estudiada.

Com a síntesi de les evolucions temporals a GR2 i a GR3 es poden destacar els següents aspectes:

- A GR2 el tipus d'evolució i resposta de la conductivitat i els bicarbonats semblen indicar la presència d'un cert magatzem d'aigua. La resta de paràmetres mostren que a l'aqüífer domina la circulació de tipus lent, estretament lligada a un grau de carstificació poc important.

- A GR3 tots els paràmetres demostren que la circulació lenta és dominant, cosa que indica, probablement, que l'estructura que l'alimenta està molt poc carstificada.

La situació, a l'interior del massís del Moixeró, dels punts de mostreig GR2 i GR3, així com de la resta de brolladors, indica que la circulació que els caracteritza és una circulació hídrica profunda i així ha estat definida. Així mateix, partint de la situació en què es troben GR2 i GR3 es pot considerar que les estructures feblement carstificades que els alimenten s'ubiquen en una part clarament aigua amunt del sistema o unitat hidrogeològica a la qual pertanyen, doncs la surgència més important –la Fou de Bor– es troba a uns 8 km, és a dir, a un distància considerable. De fet, com ja s'ha explicat, la hipòtesi més plausible és que aquesta circulació hídrica profunda formi part del sistema de la Fou de Bor.

A partir de l'anàlisi de les dades, a diferents escales temporals, cicle i crescuda, i de les consideracions que aporten les anàlisis factorials, es fa evident que es tracta d'aportacions hídriques pròpies d'un medi poc carstificat. La baixa variabilitat que s'observa en la pràctica totalitat de les variables assenyala també que ha de tractar-se d'un medi de carstificació molt limitada.

Les evolucions que s'observen de variables com l'ΔpH i la pCO_2 tant a GR2 com a GR3 són les pròpies d'aigües d'infiltració lenta (Bakalowicz, 1980, 1981, 1995; Fleyfel i Bakalowicz, 1980; Freixes, 1986; Freixes et al., 1991 a; Mangin, 1975 a, 1988). Així el tipus de circulació que caracteritza els dos brolladors té una influència molt marcada d'aigües d'infiltració lenta.

Així mateix, les anàlisis factorials de components principals realitzades aporten informació interessant en aquest sentit. L'ACP realitzada amb els dades del total de punts mostrejats al túnel i galeries de reconeixement té el factor I com a factor mineralització (amb la temperatura associada amb una correlació forta i positiva) i el factor II amb una clara oposició de la pCO_2 i l'ΔpH, indicant que existeixen condicions de bescanvi entre la fase líquida i gasosa i, per tant, assenyalant el paper important de les aigües d'infiltració lenta.

L'ACP realitzada a GR2, com ja s'ha vist, té un factor II d'interpretació problemàtica. Això no obstant, el factor I mostra l'oposició entre la pCO_2 i l'ΔpH, indicant molt bé l'existència d'unes bones condicions de bescanvi entre la fase líquida i la fase gasosa. El factor II que oposa el Ca^{2+} i la T (els HCO_3^- no estan ben definits) és el que no té una interpretació fàcil, però es podria assimilar al factor mineralització. A l'ACP de GR3 el factor I, també el defineix l'oposició entre la pCO_2 i l'ΔpH, que reflecteix molt bé l'existència de condicions de bescanvi entre les fases líquida i gasosa i, el factor II, el defineixen els HCO_3^-, Ca^{2+}..., es tracta del factor mineralització.

Per tant, les evolucions dels paràmetres pCO_2 i l'ΔpH a GR2 i GR3 i les ACP realitzades per al conjunt de punts d'aigua i, sobretot, per a GR2 i GR3, permeten remarcar la importància de la infiltració lenta i la seva influència en la circulació hídrica profunda estudiada.

Per les observacions de la morfologia dels conductes realitzades al túnel i galeries de reconeixement també es constata que es tracta de conductes de seccions de l'ordre d'1 m^2 o inferiors en tots els casos, és a dir, que en cap cas els conductes són importants i els cabals aportats pels diferents punts d'aigua tampoc ho són. És molt possible que la situació dels conductes correspongui a la zona saturada o bé a la zona de transició de la zona d'infiltració a la zona saturada: zona d'escorrentiu subterrani, però amb una marcada influència de la infiltració lenta i un paper menor de la infiltració ràpida (Mangin, 1975 a, 1988; Bakalowicz i Mangin, 1980; Bakalowicz, 1979 a, 1995; Ramoneda et al., 1999).

L'existència d'un cert grau d'heterogeneïtat dins de la zona saturada investigada queda perfectament expressada per les diferències que presenten els paràmetres fisicoquímics mesurats en les diferents aportacions. Les diferències són apreciables en el mostreig general: el flux aportat per cada aportació és diferent i la temperatura –tot i que els punts d'aigua estan, pràcticament, a la mateixa cota altimètrica– és significativament diferent d'uns punts a altres. I, finalment, les característiques químiques quant a la mineralització, grau de saturació i altres paràmetres són també distintes. A més, el seguiment experimental dels punts GR2 i GR3 ha posat de manifest diferències en les respectives evolucions i un funcionament (i estructura) lleugerament contrastat.

En síntesi, es pot afirmar que la zona saturada no és un continu, que existeixen diferents punts de surgència i estructures càrstiques de característiques diferents, però molt poc marcades. Així, en el medi hidrogeològic hi hauria una certa heterogeneïtat, però d'escassa significació. En definitiva, les observacions experimentals indiquen que la carstificació no és important, mentre que l'estructura no és completament homogènia.

3.3.5.7.2 Recursos hídrics, gestió i sostenibilitat

El volum dinàmic d'uns 1.2 hm^3, avaluat pel conjunt d'aportacions, és prou significatiu i, per tant, existeixen unes reserves susceptibles d'explotació. Les diferents aportacions hídriques han estat utilitzades una vegada el túnel inicià la seva activitat com a infraestructura viària. En efecte, el cabal de les diferents aportacions (més el cabal que aporta part de la capçalera del Gréixer) és captat per a l'aprofitament en una minicentral hidroelèctrica que dóna autonomia energètica al Túnel del Cadí i als seus equipaments.[68]

Així mateix, l'aportació GR2 alimenta un reservori artificial d'interès estratègic en cas d'incendi a l'interior del túnel; aquest reservori es troba a l'extrem septentrional de la galeria de reconeixement S i a tocar mateix del túnel viari.

La captació i canalització de les aportacions que brollen a l'interior del túnel i galeries de reconeixement suposen una sostracció de recursos i una disminució de la zona saturada de l'aqüífer o sistema hidrogeològic, que, com ja s'ha comentat, molt possiblement sigui el sistema de la Fou de Bor.

Per acabar, cal tenir present que una infraestructura com el Túnel del Cadí, que es desenvolupa en la zona saturada d'un aqüífer, constitueix una font potencial de contaminació si es considera la important activitat de transport de substàncies tòxiques i contaminants, tot i que el pas de vehicles es faci amb mesures de control preventives. En aquest sentit, els conductes càrstics que foren tallats –tant els afluents (surgències o brolladors) com els que haurien quedat inactius– haurien d'estar completament aïllats del túnel i de la seva activitat com a infraestructura viària. Així mateix, cal dir que la infraestructura de captació –canalitzacions i dipòsits– de les aigües que afloren al túnel

i galeries de reconeixement hauria d'estar completament aïllada tant de l'estructura funcional de l'aqüífer com del túnel i la seva activitat, però es difícil que aquest aïllament sigui total i, per tant, en un grau més o menys important, existeix un risc de contaminació si es produeix un vessament accidental. Aquest risc inclou tant les aigües drenades artificialment com el mateix aqüífer.

CONCLUSIONS GENERALS

4 CONCLUSIONS GENERALS

4.1 L'aproximació hidrològica funcional en l'anàlisi del carst

Els resultats obtinguts han permès constatar l'interès de la metodologia d'enfocament sistèmic i de l'aproximació funcional en la recerca de diferents exemples d'aqüífers en roques carbonàtiques dels Pirineus de Catalunya.

La recerca ha suposat l'adquisició de dades experimentals des de diverses disciplines hidrològiques –hidrodinàmica, hidrogeotèrmia i hidrogeoquímica–, que s'han considerat i aplicat des del punt de vista de l'anàlisi global que introdueixen l'enfocament sistèmic i l'aproximació funcional.

En aquest sentit, la recerca des de les diferents disciplines hidrològiques estableix un marc interdisciplinari que ha facilitat l'esquematització de cadascun dels sistemes estudiats i la definició d'iniciatives orientades a una gestió sostenible dels seus recursos hídrics.

4.2 Grau de carstificació i estructura de drenatge

La metodologia utilitzada ha permès caracteritzar el grau de carstificació que presenten els diferents aqüífers i també el desenvolupament de la seva estructura de drenatge.

A la Val d'Aran és possible reconèixer exemples amb diferències molt marcades en el grau de carstificació (figures 216 i 217). Des dels escassament càrstics, com el sistema de la Font d'Aigüèira, fins els clarament càrstics, com el sistema de Uelhs deth Joeu, però, a més, hi ha exemples amb una situació intermèdia, com els sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila. En el cas del sistema de Tèrme-Pila, amb la possibilitat excepcional d'observar, gràcies a les dues surgències, una part més carstificada aigua amunt (Font de la Pila) i una part poc o incipientment carstificada aigua avall (Font de Tèrme).

El sistema aranès de Joeu té una estructura binària molt marcada i una carstificació relativament important, entre un grau mitjà i elevat. Segurament es tracta del sistema amb la carstificació més desenvolupada dels exemples estudiats en aquest treball; la part no càrstica del sistema té una complexitat considerable i importants reservoris hídrics permanents i temporals.

Mentre que el sistema d'Aigüèira (assimilable a un sistema de tipus monàdic), per la feble i quasi inexistent carstificació que caracteritza la part profunda de l'aqüífer, es pot considerar un exemple únic en el context dels aranesos. La classificació basada en els paràmetres "i" i "k" i l'anàlisi de correlació i espectral el situen en el límit del domini dels aqüífers de caràcter escassament càrstic.

Els sistemes aranesos de Lastoar i Tèrme-Pila són de tipus binari, amb una estructura càrstica més desenvolupada aigua amunt que aigua avall, relativament senzilla i ben definida a Lastoar i més complexa a Tèrme-Pila. La part impermeable de l'estructura binària és més important a Tèrme-Pila que a Lastoar.

Com abans s'ha comentat, en el cas de Tèrme-Pila és necessari matisar i remarcar que les dues ressurgències del sistema aporten informació ben diferent i indiquen l'existència de dues parts en què l'estructura del medi hidrogeològic és diferent i contrastada. La Font de la Pila (Uelh de Sascorjada) drena la part d'aigua amunt del sistema, que està més carstificada, mentre que Tèrme drena la part d'aigua avall, d'escassa carstificació (i, en part, l'estructura situada aigua amunt més carstificada). Les característiques hidrodinàmiques, tèrmiques i hidrogeoquímiques observades a la Font de Tèrme són relativament comparables i presenten moltes analogies amb les de la Font d'Aigüèira (Freixes et al., 1998 a, b).

A més de les diferències en el grau de carstificació, és possible conèixer i identificar el grau de desenvolupament de l'estructura de drenatge. De fet, com ja s'ha comentat anteriorment, el desenvolupament de l'estructura de drenatge és el que imprimeix el caràcter càrstic als aqüífers en roques calcàries (Mangin, 1975 a, Mangin 1994 a, 1996; Bakalowicz i Mangin, 1980; Freixes et al., 1998 a, b)

L'aqüífer de Joeu tindria una estructura de drenatge ben desenvolupada (pròpiament de mitjanament desenvolupada a ben desenvolupada).

L'anàlisi de les respostes hidrològiques del sistema d'Aigüèira indica la inexistència d'estructura de drenatge. En el sistema de Lastoar, l'estructura de drenatge tindria un cert desenvolupament. En el cas de la ressurgència de Tèrme, situada a la part d'aigua avall del sistema de Tèrme-Pila, l'estructura de drenatge és pràcticament inexistent (com a molt, té un desenvolupament incipient), però estaria clarament desenvolupada a la part d'aigua amunt drenada per la Font de la Pila.

Les anàlisis factorials de components principals (ACP) contribueixen a la definició de la diversitat de models conceptuals dels sistemes aranesos. Els dos exemples extrems: Joeu, el més carstificat i, Aigüèira, el que ho està menys, es caracteritzen per unes ACP completament diferents. L'ACP de Joeu fa evident la importància del flux (de la hidrodinàmica) i de l'estructura de drenatge de dalt a baix que caracteritza el sistema, que a més està d'acord amb l'esquema estructural original: és un sistema marcadament binari. El cabal s'oposa a la mineralització (HCO_3^- i Ca^{2+}...) i a la pCO_2 (factor I). La mineralització més important correspon al període de tendència a l'esgotament. A Joeu la informació sobre el paper del sistema calcocarbònic (pCO_2 i ΔpH) està molt influïda pel flux. La importància quantitativa de les aigües d'infiltració ràpida i sobretot en pèrdues (que es comporten més aviat com un sistema termodinàmic tancat) influeixen la infor-

mació que podria aportar el sistema calcocarbònic: no hi cap correlació entre la pCO_2 i l'ΔpH, mentre que els cabals més elevats determinen les pCO_2 més febles.

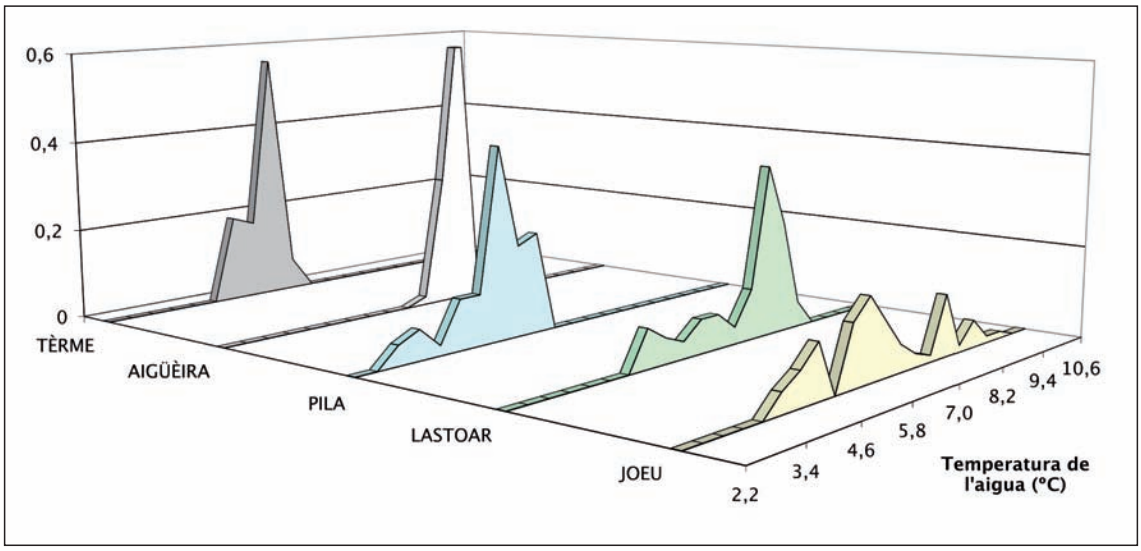


Figura 216: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua als sistemes de la Val d'Aran.

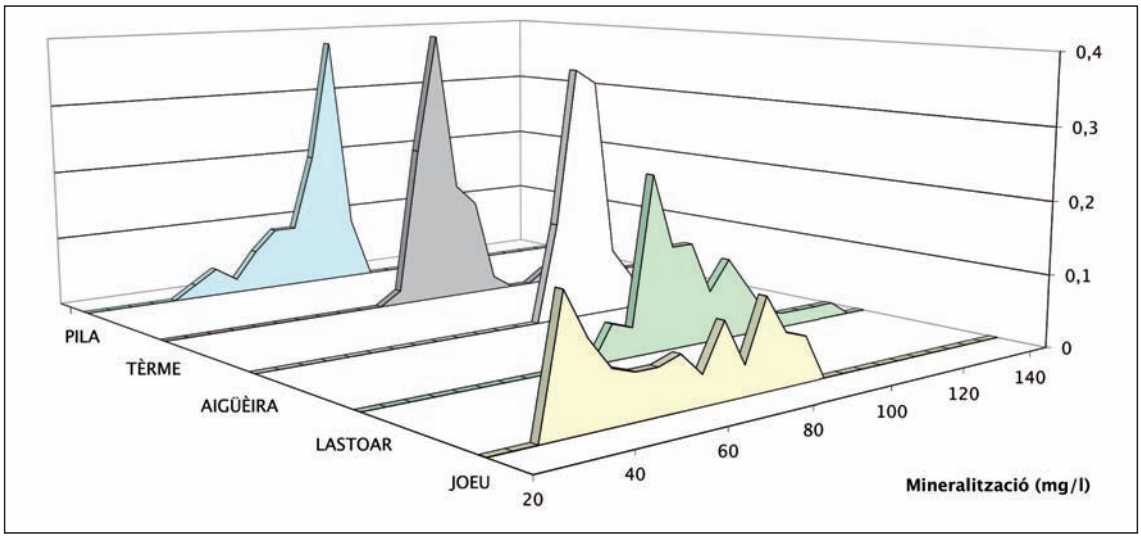


Figura 217: Distribució de freqüències de la mineralització als sistemes de la Vall d'Aran

A Aigüèira succeeix completament a l'inrevés. La mineralització (HCO_3^- i Ca^{2+}) s'associa al cabal amb un correlació forta i positiva. La temperatura s'oposa a la mineralització. A la crescuda estacional (període de cabals més elevats) es mobilitzen aigües més mineralitzades (reservori de l'aqüífer) i augmenta progressivament la mineralització de les aigües de recàrrega (per incorporació del CO_2); així mateix, les aigües menys mineralitzades corresponen al període d'aigües de cabals més baixos (i de tendència a l'esgotament), tanmateix al llarg del cicle hidrològic i a tota al conca del sistema hi ha unes evidents condicions de bescanvi entre la fase gasosa i la líquida (solució) (factor II) Aquest procés és característic del funcionament del sistema. I, recordem, que al sistema d'Aigüèira els afloraments calcaris són un continu des de la Font d'Aigüèira fins a les parts més elevades del sistema (l'esquema estructural de partida és monàdic).

El sistema de Lastoar té una carstificació significativa (en part disfuncional) i una estructura de drenatge en part comparable amb la de Joeu i amb la part d'aigua amunt del sistema Tèrme-Pila. El factor I és el factor temps de permanència de l'aigua a l'aqüífer i també el temps de transit. El factor II, de manera poc marcada, indica l'existència de condicions de bescanvi de les fases liquida i gasosa, segurament, en relació a la important estructura càrstica de la zona no saturada situada a la conca del sistema. El comportament de Lastoar és comparable amb el de Joeu i amb el que s'observa a la ressurgència de la Pila, que drena la part d'aigua amunt del sistema Tèrme-Pila.

Tèrme-Pila té l'interès enorme de presentar dues possibilitats d'observació del funcionament i l'estructura del sistema: Termè situada a la part d'aigua avall que presenta una escassa carstificació i Pila a la part d'aigua amunt, més carstificada. Tèrme en connexió amb una zona saturada sense estructura de drenatge i amb una zona no saturada ben definida (aflorament de la serra de Guarbes) que permet el bescanvi de la fase gasosa i la fase líquida, com s'observa a l'ACP per la correlació marcada i negativa de la pCO_2 (factor I i II) i l'ΔPH (factor II). I, Pila, que informa de la zona inundada de la part d'aigua amunt del sistema que té una ben desenvolupada estructura de drenatge i disponibilitat de CO_2 per a la dissolució i que encara reflecteix, però poc, les condicions de bescanvi de les fases líquida i gasosa existents aigua amunt a l'estructura càrstica de la zona no saturada de l'alt Unhòla, que l'alimenta.

El sistema de Tèrme-Pila mostra analogies d'una banda amb Aigüèira (factor II), com ho reflecteix la informació que aporta la ressurgència de Tèrme que indica una estructura poc carstificada de la zona saturada d'aigua avall (pla factorial I-II de l'ACP de Tèrme) i, d'altra banda analogies amb Joeu i Lastoar pel que fa a la part d'aigua amunt (del sistema Tèrme-Pila), amb estructura de drenatge, què és la que, principalment, es drena per la ressurgència de la Pila.

La recerca realitzada a la Val d'Aran fa evident que en un mateix context físic s'hi poden trobar sistemes carbonàtics de característiques hidrològiques i càrstiques completament diferents.

En els sistemes de l'alt Llobregat i l'alt Segre s'observen també característiques càrstiques diferents que indiquen estadis evolutius distints (figures 218 i 219).

En els sistemes o carsts de les Fonts del Llobregat i Fonts del Bastareny, la carstificació és evident, però amb diferents graus de desenvolupament i amb estructures de drenatge també distintament desenvolupades. En aquests exemples la carstificació és moderada i, en general, inferior a un grau mitjà. La carstificació és més important al carst del Bastareny que al de les Fonts del Llobregat. L'estructura de drenatge tindria un desenvolupament apreciable en el sistema de les Fonts del Llobregat i estaria mitjanament desenvolupada en el de les Fonts del Bastareny.

El carst de la Fou de Bor, situat a l'alt Segre, en el límit de la depressió tectònica de la Cerdanya, és l'únic dels exemples estudiats, que té, com a característica física remarcable, un important desenvolupament de l'estructura tectònica postalpina. Aquest sistema ha experimentat una evolució complexa i s'observa un aprofundiment progressiu del nivell de base fins a la Fou, que és la surgència principal del sistema. Una part de l'estructura càrstica és inactiva i està penjada en relació amb la circulació actual del sistema. El sistema sembla caracteritzar-se per una carstificació i una estructura de drenatge relativament ben desenvolupades.

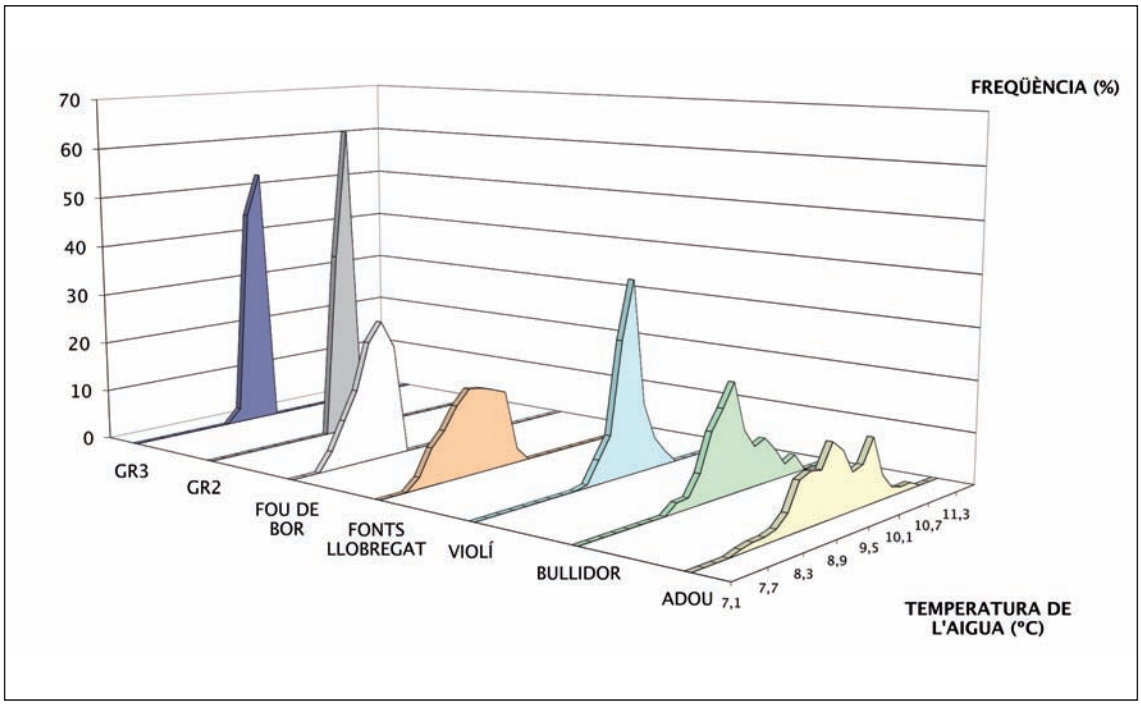


Figura 218: Distribució de freqüències de la temperatura de l'aigua als sistemes de l'alt Llobregat i alt Segre.

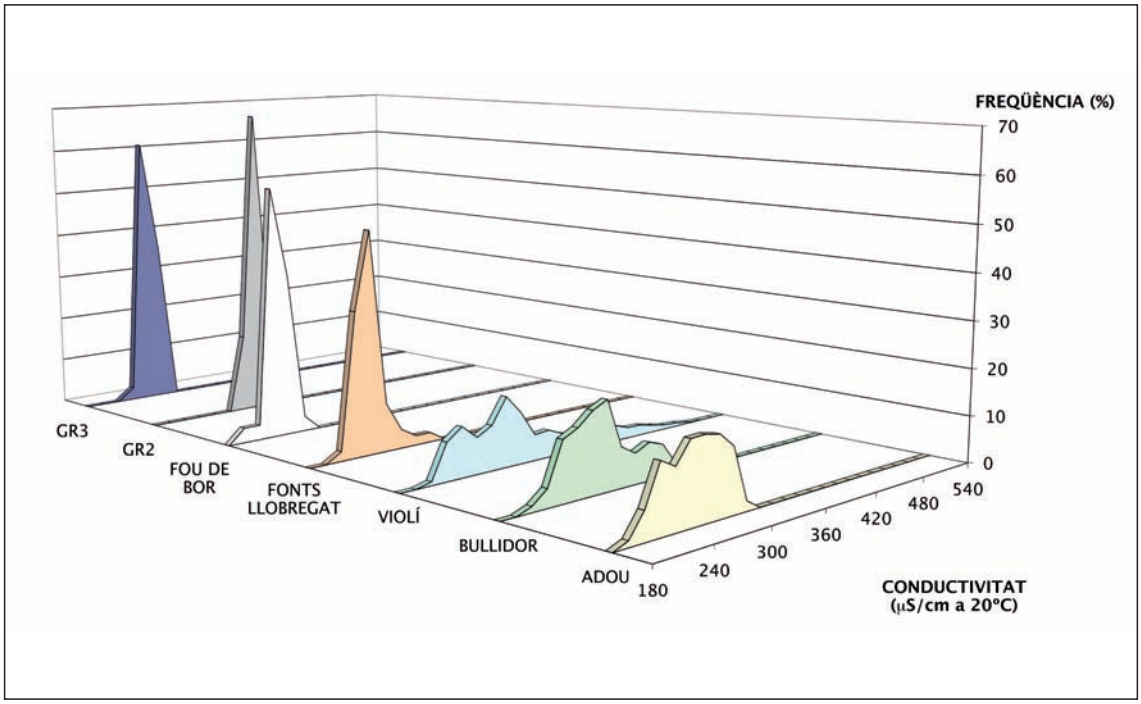


Figura 219: Distribució de freqüències de la conductivitat als sistemes de l'alt Llobregat i alt Segre.

Els sistemes de les Fonts del Llobregat i de la Fou de Bor són de tipus compost, és a dir, les seves fonts o surgències serien el punt de descàrrega o de confluència de diversos sistemes elementals. Aquest tipus d'organització introdueix una complexitat notable en el funcionament i estructura d'aquests sistemes.

Els conductes càrstics de les galeries de reconeixement del Túnel del Cadí (Penyes Altes de Moixeró) es caracteritzen per una carstificació incipient i poc desenvolupada i es fa evident una zona saturada amb un volum dinàmic significatiu. Aquesta circulació subterrània profunda del Moixeró segurament ha de tenir relació amb la descàrrega natural existent al vessant N del massís, en el mateix límit del massís i la fossa de la Cerdanya, on es troba la Fou de Bor.

En resum, la perspectiva hidrogeològica i experimental del treball ha fet possible la caracterització del fenomen de la carstificació en diferents exemples d'aqüífers dels Pirineus de Catalunya. A més, a cada sistema ha estat possible una aproximació a la situació espacial de la carstificació: més desenvolupada aigua amunt que aigua avall als sistemes de Lastoar, Tèrme-Pila, Bastareny i Joeu, encara que a Joeu es pugui considerar que hi ha una carstificació relativament ben desenvolupada al llarg de tot el perfil longitudinal de l'aqüífer i, en el cas particular d'Aigüèira, escassament desenvolupada a la zona saturada i, segurament, més important a la zona no saturada i a l'epicarst que no pas a la zona saturada.

L'anàlisi indica que cada sistema té les seves pròpies característiques, és a dir, la carstificació té uns resultats diferents en cada cas i, en conseqüència, existeix una diversitat de sistemes (Freixes et al., 1998 b, 2000; Mangin, 1975 a, 1982 b; Bakalowicz i Mangin, 1980). L'explicació de aquesta diversitat es troba en el potencial de carstificació que controla la seva gènesi i, en definitiva, la seva evolució (Mangin, 1975 a, 1978 c, 1982 b; Freixes, 1995 a; Prigogine, 1974; Klimchouk et al., 2000). El potencial de carstificació determina l'originalitat de cada sistema càrstic.

