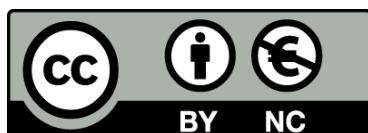




Diagenesis and fluid-fracture evolution in an intracontinental basin: The Penedès half-graben, western Mediterranean

Diagènesi i evolució de la relació fluid-fractura en una conca intracontinental: la conca del Penedès, oest de la Mediterrània

Vinyet Baqués Almirall



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència [Reconeixement- NoComercial 3.0. Espanya de Creative Commons](#).

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia [Reconocimiento - NoComercial 3.0. España de Creative Commons](#).

This doctoral thesis is licensed under the [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0. Spain License](#).



Universitat de Barcelona

Grup de Geologia Sedimentària

**Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica
Programa de Doctorat “Ciències de la Terra”
Universitat de Barcelona**

**DIAGENESIS AND FLUID-FRACTURE EVOLUTION IN AN
INTRACONTINENTAL BASIN: THE PENEDES HALF-GRABEN,
WESTERN MEDITERRANEAN**

**Diagènesi i evolució de la relació fluid-fractura en una conca
intracontinental: la conca del Penedès, oest de la Mediterrània**

A thesis submitted by

Vinyet Baqué Almirall

PhD thesis supervised by

Dra. Anna Travé

Departament de Geoquímica,
Petrologia i Prospecció Geològica
Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona

Dr. Antonio Benedicto

Areva NC, BU Mines
Direction des Géosciences
Tour Areva, France



Universitat de Barcelona

Grup de Geologia Sedimentària

**Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica
Programa de Doctorat “Ciències de la Terra”
Universitat de Barcelona**

**DIAGENESIS AND FLUID-FRACTURE EVOLUTION IN AN
INTRACONTINENTAL BASIN: THE PENEDÈS HALF-GRABEN,
WESTERN MEDITERRANEAN**

**Diagènesi i evolució de la relació fluid-fractura en una conca
intracontinental: la conca del Penedès, oest de la Mediterrània**

Memòria de tesi doctoral presentada per Vinyet Baqué Almirall per optar al grau de Doctora en Geologia. La tesi doctoral ha estat desenvolupada en el marc del Programa de Doctorat de Ciències de la Terra (Bienni 2007-2009) sota la direcció de la Dra. Anna Travé i el Dr. Antonio Benedicto.

Vinyet Baqué Almirall

Directors de la tesi

Dra. Anna Travé

Dr. Antonio Benedicto

2012

A l'Anna i l'Irene,

dues lluitadores sense límit

Als meus pares

Table of contents

Agraïments	III
Summary	VII
Resum extens en català	IX
1. Introduction	1
1.1. Framework	1
1.2. Objectives	2
1.3. The state of the art	2
2. Geological setting	7
3. Methodology	13
4. Results	17
4.1. Studied domains	17
4.2. Deformation stages	18
4.3. Petrology and geochemistry	21
5. Discussion and interpretation	47
5.1. Diagenesis of host rocks	47
5.2. Relationship between deformation stages and the regional tectonic phases	49
5.3. Palaeofluids circulation through the fractures	52
5.4. Lithology and fluid types	58
5.5. Karstic events	60
6. Conclusions	63
7. References	67
8. Appendix	81

Appendix 1: Main publications of this thesis

Appendix 2: Other relevant publications of this thesis

Agraïments

Aquesta memòria és el fruit de cinc anys i mig de feina i de l'ajut de molta gent. Per aquest motiu vull mostrar el meu agraïment.

Primerament a l'Anna Travé, directora de la tesi i dels projectes que l'han finançat (CGL2010-18260 i CGL2006-14860). A ella li proporciono el principal agraïment ja que ha estat la persona que m'ha introduït en el món de la investigació, me l'ha fet saber gaudir i m'ha anat guiant (i ho segueix fent) dins el complex àmbit de la recerca. Moltes gràcies per tot Anna, el teu punt de vista tant científic com social ha estat essencial per haver arribat fins aquí.

A l'Antonio Benedicto, també director de la tesi, gràcies pel teu assessorament en l'anàlisi estructural, per les campanyes de camp, les crítiques constructives del treball i sobretot per la teva paciència a l'hora de les correccions. Molt agraïda per l'estada a la Université Paris Sud XI, a Orsay. Va significar un avançament important del treball. Gràcies per buscar-me un lloc on dormir, a l'acollidora casa de l'Yves Missenard (a ell i tota la seva família, moltes gràcies!), i introduir-me a tota la gent del departament de la Universitat d'Orsay la qual cosa va fer que passés un mes molt agradable.

El treball s'ha finançat amb els projectes dirigits per l'Anna, juntament amb la beca BES-2007-14935 emmarcada dins el 'Programa de Ayudas Predoctorales de Formación de Personal Investigador (FPI)' del Ministerio de Ciencia e Innovación. També l'ha finançat el Grup Consolidat de Recerca "Geologia Sedimentària" (2009 SGR-1458).

A l'Irene Cantarero, la meva companya de tesi i de despatxos. Gràcies per tots els teus comentaris, crítiques, discussions i correccions dels diferents articles, però sobretot gràcies per la teva confiança i el teu continu recolzament durant tots aquests anys.

Al Pierre Labaume per la seva implicació en aquesta tesi i per la supervisió dels diferents treballs. Molt agraïda de l'estada a la Université de Montpellier II, al departament Géosciences, per l'agradable acollida i tot el temps de dedicació durant els dos mesos de l'estada.

A la Sara Martínez, la Carmen Aguilar, en Telm Bover i en Josep Antón Moreno, quatre pilars de suport científic i personal durant aquests anys. Gràcies per haver-me guiat dins el món científic del becari, per la vostra confiança, paciència i sobretot, per davant de tot, per la vostra amistat.

A l'Indiana Romaire, per compartir el seu coneixement en els aspectes cinemàtics de les falles, acompanyar-me al camp, ajudar-me en el mostreig i preparació de làmines i per la seva

amistat. Gràcies per tota la teva ajuda i sobretot per haver-me acollit i entretingut durant la meva estada a París.

A l'Elisabet Playà, la Mar Moragas, la Tina Martínez i en Ferran Pacheco, el *Vilobí Team*. Gràcies per totes les anades al camp, els vostres comentaris, discussions i sobretot, la vostra familiaritat, il·lusió i confiança.

Al Ramón Salas, per la seva ajuda científica dins el món dels carbonats. Per la seva disposició sempre que li he fet alguna consulta, per acompañar-me al camp i ensenyar-me alguns dels aspectes de les bauxites i karsts. Gràcies per la teva franquesa i encoratjament.

A en Juandi Martín i la Gemma Alías, per les vostres correccions, crítiques i discussions.

A l'Eduard Roca per la crítica i revisió dels aspectes tectònics de la tesi, per haver mostrat interès per aquesta tesi i haver-me explicat en detall l'evolució geodinàmica de la conca del Penedès.

Al Jordi Báguena i la Montse Errea, secretaris del departament, per totes les gestions burocràtiques.

Al Jordi Illa pel seu ajut en la preparació de les mostres.

Al Vicenç, la Dolors, la Montse, la Fadoua i l'Adolf del Servei de Làmina Prima per l'elaboració de les làmines primes.

Al Joaquim Perona del Servei d'Anàlisi Geoquímica dels Centres Científic i Tecnològic de la Universitat de Barcelona per les analisis dels isòtops estables.

Al Xavier Alcobé del Servei de Difracció, al Xavier Llobet del Servei de Microsonda Electrònica, l'Elisenda Seguí del Servei de Fluorescència i l'Eva Fernández del Servei de Microscòpia Electrònica dels Centres Científic i Tecnològics de la de la Universitat de Barcelona per les analisis realitzades i el seu assessorament durant les sessions de treball en cada una de les diferents tècniques analítiques.

A Ignacio Gil del "Departamento de isotopía y geocronología SGIker de la Universidad del País Vasco" per les analisis dels isòtops radiogènics.

Al Roger Soliva, per la seva implicació durant la meva estada a Montpellier i per acompañar-me al camp. Per tots els seus comentaris i explicacions dels aspectes mecànics de les falles.

Al Lucas Lamesalles i Sonia Belaid per compartir el primer mes i mig de tesi. Per haver-me acompanyat al camp i haver suportat la calor infernal que fa al Penedès durant els mesos de juliol i agost.

A l'Albert Permanyer, el meu primer contacte amb el departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Gràcies per la teva confiança, familiaritat i ànims durant tots aquests anys.

Als meus companys de despatx (i despatxos veïns!) i la resta dels companys del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica pel seu recolzament.

A la Caroline Betul Segarra, per les seves correccions de l'anglès i el seu suport durant tota la tesi. Unes hores intenses a l'acadèmia que no oblidarem mai. Gràcies per la teva ajuda i compartir el teu punt de vista de les coses, que tens tota la raó, sóc una afortunada per haver pogut realitzar aquesta tesi.

A la meva mare, la meva gran correctora del català. Gràcies per totes les vegades que t'has ofert per corregir els diferents treballs, per la teva ajuda infinita amb tots els aspectes de l'entorn de la meva persona, i juntament amb el pare, per l'educació que m'heu inculcat. Senzillament, a vosaltres dos, tot.

A totes aquelles altres persones a qui estimo, que m'han empès i recolzat en aquest projecte. Especialment al Narcís Sàbat i tot el llegat Baqués i Almirall, que han viscut en primera línia aquesta tesi. Els vostres ànims i consells m'han servit per arribar fins aquí.

Summary

The Penedès half-graben represents a natural field laboratory for the study of the link between tectonics and palaeofluids because it exposes numerous outcrops that allow a global and complete diagenetic study of the basin from Mesozoic to present times.

In order to place the diagenetic study into its geodynamic context it is important to describe the geological setting. The Penedès half-graben is located in the central part of the Catalan Coastal Ranges (CCR) and results from the superposition of three main tectonic events: (1) the Mesozoic extensional phase which is divided into two Mesozoic rift episodes: the first, Late Permian to Triassic in age and the second, latest Oxfordian to Aptian in age (Salas et al., 2001); (2) the Paleocene to middle Oligocene compressional phase which includes the emplacement of ENE-to-NE-trending thick-skinned thrust sheets bounded by SE-dipping thrusts with a limited left-lateral strike-slip motion (Guimerà, 2004); (3) the late Oligocene?- Neogene extensional phase which split the CCR into a set of ENE-WSW blocks mainly tilted toward the NW, constituting the actual horst-and-graben systems now present at the northwestern Mediterranean (Bartrina et al, 1992; Roca and Guimerà, 1992).

Samples were taken in 19 different outcrop areas located within three main structural domains: the Gaià-Montmell domain, which represents the footwall block of the SE-dipping major normal faults that bound the north-western margin of the basin, the Central Penedès domain, which comprises the central Miocene syn- and post-rift deposits and the Garraf domain, which comprises a group of small syn-depositional tectonic horsts and half-grabens developed in the Garraf horst during its Neogene evolution.

Based on the macro and microstructural analysis combined with geochemical results from host rocks, fault rocks and fracture cements, the following diagenetic events have been identified: (1) Very early stages characterized by micritization, early irregular micro-fractures resulting from opening in poorly-lithified sediments and early calcite cement precipitations; (2) Progressive burial stages characterized by brecciation, stylolization and dolomitization; (3) Fracturing and cementations characterized by ninth major deformation stages with their related cements, breccias and stylolites, and (4) four karstification events with associated collapse breccias, sediments and cements filling the fracture, vug and cavern porosities.

A depositional control of the $\delta^{18}\text{O}$ values of the syn-rift Mesozoic sediments (Valanginian, Barremian and Aptian) related to the position of the different outcrops with respect to the Mesozoic normal faults is inferred from the values reported in this study. The isotopic values of the Miocene marine facies, depleted in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ respect to the expected values for the Miocene seawater, together with the chalky appearance of these limestones, indicate that the

Miocene marine limestones were re-balanced under the meteoric diagenetic environment. The meteoric fluid precipitating the calcite cement in the conglomerates of the lower continental complexes was responsible for diagenetically altering the marine host limestone. A different meteoric fluid, more influenced by soil-derived CO₂, precipitated the calcite cement present within the upper continental complexes.

The fluids circulating through the fractures attributed to the second stage of the Mesozoic rifting were precipitated from formation waters during the progressive burial of the sediment, in a closed palaeohydrological system.

From the Paleocene to the mid-Oligocene the fluids circulating through the compressional fractures had a meteoric origin. Due to the Paleogene compression, Mesozoic rocks were uplifted, subaerially exposed and extensively karstified. Different types of sediments and cements were deposited filling the karstic cavities under the meteoric diagenetic environment.

During the initial upward propagation of the Neogene extensional faults, deformation was characterized by random fabric fractures filled by dolomitic cement with geochemical characteristics of low temperature formation waters. However, the host-rock was partially dolomitized due to an increase in fluid flow and to a less degree, to the temperature of fluids. This replacement can be attributed to the connection of two fault segments in a relay zone.

Related to the syn- and early post-rift stage, the NE-SW fractures were sealed by meteoric fluids under both, phreatic and vadose zones. The N-S normal faults attributed to the late post-rift stage favoured the upflowing of marine fluids expelled from the compaction of the late Burdigalian to the early Serravallian marine sediments producing the dolomitization of the host rocks and the precipitation of dolomite cements within the fractures. During the late post-rift and related to NNW-SSE and NNE-SSW tensional fractures different types of meteoric fluids circulated through the fractures. These fluids were precipitated from phreatic to vadose cements, agreeing with the uplift of the entire basin and/or with the falling-down of the meteoric water table related to a generalized sea level fall in the Mediterranean area during the Messinian.

Four different events of karstification have been differentiated: a first karstification event developed after the main phase of the Paleogene compression, clearly affected by the extensional fractures related to the Neogene syn-rift, two karstification events developed during the Neogene syn-rift stage, clearly affected by the normal and strike-slip faults, and a late karstification event, with undeformed karstic fillings, attributed to the Neogene post-rift.

RESUM EXTENS EN CATALÀ

1. INTRODUCCIÓ

1.1. Estructura de la tesi doctoral

La investigació sobre el procés de creació i destrucció de porositat i permeabilitat en ambients de tectònica extensiva, ha estat i continua sent, de gran interès per a l'exploració de petroli i gas i la prospecció de dipòsits minerals (Budai i Wiltschko, 1987; Bethke, 1989). Molts reservoris de petroli i gas s'emplacen en roques fracturades i carstificades, on prop de la meitat dels jaciments es troben en roques carbonatades.

En els darrers anys s'han iniciat nombrosos projectes de recerca nacionals i internacionals centrats en l'estudi diagenètic i l'evolució dels fluids a través d'una conca sedimentària. Aquesta tesi doctoral s'emmarca dins de dos projectes nacionals I + D liderats per la Dra. Anna Travé. Un es va dur a terme des de l'any 2006 fins el 2009, titulat 'Geofluid and deformation interactions within and extensive tectonic context' (CGL2006-14860). El segon, encara en actiu, es titula: 'Diagenesis, deformation mechanisms and architecture of the fault zones in the neogene extensive basins of the northeaeastern Iberian Peninsula. Relationship with the hydrocarbon reservoirs of the Valencia Trough' (CGL2010-18260).

Aquesta tesi consta d'un compendi de tres articles científics, dos d'ells ja publicats i un tercer en revisió, enviats a revistes indexades i de prestigi internacional (ISI):

1. **Baqués, V.**, Travé, A., Benedicto, A., Labaume, P., Cantarero, I., 2010. Relationships between carbonate fault rocks and fluid flow regime during propagation of the Neogene extensional faults of the Penedès basin (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 106, 24-33. Factor d'impacte: 2,125. Posició 24/77 (2^{on} quartil) a GEOCHEMISTRY & GEOPHYSICS.
2. **Baqués, V.**, Travé, A., Roca, E., Marín, M.A., Cantarero, I., 2012. Geofluid behaviour in successive extensional and compressional events: a case study from the south-western end of the Vallès-Penedès Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Petroleum Geoscience*, 18, 17-31. Factor d'impacte: 1,294. Posició 3/24 (1^{er} quartil) a ENGINEERING, PETROLEUM.
3. **Baqués, V.**, Travé, A., Cantarero, I. Development of successive karstic systems within the Baix Penedès Fault zone (onshore of the Valencia Trough, NW Mediterranean).

Geofluids (under review). Factor d'impacte: 1,533. Posició: 37/76 (2^{on} quartil) a GEOLOGY (2011).

El treball presentat en aquesta memòria inclou una discussió conjunta dels resultats publicats prèviament (Travé et al., 1998, 2008; Travé i Calvet, 2001; Belaid et al., 2008; Romaire et al., 2008; Baqués et al., 2008, 2009a, 2009b, 2010a, 2010b, 2010c, 2012a, 2012b i Baqués et al., under review (veure appendix 1 i 2)) juntament amb dades noves no publicades. La síntesi de tots els resultats i la seva discussió a escala de conca serà presentada per a la seva publicació a la revista “Basin Research”.

1.2. Objectius

L'objectiu principal d'aquesta tesi doctoral ha estat **determinar la relació entre les fractures i la migració de fluids durant l'evolució d'una conca sedimentària extensiva**. L'estudi s'ha realitzat a la conca del Penedès, situada al sector central de la Serralada Costanera Catalana, en el flanc nord-oest del Solc de València (Mediterrani occidental). Aquesta conca és un bon exemple per l'estudi dels sistemes fluid-fractura i a més permet establir una correlació directa amb els reservoris de petroli situats a l'*offshore* del Solc de València (Esteban, 1991, Vera et al., 1988; Klimowitz et al., 2005; Playà et al., 2009). En aquesta tesi es descriu per primera vegada l'evolució d'un reservori a partir de l'estudi diagenètic complet de les roques encaixants, la circulació dels fluids a través dels diferents sistemes de fractura i de la interferència dels processos càrstics en zones de fracturació extensiva.

Per acomplir l'objectiu principal s'han proposat els següents objectius concrets:

- Determinar els diferents estadis de deformació i els seus processos diagenètics associats, per tal d'atribuir-los a les diferents fases tectòniques que han donat lloc a la conca sedimentària.
- Establir l'evolució diagenètica de les roques encaixants.
- Caracteritzar els processos diagenètics que han tingut lloc durant dos esdeveniments tectònics extensius.
- Caracteritzar i diferenciar els processos diagenètics que han tingut lloc en un procés compressiu respecte a un d'extensiu.
- Establir la relació entre els processos de dissolució càrstica vers els sistemes de fractura.
- Caracteritzar petrogràficament i geoquímicament els rebliments associats a diferents events càrstics.
- Avaluar el paper de les litologies i el salt de falla vers l'arquitectura de les zones de falla.

1.3. Antecedents

Diagènesi de les roques sedimentàries

La diagènesi de les roques sedimentàries és un procés molt complex que ha estat definit basant-se en diferents criteris. El concepte de litificació, cementació, estabilitat mineral, canvis texturals i dissolució. Totes aquestes alteracions de les roques es poden produir en qualsevol moment des de la seva deposició fins als estadis d'enterrament profund (Bathurst, 1971). No obstant això, des de fa temps, el terme diagènesi s'ha limitat als processos que causen la litificació dels sediments.

Ginsburg (1957) defineix diagènesi com el conjunt de processos fisicoquímics que modifiquen els sediments des de la seva deposició fins a la seva litificació, produïts a baixa temperatura i a una pressió superficial.

Pettijohn (1963) defineix diagènesi com les reaccions que tenen lloc dins dels sediments, entre un mineral o un altre, o entre un o varis minerals i els fluids intersticials.

Segons Purdy (1968) la diagènesi inclou tots els canvis experimentats pels sediments entre la seva deposició i abans del metamorfisme.

Generalment la diagènesi s'ha dividit en etapes o períodes denominats estadis diagenètics. L'esquema dels estadis diagenètics proposat per Fairbridge (1967) es útil per qualsevol tipus de roca sedimentària i la seva divisió es basa en l'origen, naturalesa i direcció de moviment de l'aigua de formació. Aquest autor divideix l'evolució diagenètica en tres estadis:

- i. Sindiagènesis.
- ii. Anadiagènesis.
- iii. Epidiagènesis.

Choquette i Pray (1970) divideixen les fases diagenètiques basant-se en la porositat. Aquesta classificació té una àmplia acceptació pel fet de que en general, sempre és possible determinar l'origen i evolució dels porus. Aquests autors divideixen l'evolució diagenètica en tres etapes:

- i. Pre-sedimentació.
- ii. Depositional.
- iii. Post-depositional.

L'etapa post-depositional se subdivideix en tres zones: eogenètica, mesogenètica i telogenètica.

En aquesta memòria s'utilitza el terme diagènesi per referir-se als canvis que es van produir en els sediments, des de el seu dipòsit fins l'actualitat. El terme diagènesi en un sistema fluid-fractura fa referència als palaeofluids que van circular a través de les fractures al llarg de l'evolució tectònica de la conca sedimentària.

Geofluids i fractures

Un geofluid es defineix com qualsevol fluid que ocupa la porositat de les roques i es mou a través d'elles a l'interior de la terra (Lawrence i Cornford, 1995). La presència de geofluids juga un paper molt important pel que fa als mecanismes de deformació que tenen lloc durant el desenvolupament de processos. Com ara processos tectònics, que afecten a l'escorça terrestre. L'estudi de la relació entre la tectònica i la migració dels geofluids en una conca sedimentària permet determinar l'evolució geodinàmica d'aquesta conca al llarg del temps (Knipe, 1993; Van Geet et al., 2002; Rawling et al., 2001; Hooker et al., 2012).

Aquest coneixement inclou:

- i. Les característiques fisicoquímiques dels fluids, i per tant el tipus de fluid i el seu origen (Bjørlykke et al., 1998; Burley i Macquaker, 1992).
- ii. El grau d'interacció fluid/roca.
- iii. El tipus de règim hidràulic (tancat vers obert) (Calvet et al, 2000; Verhaert et al, 2009).
- iv. El tipus de camí de migració del fluid (dispers vers canalitzat).
- v. Els mecanismes d'activació de la migració dels fluids (Carter et al, 1990).
- vi. Les característiques texturals associades a les fractures i com influeixen en la porositat i la permeabilitat del reservori (Knipe, 1989; Antonellini i Aydin, 1994; Caine et al., 1996).
- vii. La cronologia relativa entre diferents tipus de circulació de fluids (Burruss et al., 1983; Breesch. et al, 2009).
- viii. El sincronisme, o no, entre la fracturació i la circulació del fluid (Laubach et al., 2004; Bussolotto et al., 2005, 2007).

El paper que juguen les falles vers la circulació o no dels fluids a través d'elles depèn de la seva estructura interna (zones de falles, tipus de roques de falla i la precipitació de minerals) (Aydin et al., 1998 ; Agosta i Aydin, 2006).

La majoria de les falles, a nivell superficial, s'estructuren en diferents segments (Micklethwaite i Cox, 2004). El creixement, la propagació i la interacció d'aquests segments influeix en la complexitat final de l'arquitectura de la zona de falla.

La circulació dels fluids al llarg dels segments de falla dependrà doncs del grau de connexió entre els segments i de quin sigui l'estadi evolutiu de la falla (Micklethwaite i Cox, 2004). A més, l'organització en tres dimensions dels diferents segments està lligat a la presència de discontinuïtats presents al llarg de la sèrie estratigràfica (Underwood et al., 2003). Sovint, els segments es limiten a capes específiques, les quals tenen una reologia específica i la seva interacció amb els altres segments de falla dependrà de la capacitat (energia) de cada segment de creuar les discontinuïtats que limiten la capa (Naccio et al., 2005).