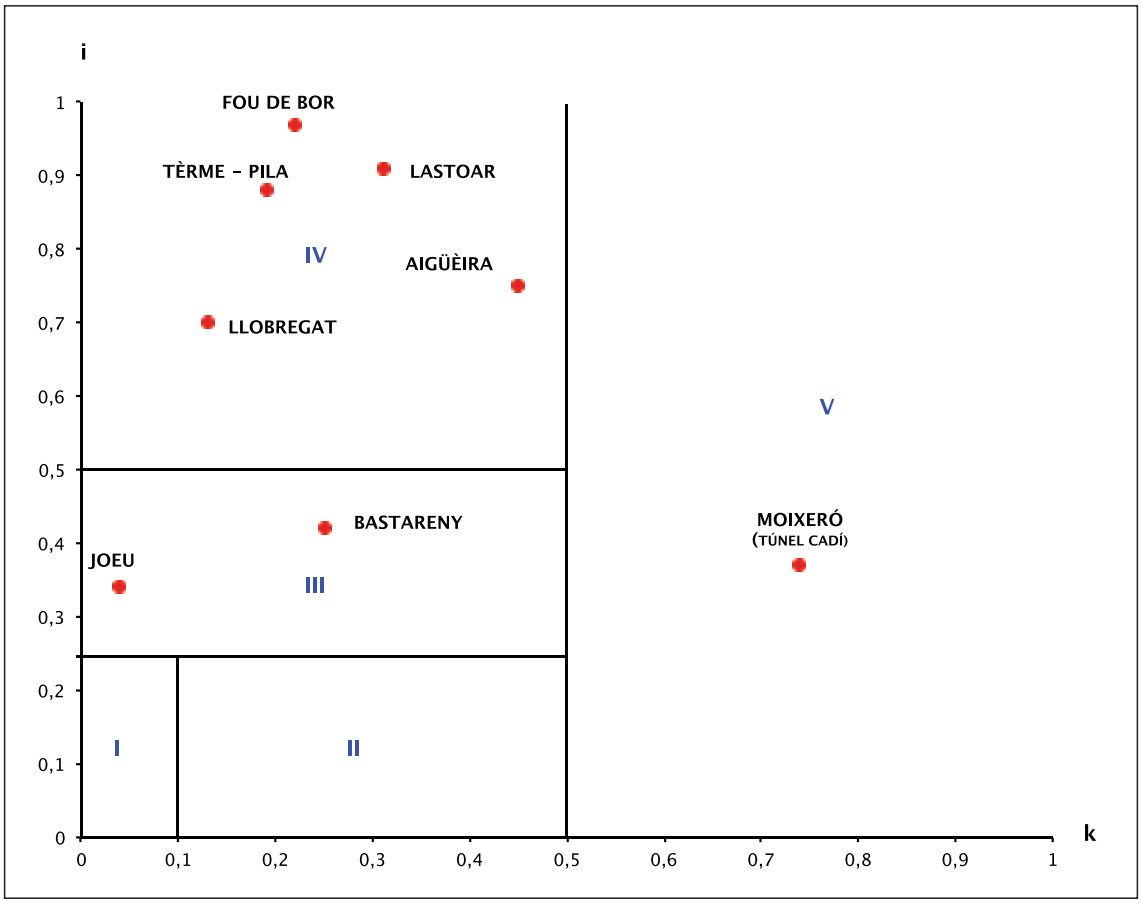


Figura 220: Els sistemes de la Val d'Aran, alt Llobregat i alt Segre segons els índexs "i" i "k" (Mangin 1975 a; 1994 a).

Tots els exemples estudiats presenten característiques diferents (figures 220 i 221). Els investigats a la Val d'Aran són marcadament diferents entre si tot i desenvolupar-se en el mateix context físic. En aquest sentit, el fort contrast entre les característiques dels sistemes de Joeu i Aigüèira és molt il·lustratiu. La situació intermèdia entre un i altre sistema la defineixen els sistemes de Lastoar i Tèrme-Pila.

El mateix succeeix amb els exemples de l'alt Llobregat i l'alt Segre. Cadascun dels sistemes, Fou de Bor, Fonts del Llobregat i Bastareny, presenta característiques particulars i originals. A més, existeix un marcat contrast en els seus esquemes o models conceptuals.

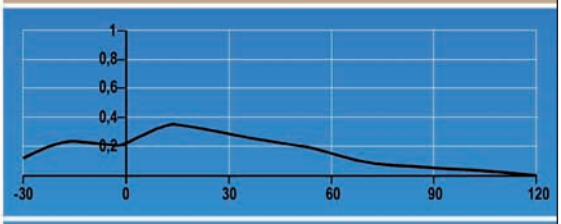
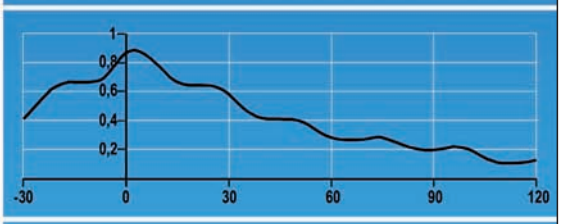
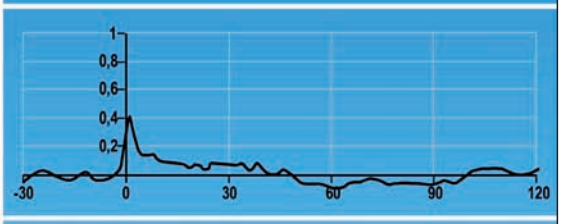
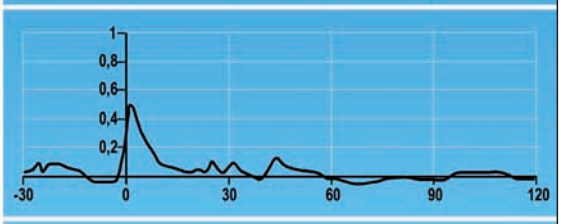
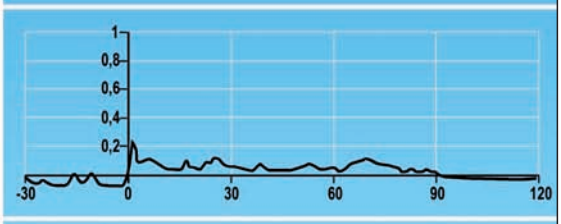
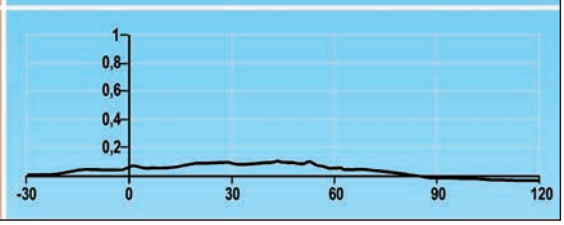
SISTEMA	EFECTE DE MEMÒRIA (dies)	BANDA ESPECTRAL (f de truncament)	TEMPS DE REGULACIÓ (dies)	RESPOSTA IMPULSIONAL (r màx)	HIDROGRAMA UNITARI
UELHS DETH JOEU	57	0,15	50	0,43 (hivern)	
				0,98 (primavera)	
FONTS DEL BASTARENY	32	0,19	32	0,47	
FONTS DEL LLOBREGAT	30	0,22	22	0,50	
MOIXERÓ (TÚNEL DEL CADÍ)	47	0,09	40	0,23	
FONT D'AIGÜÈIRA	75	0,10	75	0,10	

Figura 221: Classificació dels sistemes de la Val d'Aran, alt Llobregat i alt Segre segons l'anàlisi de sèries temporals.

4.3 El factor hidrodinàmic en el potencial de carstificació

Els sistemes estudiats es poden definir com d'alta muntanya. Aquesta característica, òbviament, és més important en els exemples de la Val d'Aran que en els del Llobregat i el Segre –és evident, simplement a partir de l'observació de les característiques físiques, que en el sistema de Joeu les condicions d'alta muntanya són més marcades que al sistema de les Fonts del Llobregat–, però la definició com a sistemes d'alta muntanya és palesa en tots els casos. La condició muntanyenca dels sistemes, tot i presentar, suposadament, factors favorables a la carstificació, no s'ha traduït en tots els casos en un desenvolupament important d'aquesta. El sistema d'Aigüèira, per la feble carstificació que presenta –pràcticament inexistent a la zona saturada–, és un exemple paradigmàtic. En canvi, l'exemple de Joeu, que té les característiques físiques més favorables (un potencial de carstificació fort, és a dir, més marcat), és el que, conseqüentment, té un grau de carstificació més elevat i una estructura de drenatge més desenvolupada si es compara amb tots els estudiats en els Pirineus de Catalunya.

La importància de la hidrodinàmica es fa evident a partir de l'anàlisi del potencial H_2O-CO_2 com a factor del potencial de carstificació.

La carstificació a l'alta muntanya aranesa és important quan el relativament limitat flux de CO_2 que s'incorpora en els processos de carstificació és compensat per les considerables aportacions hídriques a les pèrdues. És a dir, la carstificació és més important quan existeix una circulació superficial organitzada i engolidors que incorporen cabals elevats a la infiltració ràpida. Això a l'Aran és palès en els sistemes de marcada estructura binària: Joeu i Tèrme-Pila; la ressurgència de la Pila descarrega el 80% del volum de trànsit del sistema.

Per tant, es pot concloure que en els sistemes aranesos es fa evident la importància de la hidrodinàmica com un factor fonamental de la carstificació.

La influència més mediterrània en els sistemes de l'alt Llobregat i l'alt Segre també es tradueix en una més elevada producció de CO_2 als sòls i, en general, en una major incorporació de CO_2 a la circulació càrstica.

El sistema del Bastareny es caracteritza per una carstificació moderada que potser es pot explicar a partir d'un potencial de carstificació poc o no gaire important, doncs, en el factor o potencial H_2O–CO_2, el potencial H_2O no sembla particularment important. A més, el caràcter més aviat valclusià que té el sistema també s'explicaria a partir d'un potencial de carstificació poc o no gaire important.

Altra vegada, l'explicació sembla trobar-se en el paper de la hidrodinàmica. En efecte, el sistema del Bastareny és un carst essencialment monàdic i, almenys a la part alta de la conca, no hi una infiltració massiva en pèrdues d'elevat cabal. No obstant, cal aprofundir en aquesta reflexió, doncs hi altres aspectes encara no suficientment estudiats a la conca (cursos superficials en els límits del sistema que poden ser objecte de captura càrstica…).

4.4 Recursos estratègics i sostenibilitat

La metodologia ha posat en evidència la importància dels recursos i reserves hídriques (taula 86), així com la seva situació en l'estructura del sistema: a la part superficial impermeable, a l'epicarst, a la zona no saturada o bé a la saturada. Un aspecte essencial

i destacat és conèixer la importància de les reserves de la zona inundada o saturada i la possibilitat o no que hi hagi reserves profundes. Els sistemes estudiats observen, però, moltes possibilitats de regulació, i no únicament amb la captació de les reserves de la zona saturada.

En efecte, alguns dels exemples estudiats, per la complexitat de la seva estructura, presenten reserves o recursos hídrics de diferent naturalesa i ubicats en diferents parts del sistema (Freixes et al., 1999 b; 2000). En aquest sentit, l'exemple més paradigmàtic és el sistema de Joeu. Al carst de Joeu, les reserves, de caràcter permanent o temporal, es troben tant a la conca impermeable i a l'epicarst, com a les zones no saturada i inundada del sistema. En aquest sistema, el mantell nival i les glaceres, independentment de l'aqüífer, són reservoris importants.

El mantell nival, però, amb menor o major desenvolupament, és característic de la totalitat dels exemples d'alta muntanya estudiats i particularment important en els aranesos (Joeu, Lastoar, Tèrme-Pila i Aigüèira). Dels exemples de l'alt Llobregat i l'alt Segre, el sistema que possiblement té un desenvolupament més important del mantell de neu és el del Bastareny.

SISTEMA	ÀREA (km^2)	VOLUM DE TRÀNSIT (hm^3)	VOLUM DINÀMIC (hm^3)	RESERVES PROFUNDES (*)
JOEU	30	50	1-3	Sí
LASTOAR	3.9	5-6	1	Sí
TÈRME - PILA	10	15	4	Sí
AIGÜÈIRA	13	8-10	3-4	Sí
BASTARENY	55-60	46.19	11.4	Sí
FONTS LLOBREGAT	35	28.3	3.7	Sí
FOU DE BOR	10-15	5.8	1.3	Sí
MOIXERÓ (TÚNEL CADÍ)	Indeterminada	1.6	1.2	Sí

Taula 86: Recursos i reserves dinàmiques dels sistemes de la Val d'Aran, alt Llobregat i alt Segre. (*) Possibilitat d'existència de reserves profundes (estructura geològica favorable).

El mantell nival, tant a l'Aran com a l'alt Llobregat i l'alt Segre, té un paper significatiu en el funcionament hidrològic i en la regulació dels diferents sistemes. Per tant, les parts altes de les conques càrstiques tenen possibilitats particulars de regulació mitjançant l'emplaçament de barratges d'alçada tal com s'ha fet, des de sempre, en els carsts iugoslaus. Aquest tipus de regulació té unes condicions encara més favorables i paleses quan els carsts són d'estructura binària i les conques és desenvolupen en materials impermeables (Lastoar, Tèrme-Pila i Joeu).

No obstant, l'estructura bàsica, des del punt de vista de la seva funció de reservori, és la zona inundada.

La importància de la zona saturada o inundada s'ha avaluat i considerat des de diferents aproximacions: des d'un punt de vista quantitatiu amb el càlcul del volum dinàmic i semiquantitativament amb l'anàlisi de correlació i espectral (temps de memòria i regulació…); de forma qualitativa, l'anàlisi de la geologia o del perfil longitudinal de l'aqüífer

–valclusià o jurassià– també poden ajudar a considerar l'existència o no de reserves profundes i orientar la seva explotació i gestió.

En els sistemes estudiats s'ha pogut aproximar la importància de la zona inundada mitjançant el càlcul del volum dinàmic. Els resultats obtinguts permeten afirmar que hi ha reservoris que es poden considerar importants o molt importants: Aigüèira, Bastareny, Tèrme-Pila i Fonts del Llobregat. En els altres exemples les reserves no són tant importants, però en cap cas menyspreables: Lastoar i Fou de Bor. En el cas del sistema de Joeu, considerant el seu funcionament permanentment influenciat, és necessària una aproximació més aprofundida i rigorosa, però el valors obtinguts no són menyspreables.

A partir de l'anàlisi de l'estructura tectònica profunda i del perfil longitudinal, els sistemes de les Fonts del Llobregat i del Bastareny sembla que puguin tenir reserves profundes i, possiblement, també els sistemes d'Aigüèira i de Tèrme-Pila.

Tant les avaluacions del volum dinàmic com la possibilitat que hi hagi reserves profundes permeten constatar l'interès dels reservoris de la zona saturada dels sistemes estudiats.

El coneixement de l'estructura de la zona saturada o inundada té un enorme interès des de la perspectiva de les estratègies d'explotació que hauran d'optimitzar el tipus d'explotació i captació i, en definitiva, la gestió més indicada en cada cas. També es indispensable per a desenvolupar iniciatives de protecció dels aqüífers.

No s'ha realitzat un treball exhaustiu i aprofundit sobre l'estructura de la zona saturada dels sistemes investigats, però es poden aportar algunes idees interessants a partir dels càlculs i les anàlisis duts a terme a la zona inundada i a partir, així mateix, de les consideracions realitzades sobre els graus de carstificació i el desenvolupament de l'estructura de drenatge.

El sistema d'Aigüèira és el paradigma d'un sistema sense estructura de drenatge a la zona inundada. No és possible reconèixer la diferenciació entre drenatge i sistemes annexos perquè senzillament no hi es. En conseqüència, l'estructura és homogènia i sense carstificació. En tot cas, la carstificació tindria un cert desenvolupament més important aigua amunt del sistema, però així mateix seria feble o poc important. La zona inundada es podria assimilar a un medi hidrogeològic homogeni i continu, pràcticament sense diferenciació en les estructures de buits. En aquest exemple, que l'anàlisi hidrodinàmica defineix com a escassament càrstic, l'estructura de la zona saturada és la d'un medi fissurat.

En els sistemes de les Fonts del Llobregat, Bastareny i Joeu, que es caracteritzarien per un drenatge més o menys desenvolupat, obligatòriament ha d'existir una diferenciació dels buits càrstics, és a dir, han d'existir estructures de drenatge i altres amb la funció de reservori (sistemes annexes al drenatge) (Mangin, 1975 a; Freixes, 1993; Marsaud, 1997). Aquesta diferenciació d'estructures ha de ser, lògicament, menys important o marcada a les Fonts del Llobregat i més al sistema de Joeu (en el supòsit que en aquest existeixin estructures amb funció de reservori). Així mateix, la relació espacial entre els sistemes annexes i el drenatge és diferent segons com sigui el perfil longitudinal del sistema (valclusià o jurassià).

L'interès del coneixement de l'estructura i de l'organització de la zona inundada, així com el de l'aqüífer en general, va molt més enllà de la definició del model conceptual i

té un gran interès des del punt de vista de la hidrologia operativa, doncs permet orientar l'explotació i la gestió futura dels reservoris, i també la definició d'estratègies i iniciatives de protecció i sostenibilitat (Freixes et al., 1996 a, 1998 d; Monterde, 1998 a, b; Marsaud, 1996, 1997; Doerfliger, 1996; Zwahlen, 2003).

Els recursos hídrics avaluats en els aqüífers de la Val d'Aran, alt Llobregat i alt Segre tenen un considerable valor patrimonial i estratègic. La planificació territorial dels Pirineus (i més en general, la de Catalunya) hauria d'observar la disponibilitat de recursos d'aigua i introduir aquest aspecte en el seus objectius.

4.5 Prospectiva

El coneixement aportat pel conjunt de recerques estableix un marc de treball d'interès per a l'assaig de noves metodologies en hidrologia subterrània i per al desenvolupament de recerques des de l'aproximació hidrobiològica i ecològica que completarien la perspectiva interdisciplinària dels estudis hidrològics ja realitzats.

El desenvolupament de noves metodologies orientades al coneixement del funcionament i l'estructura dels sistemes ha de permetre aprofundir en les característiques dels reservoris, qüestió fonamental per a la hidrologia operativa (traçadors, cartografies i GIS, modelització).

El treball desenvolupat ha permès fer èmfasi en el valor estratègic i patrimonial d'alguns dels exemples més significatius dels aqüífers en roques calcàries dels Pirineus de Catalunya. No obstant, l'esforç realitzat fins ara s'ha centrat en uns pocs exemples. La recerca hidrogeològica dels Pirineus de Catalunya, encara poc desenvolupada, necessita ser represa amb una metodologia d'enfocament sistèmic, experimental i interdisciplinària. Ara cal fer l'esforç de planificar-la i desenvolupar-la.

L'explotació racional, la protecció i la sostenibilitat dels reservoris càrstics constitueixen un repte que només el coneixement i la recerca orientada poden fer possible.

En aquest sentit, els escenaris que comencen a definir-se a partir de l'idea de reequilibri territorial de Catalunya i l'interès i la necessitat de potenciar un desenvolupament sostenible del territori pirinenc exigeixen un coneixement rigorós i exhaustiu dels seus recursos hídrics i de la seva disponibilitat.

El treball que ara es conclou indica l'existència de sistemes amb reservoris hídrics considerables i amb aigua d'alta qualitat que fins ara no havien estat avaluats. Aquests sistemes tenen un interès particularment rellevant com a potencials reservoris estratègics per a l'abastament d'aigua potable (Freixes et al., 1996 a, 1999 b; Pascual et al., 1996; Freixes, 2003), però, òbviament, també poden ser interessants per a altres tipus d'usos. És en aquesta línia de coneixement i recerca que cal insistir.

Més enllà dels exemples estudiats, les recerques futures s'haurien de concretar en la interessant diversitat d'aqüífers en roques carbonàtiques, situats en les diferents grans estructures de l'àmbit dels Pirineus.

A les unitats superiors cal referir la unitat sudpirinenca central, eminentment carbonàtica, que té diferents subunitats estructurals d'interès hidrogeològic: Serres Marginals, Port del Compte, Montsec, Bóixols i Pedraforca. A la part més oriental hi ha els mantells de l'Empordà, amb el massís del Montgrí i les unitats de Figueres.

A les denominades unitats inferiors cal destacar la unitat Cadí, de gran extensió i en la qual es troben els sistemes càrstics estudiats a l'alt Llobregat i l'alt Segre. La unitat Cadí té nombroses estructures o subunitats geològiques d'interès hidrogeològic, com és el cas del sinclinal de Ripoll on es troba el carst del Bastareny; aquesta estructura, més a l'E, a la vall del Ter, presenta també un interès hidrogeològic notable. A la unitat Cadí hi destaquen també el relleus carbonàtics de serra Cavallera, amb varis sistemes d'interès hidrogeològic. Així mateix, en el límit oriental de la unitat Cadí amb la conca de l'Ebre hi ha l'interessant sistema de la Garrotxa-Banyoles, un dels aqüífers d'àmbit regional de major extensió de Catalunya i que alhora determina l'existència de la zona límnica més important del país. També formen part de les unitats inferiors l'estructura de les Nogueres, l'apilament antiforme del Freser, la unitat d'Orri on hi ha els sistemes de Joeu i Lastoar i la unitat de Pallaresa on es troben els sistemes d'Aigüèira i Tèrme-Pila; en totes aquestes unitats estructurals, les formacions carbonàtiques tenen un desenvolupament considerable i existeixen interessants possibilitats de recerca hidrogeològica.

La nova planificació hidrològica hauria d'observar les aigües subterrànies com un recurs estratègic, aprofundir en el seu coneixement i considerar les diferents possibilitats d'implicar aquests recursos i els seus reservoris en un marc de gestió sostenible de l'aigua. Les aigües subterrànies permeten definir una gran diversitat d'estratègies de gestió: disposar del recurs allà on es necessita, diverses alternatives de regulació, recàrrega artificial, ús coordinat amb altres recursos, suport en situacions de sequera, disponibilitat d'estructures-magatzem en el cas d'importació de recursos o dels originats per la dessalinització i la reutilització…

Però, sobretot, és necessari desenvolupar una recerca rigorosa en les unitats hidrogeològiques poc o no estudiades. En aquest sentit, els Pirineus, que constitueixen la meitat del territori de Catalunya, haurien de ser objecte d'una iniciativa planificada que aportés un coneixement tant quantitatiu com qualitatiu dels recursos hídrics subterranis. Aquesta informació hauria de ser fonamental en la nova planificació territorial dels Pirineus, però, a més a més, les aigües subterrànies dels Pirineus –de gran valor estratègic– també es podrien considerar en situacions crítiques com les que pateix l'àrea barcelonina. En definitiva, és necessari fer un plantejament obert i considerar altres possibilitats en la utilització d'aquests recursos –per la seva disponibilitat i excel·lent qualitat– particularment davant els nous escenaris que introdueixen el canvi climàtic i les fortes situacions de sequera.

Notes

Notes

1. Aquesta tesi és només una part d'un extens programa de recerca orientat al coneixement del carst de Catalunya, i, de forma cabdal, al coneixement dels recursos hídrics càrstics de les diferents unitats geològiques del país. Els objectius del programa es concretaren, durant una important etapa, amb el suport del Servei Geològic de Catalunya (Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya). Des de l'any 1980 fins a l'actual, diferents iniciatives i projectes han contribuït a la progressiva definició i materialització dels objectius del programa. En aquest sentit, cal remarcar els projectes europeus aconseguits per via de competència*: Exchange of the matter and fluids in karstic media (ERBCHBICT930308; 1994-1996) i A multi-disciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies (ERB4050PL932460; 1995-1997)*. El desenvolupament del programa ha suposat la realització d'observacions d'interès geomorfològic i hidrogeològic en les diferents unitats calcàries de Catalunya. D'una forma general i sistemàtica, s'han analitzat les característiques geològiques i hidrològiques: tectònica, estratigrafia, petrologia, paleocarst i mineralitzacions associades, manifestacions càrstiques actuals, hidrologia i recursos hídrics de les litologies susceptibles de carstificació. L'aproximació a les estructures càrstiques no actives, és a dir, als paleocarsts del Paleozoic al Quaternari, s'ha basat tant en observacions de camp com en la bibliografia (s'entén per paleocarst tota estructura càrstica no funcional, en el sentit de Mangin). Aquests aspectes seran objecte de futures monografies i publicacions sobre el país calcari de Catalunya, doncs, finalment, no ha estat possible incorporar-los a la tesi.

2. Cal referir diferents treballs sobre la hidrogeologia de l'àmbit pirinenc català realitzats en el marc de la planificació hidrològica: *Plan Hidrológico de la Cuenca del Ebro (Confederación Hidrográfica del Ebro, 1995)* i el *Plan Hidrológico del Pirineo Oriental (Comisaría de Aguas del Pirineo Oriental, 1985)*. Mereixen particular reconeixement els realitzats per Josep Manuel Pascual en el període que fou responsable de la Secció d'Hidrogeologia de la Junta d'Aigües a Lleida (vegeu nota 6).

3. Les poblacions amb més habitants i les activitats econòmiques més importants de Catalunya (indústria i serveis i, en menor grau, l'agricultura) es situen a la franja costanera del territori (i comarques interiors veïnes) i, per tant, és en aquests territoris on es localitza la demanda més important de recursos hídrics. Aquesta demanda –sobretot d'aigua de boca– és particularment important a la conurbació barcelonina i comarques limítrofes: així, al Barcelonès es troben les poblacions més importants: Barcelona, Hospitalet del Llobregat, Badalona, Sant Adrià del Besòs…, al Baix Llobregat: Molins de Rei, Sant Feliu, Cornellà, Sant Boi, Esplugues, El Prat…i al Vallès Occidental i Oriental: Sabadell, Terrassa, Granollers… Així mateix, la demanda es considerable als extrems N i al S de la façana litoral catalana, és a dir, en una part important de les terres gironines i tarragonines (aquestes amb una considerable indústria

petroquímica: que necessita una important aportació d'aigua i que té fortes implicacions ambientals); aquesta demanda, en bona part, l'exigeix la important activitat turística que caracteritza el litoral català. En conseqüència, l'explotació hidrogeològica més important de Catalunya s'ha concentrat en l'àmbit de les Serralades Costaneres Catalanes, les seves depressions neògenes i les formacions quaternàries associades, on s'exploten importants aqüífers al·luvials i carbonàtics (Llobregat, Ter, Besòs, Tordera, Garraf, Carme-Capellades…). Lamentablement, una part significativa d'aquests aqüífers té problemes de sobreexplotació i de contaminació d'origen industrial i agrícola-ramader que, en determinats exemples, afecta greument la qualitat del recurs; a més presenten també fenòmens d'intrusió salina que influeixen així mateix negativament la qualitat de les aigües subterrànies (aqüífers del litoral de Tarragona, aqüífer profund del Llobregat, aqüífer profund de la Tordera…).

Contràriament al que succeeix a la Catalunya costanera (particularment al Barcelonès, Vallés Occidental i Oriental i Baix Llobregat), on la demanda més important és la d'aigua de boca, a les terres de ponent (Pla d'Urgell, Les Garrigues…) la demanda per al regadiu és la més important. En efecte, a les comarques de Lleida la demanda agrícola d'aigua ha estat i és molt important com ho palesen les infraestructures d'emmagatzematge i transport existents a les conques dels Nogueres i Segre i els projectes en curs de materialització (canal Segarra-Garrigues…). Lamentablement, encara hi ha massa zones amb pràctiques de reg anacròniques, que cal ineludiblement modernitzar amb l'aplicació de noves tecnologies. Així mateix, cal assenyalar l'escassa cultura de l'aigua subterrània com un característica pròpia de les terres de Lleida. El desenvolupament dels regadius s'ha realitzat pràcticament amb aigües superficials.

En aquest context, les iniciatives de gestió per part de l'administració han estat més aviat escasses i, en molts dels aqüífers, inexistents. De fet, més que la gestió el que ha existit és una explotació (a vegades sense límits) en funció de les necessitats que s'anaven plantejant (és a dir, de la demanda que anava augmentant amb el creixement de les poblacions i de les seves activitats) i, en conseqüència, aquesta explotació ha desembocat en una sobreexplotació i degradació progressiva de la qualitat de l'aigua dels sistemes hidrològics.

4. Tant en l'etapa predemocràtica franquista com en la democràtica actual.

5. De fet, mai s'havien d'haver separat la gestió de la quantitat i de la qualitat (Junta d'Aigües i Junta de Sanejament), paradoxalment això succeí en el moment de la creació de la Conselleria de Medi Ambient a la Generalitat de Catalunya. El rerafons d'aquesta situació el defineixen interessos polítics contraposats, corporativismes de diferent naturalesa, interessos econòmics i un pensament positivista limitat i limitant. Ara, després de més d'una dècada des de la creació l'Agència Catalana de l'Aigua (2000), encara existeixen moltes inèrcies negatives i és fa difícil plantejar seriosament la gestió de l'aigua que el país tant necessita. Estem en el segle XXI, però no com hi hauríem d'estar des del punt de vista de la gestió de l'aigua. La conclusió és que a Catalunya una gestió de l'aigua que observi la quantitat i la qualitat des d'una perspectiva ambiental amb el suport de models de gestió, pròpiament, té un desenvolupament limitat o no existeix. A més, es fa evident un limitat coneixement hidrològic.

6. A Catalunya les iniciatives més interessants en gestió de l'aigua les ha desenvolupat Aigües de Barcelona (ús coordinat d'aigües superficials i subterrànies i recàrrega artificial de l'aqüífer profund del Baix Llobregat, pràctiques de recàrrega artificial a partir del llaurat de la llera del riu Llobregat, gestió del col·lector de salmorres, iniciatives en estacions de potabilització, gestió de la situació de greu contaminació per hidrocarburs de les aigües subterrànies al Baix Llobregat a ran de l'atemptat a l'oleoducte de Campsa (actualment Companyia Logística d'Hidrocarburs), recuperació de la qualitat i renovada explotació dels recursos hídrics de l'aqüífer del delta Besòs mitjançant la tecnologia de la nanofiltració (Luque, 2005). Les iniciatives de gestió dels recursos d'aigua portades a la pràctica per Aigües de Barcelona observen alhora la quantitat i la qualitat. D'aquestes experiències és particularment remarcable la que consisteix en l'ús conjunt d'aigües superficials i subterrànies del Baix Llobregat per a l'abastament de la conurbació barcelonina, que es basa fonamentalment en una interessant estratègia que consisteix en bombar o recarregar artificialment l'aqüífer profund del delta del Llobregat (per injecció directa als pous de Cornellà) segons les necessitats i disponibilitat del recurs.

7. A finals de la dècada dels 80 i, sobretot, en la dels 90, Josep Manuel Pascual, aleshores responsable de la hidrogeologia a la Junta d'Aigües de Lleida, posa en explotació nombrosos aqüífers en roques calcàries de diferents unitats geològiques dels Pirineus lleidatans (materials del l'Eocè, Cretaci i Juràssic i Devonià…) amb l'objectiu de resoldre de forma definitiva els abastaments de diverses poblacions.

8. Catalunya, tot i tractar-se d'un país petit, presenta una interessant fenomenologia càrstica en els conglomerats i gresos calcaris de les vores N i S de la Depressió Terciària de l'Ebre i conques satèl·lits dels Pirineus. Així, hi ha interessants fenòmens càrstics inactius i actius des del punt de vista hidrològic: als relleus en gresos del Collsacabra és remarcable el carst del Forat del Vent; i el mateix succeeix als conglomerats de Sant Llorenç del Munt i la serra de l'Obac, Montserrat, Sant Miquel Montclar, Mont-

sant (Espluga de Francolí), Horta de Sant Joan, Sant Salvador-Serradell (al N de Tremp) i Sant Honorat (citant solament les unitats de relleu més importants). En els conglomerats hi ha interessants sistemes hidrogeològics: Rellinars, Mura, Font Gran de Monistrol-Mentiroses, Espluga de Francolí, Rivert, Gurp, Espluga de la Serra (Botet de Casa Rei) i una morfologia càrstica subterrània pretèrita (paleocarst) i actual de notable interès. Aquests carsts en conglomerats i gresos, analitzats en la seva globalitat –particularment els conglomerats que formen part de dipòsits molàssics alpins associats als Pirineus i Serralades Costaneres– presenten estructures pretèrites i actuals que es podrien considerar una fenomenologia única a la Terra.

9. De forma paral·lela es desenvolupà un treball de camp que s'ocupà del reconeixement de la morfologia càrstica i de les estructures càrstiques pretèrites, particularment dels paleocarsts miopliocens i quaternaris (plistocens); aquesta línia desemboca en el treballs realitzats en els paleocarsts del Garraf i Montserrat per Josep Ma. Cervelló amb l'inestimable suport del professor Francesc Calvet (Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona) que, tristament, ja no és troba entre nosaltres i amb la col·laboració de Christiane Causse (CNRS, Paris) en la realització de les datacions absolutes. Aquest treball també tingué el suport del Servei Geològic de Catalunya. El projecte *Tipos de fluidos, migraciones y modelización en un régimen extensional: el sistema de grabens y horsts neógenos de las Cordilleras Costero Catalanas* (nº PB94-0868) (1994), coordinat pel professor Francesc Calvet, facilità i donà suport a la recerca paleocàrstica amb la realització d'aproximacions geoquímiques i petrològiques.

10. Les característiques del carst en conglomerats carbonàtics de Rellinars es poden sintetitzar en les següents:

    El funcionament de l'aqüífer es caracteritza per una circulació predominantment lenta i un comportament fortament inercial. La morfologia de l'hidrograma del sistema ho il·lustra molt bé i també les respostes hidrodinàmiques de les fonts permanents (Rellinars, Carlets, Conill i Can Còdol i sobreeixidors (Font Falsa, Pedregosa, Barbotera, Saiola i Caus del Guitart); el comportament inercial es fa particularment palès en les respostes dels sobreeixidors tant quan es posen en funcionament com quan deixen de brollar.

    La zona no saturada té un desenvolupament considerable (la descàrrega natural, les Fonts de Rellinars, es troba a 345 m i la part més alta, el Castellsapera, a 932 m) i presenta una estructura molt complexa (infiltració lenta). Hi ha aqüífers a les parts altes del massís –de fet hi ha una superposició d'aqüífers– (amb algunes funcions hidrològiques comparables a les de l'epicarst d'un aqüífer càrstic en calcàries, però poc comparables en relació amb la morfologia i l'estructura que caracteritza pròpiament el aqüífers epicàrstics en el carst clàssic). Importància considerable de la infiltració en el sistema (ràpida i lenta), però amb un paper molt important de la lenta (com ho indiquen l'estudi del sistema calcocarbònic i la interpretació de les anàlisis de components principals de les crescudes controlades en les diferents fonts). Volum de trànsit de l'ordre d'1.5 - 2 hm^3.

    La zona saturada té una significació limitada, com així ho indica el volum dinàmic: de l'ordre de 0.2-0.3 hm^3, calculat a partir de l'esgotament (cabal base de les aportacions dels dispositius permanents de la riera de Rellinars: Fonts de Rellinars, Carlets i Font de Conill). Estructura de la zona saturada de l'aqüífer més aviat homogènia i d'escassa carstificació. Així ho indica l'anàlisi de la descàrrega natural (respostes naturals de les sorgències: cabals, temperatura i ions fonamentals i el volum dinàmic). Absència d'organització i d'heterogeneïtat de tipus càrstic a la zona saturada; així, l'estructura és de característiques homogènies i la heterogeneïtat que s'observa és, fonamentalment, la que introdueixen les característiques litoestructurals (vegeu Freixes et al., 1983; Freixes, 1986; Freixes et al., 1991 a).

    L'estructura profunda, per sota de la descàrrega natural, és de tipus fissural, té una carstificació incipient, pràcticament inexistent.

    El carst actual de Rellinars, és a dir, el carst funcional des del punt de vista hidrològic té un desenvolupament de la carstificació molt limitat (particularment a la zona saturada). Però, a més a més, les observacions que es disposen de les descàrregues naturals dels sistemes hidrogeològics de la Font del Llor i de Mura (els altres dos sistemes hidrogeològics d'una certa entitat del massís), indiquen així mateix unes característiques, tant en el funcionament com en l'estructura, molt similars a les observades a Rellinars.

    En definitiva, l'estructura del medi hidrogeològic dels sistemes dels conglomerats calcaris de les serres de Sant Llorenç del Munt i l'Obac és més aviat homogènia, sobretot a la zona saturada (amb una notable diversitat de punts de descàrrega: això és particularment remarcable als sistemes de Mura i Rellinars), característica pròpia de medis d'estructura fissurada i de feble o inexistent carstificació que no d'aqüífers pròpiament càrstics, és a dir, amb la carstificació ben desenvolupada.

11. Encara que es realitzaren uns esforços inicials en l'aproximació hidrobiològica –formació i col·laboració amb l'ecòleg i hidrobiòleg del carst Raymond Rouch del Laboratori Subterrani de Moulis– no fou possible un desenvolupament en profunditat d'aquesta disciplina. No obstant, es realitzaren filtratges (estudi de la deriva) en les descàrregues principals dels sistemes de Rellinars, Bastareny, Fonts del Llobregat, Joeu i Aigüèira. Dels resultats preliminars cal assenyalar que els filtratges realitzats en situació de crescuda a l'Adou del Bastareny aportaren una interessant fauna de microcrustacis aquàtics de l'ordre dels Ciclòpids. També es disposa de dades de diferents filtratges realitzats al Carst Experimental de Rellinars, que aportaren alguns resultats d'interès.

12. El Dr. Claude Andrieux que, malauradament, ja no es troba entre nosaltres, mereix un particular i sentit homenatge i record. Els seus treballs sobre la climatologia subterrània i, particularment, la seva aportació en la recerca de la geotèrmia de les aigües del carst han estat realment rellevants. En les meves estades a Moulis sempre vaig aprendre molt de les seves explicacions i, en tot moment, vaig trobar en ell una actitud oberta i amable: sempre estava disposat ha discutir els dubtes i qüestions que li plantejava.

13. En el desenvolupament de l'estructura de drenatge càrstica les discontinuïtats que s'utilitzen són les que corresponen als plans que contenen els components màxim i intermedi (s_1 s_2), és a dir, les estructures tectòniques que permeten el pas de l'aigua i constitueixen els plans de drenatge. A partir d'aquestes estructures tectòniques de drenatge s'organitza la circulació en l'aqüífer o sistema càrstic (Eraso, 1985; Mangin, 1986 b). El procés de dissolució (amb un significatiu rol del CO_2) aprofita aquestes discontinuïtats, les quals, en conseqüència, tenen un paper important en el desenvolupament de l'estructura de buits càrstics. A partir d'aquestes consideracions es pot afirmar que els processos de carstificació introdueixen una nova permeabilitat de característiques originals que es pot definir com una permeabilitat terciària.

14. El concepte de paleocarst s'utilitza, en el sentit expressat per Mangin (1978 c), per definir tota estructura càrstica inactiva (o quasi inactiva), és a dir, no funcional des del punt de vista hidrològic.

15. El treball coordinat per Kranjc va més enllà dels aspectes hidrològics i geomorfològics del carst i dóna a conèixer la diversitat de característiques pròpies de la regió natural de *Kras* a Eslovènia. El conjunt d'aspectes tractats són: la geologia, la hidrologia, la morfologia, l'espeleologia, els sòls i la vegetació, el patrimoni natural i la seva conservació, els jaciments plistocens i holocens, la geografia humana i l'etnografia.

16. L'apartat que s'ocupa de la modelització i de les tendències actuals en el coneixement del carst és complementari del dedicat a l'aproximació funcional. La part de modelització comenta les iniciatives desenvolupades aquest darrers 13 anys des de l'aproximació funcional i l'orientació dels darrers treballs publicats a començaments del segle XXI (Labat et al., 2001, 2002, 2011, 2012). Es comenten també les aportacions més importants de l'escola anglosaxona (Klimchouck et al., 2000; Jones et al., 2004; Covington et al., 2011, 2012; Fong et al., ed., 2013; Perne et al., 2014). La part que tracta de les tendències en el coneixement del carst més recents insisteix tant en aspectes bàsics com aplicats. Els resultats de l'aproximació funcional tenen importants implicacions des d'una perspectiva aplicada. En efecte, l'aproximació funcional ha experimentat un desenvolupament aplicat interessant, sobretot des del punt de vista de l'explotació i la gestió dels recursos (Bakalowicz et al., 1994; Marsaud, 1996; Crochet i Marsaud, 1996), però les seves possibilitats són o poden ser també notables en les iniciatives de protecció de l'aqüífer càrstic (perímetres de protecció de les captacions, cartografies de vulnerabilitat i risc...). La part aplicada refereix així mateix, els treballs de les accions europees Cost 65 i 620, entre altres, orientades a la protecció dels recursos d'aigua del carst. Aquestes iniciatives constitueixen aportacions interessants, però potser no han utilitzat, amb totes les seves possibilitats, els resultats de l'aproximació funcional (Zwahlen et al., 2003).

17. Mangin (1975 a) estableix algunes idees d'ordre general sobre les característiques de la circulació a la zona no saturada en el medi càrstic i defineix la infiltració ràpida i la lenta (vegeu l'esquema de l'aqüífer càrstic). La circulació ràpida es produeix en discontinuïtats eixamplades per dissolució en les quals el potencial de succió és menyspreable i el flux es pot definir com una escorrentia subterrània. La circulació lenta es produeix en fissures estretes i fines, en les quals el potencial de succió és molt important i les lleis són les del flux de tipus difàsic. No obstant, posteriorment s'han realitzat diverses investigacions que profunditzen en l'estudi de les modalitats prèviament definides per Mangin. En aquest sentit, són remarcables els treballs de Fleyfel (1979), Bakalowicz (1979 a), el treball de Fleyfel i Bakalowicz (1980), Bakalowicz (1977 b, 1980, 1981, 1995) i Botton (1984).

    Bakalowicz (1979 a) a la seva tesi precisa, a partir de dades hidrogeoquímiques, les característiques de les modalitats definides per Mangin a la zona no saturada introduint els conceptes d'infiltració diferida i retardada i directa i indirecta.

Als perímetres experimentals de la regió de Montpellier, Botton (1984) caracteritza, així mateix, els tipus de circulació i estructura de la zona no saturada. En aquest treball es definiren els dos tipus d'infiltració: ràpida i lenta, assenyalant l'existència de dominis físicament diferents, però amb un contrast menys acusat –a la part més superficial– que l'observat entre les drens i els sistemes annexes de la zona saturada. La infiltració ràpida es produeix en discontinuïtats majors (conductes de desenvolupament vertical) i la lenta en els porus i fissures de la matriu (blocs). Els resultats de Botton (1984) es concreten també en la caracterització de la part més superficial del carst, l'epicarst, insistint en les particularitats de la seva estructura i en el seu rol com a estructura-reserva de caràcter discontinu.

Un treball de gran interès és el realitzat sobre la hidrodinàmica de les aigües d'infiltració a la cova de Niaux al Tarascó a França (Mangin, 1988); es tracta d'un enclavament experimental de caràcter puntual en el qual es controla el flux hídric situat en una fissura de la volta del Salò Negre de l'esmentada cavitat. La recerca fou realitzada en el marc d'un programa per a la protecció de les pintures o frescs magdalenians. L'enfocament sistèmic s'aplicà a l'anàlisi d'entrades i sortides per a conèixer les característiques físiques del flux. Així s'estudiaren les relacions entre el cabal d'infiltració i les precipitacions, la pressió atmosfèrica i la temperatura, a partir de les anàlisis correlatòria i espectral; realitzant-se els correlogrames creuats pluja-cabal, pressió-cabal i temperatura-cabal. Les conclusions més importants foren:

- el flux és de tipus difàsic, és a dir, el que s'ha definit com infiltració lenta.
- la necessitat d'introduir la pressió atmosfèrica a les equacions de flux.
- el paper que tenen les estructures-reserva superficials (aqüífer epicàrstic, dipòsits glacials...) com a dispositiu regulador, que afavoreix la infiltració davant l'escorrentia superficial.
- la incidència de la vegetació en l'economia de l'estructura-reserva.

Bakalowicz i Jusserand (1986), en el mateix punt experimental, utilitzen paràmetres del sistema calcocarbònic i isòtops per a caracteritzar les funcions d'entrada i sortida. Els resultats permeten definir, anàlogament al treball anterior, que es tracta d'una infiltració lenta.

El treball de Mangin i Andrieux (1988) presenta un interès particular ja que estableix la relació entre la hidrodinàmica (el context hidrogeològic) i les característiques climàtiques dels fenòmens endocàrstics (pretèrits o no) situats a la zona no saturada.

18. Per analogia elèctrica se sap que la presència d'inèrcia en un circuit condueix a expressions molt semblants a les considerades per l'hidrograma d'intermitència de Fontestorbes (Mangin, 1975 a).

19. El model reduït realitzat per simular el fenomen d'intermitència constata, així mateix, el desenvolupament de fenòmens d'inèrcia i de desequilibri (Mangin, 1975 a).

20. És interessant recordar que el sistema de Valcluse o Vaucluse està considerat com un dels sistemes de majors dimensions del planeta amb una conca de l'ordre de 1230 km^2, un cabal mitjà de 20 m^3/s i un volum dinàmic al voltant dels 100 hm^3.

21. Bonacci (1987) en la seva monografia sobre el carst dinàric dedica un capítol a la temperatura de l'aigua. Aquest autor, seguint les idees de Komatina (1984), dóna importància a la temperatura de l'aigua com a marcador hidrogeològic i assenyala el seu interès en resoldre problemes teòrics i pràctics, particularment els relatius a la utilització dels recursos hídrics del carst en l'abastament d'aigua potable. A partir de dades de la literatura estableix els rangs màxims de variació de la temperatura a les descàrregues càrstiques entre 4º i 20 ºC.

22. Estudis de caràcter experimental sobre la circulació a gran profunditat realitzats en el massís del Moixeró als Pirineus (Freixes i Ramoneda, 1990), han permès abordar la influència de la infiltració ràpida i lenta en conductes situats a la zona saturada; aquest exemple constitueix un dels objectius d'aquesta tesi.

23. En el cas del Carst Experimental de Rellinars, que està situat en els conglomerats calcaris del Paleogen (en contacte amb l'estructura alpina constituïda per la Serralada Prelitoral Catalana), les mesures de la temperatura de l'aigua de les diferents surgències –permanents i temporals– tingueren un gran interès en la caracterització del funcionament i de l'estructura de l'aqüífer (tant les dades del cicle hidrològic com les de les crescudes estudiades, període de 1980 a 1982). Els tipus de resposta de la temperatura en els episodis de crescuda és característic de cadascuna de les fonts; així mateix, les respostes tèrmiques permeten relativitzar la importància de la zona inundada i il·lustren, a partir de les baixes amplituds de variació, l'escassa o feble carstificació que caracteritza l'aqüífer (si més no en la descàrrega natural i la part profunda de l'aqüífer), confirmant les conclusions aportades per la hidrodinàmica i la hidrogeoquímica. En aquest aqüífer és particularment interessant la comparació de les respostes tèrmiques amb les químiques: bicarbonats, calci… (Freixes, 1986).

24. Els harpacticoides constitueixen un grup de crustacis copèpodes microscòpics, generalment bentònics. Al sistema càrstic de Baget (Pirineus, França) s'hi troben 21 espècies: 8 hipogees i 13 epigees.

25. Els buits en el medi hidrogeològic carbonàtic poden tenir característiques molt contrastades en funció del grau de desenvolupament de la carstificació. Quan la carstificació no existeix o ha actuat feblement, el tipus de buits i la permeabilitat la defineixen fissures en un sentit estricte (sense eixamplar o be eixamplades per una carstificació feble i incipient) i, quan la carstificació ha intervingut significativament, s'observen buits, pròpiament càrstics, de dimensions mètriques i decamètriques. Aquests dos tipus de característiques dels buits estableixen dues situacions extremes ben definides: d'una banda, un medi calcari d'estructura homogènia propi dels aqüífers fissurats i, de l'altra, un medi d'estructura heterogènia, jeràrquica i organitzada, propi dels aqüífers càrstics. Entre aquests dos tipus d'estructures o situacions, el menor o major grau de desenvolupament de la carstificació fa possible l'existència d'una gran diversitat d'estructures de l'aqüífer o del reservori. Aquestes diferents estructures són una conseqüència del grau d'evolució de la carstificació. A la zona saturada de l'aqüífer càrstic hi ha estructures o buits de característiques ben diferents; d'una banda hi ha els drens i, de l'altra, els sistemes annexes. Aquests dos tipus d'estructures tenen una geometria (morfologia) i unes funcions completament diferents. La diferenciació serà més i més important en funció del desenvolupament de la carstificació, és a dir, en funció del grau d'evolució del fenomen càrstic. Mangin (1985, 1986 b) i Bakalowicz et al., (1994) consideren que la permeabilitat que fa que les calcàries constitueixin un aqüífer amb reserves importants és d'origen càrstic, és a dir, per causa dels processos de dissolució o carstificació.

26. En la part experimental d'aquesta tesi es fa palesa l'existència d'una diversitat d'exemples d'aquífers en les roques calcàries dels Pirineus de Catalunya; alguns amb un grau de carstificació més o menys desenvolupat –Joeu, Llobregat, Bastareny, la part d'aigua amunt del sistema Tèrme-Pila–, mentre que en altres, com el d'Aigüèira, la carstificació tindria, almenys a la part profunda de l'aqüífer, un feble desenvolupament. El sistema d'Aigüèira, a la classificació hidrodinàmica de Mangin basada en els índexs "i" i "k", se situa en el domini dels sistemes no càrstics i el seu hidrograma unitari (correlograma creuat pluja-cabal) indica també que es tracta d'un aqüífer quasi sense carstificació i, pràcticament, sense estructura de drenatge. No obstant, les observacions de terreny assenyalen que la conca superficial del sistema d'Aigüèira té una ben desenvolupada morfologia superficial amb camps de rascler i dolines de morfologies diverses i, en general, una morfologia epicàrstica remarcable; tot sembla indicar que en aquest sistema les condicions que han influït la carstificació han afavorit més el desenvolupament del carst a la part superficial i, en general, a la part superior de la seva zona no saturada. En el carst del Torcal d'Antequera (Mangin i Pulido-Bosch, 1983; Padilla, 1990; Pulido-Bosch, 1993) s'hi poden fer algunes consideracions anàlogues: un desenvolupament, en aquest cas, espectacular i extraordinari de la morfologia superficial del carst, i un desenvolupament feble o poc important en profunditat; a més, ambdós sistemes tenen reservoris importants. Arribats a aquest punt, una qüestió es planteja: Aigüèira i el Torcal es poden definir com a exemples de carst? És evident que no ho serien, si s'utilitza la definició hidrològica de carst –d'aqüífer càrstic– proposada per Mangin (1975 a), però, què es pot considerar des d'un punt de vista geomorfològic? És que, potser, es poden separar les definicions hidrològica i geomorfològica? L'anàlisi de sistemes deixa ben clar que no (Mangin, 1975 a, 1978, 1982 b, 1994 a, 1998). A les conclusions generals es reprendran aquestes reflexions i consideracions.

27. En el marc del projecte europeu *A multidisciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies* (Monnin et al., 1997) es realitzà, al carst experimental de Baget, concretament al sistema annex de la Peyrère, una experiència de traçat en continu amb fluoresceïna (uranina) i amb mesura de la resposta a les Hountas també en continu (monitoratge en continu de la fluorescència). En aquesta experiència, contràriament a allò que se suposava, no s'observà en cap episodi de crescuda que el dren alimentés el sistema annex. Aquesta observació qüestiona l'existència d'un doble flux; així, solament hi hauria alimentació del sistema annex al dren i no d'aquest al sistema annex, contradient la reciprocitat del flux que estableix el model conceptual proposat des de l'aproximació funcional (Mangin, 1975 a, 1994 a). Per tant, cal analitzar detingudament les implicacions i l'abast dels resultats de l'experiència, és a dir, cal considerar si les seves conclusions són particulars de la relació hidrodinàmica del sistema annex de la Peyrère amb l'estructura de drenatge o, si és possible, la generalització dels resultats de l'experiència a la relació que existeix entre altres sistemes annexos i el dren (esquema de funcionament del carst de Baget, França).

28. La hidrogeologia es pot definir com una ciència aplicada. Els desenvolupaments aplicats han de considerar l'originalitat de l'aqüífer càrstic tant en l'estructura com en el comportament (heterogeneïtat i estructura fractal, no linealitat…) i, en definitiva, la seva complexitat. Qualsevol iniciativa en la gestió de l'aqüífer: exploració, definició de les condicions de l'explotació, tipus de dispositius de captació, vulnerabilitat i protecció, recàrrega artificial… tindrà més possibilitats de reeixir i d'obtenir uns resultats positius en la mesura que consideri i introdueixi les particularitats de l'aqüífer. En la gestió de l'aqüífer càrstic, com succeeix en la recerca, l'anàlisi de sistemes és un enfocament de gran interès (Marsaud, 1996, 1997).

29. La més important aportació conceptual del Laboratori Subterrani de Moulis és el canvi de referència o de paradigma en la recerca del carst: de la cavitat al sistema càrstic. En efecte, la xarxa espeleològica, assimilable a una part de l'estructura de drenatge, només correspon a un 0.2 % del total de buits càrstics del sistema (Mangin, 1975 a; Freixes, 1993).

30. Steefel i Lasaga (1990) fan al·lusió al carst com l'exemple més extrem de dissolució a la naturalesa (donen la referència bibliogràfica de Bögli, 1980), no obstant, la modelització que proposen es basa en l'equació general de flux. Òbviament, les possibilitats d'introduir l'acoblament de processos (flux i transport) és més senzilla en el cas d'aqüífers porosos i d'aqüífers calcaris només fissurats en els quals la complexitat és menor (estructura homogènia i comportament lineal) i és possible treballar amb les equacions fenomenològiques de Darcy o bé amb modificacions d'aquestes.

31. L'interès en conservar la morfologia, els recursos i, en definitiva, els valors patrimonials del medi càrstic ha fet que es plantegessin iniciatives de protecció de caràcter general, no necessàriament dirigides a la protecció i conservació dels recursos hídrics. Això ha suposat la creació d'espais protegits amb figures de protecció diverses; a vegades fent especial atenció als valors ecològics de les àrees càrstiques (parcs naturals i, en general, espais naturals protegits). Les regions calcàries presenten característiques ambientals pròpies, en bona part determinades per la seva originalitat geomorfològica i hidrològica i per les diverses activitats humanes i econòmiques que s'hi desenvolupen. En aquest sentit és molt il·lustratiu el treball *Kras: Slovene Classical Karst* (Kranjc et al., 1997). Algunes reunions i obres col·lectives de finals dels 80 i començament dels 90 s'han ocupat del medi càrstic des d'una perspectiva ambiental com la monografia *Karst terrains. Environmental Changes and Human Impact*, que tracta dels canvis ambientals i dels impactes humans en el carst (Williams, 1993; Lauritzen, 1993; Gunn, 1993; Trudgill i Inkpen, 1993; Urushibara-Yoshino, 1993; Hardwick i Gunn, 1993; Huppert et al., 1993). El carst, anant més enllà dels aspectes ambientals i dels valors patrimonials naturals, es caracteritza per un patrimoni cultural molt important que ha suposat el desenvolupament de recerques des de disciplines com la prehistòria i la història (paleontologia i paleoantropologia…). En l'àmbit mediterrani això és particularment rellevant: el paper i la importància de les regions càrstiques de la conca mediterrània ha estat fonamental en l'evolució humana prehistòrica i històrica; dos aspectes han estat determinants de la concentració de les activitats humanes en els espais càrstics: l'existència d'importants recursos hídrics i el seu paper com a habitat i espai de pràctiques culturals diverses (Freixes et al., 1998 d).

32. A Catalunya hi ha nombrosos exemples d'utilitzacions negatives i errònies del territori, i el país calcari no n'és una excepció. Possiblement el cas més paradoxal és el del Garraf, en el qual hi ha l'abocador de residus urbans de la l'àrea metropolitana de Barcelona, una elevada densitat de pedreres que exploten roques calcàries, autopistes, carreteres i urbanitzacions que mai haurien d'haver-se plantejat. L'abocador, en aquests moments, en procés de tancament definitiu, és, per les seves dimensions i característiques, un exemple únic al món d'abocador en medi càrstic. La paradoxa és que el massís del Garraf és parc natural; segurament, el parc natural menys homologable que deu existir.

33. La qualitat dels recursos hídrics dels aqüífers càrstics és susceptible de degradar-se i es coneixen exemples amb contaminació d'origen divers: industrial, agrícola, urbà… (Morris et al., 2003). A la Font Major de l'aqüífer de l'Espluga de Francolí, que es capta per a l'abastament del municipi, s'han observat episodis recurrents de contaminació microbiològica com a conseqüència de l'elevada vulnerabilitat de la seva zona de descàrrega que es troba just sota el casc urbà del municipi; es tracta d'un exemple paradigmàtic de carst urbà, en el qual la influència d'aigües negres o d'aigües residuals en el dren que es capta per a l'abastament és òbvia, doncs la distància dels possibles focus contaminants al dren no arriba ni a 10 m (Cervelló et al., 1999). La regió de Kras a Eslovènia, com passa amb altres àrees càrstiques eminentment rurals, té problemes en la qualitat de les seves aigües subterrànies relacionats amb contaminació d'origen agrícola (compostos nitrogenats, pesticides…).

34. Les característiques de l'estructura de l'aqüífer i particularment del reservori constitueixen un aspecte de gran interès per les seves fortes implicacions des d'una perspectiva aplicada (Freixes, 1993). La zona saturada, pel seu desenvolupament espacial i per les possibilitats d'ubicar importants reserves, constitueix el reservori cabdal. El tipus d'estructura del reservori condiciona l'exploració i determina les característiques de l'explotació i les iniciatives de protecció. El coneixement de l'estructura de la zona no saturada i de l'epicarst i, en particular, de la zona saturada són fonamentals per a plantejar una gestió racional i sostenibilista del medi i l'aqüífer càrstic. Aquestes consideracions justifiquen amplament la necessitat de conèixer les característiques geomètriques i les dimensions dels buits, així com les relacions que s'estableixen entre les diferents parts de l'aqüífer. Quan la carstificació té un desenvolupament significatiu, és fonamental la relació que s'estableix entre els buits que constitueixen el drenatge i els que formen el reservori. En aquest mateix sentit també és molt important el tipus d'esquema o estructura general del sistema –binari o monàdic–, i, com s'acaba de comentar, la situació del drenatge a la zona saturada (sistemes jurassians o valclusians).