El mecanisme de formació de les fractures i el grau de cimentació controlarà el fet de que la falla actuï com una barrera o un conducte (Agosta et al., 2012; Breesch et al., 2009).

Zones de falles

La denominada zona de falla en un context de tectònica extensiva i a nivell de l'escorça terrestre, es caracteritza per ser una regió deformada, amb diferents plans de lliscament, fractures i roques de falla resultants de la deformació (McClay, 1987, Caine et al., 1996, Davis i Reynolds, 1996). Aquest concepte se l'ha de diferenciar de l'anomenada zona de cisalla, el qual fa referència a grans zones de deformació, generades en condicions dúctils a dúctils-fràgils i que engloba el terme de zona de falla. Una zona de cisalla dúctil evoluciona a superfície cap a una zona de cisalla més estreta dins un règim fràgil.

En una zona de falla es distingeixen tres àrees amb característiques mecàniques i petrologiques diferents (Sibson, 1977, Caine et al., 1996, Peacock et al., 2000, Borgi, 2007):

- i. *Cor de la falla* ('Core'), on es concentra la major part del lliscament. Es caracteritza per estar format per farina de falla, cataclasita i milonita.
- ii. *Zona afectada per la falla* ('Damage zone'), caracteritzada per una malla de fractures i falles secundàries. Es caracteritza per estar format per falles secundàries, fractures, plecs i bretxes de falla cohesives i no cohesives.
- iii. *Protòlit*, corresponent a la roca encaixant la qual tant sols registra la deformació prèvia a l'actuació de la falla.

La permeabilitat de les falles-fractures depèn de les roques generades durant el seu moviment: el tipus de fracturació que hi té lloc, la mida i tipus de falla, la litologia del protòlit, les propietats químiques del fluid que hi circula, l'evolució pressió/temperatura i els components de permeabilitat (k) (Caine et al., 2006, Agosta i Aydin, 2006).

La disposició dels diferents plans de lliscament i la seva continuïtat (relleu de falles), també és un factor que intervé en la circulació de fluids.

El grau de connexió d'una falla està controlat per les heterogeneïtats que es poden trobar en el desenvolupament de la falla (variacions litològiques i la potència de les diferents unitats estratigràfiques). Quan més difícil és la seva propagació, més disconnectada està i més difícil serà la circulació del fluid.

Les roques de falla es classifiquen per criteris texturals. En aquesta tesi es va començar a utilitzar la classificació proposada per Sibson (1977) basat en el tipus de textures, cohesivitat, i la mida de fragments de les bretxes com també la quantitat de recristal·lització de la matriu. No obstant això, es va canviar la classificació de les bretxes per la classificació de camp proposada per Morrow (1982). Aquesta classificació es basa en el tipus de textura i la quantitat de

cristal·lització de la matriu (Fig. 2) ja que algunes de les bretxes reconegudes dins de les zones de falla presenten processos de carstificació, sent problemàtica l'ús de la terminologia proposada per Sibson.

2. MARC GEOLÒGIC

La Mediterrània occidental (Fig. 3) inclou un sistema de conques extensives d'edat Oligocena a Miocena inferior (Solc de València, la conca Provençal i la conca de Ligúria) les quals registren el sistema evolutiu primerenc de la Mediterrània occidental (Roca et al., 1999). El marge nord-oest del Solc de Valenciana inclou un sistema de horsts i grabens formats durant el Neogen els quals constitueixen la Serralada Costanera Catalana (SCC). La SCC, situada al NE de la Península Ibèrica, representa l'expressió en terra (*onshore*) de la part NE del marge continental que separa l'escorça aprimada del Solc de València de l'escorça Varisca de la Placa Ibèrica (Dañobeitia et al., 1992; Vidal et al., 1995). Estan formades per diversos blocs de direcció ENE-OSO a NE-SO delimitats per falles de 50 a 150 km de profunditat els quals mostren un arrenjament dextre *en echelon* amb una direcció ENE-OSO (Fig. 3). A la part central de les SCC, aquestes falles corresponen a les falles del Vallès-Penedès, Montmell, Baix Penedès, El Camp i Barcelona, totes elles de direcció NNE-SSO a NE-SO i inclinades cap al SE.

A partir de les dades estructurals de les zones de falla, juntament amb les dades estructurals de l'estructura interna dels blocs delimitats per les falles, es determina una evolució complexa caracteritzada per tres esdeveniments tectònics principals.

El **primer** esdeveniment tectònic correspon a la fase extensional Mesozoica que es divideix en dos episodis de rift:

Un primer, que tingué lloc des del Pèrmic fins al Triàsic i es relaciona amb l'obertura dels Neotethys. El segon tingué lloc des de l'Oxfordià tardà fins l'Aptià, relacionat amb l'obertura de la part central-nord de l'Oceà Atlàtic i el Golf de Biscaia (Salas i Casas, 1992; Salas et al., 2001), originant-se la individualització de la Placa Ibèrica durant l'Albià-Santonià temprà (Srivastava et al., 1990; Sibuet et al., 2004).

Durant el darrer episodi de rift mesozoic, es van desenvolupar diverses conques extensionals al llarg de l'actual SCC (Montmell-Garraf, Barcelona, el Perelló i el Maestrat (Salas, 1987)) les quals constitueixen el límit NO d'un sistema de conques extensionals ampli que s'estenia cap al sud-est al llarg de l'actual Mediterrani Occidental.

El **segon** esdeveniment tectònic correspon a una fase compressiva ocorreguda des del Paleocè a l'Oligocè mitjà. Va generar el Cinturó d'Intraplaca Català (CIB) a partir de la inversió

de les conques de rift mesozoiques, mitjançant làmines encavalcants de direcció ENE a NE delimitades per encavalcaments, cabussant cap el SE amb una certa component lateral sinistra (Ashauer i Teichmüller, 1935; Llopis-Lladó, 1947; Anadón et al., 1985; Guimerà, 2004).

El **tercer** esdeveniment tectònic correspon a la fase extensional Oligocè tardà – Neogen. Va reactivar en extensió, les principals falles inverses Paleògenes de la SCC (Fontboté, 1954; Gaspar-Escribano et al., 2004), tot dividint el CIB en un conjunt de blocs de direcció ENE-OSO inclinats cap al NO, constituint l'actual sistema de horsts i grabens de la Mediterrània nord-occidental (Bartrina et al., 1992; Roca i Guimerà, 1992).

La costa actual és gairebé paral·lela a les falles de basament. Altres falles menors orientades, NO-SE, transversals a les falles majors, també influencien en l'estructura actual de les CCR (Guimerà, 1988).

Les zones deprimides relacionades amb les falles de basament inclouen les conques del Vallès-Penedès, del Camp i de Barcelona.

Diversos als estructurals importants que envolten les conques son: el bloc de Prades, Bonastre i el complex de Garraf-Montnegre, el que al seu torn inclou conques menors delimitades per falles (Vilanova i el Baix Llobregat). Aquestes depressions tectòniques mostren orientacions lleugerament diferents (ENE-OSO i SO-NE) a causa de canvis en l'orientació de les falles més importants.

La conca del Penedès, està situada en el sector central de la SCC i es divideix en la sub-conca de Alt Penedès i la sub-conca del Baix Penedès (Fig. 4). Dos als estructurals importants envolten aquesta conca: l'alt de Montmell-Gaià i el horst del Garraf, que al seu torn inclouen depressions més petites limitades per falles menors (Vilanova i el Baix Llobregat).

Els als estructurals estan formats per calcàries, dolomies, evaporites i roques siliciclastiques d'edat Mesozoica, tots ells discordants sobre del basament Varisc.

La conca té 50 km de llarg i més de 14 km d'ample, i el seu marge NO està limitat per la falla del Vallès-Penedès, amb un lliscament vertical de més de 4 km (Bartrina et al., 1992) (Fig. 5). Falles menors, de fins a uns centenars de metres de lliscament, formen el límit sud-est, separant la conca del horst del Garraf.

Les relacions entre les falles del Neogen i els materials que reomplen la conca permeten definir quatre grans etapes en l'evolució tectono-estratigràfica de la conca des de l'Oligocè tardà fins l'actualitat (Cabrera i Calvet, 1996; Roca et al., 1999) (Fig. 6):

- i. Una etapa *syn-rift*, que va durar des de finals de l'Oligocè fins al Miocè inferior (principis del Burdigalià), caracteritzada per una forta activitat extensional que va donar lloc a l'estructura en horsts i grabens de la SCC. L'origen d'aquest sistema extensiu, cap al SO està relacionat amb l'inici de la propagació del sistema extensiu de l'Europa Occidental (Oligocè-Miocè inferior)

(Sérrane et al., 1995; Benedicto, 1996) i l'acreció oceànica Burdigaliense associada a la deriva cap al sud-est del bloc de Còrsega-Sardenya (Burrus, 1984; Roca et al., 1999).

ii. Una etapa *post-rift*, que va durar des del Miocè mitjà (Languià) fins al Miocè superior (Tortonià), durant la qual, la tectònica extensional va ser atenuada i només les falles del Vallès-Penedès i Barcelona restaren actives. Dins d'aquesta etapa, durant el Languià tardà Serraval·lia temprà, va tenir lloc un esdeveniment compressiu menor amb un camp regional d'esforços orientat NNE-SSO que reactivaren direccionalment algunes de les falles preexistents (Bartrina et al., 1992). Aquesta compressió es relaciona amb l'emplaçament dels encavalcaments Bètics a Mallorca i al SE del Solc de València.

iii. Un esdeveniment compressiu durant el Miocè superior (Messinià) que va invertir la falla del Vallès-Penedès. Aquesta inversió va aixecar i plegar els dipòsits de la conca en un suau sinclinal (Roca et al., 1999).

iv. Una etapa final en què els estrats horizontals del Pliocè fins a l'actualitat recobreixen discordantment els materials que omplen la conca, indicant la fi del desenvolupament del sinclinal i la manca d'activitat significativa en les falles principals que afecten la conca del Vallès-Penedès.

Una discontinuitat càrstica *pre-rift*, associada a diferents productes de la meteorització (paleosòls), marca el límit inferior de l'ompliment Neogen de la conca (Cabrera et al., 1991). La conca està reoblerta per 4 km de sediments els quals es divideixen en tres complexes sedimentaris (Agustí et al., 1985; Cabrera i Calvet, 1996):

- i. Els complexos continentals inferiors (CCI), d'edat Aquitaniana- Burdigaliana inferior, que consisteix en seqüències potents de *red beds* depositats en un medi de ventall al·luvial.
- ii. Els complexos marins a transicionals (CMT), d'edat Burdigaliana superior-Serraval·liana, amb fàcies tipus *sabkha*, fàcies de plataformes carbonàtiques i fàcies siliciclastiques.
- iii. Els complexos continentals superiors (CCS), d'edat Serraval·liana superior-Tortoniana, que consisteix en seqüències potents de *red beds* depositades en ambients de ventalls al·luvials (Agustí et al., 1985).

Aquests tres complexos estan deformats i coberts per les unitats al·luvial-fluvials del Pliocè inferior (Gallart, 1981) i/o marines (Martinell, 1988), que onlapen una superfície erosiva molt marcada d'edat Messiniana que afecta tant les roques del basament com les seqüències neògenes anteriors.

3. METODOLOGIA

Per dur a terme la relació entre les fractures i la migració de fluids és necessari establir la paragènesi dels diferents esdeveniments diagenètics i establir el lligam entre els diferents processos diagenètics i la història tectònica de la zona.

Per aconseguir els objectius d'aquesta tesi s'ha utilitzat un enfoc multidisciplinar i integrat mitjançant observacions de camp, petrogràfiques i les analisis geoquímiques.

Treball de camp

El treball de camp ha permès identificar les àrees més favorables per a realitzar les observacions de les fractures i els ciments.

Al camp s'han pres les dades estructurals i s'establiren les seves relacions temporals. De manera sistemàtica es van mostrejar els ciments i sediments que reomplen les fractures, així com les respectives roques encaixants. Les mostres van ser orientades acuradament per tal de poder fer la restitució de l'orientació de les fractures al laboratori. S'han estudiat un total de dinou afloraments i 180 mostres situades a les zones de deformació més rellevants.