35. La metodologia de la cartografia hidrogeològica (Freixes et al., 1998 c) ha de partir d'una cartografia geològica (i de formacions superficials) de detall (bases 1:25.000 i 1:10.000) i rigorosa, amb una exhaustiva anàlisi de l'estructura geològica en profunditat que defineixi bé els límits geològics i contribueixi al coneixement dels límits hidrològics del sistema; també és necessària una cartografia geomorfològica de l'exocarst i de l'endocarst, reconeixements geofísics, inventari de punts d'aigua i piezometria, sondeigs d'exploració hidrogeològica, experiències amb traçadors i, com un aspecte fonamental, l'anàlisi del funcionament i de l'estructura de l'aqüífer a partir del control de la descàrrega (un cicle hidrològic).

36. La Garona, amb una conca de 29.500 km^2, és el tercer riu de França pels seus cabals. A l'estació hidromètrica de Tonneins té un mòdul de 690 m^3/s i un cabal màxim de 3.400 m^3/s. En l'àmbit hidrològic de gestió –*Adour-Garonne*– és el curs fluvial més important i l'aportació que prové dels Pirineus té un paper considerable en el seu funcionament, que observa un règim pluvio-nival. Els documents de l'Agència de conca Adour-Garonne indiquen que el seu naixement és el sistema càrstic de Joeu, que té la seva alimentació més important en la captura de l'alta conca de riu mediterrani Éssera. Aquesta captura càrstica implica la part septentrional del massís de la Maladeta (Aneto 3.404 m), és a dir, els relleus més elevats dels Pirineus. Les poblacions més importants de la conca de la Garona són Tolosa (741.120 h) i Bordeus (735.337 h) on es troba la desembocadura (estuari de la Gironde).

37. L'encavalcament del port de la Picada-Valarties (García-Sansegundo, 1992) constitueix un límit geològic important que separa dues macroestructures: el Sinclinori del Pla d'Estany i l'Anticlinal Central. Es tracta d'una discontinuïtat hercinianoalpina important que es desenvolupa des del port de la Picada al Valarties (falles N i S de Joeu segons Kleinsmiede, 1960); posa en contacte els materials del Carbonífer i Devonià (metapsammites i marbres) que formen part del Sinclinori del Pla d'Estany amb el Devonià i Silurià (marbres i ampelites) de l'Anticlinal Central. Però la traça d'aquest contacte o estructura i els materials identificats en el mateix contacte –que formen la làmina encavalcant– varia d'unes cartografies geològiques a d'altres segons els autors (Kleinsmiede, 1960 i García-Sansegundo, 1992). Això no tindria més importància si no fos per les seves implicacions hidrogeològiques, ja que aquesta estructura intervé, d'una manera significativa, en la delimitació de sistemes o unitats hidrogeològiques, com succeeix amb el sistema càrstic de Pomèro, situat en el límit septentrional i a escassa distància del de Joeu, i també per la importància que pot tenir en la delimitació en profunditat de la zona saturada a un nivell inferior de la ressurgència dels Uelhs deth Joeu. No s'ha investigat en detall l'activitat i l'evolució geodinàmica alpina d'aquesta estructura, però podria perfectament considerar-se com a una estructura associada a l'encavalcament de Gavarnia, situat més al N (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1992; Muñoz, 1992).

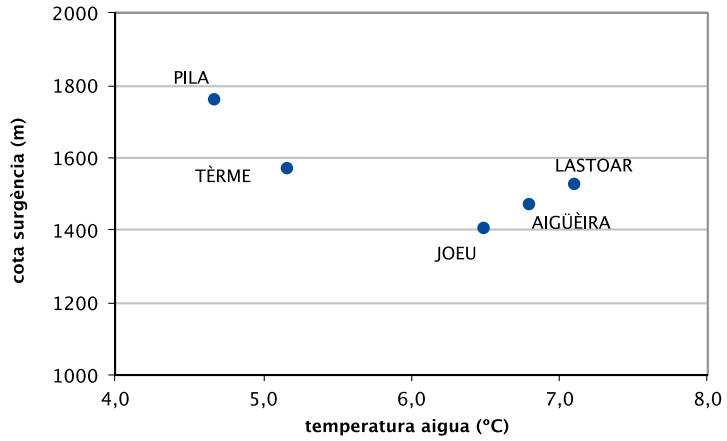
38. Encara que les observacions de terreny no ho permeten confirmar és possible que el Devonià que forma part del Sinclinori del Pla d'Estany pertanyi a l'Àrea de la fàcies Sierra Negra (Mey, 1967; Zwart, 1979; García-Sansegundo, 1992). El Devonià en fàcies Sierra Negra presenta una unitat superior fonamentalment lutítica, però amb nivells calcaris (Devonià mitjà i superior) i una d'inferior carbonàtica (Devonià inferior).

39. El sistema càrstic d'Alba amb una extensió de 5 km^2 es desenvolupa en els relleus de la vall d'Alba a l'alt Éssera i té moltes analogies amb el sistema de Joeu amb el qual limita. Observa també un esquema binari molt marcat: granitoides del plutó de la Maladeta en contacte amb les calcàries metamòrfiques del Devonià. La seva aportació hídrica –fonts d'Alba– a l'alta conca de l'Éssera és la més important entre les d'origen càrstic.

40. Tiburzio Spannocchi era un enginyer reial, originari de Siena, que l'any 1594 realitzà una interessant cartografia acompanyada d'uns textos descriptius de la Val d'Aran. Les seves observacions cartogràfiques i literàries fan evident la relació entre la pèrdua del Forat d'Aigualluts i la ressurgència dels Uelhs deth Joeu; remarcant la importància de l'aportació del riu Joeu en l'origen de la Garona aranesa. Spannocchi també es refereix al naixement de la Garona situat a la part d'aigua amunt de la Garona aranesa, concretament al "Condado de Palas" (que ha de ser el Comtat de Pallars) sense que es pugui saber si es refereix a alguna aportació d'origen subterrani concreta o bé, es tracta d'un comentari general. El fragment de text de Tiburzio Spannocchi que s'ha incorporat a la tesi és el que té interès hidrològic. Aquest text s'ha regularitzat ortogràficament per facilitar-ne la comprensió, respectant al màxim l'escriptura original

41. En les característiques tèrmiques dels sistemes càrstics aranesos, independentment de les relacionades amb el grau de desenvolupament de la carstificació i amb les particularitats influïdes per l'estructura càrstica de cada sistema (Freixes et al., 1998 a), s'observa un certa anomalia pròpia dels sistemes relacionats amb granitoides. En efecte, en determinades situacions, les calcàries poden formar part de les aurèoles metamòrfiques dels batòlits i, en d'altres els granitoides formen part de les conques càrstiques (també poden coincidir ambdues condicions en un mateix sistema coma passa a Joeu, Lastoar i Aigüèira). Tanmateix cal recordar l'existència de circulació hídrica profunda relacionada amb els

granitoides que es tradueix en l'existència de termalisme, com succeeix a Arties, Tredòs i Les (Servei Geològic de Catalunya, 1990). L'anomalia en les surgències del carst s'expressa pel fet que la seva temperatura mitjana és superior a la que caldria esperar (vegeu figura), és a dir, s'observa un cert comportament hipertèrmic. Joeu té una temperatura mitjana de 6.49 ºC, aproximadament 0.8 ºC per sobre de la que hauria de presentar; a Aigüèira la temperatura mitjana és 6.8 ºC, aproximadament uns 1.4 ºC per sobre de la que li correspondria i, a Lastoar, que té una temperatura mitjana de 7.1 ºC, l'anomalia és, relativament, més marcada, doncs es troba 1.7 ºC per sobre de la que hauria de tenir. Aquestes característiques tèrmiques s'observen precisament en els exemples que presenten granitoides a les seves respectives conques càrstiques: Joeu, Lastoar i Aigüèira. Com ja s'ha explicat en la caracterització de les conques càrstiques araneses, Joeu i Lastoar són de tipus binari, amb importants extensions de granitoides i, Aigüèira, és més aviat, de tipus monàdic, amb una molt reduïda extensió de granitoides. En el cas de Joeu i Lastoar els granitoides formen part del batòlit de la Maladeta i en el cas d'Aigüèira del plutó de Marimanha. En el dom d'Arties-Tredòs (situat al N del batòlit de la Maladeta) hi ha importants manifestacions de termalisme en diferents fonts ubicades als granitoides i a les calcàries de la seva aurèola metamòrfica, com succeeix amb la Font Gran dels Banys d'Arties que té una temperatura de 40 ºC (Servei Geològic de Catalunya, 1990). La Font Gran es troba a la confluència del Valarties i la Garona de Ruda, uns 5 km aigua vall de la Font de Lastoar.



42. Amb l'objectiu de disposar d'unes primeres dades dels isòtops Deuteri i Oxigen-18 dels sistemes hidrogeològics aranesos (Joeu, Lastoar, Tèrme-Pila, Aigüèira i Horno), es realitzà un mostreig general tant a les conques d'alimentació (mantell de neu i pèrdues) com a les fonts. Els resultats indiquen molt bé l'efecte de la considerable l'altitud dels relleus en les precipitacions que es produeixen a la val d'Aran, doncs tots el sistemes tractats en aquesta tesi tenen les conques a gran alçada, però no aporten informació precisa sobre el funcionament i l'estructura del sistemes i per aquest motiu no es tractaran els resultats obtinguts, que seran objecte d'un treball posterior.

43. Caldria considerar les possibilitats que ofereixen les diferents tècniques geofísiques amb l'objectiu de definir el contacte de les calcàries del Devonià superior-Carbonífer inferior amb les metapsammites del Carbonífer inferior i no únicament a la ressurgència, sinó aigua amunt, a les valls de Ribèra i Pois. També s'aconseguiria precisar la geometria de l'estructura sinclinal en la part captiva de l'aqüífer.

44. Els sistemes de Lastoar i Joeu són comparables amb el sistema o carst d'Alba, situat a l'alt Éssera. El carst d'Alba està situat en el mateix context geològic regional que Joeu i Lastoar i presenta, així mateix, una conca de tipus binari i una estructura càrstica ben desenvolupada. La seva descàrrega natural (fonts d'Alba) alimenta el riu mediterrani Éssera (vegeu Freixes et al., 1998 a).

45. Se suposa que el sistema té una única font; les aportacions d'origen subterrani que s'observen aigua avall de la Font de Lastoar, prop del tàlveg del Valarties –captacions d'aigua potable d'Arties– se situen en afloraments granítics i no tenen aparentment cap relació amb la unitat hidrogeològica estudiada.

46. Aquestes estructures càrstiques ja no són funcionals o, en tot cas, ho són d'una forma molt limitada (com succeeix amb l'avenc de Bargadèra), per tant, aquest conjunt de cavitats situades en el circ d'Escunhau, es poden en certa manera considerar com una part d'una morfologia o estructura càrstica pretèrita, desenvolupada en una etapa inicial de carst de Lastoar o potser, fins i tot, anterior.

47. Encara que en els processos de carstificació i en la transferència en profunditat del CO_2 (en febles o molt baixes concentracions) ja s'ha comentat la gran importància que hi tenen les aportacions al-lòctones en pèrdues importants, conseqüència de l'estructura binària del sistemes (com succeeix en els exemples de Joèu, Alba, Tèrme-Pila...) a Lastoar cal considerar la part de la conca formada per calcàries (45,3%) que a partir de la infiltració lenta pot influir en la transferència en profunditat de CO_2. A Lastoar la importància de l'extensió dels afloraments calcaris del sistema és, relativament, superior a Joèu. Aquestes consideracions s'han de situar en el marc propi de la carstificació de l'alta muntanya (particularment en el cas dels sistemes d'estructura binària). En efecte, en els carsts d'alta muntanya sembla que les aportacions hídriques massives en pèrdues fan més efectiva la capacitat de dissolució, encara que les concentracions de CO_2 de les aigües de fusió del mantell de neu siguin molt baixes.

48. Quan la ressurgència de la Pila funciona en condicions de càrrega elevada, el nivell d'aigua experimenta variacions decimètriques periòdiques, les quals s'expliquen com la conseqüència d'un fenomen de cop d'ariet o de moltó. Aquest fenomen físic té una explicació relativament senzilla: quan un flux en un conducte s'atura de manera més o menys brusca, se suprimeix la seva energia cinètica, la qual es transforma en energia potencial de pressió; aquesta pressió suplementària o sobrepressió produeix una ona de xoc que rep el nom de cop d'ariet (Mangin, 1975 a). En el cas de la Font de la Pila, el punt de descàrrega es troba a la part superior d'un conducte quasi vertical d'uns 90 m de profunditat que connecta a la seva part inferior amb un conducte de disposició més horitzontal. Aquestes són precisament les condicions hidrodinàmiques perquè es produeixi un cop d'ariet. En efecte, el flux que circula en el conducte inferior es veu frenat, quasi aturat, i obligat a remuntar pel conducte de disposició vertical. El flux d'aigua experimenta una pulsació i com a conseqüència d'això es produeix l'oscil·lació periòdica del nivell. La Pila també actua com una xemeneia d'equilibri. Els treballs d'hidrogeologia realitzats al carst experimental de Rellinars (Freixes, 1986), que és un exemple de merocarst en conglomerats, van posar en evidència que tres dels seus sobreeixidors, en situació de crescuda i d'elevat cabal, també experimentaven fluctuacions periòdiques en el nivell de desguàs. Les fonts en què s'observà la fluctuació eren la Barbotera, la Pedregosa i la Saiola; en situació d'aigües baixes aquestes fonts són accessibles a l'exploració i se'n disposa de la topografia, en tots els casos el punt de desguàs té relació amb conductes verticals o subverticals que connecten amb galeries de disposició horitzontal situades varis metres en un nivell inferior. La fluctuació que s'observa ha de respondre també al fenomen de cop d'ariet. Tant en el cas de la Barbotera com de la Saiola, a la base dels conductes verticals de descàrrega n'hi confluïxen varis d'horitzontals, situació que encara afavoreix més el desenvolupament del cop de moltó (vegeu Mangin, 1975 a). En el sistema de Rellinars aquests trop-pleins constitueixen xemeneies d'equilibri.

49. El PEIN, pel que sembla, no utilitza criteris hidrològics, ni hidrogeològics, en la definició i delimitació dels espais a protegir.

50. La font d'Aigüèira i les que es troben aigua amunt a la vall de Ruda en una situació geològica semblant a la d'Aigüèira, que s'han anomenat Fonts de Ruda, inclòs, fins i tot, el sobreeixidor de Ruda, defineixen, de fet, un conjunt de dispositius de descàrrega del sistema hidrogeològic objecte d'estudi. Aquest conjunt de surgències cal pensar que ha de respondre a la denominació comú de Fonts de Ruda i constitueix l'aportació subterrània més important de la Garona de Ruda.

51. El sistema o aqüífer d'Aigüèira tal i com indiquen les dades de cabal, temperatura i geoquímica de l'aigua ha de tenir reserves significatives. En efecte, l'evolució de les diferents característiques hidrològiques (cabal, temperatura, química de l'aigua...) al llarg del cicle hidrològic i en els diferents episodis de recàrrega analitzats (precipitació en forma de pluja i, sobretot, a partir de la fusió del mantell nival en el període de primavera-estiu) indiquen l'existència de reserves dinàmiques i probablement profundes de consideració. No obstant, les avaluacions realitzades del volum dinàmic amb les dades de l'estació limnimètrica analògica per als cicles hidrològics de l'any 1984 al 1992 donen valors molt elevats: entre 7.2 i 12.93 hm^3. Aquestes avaluacions pensem que sobreestimen les reserves dinàmiques del sistema. Inicialment pensarem que el problema tenia a veure amb el funcionament de l'estació limnimètrica analògica de la font d'Aigüèira; problema que, en cas d'existir, exigiria un tractament de les dades de cabal obtingudes (dels hidrogrames) per als diferents cicles hidrològics que pressuposa una anàlisi i modelització que de moment no s'ha realitzat. Independentment que aquest problema existeixi o no, es tractaren les dades de l'estació automàtica digital (nivell/cabal, temperatura i conductivitat) i les avaluacions dels volums dinàmics per als esgotaments de quatre cicle hidrològics foren: 9.2 hm^3, 11.13 hm^3, 12.45 hm^3 i 13.06 hm^3. És a dir, novament s'obtenien uns valors de les reserves dinàmiques que al nostre entendre, sobreestimaven el volum dinàmic real i, el més sorprenent, els càlculs aportaven uns resultats totalment coherents amb els obtinguts amb les dades de l'estació analògica. La conclusió a la que s'arriba és què en ambdós casos els esgotaments que s'utilitzaren per al càlcul, no eren reals, sinó que existia un clara influència d'episodis de crescuda, que encara que fossin poc importants, no deixaven que l'esgotament realment es produís. Com així es constatava quan s'observava l'evolució de l'hidrograma. Hi ha una tendència a l'esgotament, però aquest realment no es produeix. Això no deixa

de ser sorprenent, doncs el sistema d'Aigüèira, en el marc dels diferents aqüífers aranesos estudiats, és el que hauria de presentar un funcionament menys influenciat. Joeu, Lastoar i Tèrme-Pila tenen una estructura o esquema binari i presenten importants pèrdues funcionals que determinen el seu caràcter influenciat; el sistema d'Aigüèira és completament diferent: és assimilable a un sistema monàdic, està poc carstificat, si més no, en profunditat i no té estructura de drenatge. Per aquest motiu es realitzaren nous càlculs amb les dades de l'estació automàtica digital amb l'objectiu de treballar amb els esgotaments dels hidrogrames on realment no existia el caràcter influenciat i així es pogués realitzar un càlcul del volum dinàmic més objectiu que evités la sobreestimació. Això ens portà a treballar amb les evolucions de l'hidrograma en esgotament allà on aquest era més evident i a operar per extrapolació per realitzar els càlculs. D'aquesta manera s'obtingueren valors del volum dinàmic entre 3.2 i 3.7 hm^3 molt més raonables i coherents amb la realitat del sistema. Aquests són els resultats que es presenten a l'apartat d'hidrodinàmica del sistema d'Aigüèira.

52. La tècnica d'explotació en galeria, particularment de les zones de descàrrega natural, s'ha utilitzat de forma notable en la captació dels aqüífers calcaris que resolen els abastaments d'aigua potable de les poblacions de Brussel·les i Lieja a Bèlgica. Aquests aqüífers presenten unes característiques hidrogeològiques comparables amb les que s'observen al sistema d'Aigüèira (homogeneïtat, baixa permeabilitat, important regulació natural, reserves dinàmiques significatives o importants…).

53. A l'Aran es reconeixen les divisòries entre els diferents rius afluents de l'Ebre –l'Éssera i els dos Nogueres– que vessen al Mediterrani i la Garona tributària de l'Atlàntic. Com ja s'ha vist, aquestes divisòries de les conques superficials no són les reals, doncs els fenòmens de captura càrstica modifiquen el àmbits hidrològics definits per les divisòries superficials i introdueixen uns límits que poc tenen a veure amb els de la xarxa hidrogràfica superficial. L'exemple més paradigmàtic i espectacular és la captura de l'alt Éssera per part del sistema càrstic de Joeu, tributari de la Garona.

54. L'aqüífer del Bastareny determina l'aportació hídrica més important de l'alta conca del Llobregat. A més, com a conseqüència del valor estratègic i patrimonial dels seus recursos i reserves hídriques és un dels aqüífers en roques carbonàtiques més interessants i importants dels Pirineus i de Catalunya. De fet, fins fa poc no s'havien posat en evidència els seus recursos i reserves (Freixes et al., 1998 d, 1999 b; Ramoneda et al., 1999). El valor estratègic d'aquests recursos és encara més palès en el marc dels nous escenaris que defineix el canvi climàtic i particularment en les fortes situacions de sequera. Paradoxalment, en les iniciatives del Pla de Sequera del 2005 (Agència Catalana de l'Aigua) s'ha considerat a la població de Bagà (que capta l'aqüífer del Bastareny) com un abastament d'emergència quan la disponibilitat d'aigua de l'aqüífer és molt elevada, no solament per a resoldre el problema d'una petita població com Bagà, sinó per a enfocar objectius o necessitats de recursos hídrics d'abast molt superior. El desconeixement dels recursos d'aigua subterrània existents en l'àmbit dels Pirineus és una conseqüència de l'escàs interès de les administracions de l'aigua en aquest territori i de l'absència, durant massa temps, d'una veritable planificació hidrològica i territorial. Ara, la nova planificació territorial que s'està concretant en els Pirineus no hauria d'oblidar integrar-hi el coneixement dels recursos d'aigua dels sistemes hidrogeològics ja investigats i, sobretot, preocupar-se en definir noves iniciatives per tal d'aprofundir en el coneixement que ja es disposa, particularment en matèria de gestió i protecció d'aquests recursos. És indispensable planificar la recerca de les unitats hidrogeològiques no investigades, així com dels sistemes que encara presentin un coneixement limitat.

55. L'encavalcament de Vallfogona és a uns 3400 m de profunditat per sota de les surgències del sistema i la naturalesa dels materials és evaporítica (mantell del Serrat).

56. La formació Corones està constituïda per dues unitats o membres: una d'inferior detrítica i una de superior calcària. La potència del conjunt pot variar entre 70 i 320 m. Els ciments dels nivells detrítics són de naturalesa calcítica. La Fm Corones constitueix una intercalació entre les unitats carbonàtiques cenozoiques que formen la serra del Cadí, la Moixa i el Moixeró. Les falles transversals afecten la Fm Corones i desplacen significativament els materials d'aquesta unitat, que, així mateix, presenta una important xarxa de diàclasis. La fracturació modifica la permeabilitat original de la Fm Corones, però el que pot ser particularment important és el paper de les falles transversals que posen en contacte unitats carbonàtiques que estratigràficament no ho estan.

57. Una forma particularment significativa per les seves dimensions és la dolina que es coneix com El Goleró, que està situada a l'extrem occidental de la conca a 1970 m d'altitud i té un diàmetre superior a 100 m. Forma part d'un context amb superfícies de rascler i de formes càrstiques erosionades, quasi exhumades, amb clasts (a vegades blocs) que constitueixen fragments d'espeleotemes relacionats segurament amb una paleoestructura càrstica.

58. La innivació no té la importància que caracteritza els sistemes hidrogeològics aranesos, però no és, en absolut, menyspreable. El conjunt del relleu de la serra del Cadí, per la seva geomorfologia i remarca-

ble altitud, es caracteritza, en el període d'hivern i primavera, per un considerable mantell de neu que influeix significativament el funcionament hidrològic del sistema.

59. En el carst del Bastareny és difícil assegurar la geometria que defineix l'estructura de drenatge del sistema. Possiblement es tracti d'una geometria de tipus mixt, ja que el caràcter binari és poc marcat, és a dir, en part seria reticular i en part filiforme. No obstant, caldria aprofundir en la caracterització de l'estructura de drenatge tant de la zona no saturada com de la saturada.

60. L'Adou del Bastareny pot deixar de funcionar en estiatges particularment marcats, no obstant, unes desenes de metres aigua avall, en el mateix tàlveg del curs que procedeix de l'Adou, existeixen permanentment aportacions d'aigua de feble cabal (és a dir, s'observa un esgotament de l'aportació de l'Adou).

61. No es disposa de dades quantitatives sobre les edats de les espeleotemes i dels dipòsits de les diferents cavitats de la serra del Cadí, i, per tant, no es pot establir una cronologia rigorosa de l'evolució del carst, però es poden fer algunes observacions de valor qualitatiu en relació amb l'evolució recent del sistema. Aquestes observacions fan referència, principalment, a la zona de descàrrega.

62. L'estudi de la deriva en microcrustacis a partir del filtratges realitzats a l'Adou del Bastareny (i al Bullidor de Sant Esteve) indica l'existència d'un interessant ecosistema aquàtic (amb una abundant presència de copèpodes Ciclòpids i Harpacticoides). La recerca ecològica de la complexa zona inundada del sistema de les Fonts del Bastareny hauria de ser un repte de futur: d'una banda per l'interès de l'ecosistema càrstic i, de l'altra, per la informació hidrològica i de l'estructura que aportarien els marcadors faunístics.

63. A part de la utilització que es fa d'uns sondatges sorgents, situats molt a prop de les Fonts, pràcticament en el mateix contacte de les calcàries devonianes amb les lutites i gresos vermells del Permià, no existeixen altres aprofitaments de l'aqüífer. Les captacions verticals poden ser el tipus de dispositiu d'explotació més adequat donades les característiques de l'estructura de l'aqüífer.

64. En el cas que el Pedró dels Quatre Batlles o Tosa d'Alp (2536 m) formés part del sistema, l'altitud mitjana seria de 1845.5 m.

65. El sistema de la Fou de Bor, tot i estar situat majorment al vessant N del Moixeró, podria haver estat influït per una aportació de sulfats no menyspreable procedent de la pluja àcida originada per les emissions contaminants de la central tèrmica de Cercs (particularment en el període de control de finals dels 80) i el mateix podria succeir amb els altres sistemes estudiats a l'alt Llobregat.

66. No és pot establir una cronologia de la carstificació en el carst del Moixeró. La hipòtesi que la part més antiga de la xarxa càrstica pugui tenir a veure amb les importants aportacions d'aigua que es produirien després del darrer Màxim glacial es pot plantejar, però mentre no es disposi de datacions no es pot concretar una cronologia amb rigor. Podria succeir que la part pretèrita de la xarxa de la Fou respongués a una etapa de carstificació anterior al Màxim glacial i que després del Màxim glacial simplement es produís una reactivació de l'estructura càrstica preexistent. Posteriorment amb l'aprofundiment del nivell de base –de la Tuta del Bosc a la Fou– s'arribaria a la situació actual. El carst de la Fou de Bor és clarament polifàsic.

67. El Túnel del Cadí en realitat no travessa la serra del Cadí, sinó la del Moixeró, que és la continuació oriental de les serres del Cadí i de la Moixa. La utilització del topònim Cadí per a ubicar el túnel és, doncs, geogràficament errònia i més aviat desafortunada. El túnel, en rigor, hauria d'anomenar-se Túnel del Moixeró. Des del punt de vista geològic són relleus de característiques ben diferents: la serra del Cadí està formada per unitats carbonàtiques del Terciari (Paleogen), mentre que la serra del Moixeró està formada, principalment, per unitats carbonàtiques, pelítiques i psammítiques del Paleozoic (Devonià i Carbonífer). El mateix succeeix des del punt de vista de la hidrologia subterrània, doncs es poden distingir dues unitats ben diferenciades i independents: al Cadí, el sistema hidrogeològic del Bastareny, tributari del Llobregat, i, al Moixeró, el sistema hidrogeològic de la Fou de Bor, tributari del Segre).

68. Ja en ple funcionament del Túnel com a infraestructura viària, les diferents aportacions hídriques ocasionaren puntualment problemes –inundació parcial de les canalitzacions i galeries i curtcircuits de la xarxa elèctrica– per precipitació de carbonats i obstrucció de les canalitzacions de drenatge.

Bibliografia

Bibliografia

Afouda, A. (1974) *Contribution à l'étude des systèmes hydrologiques non linéaires*. Tesi doctoral. Toulouse.

Agence de l'Eau Adour-Garonne (2003) Directive cadre sur l'eau. État des lieux du district Adour Garonne. Document de synthèse. Toulouse.

Aminot, A. (1974) "Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. II-Les analyses chimiques en hydrogéologie karstique". *Annales de Spéléologie* 29(4): 461-483.

Aminot, A. (1975) "Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 4-Le pH: aspect théorique, mesure et interprétation géochimique". *Annales de Spéléologie* 30(1): 7-20.

Amorocho, J. (1963) "Measures of the linearity of hydrologic systems". *J. Geophys. Res.* 68(8): 2237-2249.

Andreo, B., Carrasco, F., Mangin, A., Antigüedad, I. i Vadillo, I. (1996) "El análisis correlatorio y espectral aplicado al sistema carbonatado Alpujárride de Torremolinos (Sierra de Mijas, Málaga)". *Recursos Hídricos en Regiones Kársticas: exploración, explotación, gestión y medio ambiente, (Vitoria-Gasteiz, 14-17 Octubre, 1996)*.

Andreo, B. (1997) *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las sierras Blanca y Mijas*. Málaga. Universidad de Málaga.

Andreychouk, V., Dublyasnky, Y., Ezhov, Y., Lysenin, G. (2009) Karst in the Earth's Crust: in distribution and principal types. Earth's sciences series, nº 49. Editor Andrzej T. Jankowski. University of Silesia-Department of Earth's Sciences. Ukranian Academy of Sciences&Tavrichesky National University-Ukranian Institute of Speleology and Karstology. Sosnowiec-Symferofol.

Andrieux, C. (1969) *Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques*. Tesi doctoral. Université de Bordeaux.

Andrieux, C. (1972) "Le système karstique du Baget (Ariège). I. Sur la thermique des eaux au niveau de l'exutoire principal (note préliminaire)". *Annales de Spéléologie* 27(3): 525-541.

Andrieux, C. (1974) "Premiers résultats sur l'étude de climat de la salle de peintures de la Galerie Clastres (Niaux-Ariège)". *Annales de Spéléologie* 29 (1): 3-25.

Andrieux, C. (1976) “Le système karstique du Baget. II. Géothermie des eaux a l’exutoire principal selon les cycles hydrologiques 1974 et 1975 “. *Deuxième Colloque d’Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon*.

Andrieux, C. (1977) “Étude du climat des cavités naturelles dans les roches calcaires (Grotte de Niaux)”. *Gallia Préhistoire* 20 (1): 301-321.

Andrieux, C. (1978) “Les enseignements apportés par la thermique dans le karst“. *Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes*.

Andrieux, C. (1979) “Problèmes soulevés par l’action des circulations d’eau et d’air sur le climat des cavités naturelles dans les massifs karstiques“. *Coll. Intern. du CNRS* 271: 127-140.

Antigüedad, I. (1986) *Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizabal (Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos)*. Tesi doctoral. Bilbao: Universidad del País Vasco, Facultad de Ciencias, Departamento de Geomorfología y Geotectónica.

Antigüedad, I., Morales, T., Fernández-Valderrama, I., Mugerza, I., Arrate, I. i Bezares, P. (2000) “Traçages au Pays Basque: vers une meilleure connaissance de la structure et de la dynamique d’écoulement et de transport des aquifères karstiques dans la perspective de leur protection“. *Hydrogéologie* 3: 47-58.

Antiseri, D. (1976) *Fundamentos del trabajo interdisciplinar*. La Coruña: Editorial Adara.

Astruc, J.G. (1987) *Le Paléokarst quercynois au Paléogène, altérations et sédimentations associées*. Tesi doctoral. Toulouse: Université Paul Sabatier.

Astruc, J. G. (1989) *Excursion sur les paléokarsts du Quercy (livret guide).* Association des Géologues du Sud-Ouest.

Astruc, J.G, Biscaldi, R., Bakalowicz, M. i Mangin, A. (1988). “Le karst: des réserves en eau qu’il faut savoir utiliser. Application à la région Midi-Pyrénées.” *Adour-Garonne* 40: 53-57.

Atkinson, T.C. (1977) “Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain)”. *Journal of Hydrology* 35: 93-110.

Avias, J.V. (1978) “L’importance économique et humaine des régions karstiques et la nécessité de la protection de l’environnement karstique“. *Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes.*

Bachelard, G. (1974) *La formación del espíritu científico*. Madrid: Siglo Veintiuno de España Editores.

Back, W. i Cherry J.A. (1976) “Chemical aspects of present and future hydrogeologic problems”. *Advances in Groundwater Hydrology*. *Symposium Proceedings. American Water Resources Association*.

Back, W. i Hanshaw, B.B. (1970) “Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan”. *Journal of Hydrology* 10(4): 330-368.

Back, W., Hanshaw, B.B., Pyle, T.E., Plummer, L.N. i Weidie, A.E. (1979) “Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico.” *Water Resources Research* 15(6): 1521-1535.

Back, W. i Herman, J.S. (1991) “Geochemical consequences of saltwater intrusion into carbonate aquifers”. *A.I.H. - XXIII Congreso Internacional. Sobreexplotación de Acuíferos, Islas Canarias, España. Abril 1991. Asociación Internacional de Hidrogeólogos*.

Back, W. i Herman, J.S. (1997) “American hydrogeology at the millennium: An annotated chronology of 100 most influential papers”. *Hydrogeology Journal* 5(4): 37-50.

Bakalowicz, M. (1974) “Géochimie des eaux d’aquifères karstiques. 1-Relation entre minéralisation et conductivité.” *Annales de Spéléologie* 29(2): 167-173.

Bakalowicz, M. (1975) “Géochimie des eaux karstiques et karstification.” *Annales de Spéléologie* 30(4): 581-589.

Bakalowicz, M. (1976) “Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d’étude de l’organisation des écoulements souterrains“. *Deuxième Colloque d’Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon*.

Bakalowicz, M. (1977 a) “Étude du degré d’organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle.” C.R. *Acad. Sc. Paris* 284(D): 2463-2466.

Bakalowicz, M. (1977 b) “Relations entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification“. *7th International Speleological Congress, Sheffield*.

Bakalowicz, M. (1978) “Apports de l’hydrogéochimie a la connaissance de l’aquifère karstique, de sa genèse et de son fonctionnement“. *Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes*.

Bakalowicz, M. (1979 a) *Contribution de la géochimie des eaux a la connaissance de l’aquifère karstique et la karstification*. Tesi doctoral. Paris: Université Pierre et Marie Curie.

Bakalowicz, M. (1979 b) “L’anhydride carbonique dans la karstogènese“. *Symposium International sur l’Érosion Karstique U.I.S., Aix en Provence-Marseille-Nîmes*.

Bakalowicz, M. (1980) “Un précieux informateur hydrogéologique: le système chimique CO_2 - H_2O – carbonate“. *Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, Réunion Organisée par le Groupe Étude des Systèmes Carbonatés, Bordeaux*.

Bakalowicz, M. (1981) “Les eaux d’infiltration dans l’aquifère karstique“. *8th International Congress of Speleology, Bowling Green, KY, USA*.

Bakalowicz, M. (1982) “La genèse de l’Aquifère karstique vue par un géochimiste“. *Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 82, Isaba-Navarra, 4-11 octubre 1982.* Publicaciones del Servicio Geológico de la Dirección de Obras Públicas de la Diputación Foral de Navarra.

Bakalowicz, M. (1984) “Le karst en géologie et en hydrogéologie. Bilan et essai de synthèse des thèses présentées en France entre 1977 et 1983“. BRGM: *Hydrogéologie-Géologie de l’Ingénieur* 3: 253-257.

Bakalowicz, M. (1986 a) “De l’hydrogéologie en karstologie“. *Jornadas sobre el karst en Euskadi, Donostia-San Sebastián. Febrero, 1986*.

Bakalowicz, M. (1986 b) “La karstification: processus, modèles et exemples“. *Congreso Internacional de Espeleología, Barcelona*.

Bakalowicz, M. (1988) “L’évolution paléohydrologique et morphologique des Pyrénées Centrales: l’exemple du massif karstique d’Arbas (Pyrénées Garonnaises)“. *Actes des Journées Félix Trombe, Moulis 8-10 mai 1987*.

Bakalowicz, M. (1992) “Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes: l’approche objective du rôle du climat dans la karstogenèse“. In *Karst et Évolutions Climatiques: Hommage à Jean Nicod*. J.N. Salomon i R. Maire (ed.). Bordeaux : Presses Universitaires de Bordeaux.

Bakalowicz, M. (1994 a) “Karsts of France”. In *Cost 65 Action, Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas. Basic and applied hydrogeological research in french karstic areas*. N. Crampon, M. Bakalowicz (ed.). European Commission: 7-10.

Bakalowicz, M. (1994 b) “Water Geochemistry: Water Quality and Dynamics”. In *Groundwater Ecology*, J. Gibert, D.L. Danielopol i J.A. Stanford (ed.). London: Academic Press: 97-127.

Bakalowicz, M. (1995) “La zone d’infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d’étude. Structure et fonctionnement.” *Hydrogéologie* 4: 3-21.

Bakalowicz, M. (2000) “Protection des ressources en eau karstique et aménagement et gestion du territoire“. *La Houille Blanche* 7/8: 122-126.

Bakalowicz, M. (2005) “Karst groundwater: a challenge for new resources”. *Hydrogeology Journal (The future of Hydrogeology)* 13(1):148-160.

Bakalowicz, M. i Aminot, A. (1974) “Géochimie des eaux d’aquifères karstiques. III-Premiers résultats obtenus sur le système karstique du Baget durant le cycle hydrologique 1973”. *Annales de Spéléologie* 29(4): 484-493.

Bakalowicz, M., Crochet, P., Hulst, D., Mangin, A., Marsaud, B., Ricard, J. i Rouch, R. (1994) “High discharge pumping in a vertical cave. Fundamental and applied results”. In *Cost 65 Action, Hydrogeological*

aspects of groundwater protection in karstic areas. Basic and applied hydrogeological research in french karstic areas. N. Crampon, M. Bakalowicz (ed.). European Commission: 93-110.

Bakalowicz, M., Ford, D.C., Miller, T.E., Palmer, A.N. i Palmer, M.V. (1987) "Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota." *Geological Society of America Bulletin* 99: 729-738.

Bakalowicz, M. i Jusserand, C. (1986) "Étude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes géochimiques et isotopiques. Cas de la Grotte de Niaux (Ariège, France)." *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie Université de Neuchâtel* 7: 265-283.

Bakalowicz, M. i Mangin A. (1980) "L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification." *Mém. H. Ser. Soc. Géol. France* 11: 71-91.

Bakalowicz, M. i Plagnes, V. (1998) "La protection des ressources en eau souterraine en région karstique. Éléments de réflexions pour une politique d'aménagement raisonné". *Hydrogéologie* 4: 23-27.

Bakalowicz, M., Sorriaux, P. i Ford, D.C. (1984) "Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart caves, Ariège, France." *Norsk Geografisk Tidsskrift* 38: 193-197.

Bayó, A. (1982) "La exploración hidrogeológica de acuíferos en rocas carbonatadas desde la óptica de la explotación de recursos y utilización del almacenamiento". *Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 82, Isaba-Navarra, 4-11 octubre 1982*. Publicaciones del Servicio Geológico de la Dirección de Obras Públicas de la Diputación Foral de Navarra.

Bayó, A. (1985) "Introducció al coneixement de les aigües". In *Historia Natural dels Països Catalans 3: Recursos geològics i sòl*. Barcelona: Enciclopèdia Catalana: 17-56.

Bayó, A., Castiella, J., Custodio, E., Niñerola, S. i Virgós, L. (1986) "Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación". *Jornadas sobre el karst en Euskadi, Donostia-San Sebastián. Febrero, 1986*.

Beaumont, C., Fullsack, P. i Hamilton, J. (1992) "Erosional control of active compressional orogens". In *Thrust Tectonics*. K.R. McClay (ed.). London: Chapman & Hall: 1-18.

Bellés, X. (1987) *Fauna cavernícola i intersticial de la Península Ibèrica i les Illes Balears*. CSIC. Mallorca: Editorial Moll. Monografies científiques 4.

Berástegui, X., Losantos M., Muñoz J.A. i Puigdefàbregas, C. (1993) *Tall geològic del Pirineu central. 1:200000*. Barcelona: Servei Geològic de Catalunya.

Bergé, P. i Dubois, M. (1992) "Chaos déterministe expérimental et attracteurs étranges". In *Chaos et déterminisme*. A. Dahan, J.L. Chabert i K. Chembla (dir.). Paris : Editions du Seuil. Points Sciences S80: 115-169.

Bonacci, O. (1987) *Karst Hydrology, with special reference to the Dinaric Karst*. Berlin: Springler-Verlag. Springer Series in Physical Environment 2.

Bordonau, J. (1985) *Estudi geomorfològic del sector Sudoccidental de la Vall d'Aran. L'evolució quaternària de les valls dels rius Joeu i Nere*. Barcelona: Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia, Departament de Geomorfologia i Tectònica.

Bordonau, J. (1992) *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Logroño: Geoforma Ediciones.

Botosaneanu, L. i Holsinger, J.R. (1991) "Some aspects concerning colonization of the subterranean realm-specially of subterranean waters: A response to Rouch and Danielopol, 1987". *Stygologia* 6: 11-39.

Botton, R. (1984) *Étude de certaines modalités de fonctionnement de l'aquifère karstique (zone d'infiltration et zone saturée) sur deux champs de forages nord-montpellierains*. Tesi de 3r cicle. Montpellier: Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Bourges, F., Mangin, A. i d'Hults, D. (2001) "Le gaz carbonique dans la dynamique de l'atmosphère des cavités karstiques: l'exemple de l'Aven d'Orgnac (Ardèche)". C.R. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes. Earth and Planetary Sciences* 333: 685-692.

Box, G.E.P. i Jenkins, G.M. (1974) *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. San Francisco, Califòrnia: Holden-Day.

Budek, A. i Szymczak, P. (2012) Network models of dissolution of porous media. Phys. Rev. E, 86.

Burke, B. (1995) *Ondes et ondelettes*. París: Pour la Science.

Butler, J.N. (1991) *Carbon Dioxide Equilibria and Their Applications*. Chelsea, Michigan: Lewis Publishers.

Camacho, A.I. (ed.) (1992) *The Natural History of Biospeology*. Madrid: C.S.I.C., Monogr. Mus. Nac. Cien. Nat. 7.

Càmara, A. (1988) Tiburzio Spannocchi, ingeneiro mayor de los reinos de España. Revista de la Facultad de Geografia e Historia, n. 2: 77-90.

Cámara, A. (1994) "Valle de Arán". In *Signos, Arte y Cultura en Huesca, De Forment a Lastanosa. Siglos XVI-XVII*. Huesca: Gobierno de Aragón-Diputación de Huesca: 230-231.

Canal, J. i Carbonell, E. (1989) *Catalunya Paleolítica*. Girona: Generalitat de Catalunya-Diputació de Girona.

Canals, M., Ribera, C. i Viñas, R. (1970) *La Fou de Bor i cavitats de l'Alta Vall del Segre*. Granollers-Barcelona: Editorial Montblanch-Centre Excursionista de Catalunya.

Cardona, F. (1989) *Grans cavitats de Catalunya. I. La serralada pirinenca*. Barcelona: Espeleo Club de Gràcia.

Casteret, N. (1931) "Le problème du Trou du Toro: détermination des sources du rio Esera et de la Garonne Occidentale". *Soc. Hist. Nat. Toulouse* LXI: 89-131.

Catalan, J. (1989) "Els estanys pirinencs". In *Història Natural dels Països Catalans 14*. *Sistemes naturals*. Barcelona: Enciclopèdia Catalana: 384-390.

Cazal, A., Mangin, A., Margat, J., Pouchan, P. i Marsily, G. (1979) "Approche systémique en hydrogéologie." In *La systémique dans les sciences de laTerre. A.T.P. Analyse de Système 1977-1978*. L. Humbert (comp.). CRNS-Université de Bordeaux: 67-78.

Cervelló, J.M. (2005) "Arañonera dins dels grans complexes càrstics pirinencs". Barcelona: ERE del CEC. *Espeleòleg* 44.

Cervelló, J.M. *El paleocarst del Garraf i de Montserrat: sedimentologia i geocronologia* (Tesi doctoral, en preparació).

Cervelló, J.M., Freixes, A. i Monterde, M. (1982) "Elementos de la hidrogeología del karst de alta montaña pirenaica (macizos de Tendeñera y Alto Ésera)". *Atti Convegno Internacionale sul carso di alta montagna, Imperia*.: 107-120

Cervelló, J.M. i Freixes, A. (1989) "El carst: originalitat física i importància econòmica". *Espais* 15: 24-33.

Cervelló, J.M. i Freixes, A. (1992) "El domini càrstic". In *Història Natural dels Països Catalans 2. Geologia II (Geomorfologia)*. Barcelona: Enciclopèdia Catalana: 461-508.

Charlet, J.M. (1979) "Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles), synthèse des données géologiques". *Annales de la Société Géologique de Belgique* 102(1): 313-324.

Clark, I. i Fritz, P. (1997) *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Boca Raton, Florida: Lewis Publishers.

Clavell, E. (1991) *Geologia del petroli de les conques terciàries de Catalunya*. Tesi doctoral. Barcelona: Universitat de Barcelona.

Cohen, Ch.E., Quintard, M., Ding, D.,Bazin, B. (2007) Wormhole competition: mechanims and impact of the core geometry. Eurotherm Seminar nº 81. Reactive Heat Transfer in Porous Media. Ecole des Mines d'Albi, France.

Collin, J.J. i Mangin, A. (1985) "Évolution récente de l'hydrogéologie: de la prospection a la gestion des ressources en eau". *Bulletin de la Société Géologique de France* I(7): 999-1008.

Comité de Bassin Adour-Garonne (2005) *L'état des ressources en eau du Bassin Adour-Garonne*. Toulouse: Agence de l'Eau Adour-Garonne.

Copons, R. (1994) Estudi geomorfològic del massís de la Maladeta (Alta conca de l'Éssera): El darrer cicle glacial i la petita Edat del gel. Tesi de Llicenciatura. Departament de Geologia Dinámica, Geofísica i Paleontologia. Universitat ed Barcelona, 117 pp, inèdita.

Copons, R. i Bordonau, J. (1994) "La Pequeña Edad del Hielo en el macizo de la Maladeta (Alta Cuenca del Esera, Pirineos Centrales)". In *El Glaciarismo Surpirenaico: Nuevas Aportaciones*. C. Martí-Bono i J. M. García-Ruiz (ed.). Logroño: Geoforma Ediciones.

Copons, R. i Bordonau, J. (1996) El registro sedimentario del Cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigües Tortes (Pirineos centrales). Cad. Lab. Xeol. Laxe, 21: 249-260.

Covington, M.D. «Calcite dissolution under turbulent flow conditions: a remaining conundrum». Acta Carsologica (en publicació).

Covington, M.D., Doctor, D.H., King, J.N., i Wicks, C.M. (2011). Research in karst: A model for future directions in hydrologic science. AGU Hydrology. Section Newsletter, Summer 2011 Issue

Covington, M.D., Luhmann, A.J., Wicks, C.M., i Saar, M.O. (2012), Process length scales and longitudinal damping in karst conduits, J. Geophys. Res., 117.

Cowart, J.B. (1980) "The relationship of uranium isotopes to oxydation/reduction in the Edwards carbonate aquifer of Texas". *Earth and Planetary Science Letters* 48: 277-283.

Crampon, N. i Bakalowicz, M. (ed.) (1994) *Basic and Applied Hydrogeological Research in French Karstic Areas*. *COST action 65. Hydrogeological Aspects of groundwater protection in Karstic Areas*. Montpellier-Millau Workshop. European Commission.

Crampon, N. i Bakalowicz, M. (1995) "France. Basic and Applied Hydrogeological Research in French Karstic Areas". In *COST action 65. Karst groundwater protection. Final Report*. Luxembourg: European Commission: 89-117.

Creuzé des Châtelliers, M., Turquin, M.J. i Gibert, J. (1991) "Les aquifères: des systèmes biologiques". *Hydrogèologie* 3: 163-185.

Crochet, P. i Marsaud, B. (1996) "Approches conceptuelles de l'aquifére karstique. Problèmes méthodologiques et d'exploitation". *Seminaire Pour une Gestion Active des Ressources en Eau d'Origine Karstique, Montpellier*.

Crutchfield, J., Doyne, J., Packard, N. i Shaw, R. (1990) "Caos". In *Orden i caos*. A. Fernández-Rañada (comp.) Barcelona: Prensa Científica. Libros de investigación i ciencia:78-90.

Cryer, R. (1986) "Atmospheric solute inputs". In *Solute Processes*, S.T. Trudgill (ed.). Chichester: John Wiley & Sons: 15-84.

Culver, D.C., Jones, W.K., Fong, D.V. i Kane, T.C. (1994) "Organ Cave Karst Basin". In *Groundwater Ecology*, J. Gibert, D.L. Danielopol i J.A. Stanford (ed.). London: Academic Press: 451-473.

Custodio, E. i Llamas, M.R. (1976) *Hidrología subterránea I i II*. Barcelona: Ediciones Omega S.A.

Cvijic, J. (1918) "Hydrographie souterraine et évolution morfologique du karst". *Rec. Trav. Inst. géograph. Alpine* 6: 1-56.

Cvijic, J. (1960) *La géographie des terrains calcaires.* Belgrade: Monogr. Acad. Serbe Sci. Arts 341.

Davis, W.M. (1930) "Origin of limestone caverns". *Bull. Geol. Soc. Americ*. 41: 475-628.

Delhomme, J.P. (1978) "Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau." *Bulletin de B.R.G.M.* III(4): 341-375.

Delhomme, J.P. (1984) "La distribution spatiale des perméabilités dans les milieux poreux souterrains: moyens d'étude et modélisation." *Annales des Mines* 5(6): 113-126.

De Lizaur, J. (1958) "Estudio sobre las conexiones subterráneas de las cabeceras de los ríos Ésera y Garona." In *Libro Jubilar (1848-1949)*. Instituto Geológico y Minero de España 2: 381-425.

DMA-ICC (1996) *Mapa del Pla d'espais d'interès natural de Catalunya 1:250.000*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya (DPTOP). Departament de Medi Ambient.

Döerfliger, N. (1996) *Advances in karst groundwater protection strategy using artificial tracer tests analysis and multiattribute vulnerability mapping (EPIK method)*. Tesi doctoral. University of Neuchâtel.

Döerfliger, N. (2010) Guide méthodologique. Les outils de l'hydrogeologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerin, N. Jozja, B. Marsaud, P-H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes; BRGM RP-58237-FR, 246 pp., 82 ill., 5 ann.

Domingo, F. (1985) *Estructura geológica del massís de la Tossa d'Alp (Berguedà-Cerdanya)*. Barcelona: Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia.

Domingo, F., Muñoz, J.A. i Santanach, P. (1988) "Estructures d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massí de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental)". *Acta Geológica Hispánica* 23(2): 141-153.

Dörfliger, N. (2010) Guide méthodologique. Les outils de l'hydrogeologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R.Guerin, N.Jozja, B.Marsaud, P-H. Mondain, Ph.Muet, V. Plagnes; BRGM BP-58237-FR, 246 pp., 82 ill, 5 ann.

Dreiss, S.J. (1979) *An application of systems analysis to karst aquifers*. Tesi doctoral. Stanford: Stanford University. Departament of Geology.

Dreiss, S.J. (1983) "Linear unit-response functions as indicators of recharge areas for large karst springs." *Journal of Hydrology* 61: 31-44.

Dreybrodt, W. (1988) *Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry, and Geology*. Berlin: Springler-Verlag. Springer Series in Physical Environment 4.

Dreybrodt, W. (2000) "Equilibrium Chemistri of Karst Water in Limestone Terranes". In *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer i W. Dreybrodt (ed.) Alabama, USA: National Speleological Society: 130-135.

Drogue, C. (1963). "Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Évaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures." *Chronique d'Hydrogéologie* 10: 43-47.

Drogue, C. (1974) "Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages". C.R. *Acad. Sci. Paris* 279: 2621-2624.

Drogue, C. (1980) "Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés, fissurés. Application a l'interpretation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique." *Mém. H. Ser. Soc. Géol. France* 11: 101-108.

Dublyansky, V.N. (1980) "Hydrothermal karst in Alpine folded belt of southern part of USSR." *Kras i Speleologia* 3(12): 18-36.

Dublyansky, V.N. (2000) "A Giant Hydrothermal Cavity in the Rhodope Mountains, Bulgaria". In *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer i W. Dreybrodt (ed.). Alabama, USA: National Speleological Society: 317-318.

Dublyansky, Y.V. (1995) "Speleogenetic History of the Hungarian hydrothermal karst". *Environmental Geology* 25: 24-35.

Eberentz, P. (1975) *Apport des méthodes isotopiques a la connaissance de l'aquifère karstique*. Tesi doctoral de 3r cicle. Paris, Université Pierre et Marie Curie.

EPA (1987) DRASTIC: *A Standarditzed System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings*. Estats Units d'Amèrica: Environmental Protection Agency.

Eraso, A. (1985) *Método de predicción de las direcciones principales de drenaje en el karst*. Madrid: Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas.

Ewers, R.O. (1982) *Cavern Development in the Dimensions of Length and Breadth*. Hamilton, Ontario: McMaster University.

Fabre, J.P. (1983) *Étude hydrogéologique de la partie sud-ouest du Causse de Martel (Quercy)*. Tesi doctoral de 3r cicle. Toulouse: Université Paul Sabatier. Laboratoire de Géologie-Pétrologie.

Fleyfel, M. (1979) *Étude hydrologique, géochimique et isotopique des modalités de minéralisation et de transfert du carbone dans la zone d'infiltration d'une aquifère karstique: le Baget (Pyrénées Ariègeoises)*. Tesi doctoral. Paris: Université Pierre et Marie Curie.

Fleyfel, M. i Bakalowicz, M. (1980) "Étude géochimique et isotopique du carbone minéral dans un Aquifère Karstique". *Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, Réunion Organisée par le Groupe Étude des Systèmes Carbonatés, Bordeaux*.

Flora, O. i Longinelli, A. (1989) "Stable isotope hydrology of a classical karst area, Trieste, Ytaly (IAEA-AG-329.2/10)". In *Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks, Vienna, 17-21 November, 1986*. Vienna: International Atomic Energy Agency: 203-214.

Folch, R. (coord.) (2003) *El territorio como sistema*. Barcelona: Diputació de Barcelona. Territorio y Gobierno. Visiones 3.

Fong, D.W., Culver, D.C., Veni, G., Engel, S.A. (2013) Carbon and Boundaries in Karst. Abstracts of the conference held January 7-13, 2013, Carlsbad, New Mexico. Karst Waters Institute Special Publication 17, Karst Waters Institute, Leesburg, Virginia. 54 p.

Fontes, C. (1976) "Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles". *La Houille Blanche* 3-4: 205-221.

Ford, D.C. (1965) "The origin of limestone caverns: a model from the central Mendip Hills, England". *Bull. Nat. Speleo. Soc. Amer. USA* 27:109-132.

Ford, D.C. (1973) "Development of the principal types of solution caves in limestone". Actes 6e Con. Int. Spéléo., Olomouc, Txecoslovàquia.

Ford, D.C. (1988) "Characteristics of dissolutional Cave Systems in Carbonate Rocks". In *Paleokarst.* N.P. James i P.W. Choquette (ed.). New York: Springer-Verlag: 25-57.

Ford, D.C. i Williams, P.W. (1989) *Karst Geomorphology and Hydrology*. London: Unwin Hyman Ltd.

Freixes, A. (1986) "El carst conglomeràtic experimental de Rellinars: un enfocament sistèmic i hidrogeològic en la recerca del medi càrstic". Barcelona: Universitat de Barcelona.

Freixes, A. (1987) "Características del funcionamiento y la estructura de los sistemas hidrogeológicos karstificados de los conglomerados de la Serra de l'Obac (Depresión terciaria del Ebro)." *Geogaceta* 2: 49-51.

Freixes, A. (1993) "El medio kárstico: de la investigación observacional y experimental a la modelización. Hidrología Subterránea y Migración de Contaminantes". In *Hidrología subterránea y migración de contaminantes*. A. Correig (ed.). Barcelona: Universitat de Barcelona - Institut d'Estudis Catalans: 97-141.

Freixes, A. (1994) "El carst com a sistema". *Curs de Biologia Subterrànea, Museu de Zoologia.* Ajuntament de Barcelona.

Freixes, A. (1995 a) "Carst, entropia i potencial de carstificació". Report intern del Servei Geològic de Catalunya. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques.

Freixes, A. (1995 b) "Equipament instrumental dels sistemes aqüífers o conques hidrogeològiques experimentals de Catalunya". Report intern del Servei Geològic de Catalunya. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Institut Cartogràfic de Catalunya.

Freixes, A. (2003) "El patrimonio hídrico de la Val d'Aran (resumen)". *Conferencia inaugural de la VI Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico. Salardú (Val d'Aran, Lleida)*.

Freixes, A., Cervelló, J.M., Ramoneda, J. i Martínez, A. (1989) "El karst com a recurs pedagògic". *Segon Symposium sobre l'Ensenyament de les Ciències Naturals, Tarragona*.

Freixes, A., Gourcy, L., i Ramoneda, J. (1997) The Bastareny karstic system. Final Report. "A multidisciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies" CHRX-CT-0567. Servei de Recursos Hídrics Subterranis i Recerca. Junta d'Aigües de Catalunya. Conselleria de Política Territoril i Obres Públiques. Generalitat de Catalunya.

Freixes, A., Monterde, M. i Cervelló, J.M. (1983) *El paleocarst i el carst actual de les serres de Sant Llorenç del Munt i de l'Obac: el carst experimental de Rellinars*. Sabadell, Espeleo Club de la Unió Excursionista de Sabadell.

Freixes, A., Monterde, M., Morin, J.P. i Ramoneda, J. (1996 a) "Recursos hídricos e implicaciones ambientales del sistema de Aigüèira (Val d'Aran)". *Recursos Hídricos en Regiones Kársticas: exploración, explotación, gestión y medio ambiente, (Vitoria-Gasteiz, 14-17 Octubre, 1996)*.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1991 a) "Análisis de las respuestas hidrogeoquímicas del sistema acuífero de Rellinars: interés en la investigación de su funcionamiento y estructura". *IV Congreso de Geoquímica de España, Soria*: 570-590.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1991 b) "Respuestas hidrogeoquímicas y funcionamiento de los sistemas acuíferos de Güells de Jueu y Alguaire (Valle de Aran): resultados preliminares". *IV Congreso de Geoquímica de España, Soria, 8 al 13 de Septiembre de 1991, Colegio Oficial de Químicos-Anque. Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas. Colegio Oficial de Geólogos*.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1993) "Hidrología de los sistemas kársticos del Valle de Arán (Pirineos, Catalunya)". *I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas (Cuba). 6-11 de Abril, 1992*, Publicaciones de la Universitat Jaume I de Castelló: 131-140.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1996 b) "Geochemistry of the surface and ground waters of the upper basin of the river Llobregat". *Pirineos* 147-148: 41-59.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1997) "Tracer tests in the Joèu karstic system (Aran Valley, Central Pyrenees, NE Spain)". In *Tracer Hydrology 97*. A. Kranjc (ed.). Rotterdam, Balkema: 219-225.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1998 a) "Spring water temperature as a characteristic feature of karst aquifer behaviour. Examples from the Central Pyrenees (NE Spain)". *Hydrogéologie* 1: 31-39.