Treball de laboratori

Després de seleccionar les mostres es van fer més de 240 làmines primes no cobertes per poder fer l'estudi mineralògic, petrològic i geoquímic. Moltes d'aquestes mostres es van tenyir amb Alizarin Red-S i ferrocianur potàssic per distingir entre calcita (de color rosa), dolomita (incolora), calcita ferrosa (de color violeta) i dolomita ferrosa (turquesa) (Dickson, 1966).

La microscòpia òptica

Les làmines primes es van examinar usant un microscopi de transmissió de llum polaritzada (Zeiss) equipat amb una càmera (Axiophot) i un ordinador amb un programa per capturar les imatges del microscopi.

La microscòpia de catodoluminiscència

Es va dur a terme en un dispositiu Technosyn Cold Catodoluminiscencia Model 8200 MKII, operant entre 15 i 18 kV i entre 150 i 350 μ A de corrent.

Quan una mostra de roca polida es bombardeja amb un feix d'electrons, la mostra emet llum de catodoluminiscència. La longitud d'ona i per tant, el color i la intensitat de la llum emesa per una fase mineral determinada dependrà dels inhibidors i activadors. Per als carbonats, el Mn²⁺ és un important activador i el Fe²⁺ és un dels major inhibidors (Machel i Burton, 1991). Els canvis en la luminiscència pot proporcionar informació qualitativa sobre les variacions en les propietats

químiques durant la precipitació. A més d'això, la catodoluminiscència és una eina per determinar la cronologia relativa dels esdeveniments diagenètics, de fracturació, estilolització i cimentació a través de les relacions de tall. També pot ajudar a distingir les fases de ciment que eren indistingibles en la microscòpia de llum transmesa (estratigrafia dels ciment, Meyers, 1978). Les interpretacions de les imatges de catodoluminiscència mai s'han d'utilitzar per separat, sino en combinació amb altres ànalisis petrogràfiques i geoquímiques.

Microscòpia electrònica de rastreig (SEM) i EDX

Sis fragments de roca i vuit làmines primes varen ser examinades emprant el microscopi electrònic de rastreig (SEM). El microscopi utilitzat va ser un Quanta 200 Model ESEM (FEI Company, XTE 325/D8395), connectat a un espectròmetre d'energia dispersiva (EDS), i equipat amb tecnologia d'imatge d'electrons retrodispersats (BSE), per tal de determinar la morfologia dels productes diagenètics i, especialment, per a l'estudi de la textura i composició química qualitativa en elements majoritaris de la fracció no carbonàtica. Per fer que la superfície de la mostra sigui conductora les mostres es van recobrir amb carboni, quan es volíem realitzar ànalisis químiques o es van recobrir d'or quan volíem obtenir imatges de la mostra d'alta resolució.

Difracció de raigs X

Per a l'estudi en detall dels rebllments càrstics es varen realitzar extraccions químiques del carbonat sobre mostres de roca total, mitjançant atac amb HCl al 10% i a 25°C. La fracció no carbonàtica resultant va ser analitzada per difracció de raig X, amb un difractòmetre de pols Siemens D-500, operant a 40 kV i a 30 mA, i equipat amb un monocromador de grafit. La composició mineralògica total es va obtenir per difracció de mostra en pols no orientada (DRX); la composició mineralògica de la fracció lutítica s'estudià per difracció d'agregats orientats (DAO), amb tractament normal, etilenglicol (ETG) i escalfat a 550°C.

Fluorescència de raigs X

Deu mostres dels sediments càrstics i quatre mostres de les roques encaixants varen ser molturades i analitzades per fluorescència de raig X (FRX), mitjançant un espectrofotòmetre seqüencial de raig X per dispersió de longituds d'ona (WDXRF) Philips PW2400. Es va determinar el contingut d'elements majoritaris i minoritaris en la roca total (Fe, Mn, Ti, Ca, K, P, Si, Al, Mg, i Na).

Elements majoritaris, minoritaris i traces

Per tal de determinar el contingut en elements majoritaris, minoritaris i traça dels diferents productes diagenètics, s'han analitzat al voltant de 100 làmines primes. Les làmines varen ser polides metalogràficament i analitzades mitjançant una microsonda electrònica Cameca S-50, equipada amb quatre espectròmetres de longitud d'ona dispersiva (WDS) i un espectròmetre EDS. Opera a 20 kV de potencial d'excitació, 10 μm de diàmetre de raig incident, i a 10 nA d'intensitat de corrent per l'anàlisi de Ca i Mg, i 50 nA per a l'anàlisi de Mn, Fe, Sr i Na. Els límits de detecció són 99 ppm per al Mn, 144 ppm per al Fe, 103 ppm per al Na, 386 ppm per al Mg, 89 ppm per al Sr ppm i 497 ppm per al Ca. La precisió de les anàlisis dels elements majoritaris va donar una mitja d'error estàndard al 6,86 % amb un 3σ de confidència d'error.

Quan els ciments de carbonat precipiten, els elements traça son incorporats en la seva estructura segons la proporció en que es troben en el fluid. Aquests elements principalment substitueixen el Ca^{2+} a la xarxa cristal·lina (Banner, 1995). El coeficient de distribució és el factor de control i es pot determinar experimentalment per precipitació d'una fase sòlida a partir d'una solució amb concentració coneguda. No obstant això, la incorporació d'elements traça entre els fluids i la calcita és també funció de la velocitat de precipitació. El coefficient de distribució per als diferents elements de la dolomita, però, és encara més problemàtic perquè ningú ha aconseguit encara inorgànicament precipitar dolomita a temperatures i pressions que normalment prevalen en condicions poc profundes. Els elements traça en els carbonats pot donar bons resultats encara que s'ha d'utilitzar amb precaució. Les concentracions en elements traça pot donar una idea de les condicions ambientals durant la precipitació (Banner, 1995).

Geoquímica d'isòtops estables

Les roques encaixants i els ciments de calcita i dolomita de les fractures es van mostrejar per a les anàlisis d'isòtops de carboni i oxigen emprant un microtaladre dental de 500 μm de gruix per extreure 60 ± 10 g de pols de les mostres. L'extracció del CO_2 té lloc en el Carbonate Kiel Device III, fabricat per Thermo Finnigan, que reproduceix de manera automatitzada el mètode de McCrea (1950). El carbonat és atacat amb àcid fosfòric al 103%, a una temperatura de 70°C. El temps de reacció és de 3 minuts per mostra (calcita) o de 15 minuts (dolomita). El Carbonate Device està acoblat a un espectròmetre de relació de masses isotòpiques MAT-252 fabricat per Thermo Finnigan, on té lloc l'anàlisi del CO_2 produït. Per controlar la qualitat dels resultats es fa servir l'estàndard internacional NBS-19, amb un valor de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) = +1,95‰ i $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) = -2,20‰ certificat per la IAEA. La desviació estàndard dels patrons (paràmetre σ , que normalment es fa servir per indicar la reproductibilitat del mètode) és de $\pm 0,02\text{‰}$ per la $\delta^{13}\text{C}$ i de $\pm 0,06\text{‰}$ per la $\delta^{18}\text{O}$. Els resultats es van corregir usant la tècnica estàndard de Craig i

Gordon (1965) i Claypool et al. (1980) i s'expressen en ‰ pel que fa al estàndard Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).

Geoquímica d'isòtops d'estronci

La cromatografia de l'Sr es va realitzar utilitzant el mètode descrit per Pin i Bassin (1992) utilitzant resina comercialment coneguda com Sr-Spec i elaborat per Eichrom. Les mesures de es van realitzar en un espectòmetre de masses Finnigan MAT-262 del Departament de Geocronologia i Geoquímica Isotòpica de SGIker (Universitat del País Basc). Les mostres es van carregar en un filament de Ta (99,95%) prèviament desgasificat en dues etapes a 2 A i 4,5 A durant 30 minuts. La mesura de les relacions isotòpiques es va realitzar en les següents condicions: intensitat del feix ^{88}Sr aproximadament 4V, adquirint 20 blocs de 10 escombrats, i usant ^{85}Rb com a control de possibles interferències isobàriques. Les dades analítiques van ser corregides pel fraccionament de massa llei lineal utilitzant com a relació constant $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ (Steiger i Jäger, 1977).

4. RESULTATS

En aquesta secció s'inclouen els resultats dels treballs ja publicats (vegeu l'apèndix 1 i 2), juntament amb les noves dades de dinou afloraments, els quals estan repartits en diferents punts de la conca del Penedès (Fig. 4). Els resultats ens permeten analitzar el paper de:

- i. La profunditat de la falla.
- ii. La litologia.
- iii. El tipus de fluid i les roques de falla resultants en cada esdeveniment tectònic.
- iv. Les relacions entre el desenvolupament de les falles a poca profunditat i els processos de carstificació.

4.1. Dominis estudiats

Per tal de simplificar les descripcions estructurals, petrogràfiques i geoquímiques hem dividit l'àrea en tres dominis (Fig. 5):

(1) El domini de Gaià-Montmell està limitat al NO per les falles del Vallès-Penedès i la del Montmell i al SO per la falla Baix Penedès. Aquestes falles posen en contacte les dolomies i calcàries del Juràssic Inferior i Cretaci Superior amb els dipòsits del Miocè que rebleixen la conca sedimentària.

La falla del Vallès-Penedès és una falla de basament amb 2 a 4 km de desplaçament normal acumulat durant l'extensió Neògena (Roca et al., 1999). Correspon a una falla de llarga història que, abans d'aquest moviment extensional, va controlar el límit nord-oest de la conca Juràssica

tardana-Cretàcica (ex. conca del Garraf-Montmell) (Salas, 1987). Aquesta falla es va invertir durant la compressió Paleògena com a un encavalcament vergent cap el NO (Fontboté, 1954). Les geometries de creixement d'estrats dels sediments del Miocè, així com el plegament de les roques juràssiques subjacentes, denoten que el moviment principal extensional de la falla Vallès-Penedès que tingué lloc durant el Miocè (Roca et al., 1999).

La falla del Montmell és una falla de basament que va tenir un moviment extensional atribuït al Juràssic-Cretaci (coetànica a la formació de la conca del Montmell-Garraf) i posteriorment fou reactivada/invertida durant el Paleogen (Marín et al., 2008; Baqué et al., 2012a, Roca, pers. comm.).

La falla del Baix Penedès té una orientació NE-SO cabussant cap al SE i té un desplaçament normal acumulat de fins a 1 km. Aquesta falla normal es va formar durant l'extensió Neògena a conseqüència de l'obertura del Solc de València (Marín et al., 2008, Baqué et al., 2010a, Roca, pers. comm.).

Set dels afloraments estudiats es troben dins d'aquest domini (Fig. 4): un a la falla del Vallès-Penedès (Guardiola de Font-Rubí (GFR)), dos a la falla del Montmell (Riera de Marmellar (RM) i Pla de Manlleu (PM)) i quatre a la falla del Baix Penedès (Juncosa del Montmell (JM), Casetes de Gomila (CG), Castellví de la Marca (CV) i Vilobí (Vi)). Les mostres d'estudis previs dins situades d'aquest domini (Travé et al., 1998) es troben en els afloraments de La Principal (PR) i Pacs (PA), ambdós situats dins d'un horst individualitzat al centre de la conca el qual es correlaciona amb la prolongació de la falla del Baix Penedès (Bartrina et al., 1992).

(2) El domini Penedès Central comprèn el sector central del la conca del Penedès. Aquest domini inclou diverses falles extensives de direcció NE-SO i N-S que generen l'actual estructura de horst i grabens. Nou afloraments es situen dins d'aquest domini (Fig. 4): tres es troben en els complexos continentals inferiors del *syn-rift* Neogen (Arboçar de Dalt (AD), les Gunyoles (LG) i Vilobí (VI)), cinc es troben en els complexos marins i de transició (Pedrera Juliana (PJ), Calafell (CF), Arboçar (ARB), Cantallops (CT) i Can Mata (CM)), i un darrer aflorament està situat en els complexos continentals superiors del *post-rift* tardà (Juncosa del Montmell (JM)).