Freixes, A., Monterde, M. i Ramoneda, J. (1998 b) "The karstification potential of the aquifers in the Val d'Aran (Catalonia)". *Acta Geologica Hungarica* 41(1): 23-39.

Freixes, A., Monterde, M., Ramoneda, J. i Cervelló, J.M. (2002) "El karst de alta montaña en los Pirineos". Ponència a les *IX Jornadas científicas de la SEDECK. Arañonera. El Karst de Alta Montaña*. *Torla (Huesca)* (Inèdit).

Freixes, A., Monterde, M., Rocas, A., Montaner, J. i Ramoneda, J. (1998 c) "Metodologia per a la realització de cartografia hidrogeològica (escales 1:10.000 i 1: 25.000)". Report intern de la Junta d'Aigües de Catalunya. Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Publiques.

Freixes, A., Ramoneda, J. i Monterde, M. (1999 a) "Anàlisi i implicacions del fenomen hidrogeològic de captura càrstica del riu Cardener al diapir de Cardona". Report intern del Servei de Recursos Hídrics Subterranis i Recerca. Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Junta d'Aigües de Catalunya.

Freixes, A., Ramoneda, J. i Monterde, M. (2000) "Les apports hydriques souterrains de la Garonne au Val d'Aran (Catalogne). Le système karstique de Joèu". *Hydrogéologie* 3: 59-68.

Freixes, A., Ramoneda, J., Monterde, M. i Morin, J.P. (1998 d) "Sistemes càrstics experimentals de Catalunya: unitats de referència per a la recerca i la gestió hidrològica". *Espais* 44: 53-63.

Freixes, A., Ramoneda, J., Monterde, M. i Rocas, A. (1999 b) "Importancia ecológica de las aguas subterráneas: el ejemplo de los sistemas kársticos de la cabecera del río Llobregat (Pirineo Oriental, Catalunya)". *I Congreso sobre caudales ecológicos. Terrassa, Barcelona*: 95-109.

García Sansegundo, J. (1992) *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça*. Tesi doctoral. Madrid: ITGE. Publicaciones especiales del Boletín geológico y minero.

Garrels, R.M. i Christ C.L. (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. New York: Harper and Row.

Geoservei (2001) "Cartografia hidrogeològica dels aqüífers de la Tordera (memòria i cartografia)". Informe intern. Generalitat de Catalunya. Departament de Medi Ambient. Junta d'Aigües de Catalunya-Agència Catalana de l'Aigua.

Gèze, B. (1973) “Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie”. *Annales de Spéléologie* 28(1): 101-107.

Gèze, B. i Mangin A. (1980) “Le karst de Cuba.” *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique 22*(2): 157-166.

Gibert, J. (1991 a) “Vers une vision intégrée des eaux souterraines. Résumé et recommandations.” *Hydrogéologie* 3: 257-263.

Gibert, J. (1991 b) “Les écotones souterraines/superficiels: des zones d’échanges entre environnements souterrain et de surface.” *Hydrogéologie* 3: 233-240.

Gibert, J., Stanford, J.A., Dole-Olivier, M.J. i Ward, J.V. (1994 a) “Basic Attributes of Groundwater Ecosystems and Prospects for Research”. In *Groundwater Ecology*. J. Gibert, D.L. Danielopol i J.A. Stanford (ed.). London, Academic Press: 7-40.

Gibert, J., Vervier, P., Malard, R., Laurent, R. i Reygrobellet, J.L. (1994 b) “Dynamics and Communities and Ecology of Karst Ecosystems: Example of Three Karsts in Eastern and Southern France”. In *Grounwater Ecology*. J. Gibert, D. D.L. i J. A. Stanford (ed.). London, Academic Press: 425-450.

Giménez, J. (1993) *Análisis de cuenca del Eoceno inferior de la Unidad Cadí (Pirineo oriental). El sistema deltaico y de plataforma carbonática de la Formació de Corones*. Tesi doctoral. Barcelona: Universitat de Barcelona, Facultat de Geología.

Goldscheider, N. i Drew, D. (ed.) (2007) Methods in Karst Hydrogeology. International Contributions to Hydrogeology, 26. (IAH). Taylor i Francis Group, London UK.

Golfier, F. (2001) *Dissolution des Roches Carbonatées par Injection d’Acide.* Tesi doctoral. Toulouse: Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse.

Golfier, F., Lasseux, D., Bazin, B. i Quintard, M. (2000) “Micro-Scale Diffusion Controlled Dissolution – a Physical Analysis of Instability Based on Numerical Modelling of Dissolution Patterns”. 7th Eur. Conf. On the Mathematics of Oil Recovery, Baveno (Itàlia).

Gómez, A. (1987) *Contribució geomorfològica a l’estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l’Alt Urgell*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Institut Cartogràfic de Catalunya.

Gouyet, J.F. (1992) *Physique et structures fractales*. Paris: Masson.

Governa, M.E., Lombardi, S., Masciocco, L., Riba, M. i Zuppi, G.M. (1989) “Karst and geothermal water circulation in the Central Apennines (Italy) (IAEA-AG-329.2/9)”. In *Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks, Vienna, 17-21 November, 1986*. Vienna: International Atomic Energy Agency: 173-202.

Gray, N.F. (1996) *Calidad del agua potable. Problemas y soluciones*. Zaragoza: Editorial Acribia S.A.

Gunn, J. (1986) “Solute Processes and Karst Landforms”. In *Solute Processes*. S.T. Trudgill (ed.). Chichester: John Wiley & Sons: 363-437.

Gunn, J. (1993) “The Geomorphological Impacts of Limestone Quarrying”. In *Karst Terrains*. P.W. Williams, (ed.). Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 187-197.

Gurri, F. (1998) *Parcs naturals de Catalunya*. 2a Barcelona: Editorial 92-Generalitat de Catalunya.

Hardwick, P. i Gunn, J. (1993) “The Impact of Agriculture on Limestone Caves”. In *Karst Terrains*. P.W. Williams (ed.). Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 235-249.

Hartevelt, J.J.A. (1971) “Stratigrafic position of the limestones and conglomerates around the Marimanya granodiorite, Central Pyrenees, Spain.” *Geologie en Mijnbow* 50(5): 691-698.

Hem, J.D. (1970) “Study and interpretation of the chemical charateristics of natural water”. *Geol. Survey, water-supply paper* 1473.

Herak, M. i Stringfield, V.T. (1972) *Karst. Important Karst Regions of the Northern Hemisphere*. Amsterdam-London-New York: Elsevier.

Hess, J.W. i White, W.B. (1989) “Chemical Hydrology”. In *Karst Hydrology. Concepts from the Mammoth Cave Area*. W.B. White i E.L. White (ed.). New York: Van Nostrand Reinhold: 145-174.

Hill, C.A. (1990) “Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas.” *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74(11): 1685-1694.

Hill, C.A. (1995) “Sulfur redox reactions, native sulfur, Mississippi Valley-type deposits aand sulphuric acid karst, Delaware Basin, New Mexico and Texas”. *Environmental Geology* 25: 16-23.

Humbert, L. (comp.) (1979) *La systémique dans les sciences de la Terre. A.T.P. Analyse de Système – 1977-1978*. Bordeaux, C.N.R.S.: Université de Bordeaux: 237.

Huppert, G., Burri, E., Forti, P. i Cigna, A. (1993) “Effects of Tourist Development on Caves and Karst”. In *Karst Terrains*. P.W. Williams (ed.). Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 251-268.

IDAPA (2005) *Avantprojecte del Pla Territorial de l’Alt Pirineu i Aran*. Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Publiques.

ITGE (1994 a) *Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Puigcerdà*. Madrid.

ITGE (1994 b) *Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, La Pobla de Lillet*. Madrid.

Ivanovich, M. i Alexander, J. (1987) “Application of uranium-series disequilibrium to studies of groundwater mixing in the Harwell region, U.K”. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 66: 279-291.

Jenkins, G.M. i Watts, D.G. (1968) *Spectral Analysis and Its Applications*. San Francisco, Califòrnia: Holden-Day.
Jones, W.K., Culver, D.C. i Herman, J.S. ed. (2004) Epikarst. Proceedings of the symposium held. Octubre 2003. Shepherdstown, West Virginia, USA. Karst Waters Institute. Special Publication,9.

Kobal, I., Vaupotic, J., Mitic, D., Kristan, J., Ancik, M., Jerancic, S. i Skofljanec, M. (1990) “Considerations about hercynian thrusting in the Marimanya Massif (Central Pyrénées)”. *Tectonophysics* 129: 71-79.

Kiraly, L. (1969) “Statiscal analysis of fractures (orientation and density)”. Geol. Rundschau 59(1): 125-151.

Kiraly, L. (1975) “Rapport sur l’état actuel des connaissances le domaine des caractères physiques de roches karstiques”. *Hydrogeology of karstic terranes. Internat*. *Union Geol. Sci.., series B* 3: 53-67.

Kiraly, L. (1978) “La notion d’unité hydrogéologique. Essai de définition”. *Bull. Centre d’Hydrogéologie, Neuchâtel* 2: 83-216.

Kleinsmiede, W.F.J. (1960) “Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees).” *Leidse Geologische Mededelingen* 25: 129-245.

Klimchouk, A. i Ford D.C. (2000) “Types of Karst and Evolution of Hidrogeologic Settings”. In *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer i W. Dreybrodt (ed.) Alabama, USA: National Speleological Society: 45-53.

Klimchouk, A., Ford D.C., Palmer, A.N. i Dreybrodt, W. (ed) (2000) *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. Alabama, USA: National Speleological Society.

Kline, S.J. (1995) *Conceptual Foundations for Multidisciplinary Thinking*. Stanford, California: Stanford University Press.

Kranjc, A. (ed.) (1997 a) *Karst hydrogeological investigations in south-western Slovenia*. Acta carsologica XXVI (1). Ljubljana: Znanstvenoraziskovalni center SAZU.

Kranjc, A. (ed.) (1997 b) *Slovene Classical Karst-‘Kras’*. ZRK SAZU. Unesco.

Kuhn, T.S. (1977) *La estructura de las revoluciones científicas*. Madrid: Fondo de Cultura Económica. Breviarios 213.

Labat, D., Ababou, R. Mangin, A. (1999 a) “Linear and nonlinear input/output models for karstic springflow and flood prediction at different time scales”. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 13: 337-364.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A. (1999 b) “Analyse en ondelettes en hydrologie karstique. 1re partie: analyse univariée de pluies et débits de sources karstiques”. C.R. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 329: 873-879.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A. (1999 c) “Analyse en ondelettes en hydrologie karstique. 2e partie: analyse en ondelettes croisée pluie-débit”. C.R. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 329: 881-887.

Labat, D. Ababou, R., Mangin, A. (2000) “Rainfall-runoff relationsfor karstic springs. Part II: continuous wavelet and discret orthogonal multiresolution analyses”. Journal of Hydrology, 238:149-178.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A. (2001) “Introduction of Wavelet Analyses to Rainfall/Runoffs Relationship for a Karstic Basin: The Case of Licq-Atherey Karstic System (France)”. *Ground Water* 39(4): 605-615.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A. (2002) “Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques”. C.R. *Geoscience* 334: 551-556.

Labat, D., Mangin, A., Ababou, R. (2002) “Rainfall-runoff relations for karstic springs: multifractal analysis”. Journal of Hydrology, 256:176-195.

Labat, D., Masbou, J., Beaulieu, E., Mangin, A. (2011) “Scaling behavior of the fluctuations in stream flow at the outlet karstic watersheds, France”. Journal of Hydrology, 410: 162-168.

Labat, D., Hoang, C.T., Masbou, J. Mangin, A., Tchiguirinskaia, I., Lovejoy, S., Schertzer, D. (2012) “Multifractal behaviour of long-term karstic discharge fluctuations”. Hydrological Processes.

Lambán, L.J. (1998) *Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana)*. Tesi doctoral. Barcelona: Universitat Politècnica de Catalunya.

Langmuir, D. (1971) “The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania”. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35: 1023-1045.

Lasaga, A.C. (1997) *Kinetics theory in the earth sciences*. Princeton, New Jersey: Princeton series in geochemistry.

Lauritzen, S.E. (1993) “Natural Environmental Change in Karst: The Quaternary Record”. In *Karst Terrains*. P.W. Williams (ed.). Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 21-40.

Le Moigne, J.L. (1990) *La modélisation des systèmes complexes*. Paris: Dunod.

Lepiller, M. (1980) “La dissolution des carbonates dans un système aquifère très karstifié, à alimentation essentiellement météorique. Conséquences pour l’estimation de la vitesse de karstification”. *Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, Réunion Organisée par le Groupe Étude des Systèmes Carbonatés, Bordeaux*.

Llac, F. (1989) *Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000). Feuille Saillagouse (1098).* Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Miniéres.

Llac, F., Autran, A., Guitard, G., Robert, J.F., Gourinard, Y. i Santanach, P. (1988) *Carte Géologique de la France a 1/50000. Feuille Saillagouse (1098).* Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Miniéres.

Llopis-Lladó, N. (1944). “Morfoestructura de los relieves de pudingas de San Llorens del Munt - Serra de l’Obac (Barcelona).” *Estudios Geográficos* 5(17): 687-817.

Llopis-Lladó, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología cárstica (introducción a la geoespeleología)*. Madrid: Editorial Blume.

López Chicano, M. (1992). *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesi doctoral. Granada: Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Departamento de Geodinámica e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea.

Lowe, D.J., Bottrell, S.H., Gunn, J. (2000). “Some Case Studies of Speleogenesis by Sulfuric Acid”. In *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (ed.) Alabama, USA: National Speleological Society: 304-308.

Luque, F.F. (2005) “Aprovechamiento del acuífero del río Besòs”. *Infoenviro* Febrer 2005: 83-85.

Lyell, Ch. (1830) Notebooks num. 35 i 36. Mss. inèdits, còpies del Museu Geològic del Seminari de Teologia, Barcelona.

Maire, R. (1990) *La haute montagne calcaire. Karsts. Cavités. Remplissages. Quaternaire. Paléoclimats*. La Ravoire: Editions GAP. Karstologia-Mémoires 3.

Majone, B., Bellin, A., Borsato, A. (2004) “Runoff generations in karst catchments: multifractal analysis”. Journal of Hydrology, 294: 176-195.

Mandelbrot, B. (1983) *The fractal geometry of nature*. New York: W.H. Freeman and Company.

Mangin, A. (1969) “Étude hydraulique du mécanisme d’intermittence de Fontestorbes (Bélesta-Ariège)”. *Annales de Spéléologie* 24(2): 253-298.

Mangin, A. (1970) “Contribution à l’étude des aquifères karstiques à partir de l’analyse des courbes de décrue et tarissement”. *Annales de Spéléologie* 25(3): 581-610.

Mangin, A. (1971 a) “Étude des débits classés d’exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique”. *Annales de Spéléologie* 26(2): 283-329.

Mangin, A. (1971 b) “Sur la notion d’exsurgence et de resurgence à partir de travaux récents d’hydrodynamique dans les karsts”. *Actes Colloque d’Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon*.

Mangin, A. (1973) “Sur les transferts d’eau au niveau du karst noyé a partir de travaux sur la source de Fontestorbes”. *Annales de Spéléologie* 28(1): 21-40.

Mangin, A. (1975 a) *Contribution à l’étude hydrodinamique des aquifères karstiques*. Tesi doctoral. In *Annales de Spéléologie* 29(3): 283-332; 29(4): 495-601; 30(1): 21-124.

Mangin, A. (1975 b) “Notion de système karstique”. *Spelunca - Mémories* 8: 65-68.

Mangin, A. (1976) “Les systemes karstiques et leur methodologie d’investigation”. *Deuxieme Colloque d’hydrologie en Pays Calcaire. Annales scientifiques de l’Universite de Besançon* 25: 263-273.

Mangin, A. (1977) “Le karst et son originalité définie à partir des résultats obtenus par l’hydrodinamique”. *Speleon 23*: 59-65.

Mangin, A. (1978 a) “Hydrogéologie karstique et environnement”. *Mémoire Hors Série Cergh - Ustl Montpellier*: 437-445.

Mangin, A. (1978 b) *Excursion dans le karst ariègeois (livret guide).* Moulis: Laboratoire souterrain du C.N.R.S. Association des Géologues de Sud-Ouest.

Mangin, A. (1978 c) “Le karst, entité physique, abordé par l’étude du système karstique”. *Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes.*

Mangin, A. (1979) *Probabilités et statistiques: leur emploi en géologie*. Moulis: Laboratoire Souterrain du C.N.R.S. Publication du Laboratoire de Géologie-Pétrologie, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Mangin, A. (1980) “Refléxion sur les mécanismes de l’infiltration dans les karsts à partir de l’exemple de Niaux”. *Bulletin du Centre Hydrogéologie du Université Neuchâtel* 7: 3-25.

Mangin, A. (1981 a) “Apports des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques”. C.R. *Acad. Sc. Paris* 293(II): 1011-1014.

Mangin, A. (1981 b) “Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l’approche des systèmes hydrologiques”. C.R. *Acad. Sc. Paris* 29(II): 401-404.

Mangin, A. (1982 a) “Détermination du comportement hydrodynamique des aquifères karstiques à partir de l’étude des informations fournies par leurs exutoires”. *Les Milieux Discontinus en Hydrologie - Documents du B.R.G.M.* 45: 397-403.

Mangin, A. (1982 b) "L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques". *Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 82, Isaba-Navarra, 4-11 octubre 1982.* Publicaciones del Servicio Geológico de la Dirección de Obras Públicas de la Diputación Foral de Navarra.

Mangin, A. (1982 c) "Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques". *Troisième Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon*.

Mangin, A. (1984 a) "Écoulement en milieu karstique". *Annales des Mines* 5(6): 135-142.

Mangin, A. (1984 b) "Incidence du choix du pas de discrétisation d'un processus sur sa simulation à partir de modèles". *Hydrogéologie-Géologie de l'Ingénieur* 3: 317-321.

Mangin, A. (1984 c) "Pour une meilleure connaisance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale". *Journal of Hydrology* 67: 25-43.

Mangin, A. (1985) "Progrès récents dans l'étude hydrogéologique des karsts". *Stygologia* 1(3): 239-257.

Mangin, A. (1986 a) "Le karst: pour une approche hydrogéologique". *9º Congreso Internacional de Espeleología, Barcelona* 3: 86-89.

Mangin, A. (1986 b) "Refléxion sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques". *Jornadas sobre el karst en Euskadi, Donostia-San Sebastián. Febrero, 1986*.

Mangin, A. (1988) "Reflexion sur les mecanismes de l'infiltration dans les karsts a partir de l'exemple de Niax". *Bull. du Centre Hydrogéologie du Univ. Neuchâtel* VII: 3-25.

Mangin, A. (1994 a) "Karst Hydrogeology". In *Groundwater Ecology*. J. Gibert, D.L. Danielopol i J.A. Stanford (ed.). London, Academic Press: 43-67.

Mangin, A. (1994 b) "Structure and functioning of karst aquifers. Consequences on karst management and protection". In *Cost 65 Action, Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas. Basic and applied hydrogeological research in french karstic areas*. N. Crampon, M. Bakalowicz (ed.). European Commission: 11-24.

Mangin, A. (1996) "Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Les concepts et les approches". *Seminaire «Pour une Gestion Active des Ressources en Eau d'Origine Karstique», Montpellier*.

Mangin, A. (1998) "L'approche hydrogeologique des karsts". *Spéléochronos* 9: 3-26.

Mangin, A. (1999) "Effet de karstifications dans le diapir de Cardona par mise en relation du riu Cardoner avec la mine". Report del Laboratoire Souterrain de Moulis (France). Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Publiques. Junta d'Aigües de Catalunya.

Mangin, A. i Andrieux, C. (1984 a) "Le karst milieu conservatoire des oevres préhistoriques. Problèmes posés par leur conservation". *L'Art Pariétal Paléolithique. Actes des Colloques de la Direction du Patrimoine, Périgueux - Le Thot Novembre 1984*: 171-178.

Mangin, A. i Andrieux, C. (1984 b) "Les conditions hydrogéologiques et climatiques d'environnement des oevres pariétales préhistoriques". In *L'Art des Cavernes*. *Atlas des Grottes Ornées Paléolithiques Françaises* 1: 53-56.

Mangin, A. i Andrieux, C. (1988) "Infiltration et environnement souterrain, le rôle de l'eau sur les paramètres climatiques". *Actes de Journées Félix Trombe, Moulis 8-10 Mai 1987*.

Mangin, A. i Bakalowicz, M. (1989) "Orientation de la recherche scientifique sur le milieu karstique. Influences et aspects perceptibles en matière de protection". *Spelunca* 35: 71-79.

Mangin, A. i Bakalowicz, M. (1990) "Le karst conique: sa genèse a partir de exemple du karst du sud de la Chine." C.R. *Acad. Sc. Paris* 310(II): 301-307.

Mangin, A. i Pulido-Bosch, A. (1983) "Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos". *Tecniterrae*, 51: 53-65.

Maramathas, A. i Boudovis, A. (2006) "Manifestation and mesurement of the fractal charactersistics of karst hydrogeological formations". Advance in Water Resources 29: 112-116.

Marchet, P. (1991) *Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement: application au NW du Causse de Martel (Quercy - France)*. Tesi doctoral. Toulouse, Université Paul Sabatier.

Marsaud, B. (1996) "Les pompages en aquifère karstique. Une démarche d'interprétation des essais adaptée au karst". *Seminaire "Pour une Gestion Active des Ressources en Eau d'Origine Karstique", Montpellier*.

Marsaud, B. (1997) *Structure et fonctionnement de la zones noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*. Tesi doctoral. Orléans, France: Documents du BRGM 268.

Marsaud, B., Mangin, A. i Bel, F. (1993) "Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres". *Journal of Hydrology* 144: 85-100.

Marsily, G. de (1978) *De l'identification des systèmes hydrogéologiques*. Tesi doctoral. Nat. Sci. Paris 6.

Martel, E.A. (1921) *Nouveau traité des eaux souterraines*. (Reedició 1983) Marseille: Laffitte Reprints.

Martín Vide, J. (1987) *Característiques climatològiques de la precipitació en la franja costera mediterrània de la Península Ibèrica*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya.

Martinez, A., Verges, J. i Soler, M. (1982) *Exploración estratégica y táctica del Pirineo Central: III Investigación geológico-minera de la zona de Liat-Montgarri (Vall d'Aran)*. Madrid: Informe interno Inst. Geol. y Min. Esp.

Martínez de Pisón, E. i Arenillas, M. (1988) "Los glaciares actuales del Pirineo español". In *La nieve en el Pirineo Español*. Madrid: Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo: 29-98.

Matheron, G. (1965) *Les variables régionalisées et leur estimation*. Paris: Masson.

Matheron, G. (1984) "L'émergence de la loi de Darcy". *Annales des Mines* 5(6): 11-16.

Meinzer, O.E. (1923) "Outline of ground water hydrology with definitions". U.S. Geol. Surv., *Water supply Paper* 494: 1-67.

Meus, P. (1993) *Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Nèblon-Anthisnes, Belgique). Apport des traçages à la connaisance des milieux fissurés et karstiques*. Tesi doctoral. Liège: Université de l' Etat à Liège, Faculté des Sciences.

Mey, P.H.W. (1967) "The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geologische Mededelingen* 41: 153-220.

Milanovic, P.T. (1981) *Karst Hydrogeology*. Littleton, Colorado, USA: Water Resources Publications.

Milanovic, P.T. (2004) *Water Resources Engineering in Karst*. USA: Crc Press.

MIPT (1996) *Rapport sur la Gestion durable des Eaux Souterraines*. Paris: Conseil Général des Mines-Ministère de l'Industrie, de la Poste et des Télécommunications.

Miserez, J.J. (1973) *Géochimie des eaux du karst jurassien. Contribution physico-chimique à l'étude des altérations*. Tesi doctoral. Université de Neuchâtel.

MMA (1997) *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid: Programa ERHIN (1993-1994). Mariar S.A.

Monnin, M.M. (Coord.) (1998) *The Katrin Project. A multi-disciplinary global approach of groundwater flows in karstic areas and its consequences for water resources and environment studies*. Final report. Montpellier, CNRS - Moulis, France. CNRS - Université de Montpellier, France. Aristotle University of Thessaloniki, Greece. CNR, Pisa, Italy. Università di Pavia, Italy. Universitat Autònoma de Barcelona, Spain. Junta d'Aigües de Catalunya, Spain.

Montaner, J., Estruch, J., Herrero, C., Solà, J., Freixes, A. i Teixidor, N. (1999) *Estudi d'Ordenació Territorial del Baix Fluvià (2ª Part). Cartografia de Vulnerabilitat a la Contaminació del Aqüífers del Baix Fluvià (Mètode Drastic US EPA)*. Girona: Diputació de Girona. Departament d'Agricultura Ramaderia i Pesca. Geoservei SL.

Monterde, M. (1998 a) *Memoria del mapa hidrogeològic del sistema càrstic de Joèu*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Junta d'Aigües.

Monterde, M. (1998 b) *Cartografía de los riesgos, vulnerabilidad y protección de los sistemas kársticos de Uelhs deth Joèu y Aigüèira (Pirineos Centrales).* Bellaterra: Universitat Autónoma de Barcelona. Departament de Geografia.

Monterde, M. (1999) *Determinació del perímetre de protecció de les captacions del sistema càrstic del Forat del Vent i del Torrent de Gorgàs (abastament de Tavertet, Osona)*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Junta d'Aigües. Serveis de recursos hídrics subterranis i recerca.

Montserrat, J.M. (1992) *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico*. Zaragoza: CSIC.

MOPT (1992) *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid: Programa ERHIN (1990-1991). Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica.

MOPTMA (1994) *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid: Programa ERHIN (1991-1992). Secretaría General Técnica Centro de Publicaciones.

MOPU (1988) *La nieve en el Pirineo español*. Madrid: Programa ERHIN. Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica.

Morales, T. (1991) *Estudio hidrogeológico de la zona norte de Vizcaya*. Tesi doctoral. Bilbao: Universidad del País Vasco, Facultad de Ciencias, Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología.

Morin, J.P. (1992) *Le radon traceur de transport des fluides dans le sol: simulation, modélisation et applications géophysiques*. Tesi doctoral. Clermont-Ferrand: Université Blaise Pascal- Clermont II, U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique.

Morin, J.P. (1995) *Exchange of mater and fluids motion in karstic media*. Final report. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territotial i Obres Públiques. Institut Cartogràfic de Catalunya. Servei Geològic de Catalunya.

Morris, B.L., Lawrence A.R.L., Chilton, P.J.C., Adams, B., Calow, R.C. i Klinck, B.A. (2003) *Groundwater and its Susceptibility to Degradation: A Global Assessment of the Problem and Options for Management*. Early Warning and Assessment Report Series. RS. 03-3. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenia.

Moulines, C.U. (1982) *Exploraciones metacientíficas*. Madrid: Alianza Editorial. Alianza Universidad, Textos 38.

Muet, P. (1985) *Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes aquifères karstiques du nord du Causse de Martel (Corrèze)*. Tesi doctoral 3r cicle. Orléans: Université d'Orléans, U.E.R. de Sciences Fondamentales et Appliquées, Laboratoire d'Hydrogéologie.

Muñoz, J.A. (1985) *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya. Servei Geològic de Catalunya.

Muñoz, J.A. (1992) "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". In *Thrust Tectonics*. K.R. McClay (ed.). London: Chapman & Hall: 235-246.

Nadal, J.P. (1993) *Réseaux de neurones*. Paris: Armand Colin Éditeur.

Neuman, S.P. i Marsily, G. (1976) "Identification of linear systems response by parametric programming". *Water Resour. Res.* 12 (2): 253-262.

Nicod, J. (1972) *Pays et paysages du calcaire*. Paris: Presses Universitaires de France.

Nicolis, C. i Nicolis G. (ed.) (1987) *Irreversible Phenomena and Dynamical Systems Analysis in Geosciences*. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Company.

Nicolis, G. i Prigogine, I. (1992) *A la rencontre du complexe*. Paris: Presses Universitaires de France.

Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J.M., Martín-Vide, J., Raso-Nadal, J.M. i Clavero, P. (2003) *Atles Climàtics de Catalunya.* Barcelona: Servei Meteorològic de Catalunya, Departament de Medi Ambient, Generalitat de Catalunya.

Notenboom, J., Plénet, S. i Turquin, M.J. (1994) “Groundwater Contamination and Its Impact on Groundwater Animals and Ecosystems”. In *Groundwater Ecology*. J. Gibert, D.L. Danielopol i J. A. Stanford. London: Academic Press: 477-504.

Obarti, F.J. (1987) *El análisis de sistemas aplicado a la hidrogeología kárstica*. Granada: Universidad de Granada, Departamento de Geodinámica.

Padilla, A. (1990) *Los modelos matemáticos aplicados al análisis de los acuíferos kársticos*. Tesi doctoral. Granada: Universidad de Granada, Facultad de Ciencias.

Padilla, A. i Pulido-Bosch, A. (1988) ““Tridep”, un modelo lluvia-caudal aplicado al estudio de acuíferos”. Granada: *II Congreso Geológico de España* 2: 425-428.

Padilla, A. i Pulido-Bosch, A. (1990) “A reservoir model to simulate karstic aquifers”. *International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modeling, The Hague, The Netherlands*.

Padilla, A. i Pulido-Bosch, A. (1992) “Consideraciones sobre la aplicación de los análisis de correlación y espectral al estudio de los acuíferos kársticos”. *I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst*, Publicaciones de la Universitat Jaume I de Castelló: 149-160.

Padilla, A. i Pulido-Bosch, A. (1993) “Application of a reservoir model to simulate the Torcal de Antequera karstic aquifer (Málaga)”. In Some spanish karstic aquifers. A. Pulido-Bosch (ed.). Granada, Universidad de Granada: 51-66.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A. i Mangin, A. (1994) “Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring”. *Ground Water* 32(2): 267-277.

Palau, J. (1995) *El plutó de Marimanya i el seu encaixant*. Tesi doctoral. Barcelona: Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia, Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica.

Palau, J. i Sanz, J. (1989) “The Devonian units of the Marimanya massif and their relationship with the Pyrenean Devonian facies areas”. *Geodinamica Acta* 3(2): 171-182.

Paredes, C., Mangin, A. i Elorza, F.J. (1995) “Algunos resultados del análisis fractal sobre surgencias kársticas”. *VI Simposio de Hidrogeología. Sevilla*.

Paredes, C., Mangin, A., Eraso, A. i Elorza, F.J. (1996) “El fenómeno de “scaling” en los sistemas kársticos”. *Geogaceta* 20 (6): 1393-1396.

Permanyer, A., Valles, D. i Dorronsoro, C. (1988) “Source Rock Potencial of an Eocene carbonate ramp: The Armancies Formation of the Southern Pyrenean Basin, Northeast Spain”. *A.A.P.G. Mediterranean Basin Conference. Nice. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. 72/8*.

Perne, M., Covington, M. D., and Gabrovšek, F. (2014) Evolution of karst conduit networks in transition from pressurised flow to free surface flow, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 11, 6519-6559.

Pigrau, A. (1994) *Generalidad y particularismo en el derecho de los usos de los cursos de agua internacionales. Reflexiones en torno al proyecto de artículos de la Comisión de Derecho Internacional*. Barcelona: J.M. Bosch Editor S.A.

Pitman, J.I. (1986) “Chemical weathering of the East Yorkshire chalk”. In *New Directions in Karst*. K. Paterson i M. M. Sweeting (ed.). Norwich: Geo Books: 77-113.

Plagnes, V. i Bakalowicz, M. (2002) “The protection of a karst water resource from the exemple of the Larzac karst plateau (south of France): a matter of regulations or a matter of process knowledge?”. *Engineering Geology*, 65: 107-116.

Plummer, L.N., Parkhurst, D.L. i Kosiur D.R. (1975) “MIX2: a computer programm for modeling chemical reactions in natural waters”. *U.S. Geol. Survey, W.R.I. Rep*. 75-61: 68 p.

Popper, K.R. (1977) *La lógica de la investigación científica*. Madrid: Editorial Tecnos.

Prigogine, I. (1974) *Introducción a la termodinámica de los procesos irreversibles*. Madrid: Selecciones Científicas.

Prigogine, I. (1983) *¿Tan sólo una ilusión?* Barcelona: Tusquets Editores.

Prigogine, I. (1991) *El nacimiento del tiempo*. Barcelona: Tusquets Editores.

Prigogine, I. i Stengers, I. (1983) *La nueva alianza. Metamorfosis de la ciencia*. Madrid: Alianza Editorial.

Prigogine, I. i Stengers, I. (1990) *Entre el tiempo y la eternidad*. Madrid: Alianza Editorial.

Pulido-Bosch, A. (1987). "Aproximación metodológica al estudio del funcionamiento hidrogeológico del karst". *Geolis* 1: 18-23.

Pulido-Bosch, A. (1988) "Estudio de caudales de descarga de acuíferos kársticos mediante deconvolución". *Boletín Geológico y Minero* 99(3): 425-431.

Pulido-Bosch, A. (1989). "Simulación del acuífero de Sierra Grossa (Valencia)". *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos* 14: 301-313.

Pulido-Bosch, A. (1993). "The karstic aquifer of the Torcal de Antequera (Málaga)". In *Some spanish karstic aquifers*. A. Pulido-Bosch (ed.). Granada, Universidad de Granada: 37-49.

Pulido-Bosch, A. i Benavente, J. (1987) "Contribución de la deconvolución al estudio de la descarga de la unidad Alfaro-Mediodía-Segaria (Alicante)". *IV Simposio de Hidrogeología*: 411-420.

Pulido-Bosch, A., Marsily, G. i Benavente, J. (1987) "Análisis de la descarga del Torcal de Antequera mediante deconvolución". *Hidrogeología* 2: 17-28.

Pulido-Bosch, A. i Padilla, A. (1988 a). "Some considerations about the simulation of karstic aquifers". *Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection, I A H 21st Congress, Guilin, China*.

Pulido-Bosch, A. i Padilla, A. (1988 b). "Deux exemples de modélisation d'aquifères karstiques espagnols". *Hydrogéologie* 4: 281-290.

Puyoô, S. (1985) *Étude hydrogéologique du massif karstique d'Arbas (Haute Garonne). Géologie Dynamique (Sciences de l'eau)*. Tesi doctoral 3r cicle. Paris: Université Pierre et Marie Curie.

Quinlan, J.F. i Ewers, R.O. (1985) "Ground water flow in limestone terranes: strategy rationale and procedure for reliable, efficient monitoring of ground water quality in karst areas". *National Symposium and Exposition on Aquifer Restoration and Ground Water Monitoring, Columbus (Ohio)*.

Ramoneda, J. i Freixes, A. (1988) "Recerca dels recursos hidrogeològics de les àrees càrstiques de Catalunya". Report CIRIT. Servei Geològic de Catalunya.

Ramoneda, J. i Freixes, A. (1990) "La circulació profunda al Penyes Altes de Moixeró (Túnel del Cadí S.A.)". Report intern Servei Geològic de Catalunya.

Ramoneda, J., Freixes, A., Monterde, M., Morin, J.P. i Gourcy, L. (1999) "Los sistemas kársticos del Parque Natural del Cadí-Moixeró (Pirineo oriental, Catalunya)". In *Contribución del estudio ciéntifico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. B. Andreo, F. Carrasco y J.J. Durán (ed.). Nerja, Malaga: 483-495.

Record, F.A., Bubenick, D.V. i Kindya, R.J. (1982) *Acid rain information book*. Park Ridge, New Jersey: Noyes data corporation.

Renault, P. (1967 a) "Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. I- Introduction. Le problème de la spéléogenèse". *Annales de Spéléologie* XXII(1): 5-21.

Renault, P. (1967 b) "Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse (suite). Première partie. Les actions mécaniques à l'échelle du massif". *Annales de Spéléologie* XXII(2): 209-267.

Renault, P. (1968 a) "Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Deuxième partie. Les effets mécaniques à l'échelle de la cavité". *Annales de Spéléologie* 23(1): 259-307.

Renault, P. (1968 b) "Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Troisième partie. Les facteurs sédimentologiques". *Annales de Spéléologie* 23(3): 529-596.

Reynaud, A. (1971) *Epistémologie de la Géomorphologie*. Paris: Masson et Cie Editeurs.

Riba, O. (1997) *Diccionari de Geologia*. Barcelona: Institut d'estudis catalans. Enciclopedia Catalana.

Rijckborst, H. (1967) "Hydrology of the upper-Garonne basin (Valle de Aran, Spain)". *Leidse Geologische Mededelingen* 40: 1-74.

Roca, E. (1986) *Estudi geològic de la Fossa de la Cerdanya*. Barcelona: Universitat de Barcelona, Departament de Geomorfologia i Tectònica, Facultat de Geologia.

Rodier, J. (1984) *L'analyse de l'eau: eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer*. 7ª Paris: Dunod.

Roques, H. (1959) "Sur la répartition du CO_2 dans les karsts". *Annales de Spéléologie* 14(1,2): 9-22.

Roques, H. (1961) "Éléments pour une cinétique des phénomènes karstochimiques." *Annales de Spéléologie* 16(4): 329-339.

Roques, H. (1962 a) "Considérations théoriques sur la chimie des carbonates (première mémoire)". *Annales de Spéléologie* 17(1): 11-41.

Roques, H. (1962 b) "Considérations théoriques sur la chimie des carbonates (deuxième mémoire)". *Annales de Spéléologie* 17(2): 241-284.

Roques, H. (1962 c) "Considérations théoriques sur la chimie des carbonates". *Annales de Spéléologie* 17(3): 463-467.

Roques, H. (1963) "Sur la répartition du CO_2 dans les karsts (deuxième mémoire)". *Annales de Spéléologie* 18(2): 141-184.

Roques, H. (1964) "Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonic-eau-carbonate". *Annales de Spéléologie* 19(2): 255-484.

Roques, H. (1967) "Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique". *Mémoires et Documents. Phénomènes Karstiques* 2e Ed. 4(ns): 113-141.

Roques, H. (1969 a) "Problèmes de transferts de masse posés par l'évolution des eaux souterraines". *Annales de Spéléologie* 24(3): 455-494.

Roques, H. (1969 b) "A review of present-day problems in the physical chemistry of carbonates in solution". *Trans Cave Research Group of Great Britain* 11(3): 139-163.

Roques, H. (1972) "Sur une nouvelle méthode graphique d'étude des eaux naturelles". *Annales de Spéléologie* 27(1): 79-92.

Roques, H. (1973) "Chimica dei carbonati ed idrogeologia carsica". In *Le Grotte d'Italia*. *Atti del Seminario di Speleogenesi, Varenna*: 37-75.

Roques, H. i Ek, C.M. (1973) "Étude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO_2". *Annales de Spéléologie* 28(4): 549-563.

Rouch, R. (1974) "Recherches sur les eaux souterraines. Le sistème karstique du Baget. III. Étude des sorties d'harpacticides au niveau de las Hountas lors de plusieurs crues des cycles hydrologiques 1971-1972 et 1972-1973". *Annales de Spéléologie* 29(3): 351-372.

Rouch, R. (1978) "Le système karstique et son unité biologique". *Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes*.

Rouch, R. (1979) "Le système karstique du Baget. VIII-La communauté des harpacticides. Les apports au sein du système par dérive catastrophique". *Annales de Limnologie* 15(3): 243-274.

Rouch, R. (1980 a) "Le système karstique du Baget. IX-La communauté des harpacticides. Richesse spécifique, diversité et structures d'abondances des échantillons de dérive au niveau du ruissellement de surface". *Vie et Milieu* 30(3,4): 229-241.

Rouch, R. (1980 b) "Le système karstique du Baget. X-La communauté des harpacticides.Richesse spécifique, diversité et structures d'abondances de la nomocénose hypogée". *Annales de Limnologie* 16(1): 1-20.

Rouch, R. (1980 c) “Le système karstique du Baget. XI-La communauté des harpacticides. Sur l’évolution de la nomocénose épigée au sein de l’aquifère”. *Annales de Limnologie* 16(3): 299-314.

Rouch, R. (1980 d) “Les Harpacticides, indicateurs naturels de l’aquifère karstique”. *Mém. H. Ser. Soc. Géol. France* 11: 109-116.

Rouch, R. (1982 a) “Le système karstique du Baget. XII-La communauté des harpacticides. Sur l’interdépendance des nomocénoses épigée et hypogée”. *Annales de Limnologie* 18(1): 41-54.

Rouch, R. (1982 b) “Le système karstique du Baget. XIII-Comparaison de la dérive des harpacticides à l’entrée et à la sortie de l’aquifère”. *Annales de Limnologie* 18(2): 133-150.

Rouch, R. (1986) “Sur l’écologie des eaux souterraines dans le karst”. *Stygologia* 2(4): 352-398.

Rouch, R., Bakalowicz, M., Mangin, A.D. i Hulst, D. (1989) “Sur les caractéristiques chimiques du sous-écoulement d’un ruisseau des Pyrénées”. *Annales de Limnologie* 25(1): 3-16.

Rouch, R. i Carlier, A. (1985 a) “Le système karstique du Baget. XIV-La communauté des Harpacticides. Évolution et comparaison des structures du peuplement épigé à l’entrée et à la sortie de l’aquifère”. *Stygologia* 1(1): 71-92.

Rouch, R. i Carlier, A. (1985 b) “Le système karstique du Baget. XV-Le peuplement des harpacticides épigés. Analyse de prélèvements synchrones à l’entrée et à la sortie de l’aquifère”. *Stygologia* 1(2): 224-238.

Rouch, R. i Danielopol, D.L. (1987) “L’origine de la faune aquatique souterraine, entre le paradigme de refuge et le modèle de la colonisation active”. *Stygologia* 4: 345-372.

Rouch, R., Gourbault, N. i Fernández-Rubio, R. (1983) “Aportación del filtrado biológico al estudio de la procedencia del agua en la mina de Reocín (Santander)”. *III Simposio de Hidrogeología*.

Rouch, R., Pitzalis, A. i Descouens, A. (1993) “Effèts d’um pompage à gros débit sur le peupelement des Crustacés d’un aquifère karstique”. *Annales de Limnologie* 29 (1): 15-29.

Salomon, J.N., Maire, R. (ed.) (1992). *Karst et évolutions climatiques*. Bordeaux: Presses Universitaires de Bordeaux.

Samper, F.J. i Carrera, J. (1990) *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea*. Barcelona: Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. Universitat Politècnica de Catalunya.

Sanz-López J. (1995) Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico superior - Carbonífero inferior Del Pirineo oriental y Central. Departament de Geologia Dinàmica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Tesi doctoral. Inèdita. 717 pp.

Saporta, G. (1990). *Probabilités analyse des données et statisque*. París: Editions Technip.

Sauter, M. i Liedl, R. (2000) “Modeling Karst Aquifer Genesis Using a Coupled Continuum-Pipe Flow Model”. In *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer i W. Dreybrodt (ed.) Alabama, USA: National Speleological Society: 212-219.

Schoeller, H. (1962) *Les Eaux Souterraines. Hydrologie dinamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources*. Paris: Masson & Cie.

Schoeller, H. (1965) “Hydrodinamique dans le karst (écoulement et emmagasinement)”. *A I.H.S. Unesco. Actes du Colloque de Dubrovnik (Octobre-1965)* 1: 3-20.

Schwartz, L. (1965) *Méthodes mathématiques pour les sciences physiques*. París: Hermann.

Servei Geològic de Catalunya (1990) “Desenvolupament del Termalisme al Pirineu Català”. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Secretaria General.

Servei Geològic de Catalunya (1992) *Mapa d’àrees hidrogeològiques de Catalunya 1:250.000*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya.

Shuster, E.T. i White, W.B. (1971) “Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers”. *Journal of Hydrology* 14: 93-128.

Shuster, E.T. i White, W.B. (1972) “Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures”. *Water Resources Research* 8(4): 1067-1073.

Singh, P. i Singh, V.P. (2001) *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers. Water Science and Technology Library 37.

Smart, C.C. (1983 a) *Hydrology of a glacierised alpine karst: Castleguard Mountain, Alberta*. Tesi doctoral. Hamilton, Ontario: McMaster University.

Smart, C.C. (1983 b) “The Hydrology of the Castleguard Karst, Columbia Icefields, Alberta, Canada”. *Arctic and Alpine Research* 15(4): 471-486.

Solé, R.V. i Manrubia, S.C. (1996) *Orden y caos en sistemas complejos*. Barcelona: Edicions UPC. Politext, Àrea de Física 47.

Sorriaux, P. (1982) *Contribution a l’étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées Ariègeoises)*. Tesi doctoral 3r cicle. Toulouse: Université Paul Sabatier.

Spears, D.A. (1986) “Mineralogical Control of the Chemical Evolution of Groundwater”. In *Solute Processes*. S.T. Trudgill (ed.). Chichester: John Wiley & Sons: 167-192.

Spire, A. (2000) *El pensamiento de Prigogine. La belleza del caos*. Barcelona: Editorial Andrés Bello.

Steefel, C.I. i Lasaga, A.C. (1990) “Evolution of dissolution patterns. Permeability change due to coupled flow and reaction”. In *Chemical Modeling of Aqueous Systems II*. D.C.B. Melchior i R.L. Washington (ed.). Washington D.C.: American Chemical Society: 212-225.

Stumm, W. i Morgan, J.J. (1970) *Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. New York: Wiley, Interscience.

Surbeck, H. (1991) “Rn-222 transport from soil to karst caves by percolating water”. *Int. Ass. Of Hydrologists, Memories*, XXII (1).

Surbeck, H. (1994) “Natural radionuclides in drinking water as pollutants and as usefull tracers”. *Eclogae geol. Helv.* 87/2: 445-449.

Surbeck, H. i Eisenlohr, L. (1995) “Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system”. *SOLUTIONS’ 95 the Congress of the International Association of Hydrogeologists, June 4-10, 1995, Edmonton, Alberta, (Canadá)*.

Surbeck, H. i Medici, F. (1990) “Rn-222 transport from soil to karst caves by percolating water”. *International Conference on Water Resources in Mountains Regions, Lausanne (Switzerland).*

Swinnerton, A.C. (1932) “Origin of limestone caverns”. *Bull. Geol. Soc. Americ.* 43: 662-693.

Swinnerton, A.C. (1942) “Hydrology of limestone terranes”. In *Physics of the earth, IX Hydrology*. New York: Dover Publications Inc 14: 656-677.

Szymczak, P. i Ladd A.J.C. (2011) “The initial stages of cave formation: Beyond the one-dimensional paradigm”. Earth and Planetary Science Letters, 301: 424-432.

Szymczak P., Ladd, A.J.C. (2012) Reactive-infiltration instabilities in rocks. Fracture dissolution., J. Fluid Mech., 702: 239-264

Tampo, D. (1999) *Aguas Envasadas*. México: Limusa, Noriega Editores. Caniem 121.

Teixell, A. (1992) *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. Tesi doctoral. Barcelona: Universidad de Barcelona.

Ternan, J.L. (1972) “Comments on the use of a calcium hardness variability index in the study of carbonate aquifers: with reference to the Central Pennines, England”. *Journal of Hydrology* 16: 317-321.

Tissot, G. i Tresse, P. (1978) *Étude des systèmes karstiques du Lison et du Verneau, région de Nans-sous-Sainte Anne (Doubs).* Tesi doctoral 3r cicle. Université de Besançon.

Trombe, F. (1952) *Traité de Spéléologie*. Paris: Payot.

Trudgill, S.T. (1985) *Limestone Geomorphology*. London-New York: Longman. Geomorphology Texts 8.

Trudgill, S.T. (1986) "Solute Processes and Landforms: an Assessment". In *Solute Processes*. S.T. Trudgill (ed.). Chichester: John Wiley & Sons: 497-509.

Trudgill, S.T. i Inkpen, R. (1993) "Impact of Acid Rain on Karst Environments". In *Karst Terrains*. P.W. Williams (ed.) Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 199-218.

Urushibara-Yoshino, K. (1993) "Human Impact on Karst Soils: Japanese and Other Examples". In *Karst Terrains*. P.W. Williams (ed.) Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 219-233.

Vergés, J. (1993) *Estudi Tectònic del vessant Sud del Pirineu oriental i central. Evolució Cinemàtica en 3D.* Tesi doctoral. Barcelona: Universitat de Barcelona, Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia.

Vergés, J. i Martínez, A. (1988) "Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los manto de corrimiento". *Acta Geológica Hispánica* 23(2): 95-105.

Vervier, P., Laurent, R., Martin, D. i Reygrobellet, J.L. (1991). "Informations fournies par les communautés animales sur l'hydrologie d'un système karstique: exemple du système de Foussoubie (Ardèche, France)". *Hydrogéologie* 3: 225-233.

Vieville, J. (1983) *Étude hydrogéologique du massif de l'Etang de Lers (Pyrénées Airègeoises)*. Tesi doctoral 3r cicle. Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Sciences de l'Eau.

Wagensberg, J. (1985) *Ideas sobre la complejidad del mundo*. Barcelona: Tusquets Editores.

Walliser, B. (1977) *Systèmes et modèles. Introduction critique a l'analyse de systèmes*. Paris: Editions du Seuil.

Waterlot, M. (1969) *Contribution a l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles*. Madrid: Mem. Inst. Geol. Min. España, LXX.

Wennekers, J.H.N. (1968) "The Geology of the Esera Valley and the Lys-Caillauas Massif, Central Pyrenees, Spain, France". Leiden: Universiteit te Leiden, Faculteit der Geneeskunde: 221-267.

White, W.B. (1988) *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York: Oxford University Press.

White, W.B. i White, E. L. (1989) *Karst Hydrology (Concepts from the Mammoth Cave Area)*. New York: Van Nostrand Reinhold.

Williams, P.W. (1993) "Environmental Change and Human Impact on Karst Terrains: An Introduction". In *Karst Terrains*. P.W. Williams (ed.) Cremlingen: Catena Verlag. Catena Supplement 25: 1-19.

Yevjevich, V. (1972) *Stochastic Processes in Hydrology*. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications.

Yu, D. i Ladd, A.J.C. (2010) A numerical simulations method for sdissolution in porous. Journal of Computational Physics, 229 (18): 6450-6465 .

Zwalhen, F. (ed) (2003) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (Karst) aquifers*. Final Report COST 620.

Zwalhen, F. i Doerfliger, N. (1996) Cartographie de la vulnerabilité des bassins d'alimentation des sources karstiques par une méthode multicritère. *Seminaire "Pour une Gestion Active des Ressources en Eau d'Origine Karstique", Montpellier*.

Zwart, H.J. (1979) *The Geology of the Central Pyrenees*. Leidse Geol. Meded. 50.

Annex 1

Annex 1

ELEMENTS I FACTORS RESPONSABLES DEL DESENVOLUPAMENT I DE L'EVOLUCIÓ D'UN CARST (vegeu Mangin, 1978 c)

La recerca del carst ha experimentat una considerable evolució en el terreny estrictament metodològic que ha incidit de manera molt significativa en la seva concepció i definició.

En aquest sentit, l'aproximació termodinàmica (Prigogine, 1974; Mangin, 1975 a, 1978 b, c, 1982 b, 1994 a, 1998) ha aportat una visió diferent i rigorosa que ha clarificat conceptualment el rol dels diferents elements i factors que intervenen en la carstificació (vegeu Freixes 1993, 1995 a).

Abans de considerar i d'analitzar les característiques físiques del medi en què es desenvolupen els processos del país calcari i càrstic dels Pirineus de Catalunya –o de qualsevol domini càrstic del planeta–, és interessant insistir en la significació dels diferents elements i factors que controlen el desenvolupament de la carstificació; aquestes consideracions facilitaran una millor comprensió dels fenòmens càrstics o exemples experimentals que s'han investigat als Pirineus de Catalunya. Aquest annex és fonamental per a comprendre l'anàlisi del potencial de carstificació que es fa en cadascun del sistemes.

L'origen i l'evolució d'un carst exigeix considerar des d'un **punt de vista energètic** quin és el **motor dels processos implicats** i, a continuació, analitzar **els paràmetres que intervenen en els aspectes morfològic, hidrològic i energètic**, així com les seves interaccions (Mangin, 1978 c).

A la figura 1 s'observen les **relacions que s'estableixen entre els diferents elements i factors responsables del desenvolupament d'un carst**.

En els carsts clàssics o meteòrics el **motor és la gravetat**; per aquest motiu a aquests carsts se'ls anomena també **gravífics** (Mangin, 1982 b, Bakalowicz, 1986 b) (encara que ja s'ha assenyalat que hi ha altres processos, entengui's motors o energies, que poden conduir a la carstificació).

Els exemples que es tracten dels Pirineus de Catalunya són carsts meteòrics o gravífics, però en el treball abans esmentat (Freixes, 1995 a) també s'analitzen els carsts litorals com els de Montgrí, Garraf i Vandellós.

1. Motor de la carstificació

Mangin (1978 c, 1982 b) analitza detingudament el paper del motor, el qual condueix a organitzar la circulació (el flux). Aquest autor insisteix en el caràcter dinàmic de tot sistema càrstic i introdueix el concepte de paleocarst, que queda definit com tota estructura càrstica no funcional. Així mateix analitza els principals factors que intervenen en el desenvolupament d'un sistema càrstic: en la **carstificació**, en la **circulació de les aigües** i en el **moto***r*.

2. Factors responsables del desenvolupament d'un sistema càrstic

a) Factors que intervenen en la **carstificació***:*

Els factors que intervenen en la carstificació són la circulació de les aigües i els processos químics (sistema CO_2-H_2O-$CaCO_3$).

La circulació de les aigües intervé indirectament com agent de transport (transport dels materials produïts per erosió) o com a dissolvent de diferents soluts. Aquest segon aspecte es basa en el sistema CO_2-aigua-roca. La carstificació, en tenir per finalitat la recerca d'un equilibri –amb disminució d'entropia–, necessita, des d'un punt de vista químic, una aportació contínua d'aigua i CO_2; la carstificació depèn o està determinada per un flux d'aigua i CO_2. Com més important sigui el flux més important serà la carstificació i més ràpidament s'assolirà l'estat estacionari. Així es demostra la manera en què el factor químic actua sobre la velocitat i la intensitat de la carstificació.

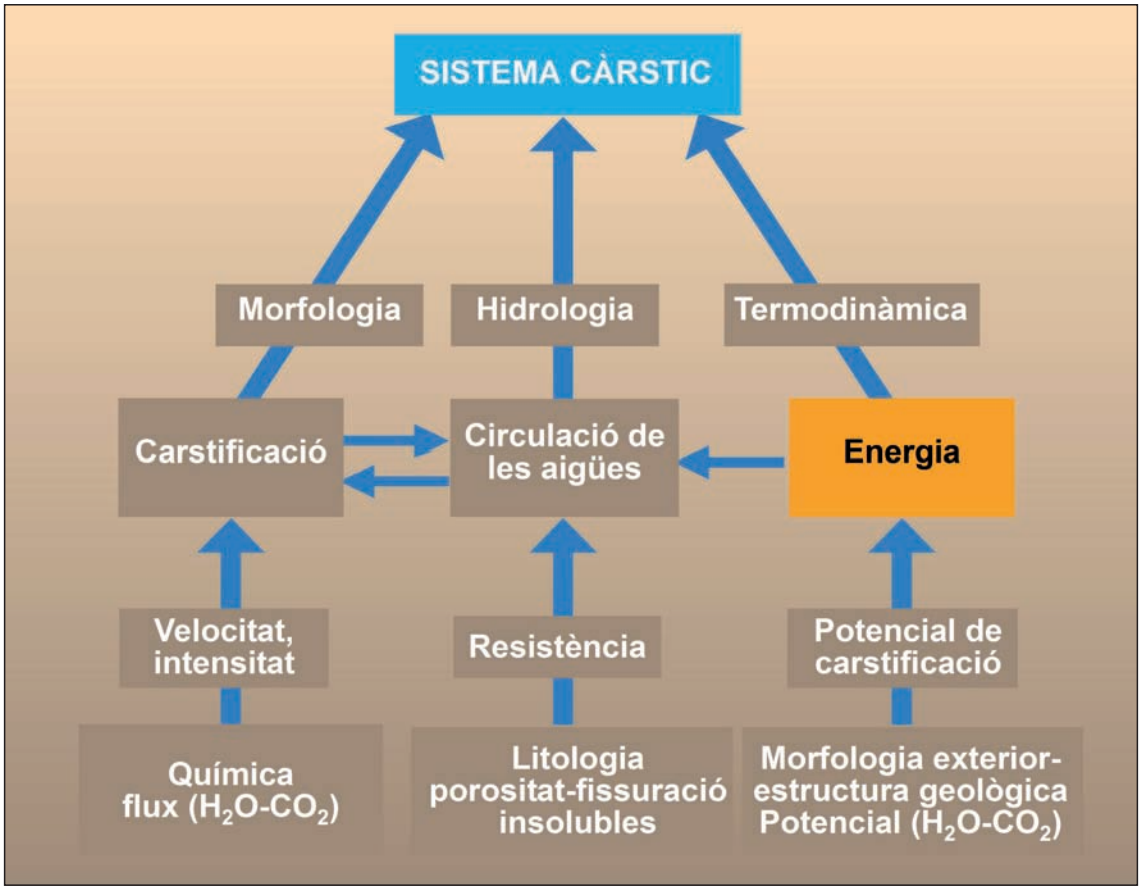
b) Factors que intervenen en la **circulació de les aigües**:

Els que intervenen en la circulació de les aigües són el motor i la naturalesa i geometria del medi; aquests darrers constitueixen el paràmetre litològic, el qual inclou alhora l'aspecte petrogràfic i l'estructura. Sota el punt de vista de l'energia aquest paràmetre representa la resistència del medi i d'ell en depèn la dissipació d'energia de la circulació de les aigües.

c) Factors que intervenen en el **motor**:

Finalment hi ha els factors que intervenen en el motor. En primer lloc cal assenyalar que la càrrega responsable de la circulació està determinada per les condicions als límits del sistema (el nivell de base representa la condició als límits de referència). En els carsts gravífics, són la morfologia exterior o, a vegades, l'estructura geològica (la macroestructura) les que constitueixen el motor del flux i de la carstificació. El conjunt de condicions (morfologia exterior-estructura geològica i el potencial H_2O-CO_2) s'anomena potencial de carstificació (Mangin, 1975 a, 1978 c, 1982 b).

d) Esquematització de les relacions entre els aspectes fonamentals –**morfologia, hidrologia i termodinàmica**– *i els* **elements i factors** (vegeu l'esquema següent):



Esquema funcional sobre la gènesi i evolució d'un sistema càrstic. Factors responsables del potencial de carstificació (Mangin, 1978 c, 1982 b, 1994 a).