(3) El domini del Garraf conté diversos horsts i grabens desenvolupats durant el Neogen (ex. la depressió de Vilanova). La falla de Mas Farreny, amb una direcció NE-NO cabussant cap el NO té pocs centenars de metres de desplaçament normal acumulat i correspon a una de les falles que separen el horst del Garraf de la conca del Penedès juxtaposant les calcàries cretàciques contra les calcàries i margues del Miocè. Un aflorament es troba a la falla de Mas Farreny (Mas Farreny aflorament (MF)), un altre prop de la depressió menor de Vilanova (Sant

Pere de Ribes (SP)) i un altre dins el horst del Garraf (Olèrdola (Ol) (Fig. 4). Les mostres d'estudis previs dins d'aquest domini es troben en els afloraments de la Font del Torrent (FT), Ordal (OR) i el Garraf (GA) (Travé et al., 1998), tots ells localitzats al sector central del horst del Garraf.

4.2. Etapes de deformació

A partir de les dades estructurals preses al camp i determinades a partir de l'estudi microscutural s'han definit nou estadis de deformació. La cronologia d'aquests estadis s'ha fet a partir de les relacions de tall entre les fractures. La figura 7 mostra les projeccions estereogràfiques de les dades preses al camp i també s'indica el domini on s'han pres les dades.

- La **primera etapa** de deformació inclou dos tipus de fractures. El primer tipus (S1a) corresponen a micro-fractures sub-paralleles a l'estratificació. El segon tipus (S1b) caracteritzat per micro-fractures les quals tallen l'estratificació a 30 a 45°.
- La **segona etapa** de deformació inclou dos tipus de fractures. El primer tipus (S2a) es caracteritza per fractures de tensió de direcció NE-SO i NO-SE i cabussament 50-90 ° cap al nord-est i sud-est. El segon tipus (S2b) està representat per falles normals i falles normals basculades, de direcció NE-SO i NO-SE i cabussament 60-80° cap al nord-oest i sud-est amb un *pitch* de 80-90°.
- La **tercera etapa** de deformació (S3) es caracteritza per fractures de tensió de direcció NNE-SSO i cabussaments 50-80° cap al sud-est i nord-oest.
- La **quarta etapa** de deformació inclou dos conjunts d'estructures. La primer (S4a) es caracteritza per falles inverses subvertical de direcció NE-SO que mostren estries de calcita amb *pitch* entre 75 i 90 ° cap a l'est i l'oest, i, localment, per un segon joc de falles inverses de direcció NE-SO i cabussament de 25° cap el nord-oest amb un *pitch* de 54° cap al E. El segon (S4b) es caracteritza per estilòlits principalment oberts i orientats a l'atzar (d'orientacions subhoritzontals a subverticals).
- La **cinquena etapa** de deformació inclou dos tipus de fractures (S5a i S5b) les quals corresponen en un sistema de micro-fractures sense orientació preferent que formen una xarxa complexa entre les roques Mesozoiques.
- La **sisena etapa** de deformació inclou dos tipus de fractures: el primer (S6a) es caracteritza per fractures de tensió subverticals de direcció NE-SO a NO-SE, les quals, de manera local, presenten morfologia sigmoidal. El segon (S6b) es caracteritza per falles extensionals de

direcció NE-SO i cabussament 60 a 80° cap al sud-est i nord-est les quals separen els horsts mesozoics de les conques miocenes.

- La **setena etapa** de deformació inclou dos tipus de fractures: el primer (S7a) es caracteritza per falles extensionals de direcció NE-SO i cabussament cap al sud-est i nord-est les quals es troben afectant als dipòsits del Miocè. El segon (S7b) es caracteritza per la reactivació en moviment dextre, amb un *pitch* entre 10 i 35° cap al NE i SO, de les falles anteriors (S7a).
- La **vuitena etapa** de deformació inclou dos tipus de fractures: el primer (S8a) està representat per falles extensionals subverticals de direcció N-S i cabussaments 80-90° cap a l'est i l'oest. El segon (S8b) està representat per fractures de tensió de direcció NNO-SSE a NNE-SSO amb cabussament de 60-88° cap a l'est i l'oest. En general, aquestes fractures han estat obertes posteriorment per dissolució.
- La **novena etapa** de deformació inclou dos tipus d'estructures: la primera (S9a) es caracteritza per reactivacions sinistres de les falles de direcció NE-SO o per reactivacions dextres de les falles de direcció N-S. El segon tipus (S9b) està representat per les fractures obertes de direcció NE-SO i cabussament 20-55° cap al nord-oest i sud-est.

4.3. Petrologia i Geoquímica

En els següents apartats es resumeixen les característiques petrogràfiques i geoquímiques de les roques encaixants i els ciments relacionats amb cada una de les fractures descrites a l'apartat anterior. A les taules 1 i 2 es sintetitzen els resultats geoquímics (isòtops estables i radiogènics i les dades de la geoquímica elemental) de les roques encaixants, els sediments i els ciments descrits en cadascun dels dominis estudiats.

Les roques encaixants

Els **dominis del Gaià-Montmell i el Garraf** estan constituïts per dolomies del Juràssic superior-Cretaci inferior i per calcàries marines i lacustres del Cretaci inferior.

Les dolomies afloren a la part sud-oriental del domini Gaià-Montmell, als afloraments JM, CG i CV (Fig. 4). Aquestes dolomies corresponen a les Dolomies Superiors del Garraf d'edat Titònic-Berriasià (Salas, 1987). Les roques es distribueixen en estrats de 0,3 a 1,5 metres de gruix de dolomies grises, amb una direcció de les capes de N40 i cabussant 10° cap al nord-oest. Estan constituïdes per dolomicrites i dolosparites de reemplaçament de fàbrica penetrativa destructiva o no destructiva (Fig. 8A-B). Localment es distingeixen fantasmes d'oòlits de la roca calcària original. Els cristalls de dolomia són anhèdrics a subhèdrics, de mida entre 10 i

150 μm i mostren una luminiscència porpra opaca (Fig. 8B). Les figures 9 i 10 mostren les analisis isotòpiques de les dolomies encaixants.

Les calcàries marines afloren tant al domini de Gaià-Montmell com al domini de Garraf (afloraments RM, PM, Vi, SP, Ol i MF) (Fig. 4). Aquestes calcàries pertanyen a la Formació Polacos (d'edat Valanginiana als afloraments RM i PM), a la Unitat de la Morella (d'edat barremiana als afloraments Vi i SP) i a la Formació de les calcàries del Farreny (d'edat aptiana inferior als afloraments MF i Ol) (Salas, 1987; Albrich et al., 2006; Salas i Moreno, 2008). Les calcàries es disposen en estrats de 1-4 metres de gruix cabussant 30° cap al nord-oest i estan formades per grainstones, wackestones i packstones d'algues vermelles, bivalves (rudistes, ostrèids i chondrodonta), foraminífers (miliòlids, orbitolines, nautiloculina i paleodyctioconus), gasteròpodes, plaques i pues d'equinoderms, coralls, briozous i peloids (Fig. 8C). Els bioclastos mostren luminiscència vermella a taronja.

Les calcàries lacustres afloren al domini del Gaià-Montmell (aflorament GFR) (Fig. 4). Les calcàries corresponen a la Formació Cantaperdius d'edat Barremiana (Salas, 1987) i estan disposades en estrats de 1 a 3 metres de gruix, constituïdes per wackestones i packstones de fragments caròfites, ostracodes i gasteròpodes (Fig. 8D). La luminiscència dels carbonats és de color taronja. A sostre de les capes hi ha marques marques d'arrels i precipitació d'òxids, donant una coloració groguenca a la roca.

En ambdós tipus de carbonats del Cretaci inferior, s'han observat envoltes micrítiques (5 a 50 micres de gruix), majoritàriament desenvolupades al voltant de fragments de bivalves, peloides i oïdes, que s'atribueixen a micro-perforacions d'organismes prop de la interfase aigua-sediment (Pruser, 1969; Pittman, 1971). S'han identificat dos tipus de ciments de calcita: un primer corresponent a un ciment sintaxial de calcita (Cc0a) sobrecreixent els fragments d'equinoderms i un segon (Cc0b) corresponent a una calcita de cristalls anhèdrics i mides entre 4 i 10 μm que es troba reomplint la porositat interpartícula. Ambdós ciments mostren un color de luminiscència variant de vermella a taronja. A causa de la dissolució de l'aragonita, es va formar porositat mòldica i vacuolar. Aquesta porositat està parcialment reblerta per micrita i un ciment de calcita Cc0c en disposició geopetal (Fig. 8E-F). El ciment Cc0c correspon a cristalls euhèdrics, de mida entre 100 i 250 μm , amb textura mosaic blocky i mostren un color de luminiscència zonat de vermell a taronja. Les calcàries estan bretxificades (probablement per una pèrdua de fluid intersticial molt precoç), donant lloc a la variació de la luminiscència en diferents zones de la bretxa. La roca encaixant està afectada per un procés incipient de dolomitització (D1). Aquesta dolomitització es caracteritza per la presència de cristalls romboèdrics aïllats no luminiscents de mida entre 100 i 200 μm (Fig. 8E-F). A nivell local, el nucli dels cristalls rombohèdrics mostra una luminiscència opaca de color taronja. Les analisis

geoquímics (Taula 2) mostren que els cristalls de dolomita s'han calcititzat posteriorment. Finalment s'han observat plans estilolítics, sub-paral·lels a l'estratificació els quals s'atribueixen a la compactació progressiva del sediment durant aquesta etapa primerenca.

El **domini del Penedès Central** està constituït per roques detritiques i roques carbonàtiques miocenes corresponents als complexos continentals inferiors, als complexos marins i de transició i als complexos continentals superiors (Fig. 6):

Els complexos continentals inferiors (CCI) estan constituïts per conglomerats clast-suportats disposats sub-horitzontalment. Els clastos són heteromètrics, sub-arrodonits i tenen mides entre 1 i 60 cm. Aquests clastes estan constituïts per wackestones i packstones d'orbitolinids, miliòlids, peloids i bivalves erosionats del Cretaci inferior i clastes dolomítics erosionats del Juràssic superior. La matriu dels conglomerats conté *Microcodium* (Fig. 8G) i està cimentada per cristalls de calcita d'an hèdrics a eu hèdrics, de mides entre 50 i 500 μm , no luminiscents i amb una textura mosaic blocky (Cg 1).

Els complexos marins i transicionals (CMT) han estat estudiats en 5 afloraments localitzats en tres fàcies diferents (Permanyer, 1982; Macpherson, 1994) (Fig. 6): les fàcies Bellvei consisteixen en mudstones, wackestones i packstones dels coralls, rodolits, ostreids, bivalva i gasteròpodes (Fig. 8H-I), distribuïts en estrats de 2 a 4 metres de gruix, direcció N25 i cabussament 10° cap al nord-oest. Aquesta roca es caracteritza per tenir un color blanc, un 20 a 30% de porositat i baixa permeabilitat (Permanyer, 1982). L'aspecte *chalky* d'aquestes roques s'ha relacionat amb el dipòsit de Chalk d'Amposta (Klimowitz et al., 2005.). Les fàcies Castellet consisteixen en wackestones i packstones blancs de coralls, rodolits, ostreids, bivalves i gasteròpodes, distribuïts en estrats de 2 a 3 metres de gruix, de direcció N55 i cabussament 10° cap al nord-oest. Les fàcies Torrelletes consisteixen wackestones i packstones cementats, de color des de groc fins a gris constituïts per ostreids, bivalves i gasteròpodes amb abundants components detritics. Les calcàries estan disposades en estrats de 0,5 a 3 metres de gruix i de direcció N85, cabussant 15° cap al sud. Les porositats vacuolars estan cimentades per una primera generació d'òxids de ferro seguit per una altre de calcita. El ciment de calcita està format per cristalls eu hèdrics, de mides de 50 a 150 μm , que formen una textura mosaic drusy i mostren una luminiscència zonada de color taronja brillant a no luminiscent a vermel·l (Cm1) (Fig 8J-K).