La realització o el funcionament d'un sistema càrstic (segons Mangin, 1978 c) pot ser referit a un flux d'entropia determinat per l'intermediari (mitjà) d'un paràmetre d'estat sota l'acció de certes forces. Així, teòricament:

a l'equilibri:
valor del flux = cabal de circulació de les aigües
paràmetre d'estat = morfologia del sistema càrstic
forces responsables = càrrega hidràulica

vers l'equilibri:
valor del flux = valor dels factors químics i de les circulacions de les aigües
paràmetre d'estat = litologia
forces responsables = potencial de carstificació

Així, des de l'anàlisi termodinàmica es pot considerar el sistema en equilibri o en evolució vers l'equilibri; en un cas o en l'altre els paràmetres o característiques: flux, paràmetre d'estat i forces responsables, són completament diferents (vegeu Mangin, 1978 c).

L'aigua té un paper mecànic o d'agent de transport en la circulació, però també un rol químic en les reaccions del sistema CO_2-H_2O-$CaCO_3$. L'aigua i el diòxid de carboni, per la seva presència i abundància, són un element potencial; és indispensable però que hi hagi flux de l'un i de l'altre perquè sigui possible la carstificació.

L'acció de la tectònica determina la modificació del nivell de base (vegeu Mangin, 1982 b i 1986 a, b) que influeix en el potencial de carstificació i determina la fissuració, que és simplement un paràmetre d'estat.

3) Interacció entre els diferents paràmetres

De les interaccions entre els diferents paràmetres en cal destacar les següents: entre el factor químic i la circulació de les aigües, entre el factor químic i el potencial de carstificació i entre el factor litològic i el potencial de carstificació. Aquestes tres interaccions són les responsables de la morfologia del sistema càrstic.

a) Entre el **factor químic** *i la* **circulació de les aigües**

Un aspecte fonamental i comú és la velocitat; d'una banda hi ha la velocitat de la circulació i de l'altra la cinètica de les reaccions químiques. La velocitat de circulació condiciona el temps de trànsit o de permanència de l'aigua a l'aqüífer; d'aquesta manera s'influencien els equilibris químics i es donen unes possibilitats de dissolució de la roca i d'incorporació de CO_2 en profunditat (Bakalowicz, 1977 b, Mangin, 1978 c, 1982 b). Segons el cas, la dissolució serà més important en superfície o en profunditat o bé uniformement repartida; aquesta distribució de les formes càrstiques, de la superfície al carst inundat, s'anomena **configuració del sistema càrstic**.

A la val d'Aran hi ha sistemes de característiques hidrodinàmiques molt contrastades, que presenten estructures (o configuracions) òbviament distintes; aquests exemples permetran una reflexió d'interès en la interacció de la velocitat del flux (o temps de trànsit) i la cinètica del sistema CO_2-H_2O-$CaCO_3$.

b) Entre el **factor químic** *i el* **potencial de carstificació**

Com més gran és el potencial de carstificació, més important és el flux d'H_2O- CO_2 i, per tant, el desenvolupament de la carstificació serà més important. Aquesta interacció influeix en la intensitat de la carstificació. No obstant, els paràmetres que intervenen en el potencial de carstificació són diversos: càrrega hidràulica forta, abundància en aigua o CO_2. Així, a idèntic valor del potencial de carstificació, la morfologia del carst serà diferent segons la importància relativa de cadascun d'aquests paràmetres. Quan, en un sistema, l'escolament superficial concentra quantitats d'aigua importants, en el contacte amb les calcàries hi ha un desenvolupament molt intens de la carstificació (algunes xarxes espeleològiques són molt il·lustratives: *Coume Ouarnède, Pierre Saint Martin*; o, en conglomerats calcaris, la xarxa de l'Espluga de Francolí). Aquesta interacció incideix a més en la configuració del sistema càrstic.

c) Entre el **factor litològic** *i el* **potencial de carstificació**

En l'establiment (desenvolupament) del sistema càrstic, el factor litològic és el paràmetre d'estat i el potencial de carstificació s'identifica amb les forces que actuen. Aquests dos factors són essencials de l'entropia del sistema i, per tant, de la seva estructura. Quan més fort és el potencial de carstificació, més feble és la resistència del medi i més avança l'organització del drenatge.

Els dos factors, resistència del medi i potencial de carstificació, intervenen no solament en l'estructura sinó també en el perfil longitudinal de l'estructura. La seva gènesi o desenvolupament respon al principi del mínim esforç ("moindre action"), que és el màxim treball en tot punt per un mínim de gradient d'entropia. Si el potencial de carstificació és important i la resistència del medi feble, en relació a la profunditat, el perfil general no pot ser sinó recte o quasi recte, almenys poc còncau. En el cas contrari la circulació tendirà a realitzar-se en profunditat, clarament sota el nivell de base, originant-se així les fonts valclusianes.

La morfologia del sistema càrstic, que comprèn les formes exocàrstiques i les endocàrstiques, es defineix a partir de *l'estructura* (organització del drenatge) i la *configuració* (repartició de les formes i la seva importància al llarg de l'estructura).

4) Evolució dels diferents paràmetres

Quan apareix un potencial de carstificació, la realització d'un sistema càrstic comença. A l'equilibri (o a l'estat estacionari), aquest sistema arriba al final de la seva evolució i li correspon una morfologia determinada i concreta.

Entre els diferents factors, les variacions litològiques (per exemple la fissuració oberta) semblen tenir una importància menor.

Les variacions del flux H_2O-CO_2 modifiquen molt més profundament la morfologia del sistema càrstic i la configuració en depèn estretament.

No obstant, és sobretot amb les variacions del potencial de carstificació que es produeixen les modificacions més importants, ja que d'aquesta manera és l'estructura la que en resulta afectada. Tant si el sistema ha assolit l'equilibri com si no, es constituirà una nova estructura; l'antiga serà aleshores abandonada per la circulació i esdevindrà un paleocarst. Aquestes antigues estructures de drenatge, quan no es rebleixen de se-

diments, constitueixen la part essencial de les xarxes espeleològiques; l'esglaonament d'aquestes xarxes, que s'observa amb freqüència, respon a diferents variacions del potencial de carstificació, que majorment són degudes a l'evolució del nivell de base. Encara que aquesta evolució sigui contínua, el pas d'una estructura a l'altra implica una certa discontinuïtat materialitzada per la superposició de nivells de conductes que s'observa en aquestes xarxes.

Quan el potencial de carstificació, per raons diverses, esdevé nul o molt feble, l'entropia creix i es produeix una certa homogeneïtzació per desaparició de l'estructura. L'evolució en aquest cas va ser àmpliament tractada als apartats dedicats a l'entropia dels treballs de Mangin (1982 b i Freixes, 1995 a).

El modelat càrstic és, freqüentment, el resultat de diferents fases successives de carstificació i s'hi poden reconèixer formes del carst actual (sistema actual) i també formes heretades que corresponen a paleocarsts.

Annex 2

Annex 2

1. Carst Experimental de Baget (Pirineus de l'Ariège, França).

2. Limnígraf que enregistra el cabal total del sistema càrstic de Baget (Ariège, França).

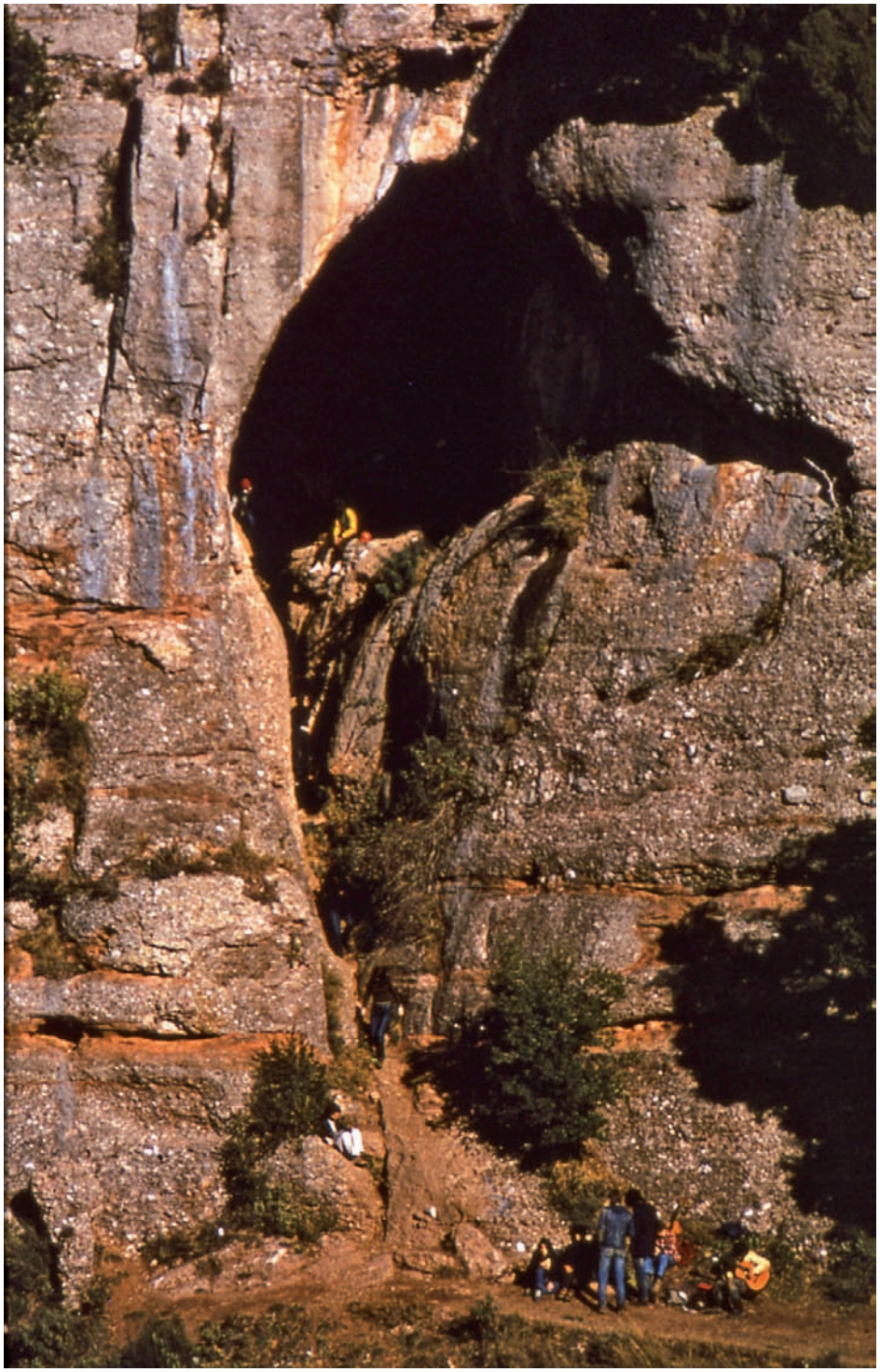
3. Accés al sistema annex de la Peyrère al carst de Baget (Ariège, França).

4. Carst Experimental de Rellinars: captació de les Fonts de Rellinars
i aportació dels sobreeixidors: Font Falsa, Pedregosa, Barbotera i Saiola
(conglomerats calcaris de l'Eocè de la Serra de l'Obac).

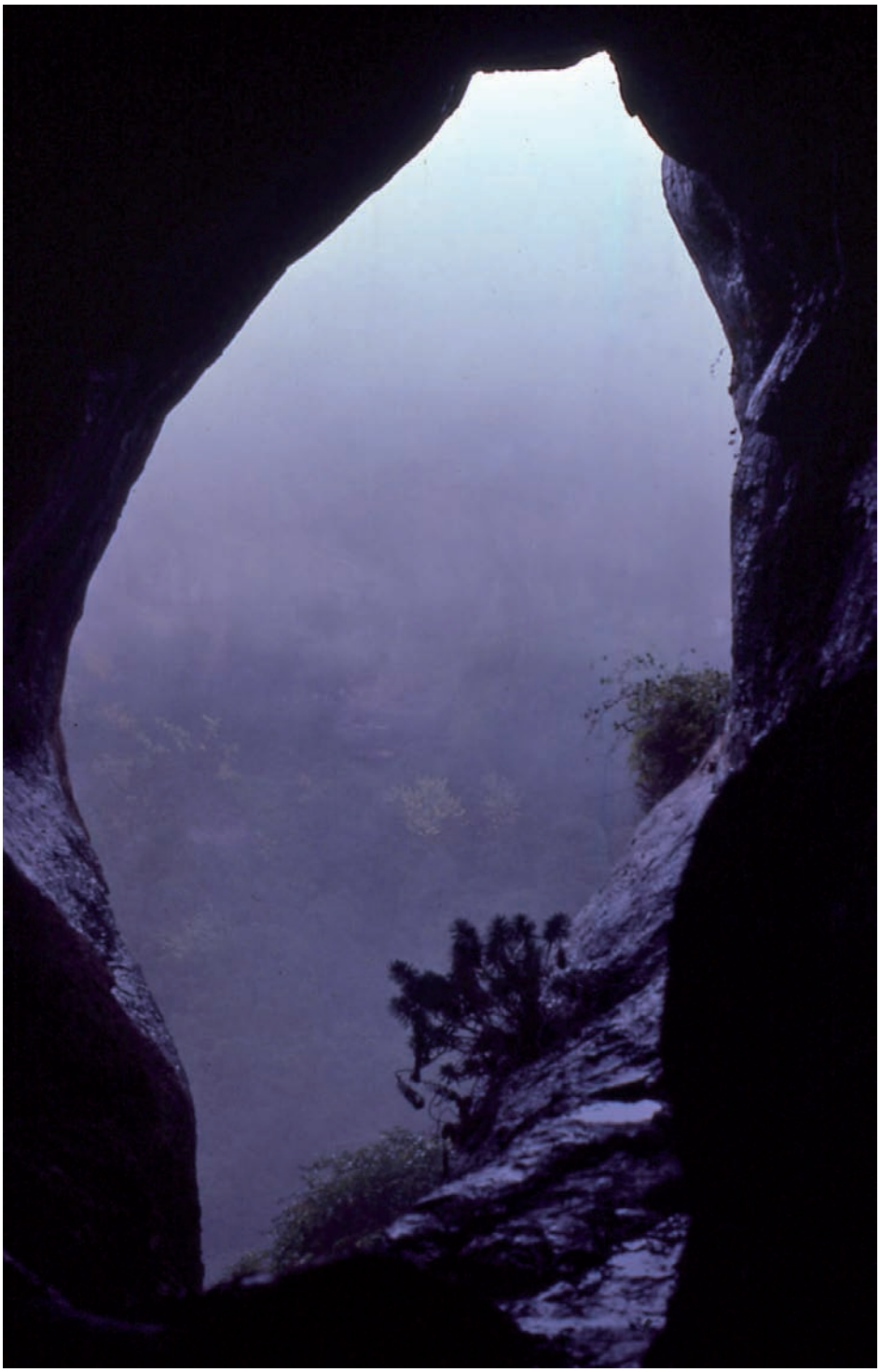
5. Carst Experimental de Rellinars: sobreeixidor de la Barbotera en decrescuda.

6. Carst Experimental de Rellinars: sobreeixidor dels Caus del Guitart.

7. Avenc de l'Espluga: zona no saturada del Carst Experimental de Rellinars.



8. Cova Simanya: paleodren situat al massís del Montcau
(conglomerats de Sant Llorenç del Munt - Serra de l'Obac).



9. Cova Simanya: paleodrèn vist des de l'interior.

10. Contacte entre les granodiorites del batòlit de la Maladeta (esquerra) i les calcàries del Devonià (dreta): falla de la Maladeta.

11. Vessant septentrional del massís de la Maladeta (Alt Éssera)
que constitueix la conca d'alimentació del sistema càrstic dels Uelhs deth Joeu.

12. Forat d'Aigualluts: pèrdua més important del sistema càrstic de Joeu.
Aneto, 3.404 m. Mantell nival i glaceres.

13. Detall de la imatge anterior: Forat dels Aigualluts i Aneto.

14. Forat de la Renclusa: detall del curs superficial marcat amb fluoresceïna incorporant-se a l'engolidor.

15. Ressurgència dels Uelhs deth Joeu (Artiga de Lin, Garona del Joeu, Val d'Aran).

16. Uelhs deth Joeu en situació de forta crescuda
a partir de la fosa de neu de primavera.

17. Uelhs deth Joeu en situació de forta crescuda a partir de la fosa
de neu de primavera (punt de descàrrega més elevat).

18. Uelhs deth Joeu en situació de baix cabal a l'hivern.

19. Captació dels Uelhs deth Joeu per a la producció d'electricitat
a la Central de Benós (Garona, Val d'Aran).

20. Instal·lació de l'estació de monitoratge del cabal, la temperatura i la conductivitat als Uelhs deth Joeu.

21. Buidat de l'estació de monitoratge dels Uelhs deth Joeu.

22. Transport del material de l’estació de monitoratge
per a la seva instal·lació al Forat d’Aigualluts.

23. Instal·lació de l’estació de monitoratge del Forat d’Aigualluts.

24. Estació del Forat d'Aigualluts (hivern-primavera).

25. Rasclers del Forat d'Aigualluts i el Pla d'Aigualluts en segon terme.

26. Cova del Mall de l'Artiga: paleozona saturada a 2.400 m d'altitud, que forma part de la conca del sistema càrstic de Joeu.

27. Forat d'Aigualluts en situació de cabal baix a l'hivern.

28. Forat d'Aigualluts en situació de crescuda.

29. Forat d'Aigualluts en crescuda: inundació de l'engolidor.

30. Important desenvolupament del mantell nival a l'alta vall de l'Éssera i vessant septentrional del massís de la Maladeta (Forat i Pic d'Aigualluts).

31. Aproximació a la cartografia de l'alta vall de l'Éssera i la Val d'Aran, que reflecteix molt bé la relació hidrològica entre la pèrdua del Forat d'Aigualluts i la ressurgència dels Uelhs deth Joeu. Els treballs cartogràfics els realitzà Tiburzio Spannocchi l'any 1594 (España. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Archivo General de Simancas. Mapas, Planos y Dibujos, 15,84).

32. Detall de la cartografia de Tiburzio Spannocchi que atribueix el topònim de Joeu al riu d'Aigualluts (alt Éssera) abans d'incorporar-se a la captura càrstica (Forat d'Aigualluts). Més al nord hi situa el naixement del riu Joeu: la ressurgència dels Uelhs deth Joeu (España. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Archivo General de Simancas. Mapas, Planos y Dibujos, 15,84).

33. Detall de la cartografia de Tiburzio Spannocchi (1594) en què s'observen diferents pèrdues i ressurgències: les situades més a l'oest estan relacionades amb el sistema càrstic de l'Éssera i constitueixen l'origen pròpiament mediterrani d'aquest riu; les situades més a l'est, prop dels Aigualluts, formarien part del sistema càrstic de Joeu. (España. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Archivo General de Simancas. Mapas, Planos y Dibujos, 15,84).

34. Forat d'Aigualluts: experiència amb traçador a l'hivern.

35. Visió aèria del Forat de la Renclusa, engolidor de la part més occidental de la conca del sistema càrstic de Joeu.

36. Llac Nere: conca més oriental del sistema càrstic de Joeu.

37. Pèrdua del llac Nere: experiència amb fluoresceïna a l'hivern.

38. Surgència d'Horno a la vall del Nere i captació d'aigua potable de Vielha.

39. Surgència d'Horno (sistema hidrogeològic de la vall del Nere): instal·lació de fluocaptors.

40. Valarties: relleu del Montardo que limita amb el sistema càrstic de Lastoar.

41. Font de Lastoar: aportació al riu Valarties (pla de Ressèc).

42. Font de Lastoar: aportació al Valarties a l'hivern (pla de Ressèc).

43. Part superior de la Font de Lastoar.

44. Desguàs del torrent de Lastoar al riu Valarties.

45. Llac d'Escunhau: visió des del circ glacial on es troba l'avenc de Bargadèra.

46. Mostreig de la pèrdua del llac d'Escunhau.

47. Llac d'Escunhau: conca del sistema càrstic de Lastoar.

48. Avenc de Bargadèra (circ d'Escunhau):
morfologia endocàrstica que forma part de la conca
del sistema càrstic de Lastoar (fotografia de Jordi Icart).

49. Font de Tèrme (sistema càrstic de Tèrme-Pila, Varradòs).

50. Torrent de la Font de Tèrme abans de desembocar al riu Varradòs.

51. Font de la Pila o Uelh de Sascorjada al barranc de Siesso, afluent del Varradòs.

52. Font de la Pila: detall del vessador que descarrega un conducte quasi vertical de 90 m de profunditat.

53. Alta vall del riu Unhòla amb importants captures càrstiques en els afloraments de les Calcàries de Bentaillou (Forat de l'Unhòla i pla de Tor): sistema càrstic de Tèrme-Pila.

54. Pla de Tor: morfologia epicàrstica molt desenvolupada amb dolines i rasclers. Pèrdua i llac del Pla de Tor.

55. Panoràmica del Forat de l'Unhòla i de l'aflorament de les Calcàries de Bentaillou (alt Unhòla, Liat). A la part superior dreta: l'estany de Liat.

56. Forat de l'Unhòla (estany de Liat): pèrdua principal del sistema càrstic de Tèrme-Pila. Observació de la morfologia fluvial meandriforme pretèrita.

57. Detall del Forat de l'Unhòla que es desenvolupa
en el contacte de materials metapelítics
amb les Calcàries de Bentaillou (Cambroordovicià).

58. Vessant occidental de l'alta vall de l'Unhòla a l'hivern:
dolines a les Calcàries de Bentaillou.

59. Aportació hídrica que s'origina a l'estany de Liat
aigua amunt del Forat de l'Unhòla.

60. Depressions càrstiques en dipòsits clàstics situats sobre les Calcàries de Bentaillou (alt Unhòla, Liat).

61. Depressions càrstiques en dipòsits clàstics situats sobre les Calcàries de Bentaillou (alt Unhòla, Liat).

62. Detall de les depressions desenvolupades en els materials clàstics (alt Unhòla).

63. Serra de Sascorjada.

64. Calcàries de Bentaillou: marbres
de metamorfisme regional al carst de Tèrme-Pila.

65. Fageda que es desenvolupa entre les ressurgències
de Tèrme i Pila (serres de Guarbes i Sascorjada).

66. Font de la Pila: detall del pla de falla.

67. Anàlisi de l'estructura de falla que determina la situació de la Font de la Pila.

68. Font de la Pila: restitució del traçador injectat al Forat de l'Unhòla.

69. Experiència amb fluoresceïna al Forat de l'Unhòla.

70. Vall de Varradòs que rep les aportacions de les ressurgències càrstiques de Tèrme i Pila (amb el massís de la Maladeta en darrer terme).

71. Riu de Varradòs aigua avall de les aportacions càrstiques.

72. Vall de Ruda, de morfologia glacial, on es troba el sistema hidrogeològic d'Aiguèira i la muntanya de Vaquèira (a l'esquerra).

73. Font d'Aigüèira i captació
(Muntanya de Vaquèira, Garona de Ruda).

74. Sistema hidrogeològic d'Aigüèira. Morfologia càrstica a les calcàries del Silurià superior–Devonià inferior a les parts altes de la Muntanya de Vaquèira.

75. Depressions càrstiques al sistema d'Aigüèira.

76. Depressió càrstica i dolina de fons pla al sistema d'Aigüèira.

77. Detall de la imatge anterior.

78. Empremtes de corrent en una cavitat exhumada del sistema d'Aigüèira.

79. Microconductes de dissolució a la Font d'Aigüèira.

80. Microconductes de dissolució amb espeleotemes a la Font d'Aigüèira.

81. Mesura del cabal de l'aportació de la Font d'Aigüèira.

82. Estany d'Àrreu a l'extrem oriental del sistema d'Aigüèira.

83. Pèrdua de l'estany d'Àrreu (sistema d'Aigüèira).

84. Experiència de traçat amb ClLi (clorur de liti) a la pèrdua de l'estany d'Arreu.

85. Conca del sistema d'Aigüèira en primer terme i el massís de la Maladeta, al fons, que constitueix la conca del sistema càrstic de Uelhs deth Joeu.

86. Captació en galeria d'aqüífers carbonàtics d'escassa carstificació per a l'abastament de Liège (Bèlgica).

87. Abastament de Liège (Bèlgica): detall de la infraestructura de captació.

88. Abastament d'aigua potable de Brussel·les (Bèlgica).
Captació en galeria, aqüífer calcari d'escassa carstificació.

89. Detall de les construccions de Vaquèira-Beret immediates a
la captació de la Font d'Aigüèira que provocaren la descompressió
del massís rocós on es troba la font i la degradació del seu entorn.

90. Excavació i descompressió del massís rocós
a la Font d'Aigüèira; formació de nous punts de descàrrega.

91. Degradació de l'entorn de la Font d'Aigüèira.

92. Serra del Cadí constituïda per materials de naturalesa carbonàtica de l'Eocè, que observen una important circulació subterrània: sistema càrstic del Bastareny.

93. Serra del Cadí des de la vall del riu Saldes.

94. Bullidor de Sant Esteve: font principal del sistema càrstic del Bastareny.

95. Detall del Bullidor de Sant Esteve (estació de control de la temperatura i la conductivitat).

96. Adou del Bastareny: segona surgència en importància del sistema. Fageda ben desenvolupada als contraforts orientals de la Serra del Cadí.

97. La descàrrega de l'Adou del Bastareny en situació d'aigües altes.

98. Adou del Bastareny.

99. Adou del Bastareny: punt de descàrrega més important sense funcionar.

100. Detall de l'Adou del Bastareny en situació de crescuda.

101. Crescuda amb fort cabal a l'Adou del Bastareny.

102. Font del Violí: font menor del sistema càrstic del Bastareny. Detall de la captació i del monitoratge per al control de cabal, temperatura i conductivitat.

103. SC-30: sobreeixidor més important del sistema càrstic del Bastareny situat aigua amunt de l'Adou.

104. SC-30 sec.

105. Bullidor de la Llet: sobreeixidor situat al torrent de la font Faig.

106. Ciclòpid (estudi de la deriva de l'Adou del Bastareny).

107. Estació d'aforament del cabal total del sistema càrstic del Bastareny. Pont del Molí del Puig.

108. Estació meteorològica completa al coll de la Bena, Gisclareny (sistema càrstic del Bastareny).

109. Pluviòmetre en els relleus superiors del carst del Bastareny (Serra del Cadí).

110. Relleus càrstics a les immediacions del Comabona
(part superior de la Serra del Cadí).

111. Replans al carst superficial del sistema càrstic del Bastareny.
Epicarst de la Font Tordera (Serra del Cadí).

112. Epicarst del sistema del Bastareny. Mostreig de la Font Tordera sota la neu.

113. Detall de les unitats carbonàtiques de la Formació Armàncies al Comabona (Serra del Cadí).

114. Barra de calcàries de la Formació Armàncies (equivalent de la Formació Penya) en la qual es troba la descàrrega natural del sistema (Fonts del Bastareny).

115. Superfícies molt planes amb depressions càrstiques
i rasclers a la part alta de la Serra del Cadí.

116. Depressions càrstiques, afloraments amb rasclers,
prat alpí i vessant amb pi negre a la Serra del Cadí.

117. Detall de rascler i sòls associats a l'extrem oriental de la Serra del Cadí.

118. Fonts del Llobregat: surgència del sistema càrstic.

119. Cabal en crescuda de les Fonts del Llobregat.

120. Estació de mesura del cabal, temperatura
i conductivitat a les Fonts del Llobregat.

121. Cova de la Tuta: paleosurgència situada uns 300 m per sobre de les Fonts del Llobregat.

122. Límit NW del sistema càrstic de les Fonts del Llobregat. Falles lístriques que limiten la fossa de la Cerdanya. Infraestructures de l'estació d'esquí de la Molina.

123. Puigllançada (2409 m): límit occidental del sistema càrstic de les Fonts del Llobregat.

124. Depressió càrstica en materials clàstics per efecte del drenatge subterrani (Coll de Pal, límit occidental del sistema càrstic de les Fonts del Llobregat).

125. Exemples de depressions càrstiques en materials clàstics en el torrent de Coll de Pal (límit occidental del sistema càrstic de les Fonts del Llobregat).

126. La ressurgència de la Fou de Bor en crescuda (any 2005)
(sistema càrstic de la Fou de Bor).

127. Detall de la ressurgència de la Fou de Bor en crescuda (any 2005)

128. Tuta Gran (cova de la Fou de Bor): estructura càrstica pretèrita no funcional.

129. Estació de control de la ressurgència de la Fou de Bor (radó...).

130. Fou de Bor: captació per al subministrament d'aigua potable a la població de Bor i altres utilitzacions.

131. Exploració subaquàtica de la zona inundada del carst de la Fou de Bor.

132. Galeria de reconeixement S del Túnel del Cadí i estació d'aforament (Penyes Altes de Moixeró).

133. Conducte càrstic GR2 a la galeria
de reconeixement S del Túnel del Cadí (2 x 0,5 m).

134. Conducte càrstic GR3 a la galeria de reconeixement S del Túnel del Cadí