Els complexos continentals superiors (CCS) consisteixen en conglomerats clast-suportats disposats en estrats de 0,5 a 3 metres de gruix i de direcció N20, cabussant 44° cap al nord-oest. Els clastos són heteromètrics, sub-angulosos, de mides 0,1 i 2 cm, els quals corresponen a fragments retreballats de les dolomies del Juràssic superior-Cretaci inferior. Dos tipus de

dolomita formen els fragments, el 60% dels clastos dolomítics estan formats per cristalls de dolomita anhèdrics i subhèdrics que mostren luminiscència porpra opaca i el 40% restant estan formats per cristalls de dolomita subhèdrics i euhèdrics, de mides entre 10 i 100 μm , que mostren luminiscència taronja brillant a vermell. La matriu vermella del conglomerat està formada per dolomita, ankerita, quars, hematita, caolinita, illita, illita / esmectita i clorita. El conglomerat està cimentat per cristalls no-luminiscents de calcita, de morfologia euhèdrica amb textura mosaic blocky i de mides entre 100 i 300 μm (Cg 2) (fig. 8L).

Ompliment de les fractures

Relacionat amb les fractures existeixen diverses generacions de ciments, sediments interns, estilòlits i bretxes que aporten informació sobre els diferents fluids que han circulat durant l'evolució de la conca (Taula 3). S'han identificat dos tipus de bretxes, unes relacionades amb les zones de falles i unes relacionades amb els processos de dissolució càrstica. Ambdues bretxes s'han descrit seguit la classificació de Morrow (1982) (Fig. 2).

Estadi de deformació 1: ciment Cc1

Les microfractures S1a tenen les parets irregulars i són entre 25 i 50 μm d'ample. Estan reblertes pel ciment Cc1a constituït per cristalls subhèdrics, de mides entre 5 i 10 μm , amb luminiscència zonada des de no luminiscent a luminiscent taronja brillant i mostren una disposició tipus rim, de fins a 10 μm de gruix en una de les parets de la fractura (Fig. 11A).

Les microfractures S1b són de 25 a 100 μm d'ample i tenen parets rectes. Estan reblertes pel ciment Cc1b constituït per cristalls euhèdrics, de mides entre 10 i 15 μm , luminiscència taronja opaca i mostren una textura en mosaic blocky (Fig. 11A).

Estadi de deformació 2: ciment Cc2

Les fractures de tensió S2a (Fig.7) són entre 500 μm i 5 cm d'ample, amb parets rectes i estan totalment cimentades per dues generacions de ciments de calcita: la primera generació (Cc2a) consisteix en cristalls de color blan lletós, subhèdrics, de mides entre 300 μm i 1 mm. La segona generació (Cc2b) consisteix en cristalls translúcids, euhèdrics, de mides entre 300 i 500 μm (fig. 11B-C). En tots dos casos, els cristalls mostren una textura drusy, de luminiscència vermella opaca i una aparença tèrbola causada per l'abundància d'inclusions sòlides, macles mecàniques.

Les falles extensionals S2b (Fig. 7) desenvolupen nuclis de falla de fins a 0,5 metres de gruix, formades per una ‘craclke packbreccia’ (B1) (Fig. 11D). Els plans de falla principal presenten estries de calcita (Cc2c) constituïdes per cristalls subhèdrics amb textura blocky,

mides entre 100 i 500 μm i luminiscència vermella pàlid fins a vermella brillant. A prop dels plans de falla aquesta calcita es converteix en un microesparita, de mida entre 70 i 100 μm , degut a la cataclasis dels cristalls de calcita Cc2c (Fig. 11E).

Estudi de deformació 3: ciment Cc3

Les fractures de tensió S3 (Fig. 7) tenen entre 500 μm fins a 1 cm d'ample, les parets són sub-angulars i es troben obertes per dissolució. Aquestes fractures estan parcialment reblertes per cristalls de calcita euèdrics amb textura drusy, de mides entre 70 μm i 1mm i luminiscència zonada negre-taronja brillant (Cc3) (figura 11B-C).

Estudi de deformació 4: ciment Cc4 i estilòlits

Les falles inverses S4a (Fig. 7) poden desenvolupar fins a 1 metre de gruix de zones de falla (Fig. 11F). El nucli de les falles està constituït per una ‘rubble floatbreccia’ de color groc (B2). Els fragments de la bretxa tenen una mida entre 0,1 i 0,5 cm i consisteixen en fragments retreballats de les calcàries encaixant i dels ciments anteriors. Aquesta bretxa tectònica conté dues generacions de ciments de calcita: la primera generació (Cc4a) consisteix en cristalls anhèdrics no luminiscents, de mides entre 4 i 10 μm , mentre que la segona generació (Cc4b) consisteix en cristalls euèdrics no-luminiscents, de mides entre 10 i 100 μm . Ambdós ciments mostren una textura mosaic blocky (Fig. 11G). Els últims moviments de les falles van generar la cataclasi de les bretxes anteriors. Al llarg dels plans de falla s'hi troba una calcita estriada sincinemàtica (Cc4c). Els cristalls d'aquest ciment són euèdrics, de mides entre 200 i 500 μm , no luminiscents i tenen una textura mosaic blocky. En aquest cas els cristalls estan molt deformats i contenen abundants macles mecàniques.

Degut a la orientació aleatòria dels estilòlits S4b la roca de caixa presenta una textura pseudo-nodular descrita per Stewart i Hancock (1990) com stylobreccia (B3) (Fig. 11H). Els plans estilolítics contenen òxids de Fe i acumulacions dels materials insolubles resultants de la dissolució de la roca encaixant (Fig. 11I).

Dissolució i sediments Ds1 i Cs1

Una dissolució generalitzada va ocórrer entre etapes de deformació 4 i 5. Aquesta dissolució fou afavorida per les discontinuïtats estratigràfiques generant porositat vacuolar i de caverna sub-paral·lela a la estratificació (Fig. 12A-B). Quan la dissolució es produeix en les dolomies del Juràsic superior-Cretaci inferior, la porositat està reblerta per un sediment groc (Ds1) constituït per cristalls anhèdrics de dolomita, de mides entre 10 i 75 μm i en menor proporció per grans de calcita, caolinita, quars, illita, clorita i interestratificats de clorita-esmectita. En cas

contrari, quan la dissolució es produueix dins de les calcàries del Cretaci Inferior, la porositat és omplerta per un sediment groc (Cs1) constituït per grans de quars, calcita, goethita caolinita i clorita.

Estadi de deformació 5: dolomia D2, ciments Dc1, Dc2, Cc5 i sediments Ds2, Ds3, Cs2, Cs3

Les micro-fractures sense orientació preferent S5a només s'han observat afectant les dolomies Juràssiques (Fig. 12C). Aquestes fractures tenen de 10 a 75 micres de gruix, les parets són sub-angulars i estan reblertes per un ciment dolomític Dc1. Aquest ciment està constituït per cristalls anhèdrics, de mides entre 5 i 10 μm i luminiscència vermella opaca. Els cristalls creixen en continuïtat òptica amb els cristalls de la roca encaixant (Fig. 12D-E). A causa de l'alta densitat de fractures, la roca encaixant està fortament bretxificada ('crackle to mosaic packbreccia' B4a), el ciment dolomític es va fent cada cop més abundant, arribant a reemplaçar la dolomia encaixant (dolomia D2). Aquesta dolomia de reemplaçament D2 està formada per cristall dolesparítics, de mides entre 100 i 300 μm amb una luminiscència vermella que varia d'opaca a brillant.

Les fractures sense orientació preferent S5b són des de 75 μm fins a 2 cm de gruix. Les seves parets són irregulars i estan reobertes per dissolució. Aquestes fractures són omplertes per diferents ciments i sediments (Fig. 12C). Com s'ha esmentat anteriorment, existeix una influència de la roca encaixant vers la mineralogia dels sediments que reomplen les fractures. Quan la roca està constituïda per les dolomies del Juràssic superior les fractures estan reblertes per dos tipus de sediment intern i un tipus de ciment (Fig. 12D-E). La primera fase d'ompliment és un sediment de dolomita taronja Ds2, constituït per micro-fragments de la dolomita encaixant, de mides entre 4 i 10 μm . Aquest sediment està cimentat per una dolomia Dc2, disposada en posició rim a les parets de les fractures o bé envoltant els fragments del sediment dolomític Ds2. El ciment està format per cristalls euhèdrics, de mides entre 10 i 100 μm i presenta una luminiscència zonada no-luminiscent a taronja. La segona etapa de rebliment és un sediment dolomític de color rosa a vermell localment laminat Ds3. Aquest sediment està constituït per cristalls euhèdrics, de mides entre 50 i 100 μm i luminiscència de color taronja brillant (Fig. 12D-E). El sediment conté abundants òxids de ferro. Els processos de dissolució afavoriren el col·lapse de les parets de les fractures, formant una 'floatbreccia' B4b. Aquesta bretxa està formada per clastos mil·limètrics a decimètrics de la dolomia encaixant i dels sediments anteriors. Els clastos estan envoltats pel sediment dolomític Ds3. Per sobre de la zona carstificada s'hi diposita un segon tipus de bretxa de col·lapse ('floatbreccia' B4c). Aquesta bretxa està formada per clastos angulosos, de mida mil·limètrica a centimètrica, procedents del la dolomia encaixant i dels diferents rebliments càrstics Ds2 i Ds3. La matriu presenta una alta

proporció de ciment d’hematites donant lloc a la bretxa un aspecte laterític (Baqué et al. en revisió).

Quan la roca encaixant son les calcàries del Cretaci inferior, les fractures estan reblertes per dos tipus de sediment intern i dos tipus de ciments. El primer sediment intern (Cs2) és de color groc i esta constituït per cristalls subhèdrics de calcita. La mida dels cristalls varia de entre 4 i 150 μm i mostren una luminiscència zonada desde vermella a taronja (Fig. 12G-H). Associat a aquest sediment precipita el ciment de calcita Cc5a, constituït per cristalls euhèdrics, de mides entre 50 i 500 μm i luminiscència zonada des de no luminiscent a taronja. Els cristalls presenten disposició rim a les parets fractures (Fig. 12G-H). El segon sediment intern Cs3 és un sediment micrític laminat de color vermell. La luminiscència de la micrita és vermella brillant a taronja i conté abundants òxids de ferro. Finalment el darrer ciment Cc5b està constituït per cristalls euhèdrics de calcita, no luminiscents i de mides entre 100 i 550 μm (Fig. 12G-H). Els porcessos de dissolució localment produïren el col·lapse de les parets de les fractures, formant una bretxa tipus ‘floatbreccia B4d’. Aquesta bretxa està formada per clastos de mil·limètrics a decimètrics de la roca encaixant i està cimentada per les calcites Cc5a i/o Cc5b.

Estudi de deformació 6: ciments Cc6, Cc7, Cc8 i sediments Ds4, Cs4 i Cs5

El fractures subverticals S6a (Fig. 7) són de pocs mil·límetres a 5 cm de gruix i tenen les parets rectes. En l’afiorament RM, és possible reconèixer la formació inicial d’aquestes fractures, les quals tenen una morfologia sigmoïdal disposades en geometria esglaonada (*en échelon*) (Fig. 13A). Les fractures estan reblertes per un tipus de ciment de calcita i un tipus de sediment intern de calcita. El ciment (Cc6) està constituït per cristalls translúcids, euhèdrics a subhèdrics, de mides entre 50 μm i 1 mm i mostren una textura tipus mosaic drusy. La luminiscència dels cristalls és zonada de no luminiscent a groc-brillant (Fig. 13B-C). El límit entre el ciment i el sediment intern és irregular i probablement correspon a una superfície de microcorrosió. El segon tipus d’ompliment és un sediment laminat de color taronja a rosa Cs4, constituït per cristalls no luminiscents, anhèdrics a euhèdrics, de mides entre 10 i 50 μm i que mostren una textura tipus mosaic blocky. El sediment conté grans de quars, calcita, peloids i fragments retreballats de la roca encaixant.

Les falles extensives que limiten el vorell nord-occidental de la conca del Vallès-Penedès (S6b, Fig. 7) mostren diferents característiques diagenètiques en funció de la roca encaixant. Quan les falles tenen lloc entre les dolomies Juràssiques es generen zones de falla de 10 a 20 metres de gruix (Fig. 14B), amb una zona afectada per la falla de 10 a 15 metres de gruix i un nucli entre 1 i 5 metres de gruix. La zona afectada per la falla està constituïda per bretxes de falla del tipus ‘mosaic to rubble packbreccia’ (B5a) (Fig. 14B). Aquesta bretxa està formada per

clastes subangulosos de mides entre 0,5 i 4 cm retreballats de la dolomia encaixant. La bretxa conté dos tipus de rebliments: el primer és un sediment dolomític (Ds4) constituït per cristalls subhèdrics a euhèdrics, de mida entre 10 i 100 μm i de luminiscència de taronja brillant a groc brillant. Aquest sediment procedeix del retreballament dels sediments dolomítics formats durant l'etapa de deformació S5b (Baqués et al., en revisió) (Fig. 14C). El segon tipus de rebliment correspon al ciment de calcita Cc7a, constituït per cristalls subhèdrics, de mides entre 50 i 750 μm i no-luminiscents. Al microscopi òptic s'obren les línies de creixement dels cristalls (Fig. 14C). La zona del nucli de la falla està constituïda per dues capes paral·leles al pla de falla principal (Fig. 14D): la capa inferior està formada per una bretxa tipus 'rubble floatbreccia' B5b formada per fragments sub-angulosos i sub-arrodonits, de mides entre 1 i 3 cm procedents de la dolomia encaixant i els rebliments càrstics anteriors. La capa superior està constituïda per pisòlits càrstics cimentats per dos tipus de ciments. El primer és un ciment laminat de calcita Cs5 constituït per cristalls anhèdrics, de mida entre 4 i 10 μm , no luminiscents amb textura tipus mosaic blocky. La segona generació de rebliment consisteix en ciment de calcita format per cristalls euhèdrics, de mida entre 50 μm a 1 mm, no luminiscents amb textura mosaic drusy (Cc7b). Durant els últims moviments de les falles extensionals es va produir el cataclasi dels pisòlits càrstics (Cc7c) generant una bretxa tipus 'rubble floatbreccia' B5c.

Quan les falles afecten les calcàries del Cretaci inferior es generen zones de falla entre 1 i 5 metres de gruix, amb una zona afectada per la falla de fins a 4,5 metres de gruix i un nucli de fins a 0,5 metres de gruix (Fig. 14E-F). Les zones afectades per la falla estan formades per una bretxa de falla tipus 'mosaic to rubble packbreccia' (B6a). Aquesta bretxa està formada per fragments subangulosos procedents del retreballament de la roca encaixant de mides entre 100 μm fins a 5 cm. La bretxa està cimentada per cristalls de calcita euhèdrics, de mida entre 50 i 500 μm , no luminiscents que mostren una textura mosaic drusy (Cc8a) (Fig. 14G (i)). El nucli de les falles estan formades per una bretxa de falla tipus 'rubble floatbreccia' B6b (Fig. 14G (ii)), que es caracteritza per una reducció dels fragments (100-700 μm) i estan cimentades per cristalls anhèdrics, de mida entre 25 i 200 μm , no luminiscents i que mostren una textura mosaic blocky (Cc8b). A nivell local, dins de les zones del nucli de les falles precipiten pisòlits de color taronja (Baqués et al., 2012a), els quals mostren una interferència dels sistemes càrstics al llarg dels plans de falles normals.

Estadi de deformació 7: òxids i ciment Cc9

Les falles menors extensives S7a que afecten els dipòsits del Miocè (Fig. 7) generen plans de falla continus i que afloren al llarg de centenars de metres però que generen zones de falla poc desenvolupades (Fig. 14E-F). L'extensió transversal de la zona de falla és de pocs centímetres de gruix (de 10 a 40 cm) i es caracteritza per una bretxificació incipient (B7) associada a XXX

estilòlits. Al llarg dels plans de falla s'observen estries d'òxids de ferro i calcita indiquen un moviment extensional de les falles (Fig. 14H). Els òxids de ferro estriats estan constituïts principalment per goetita amb petites proporcions de quars, paligorskita, psilomelana, hematites i illita. La calcita estriada (Cc9a) està constituïda per cristalls subhèdrics, de mida entre 50 i 75 μm , luminiscència zonada no-luminiscent a vermell opac i mostren una textura tipus mosaic blocky. El mateix tipus de ciment es troba omplint la porositat de la roca encaixant carbonàtica (fàcies Bellvei) sent més abundant prop del pla de falla.

La reactivació dextra relacionada amb l'etapa S7b (Fig. 7) es caracteritza per la precipitació de calcita estriada horitzontalment al llarg dels plans de les falles anteriors. El ciment de calcita (Cc9b) està constituït per cristalls subhèdrics, de mida entre 10 i 50 μm , luminiscència zonada de no-luminiscent a vermell opac i mostren una textura mosaic blocky.

Estadi de deformació 8: dolomia D3, ciment Cc10 i Cc11

Les falles extensionals S8a (Fig. 7) estan constituïdes per una zona de nucli, centimètrica a mètrica de gruix, reblertes per ciments de dolomita i de calcita (Fig. 15A). En l'aflorament FT, la dolomitització s'estén en un cos hectomètric en el bloc superior de la falla normals N-S. En aquest bloc, els complexos continentals inferiors estan completament dolomititzats (dolomia D3) prop del pla de falla principal i menys dolomititzats cap a l'exterior fins aproximadament a una distància de 50 m de la falla (Calvet et al., 2001). En l'aflorament Vi (Fig.4), la dolomitització és un procés incipient i s'estén en un cos mètric que afecta a les bretxes de falla relacionades amb l'estadi S6b. La dolomia D3 es caracteritza per cristalls rombohèdrics aïllats i calcitzats, de mides entre 100 i 300 μm i de luminiscència taronja brillant a no-luminiscent (Fig. 15B). Els cossos de dolomia estan afectats per fractures mil·limètriques a centimètriques, de direcció N-S reblertes d'una primera generació de ciment de dolomita i una segona generació de ciment de calcita. El ciment de dolomita (Dc3) està constituït per cristalls euhèdrics, de mida entre 100 i 500 μm , de luminiscència zonada de color marró-taronja que creixen l'eix c perpendicular a les parets de les fractures. En els afloraments CV i CG, aquest ciment es troba també omplint porositat fractura residual de les fractures S5b. En aquests casos, el ciment de dolomita Dc3 recristal·litza els micro-fragments del sediment dolomític Ds2 (Fig. 15C-D). El ciment de calcita (Cc10) està constituït per cristalls translúcids euhèdrics a subhèdrics, de mida entre 100 i 500 μm , que mostren una textura mosaic blocky (Fig. 15B). Els cristalls són no-luminiscents i mostren extinció ondulant. El límit entre el ciment de dolomita i el ciment de calcita correspon a una superfície de microcorrosió.

Les fractures S8b (Fig. 7) tenen un gruix de 1 a 10 cm i les parets són sub-anguloses obertes per dissolució. Aquestes fractures estan reblertes per dos tipus de ciments de calcita que creixen

en les dues parets de la fractura (Fig. 15E): el primer ciment (Cc11a) correspon cristalls euhèdrics, de mides entre 200 i 500 µm i mostren una textura tipus mosaic blocky. Els cristalls presenten luminiscència vermella opaca i sovint contenen macles mecàniques (Fig. 15F). El segon ciment de calcita (Cc11b) correspon a cristalls euhèdrics, de mides entre 200 i 750 µm en palissada amb disposició laminar al llarg de les parets de fractura. Els cristalls tenen una luminiscència vermella opaca a no-luminiscent i tenen extinció ondulant. Quan aquestes fractures afecten els complexos continentals superiors estan reblertes per una bretxa tipus ‘rubble packbreccia’ (B8) constituïda per fragments retreballats dels conglomerats del Miocè cimentats per ciment de calcita Cc11c. Aquest ciment està format per cristalls euhèdrics, de mida entre 50 i 100 µm no-luminiscents. Paral·lelament a les parets de les fractures i posterior a la bretxa B8 precipita una micrita blanca laminada d’aspecte terròs Cc11d barrejada amb caolinita. Aquesta micrita blanca probablement correspon a calcretes desenvolupades en la porositat fractura.

Estadi de deformació 9: ciment Cc12 i sediment Cs6

El moviment en direcció relacionat amb l’etapa S9a (Fig. 7) produeix la precipitació de la calcita Cc12a al llarg de les falles NE-SO formades anteriorment. Aquest ciment està constituit per cristalls de calcita de subhèdrics a euhèdrics, de mides entre 100 i 200 µm, no-luminiscents amb abundants macles mecàniques i mostren una textura mosaic blocky. En l’afllorament GFR, aquest ciment conté estructures de crack-seal amb inclusions dels pisòlits taronges prèviament precipitats al llarg dels nuclis de les falles S6b (Baqué et al., 2012a). Degut a aquesta etapa de deformació les fractures S8b també són reactivades i/o reobertes. L’extinció ondulant i les macles mecàniques dels ciments Cc11a són testimonis d’aquest moviment direccional. Aquestes fractures són extensament obertes per dissolució i es troben parcialment reblertes per un sediment intern i un ciment de calcita (Fig. 15F): el sediment intern (Cs6) està format per sediment laminat de color rosa constituït per cristalls subhèdrics, de mides entre 10 i 55 µm, no-luminiscents que mostren una textura mosaic blocky. Les laminacions corresponen a les variacions de mida dels cristalls de calcita, i en alguns casos inclouen cristalls de goetita i dolomita. L’última fase de rebliment es correspon al ciment de calcita Cc12b constituït per cristalls euhèdrics bladed, de mides entre 300 µm i 1 mm, no luminiscents. Aquest ciment forma tapisos tipus espeleotema en les parets de les fractures i pot desenvolupar gruixos de més de 30 cm. A la figura 15G es mostra les fractures obertes S9b que afecten els plans de falles NE-SO desenvolupats durant l’etapa S7a.

5. DISCUSSIÓ I INTERPRETACIONS

5.1. Diagènesi de les roques encaixants

Carbonats Mesozoics

Els valors de $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomia encaixant, des de -2,1 fins a 1,2 ‰ VPDB, mostra una influència marina durant el procés de dolomitització (Budd, 1997) (Fig. 16). Aquests valors, juntament amb els resultats de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Taula 1 i Fig. 17) indiquen que la dolomitització ocorregué durant el Cretaci Inferior (Veizer et al., 1999) i són coherents amb els valors de les dolomies analitzades per Nadal (2001). Aquesta autora atribueix aquesta dolomitització associada a les falles normals que afectaren aquests materials durant el segon estadi del rifting Mesozoic (Oxfordià tardà a Aptià) i proposa un edat de dolomitització post-Berriassiana i pre-Hauteriviana.

Els valors $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ de les diferents mostres de les calcàries del Cretaci Inferior analitzats en aquest treball, juntament amb els ja publicats (Travé et al., 1998) dels afloraments circumdants (Pa, PR, O, Ga, SP, Vi) mostren una clara correlació positiva (Fig. 16). Els valors més negatius corresponen a roques Valanginianes i Barremianes i els valors més positius corresponen a roques de l'Aptià. Això és consistent amb la tendència observada per Veizer et al., 1999, on els valors de les roques del Valangià i Barremià varien entre -1,5 i +0,3 ‰ VPDB per $\delta^{18}\text{O}$ i entre -1,2 i +1,8 ‰ VPDB per $\delta^{13}\text{C}$, mentre que els valors per les roques de l'Aptià varien des de -2,9 fins a -1,6 ‰ VPDB per $\delta^{18}\text{O}$ i des de +2,2 fins a +5,5 ‰ VPDB per $\delta^{13}\text{C}$. D'altra banda, els valors $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'aquestes roques són consistents amb els publicats en la literatura pels carbonats marins (Jones, 1994a. Jones et al., 1994b), on les roques Valanginianes mostren una relació $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70729 i les roques Barremianes mostren una relació $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70749 (Fig. 17). No obstant això, els valors de les calcàries del Valangià-Barremià trobats en aquest estudi mostren valors lleugerament empobrits en $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 16). Aquest empobriment en $\delta^{18}\text{O}$ pot atribuir-se amb la posició estructural d'aquests afloraments respecte a la distribució de les falles durant el Mesozoic (Fig. 18), on les roques del Valangià i del Barremià (afloraments RM, Ga, Vi, LP, Pa, Ol i SP) foren més enterrades que les roques de l'Aptià (aflorament MF). Per tant, s'infereix control deposicional dels valors de $\delta^{18}\text{O}$ d'aquests sediments durant l'estensió Mesozoica.

Per altre banda, els valors geoquímics de les calcàries lacustres del Barremià ($\delta^{18}\text{O}$ que van des -5,3 fins -3 ‰ VPDB i $\delta^{13}\text{C}$ variable des de -6 fins a -4 VPDB ‰) són consistents amb el seu dipòsit en un ambient deposicional continental (Moore, 2001) (Fig. 9).

Roques encaixants Miocenes

Els valors isotòpics de les fàcies marines del Miocè (fàcies de Bellvei, Castellet i Torrelletes), presenten un empobriment en $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ respecte als valors esperats per els carbonats marins del Miocè (Veizer et al., 1999). Aquest fet suggerí que les calcàries marines foren re-equilibrades en el medi digènic meteòric (Lohmann, 1988; Moore, 2001) (Fig. 19). Per altre banda, l'aspecte ‘chalky’ d'aquestes calcàries també indica canvis diagenètics sota la influència de les aigües meteòriques (Jenkyns et al., 1994). La similitud entre els valors isotòpics de la calcàries del Miocè i les del ciment Cg1 que cimenta els conglomerats dels complexos continentals inferiors, suggerí que el mateix fluid meteòric fou el responsable de la precipitació del ciment i el re-equilibrament de la calcària marina encaixant. Els valors isotòpics del ciment Cg2 dels complexos continentals superiors indiquen que aquest ciment va precipitar a partir d'un fluid meteòric diferent, en aquest cas un fluid més influenciat pel CO_2 derivat del sòl (Moore, 2001).

5.2. Relació entre etapes de deformació i les fases tectòniques regionals

Les característiques de les diferents fractures presents a la conca del Penedès, ens permeten correlacionar cada estadi de deformació amb els principals esdeveniments tectònics que van tenir lloc al sector central de la Serralada Costanera Catalana, des del Mesozoic fins a l'actualitat (Fig. 20).

La geometria irregular de les parets de les fractures S1a i S1b s'interpreta com a fractures formades en sediments poc litificats (Travé et al., 1997; Kosa i Hunt, 2006). Les relacions de tall també indiquen que cronològicament aquestes fractures són les més joves i que estan afectant als materials carbonatats dipositats durant el *syn-rift* Mesozoic. No obstant, aquestes fractures són sub-paral·leles a l'estratificació i per tant no tenen la orientació que correspon en un context extensiu, sinó que corresponen a un tensor compressiu (σ_1 horitzontal) (Ramsay, 1967). Aquesta variació de l'esforç σ_1 es podria explicar com a una compressió menor emplaçada dins de l'extensió Mesozoica, la qual no ha estat definida fins ara, o bé com el resultat d'una rotació sinsedimentària (i.e. slumps).

Les fractures subverticals relacionades amb l'estadi S2a es poden atribuir a fractures que foren formades durant la compactació del sediment (Ramsay, 1967). El falles normals basculades S2b poden es correlacionar amb l'extensió *syn-rift* Mesozoica (Fig. 20). Els plans de les falles estudiades no tenen indicis de reactivació posterior i el seu basculament s'atribueix a la posterior compressió Paleògena. L'orientació de les falles normals indica que el tensor principal durant l'extensió era de direcció NO-SE en el domini del Gaià-Montmell, coherent amb el tensor principal de les falles del Montmell, Vallès-Penedès i de Barcelona durant el

Mesozoic (Salas et al. 1987, 2001, Roca et al., 1999) i de direcció NE-SO en el domini del Garraf. Aquests segon tensor pot ser atribuït a les fractures transversals generades en una zona de relleu entre dues falles extensionals (Rowland i Sibson, 2004), essent el horst del Garraf la zona de relleu entre les falles del Vallès-Penedès i la falla de Barcelona (Roca, com. Pers.) (Fig. 18).

Les fractures de tensió S3 tallen les fractures extensionals anteriors. L'orientació de S3 és consistent amb el tensor de N-S principal de la compressió Paleògena en aquesta àrea (Guimerà, 1988). No obstant això donada la similitud de la geoquímica dels ciments d'aquestes fractures és molt similar als rebliments associats a les falles Mesozoiques (Baqué et al., 2012a), per aquest motiu podrien atribuir-se a una etapa de transició entre l'extensió Mesozoica i la compressió Paleogen (Fig. 20).

Les falles inverses S4a tallen, inclinen i localment reactiven les falles normals anteriors (Fig. 7). Aquest tipus de falles s'han atribuït a la compressió Paleògena (Roca i Guimerà, 1992; Gómez i Guimerà, 1999) (Fig. 20). Durant aquesta etapa compressiva és quan es van generant els estilòlits d'orientacions variables definits en l'estadi de deformació S4b.

La dissolució a gran escala que es defineix entre etapes de deformació 4 i 5 és coherent amb l'aixecament de la Serralada Costanera Catalana durant el Paleògen (Roca i Guimerà, 1992). Aquesta dissolució ha estat descrita per nombrosos autors a nivell de la Mediterrània oriental (Cabrera, 1981, Albaigés et al., 1985, Esteban, 1991).

Les fractures sense orientació preferent S5a i S5b s'han relacionat amb les fractures associades a l'inici de la propagació d'una falla extensiva (Withjack et al., 1986, Steward i Hancock, 1988 i 1990), en aquest cas correspondria al inici de la propagació de la falla del Baix Penedès (afloraments JM, CV i JM) (Baqué et al., 2010a), i la falla de Mas Farreny (aflorament MF) (Fig. 20).

Les fractures subverticals S6a de direcció NE-SO i NO-SE, les quals localment tenen morfologies sigmoïdals, són coherents amb l'inici de l'etapa de *syn-rift* neògena (Smith, 2000). Les falles majors extensives S6b, les quals limiten el vorell NE i SO de la conca del Penedès corresponen a l'estadi principal del *syn-rift* Neogen (Fontboté, 1954; Roca et al., 1999; Gaspar-Escribano et al., 2004) (Fig. 20). Les falles menors extensives S7a, les quals involucren els sediments que rebleixen la conca del Penedès, es correlacionen amb l'estadi del *post-rift* temprà (Cabrera et al., 1991; Bartrina et al., 1992; Roca et al., 1999). La reactivació en strike-slip d'aquestes falles menors (S7b) s'atribueix a l'etapa compressiva que tingué lloc a l'àrea estudiada entre el Languïà superior i el Serraval·lià inferior (Bartrina et al., 1992; Roca i Guimerà, 1992; Roca et al., 1999; Gaspar-Escribano et al., 2004).

Les fractures S8a i S8b que involucren els complexos continentals superiors, s'atribueixen al *post-rift* tardà (Bartrina et al., 1992; Roca et al., 1999). La reactivació sinistra o inversió d'aquestes fractures, juntament amb les falles majors S6b, s'atribueix a la compressió Messiniana descrita en aquesta conca per Bartrina et al., 1992; Roca, 1994 i Roca et al., 1999 (Fig. 20).

5.3. Circulació de fluids a través de les fractures

La figura 21 mostra el resum de la seqüència diagenètica establerta per la conca del Penedès. L'ampli rang de composició dels ciments de calcita Cc1a (Taula 2) juntament amb les parets irregulars d'aquestes fractures indica que fluids de diferents composicions, no interaccionats amb la roca de caixa, van circular durant els primers estadis de deformació. La precipitació d'aquest ciment pot atribuir-se a una precipitació en la franja d'oscil·lació de la làmina d'aigua, prop de la interfase aigua-sediment (Moore, 2001). Les característiques petrologiques i geoquímiques dels ciments de calcita Cc1b i els ciments Cc2 són molt similars, suggerint que aquests van precipitar a partir d'un fluid amb la mateixa composició i per tant d'origen similar. Les relacions molars Mg/Ca, Sr/Ca i Ca/Fe (Taula 2) d'aquests ciments són consistents amb la precipitació a partir de les aigües de formació que circularen durant l'enterrament progressiu dels sediments associat a l'estensió *syn-rift* Mesozoica. Els valors més negatius de $\delta^{18}\text{O}$ dels ciments localitzats al domini Gaià-Montmell (Fig. 18A-B) suggereixen que aquests ciments formen precipitats a major profunditat d'enterrament (Choquette i James, 1990). La similitud entre els valors de $\delta^{13}\text{C}$ dels ciments i la roca encaixant pot atribuir-se al re-equilibri del carboni de l'aigua intersticial i les roques encaixants (Marshall, 1992). Les relacions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ juntament amb els valors $\delta^{13}\text{C}$ dels ciments de calcita indiquen alta interacció fluid-roca en un sistema hidrològic tancat (Travé et al., 2004).

Les variacions en la luminiscència del ciment de calcita Cc3 reflecteix canvis del contingut en Mn/Fe del fluid durant la seva precipitació (Taula 2). Els valors $\delta^{18}\text{O}$ són consistents amb les aigües de formació (Fig. 22A), mentre que la relació $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i els valors $\delta^{13}\text{C}$ indiquen una alta interacció fluid-roca en un sistema hidrològic tancat (Travé et al., 2009; Breesch et al., 2009).

Les relacions molars de Mg/Ca i Ca/Fe (Taula 2), així com el $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ dels ciments Cc3a, Cc4b i Cc4c (Taula 1, Figura 22B) són consistents amb la precipitació a partir d'aigua meteòrica en una sistema hidrològic obert (Travé et al., 1998). D'aquesta manera, durant la compressió Paleògena es caracteritza per la circulació d'un fluid de caràcter meteòric.

La porositat vacuolar lligada creada durant els estadis de deformació 4 i 5 està reoblerta per sediments amb característiques petrogràfiques i valors de $\delta^{18}\text{O}$ similars als de la roca encaixant. Aquest fet suggereix que aquest sediment prové de l'erosió i el retreballament de la roca

encaixant. No obstant això, els valors més empobrits de $\delta^{13}\text{C}$ s'atribueixen a una major influència de CO₂ derivat del sòl (Lohmann, 1988; Moore, 2001).

L'evolució dels fluids a través de les fractures formades durant el rifting Neogen del Penedès està sintetitzat a la figura 23. Els valors $\delta^{18}\text{O}$, que varien entre -2,3 i -1,3 ‰ VPDB, dels ciments de dolomita que omplen les fractures sense orientació preferent S5a i S5b, indiquen una temperatura baixa de precipitació. Aquest fet és coherent amb els resultats termocronològics realitzats en aquest sector de la Serralada Costanera Catalana, els quals suggereixen una exhumació dels blocs inferiors de les falles normals de fins a 2 km (Juez-Larré i Andriessen, 2006). La petrografia i geoquímica de la dolomia de reemplaçament D2 formada durant aquesta etapa indiquen que la dolomitització ocorregué durant el progressiu enterrament de les roques juràssiques (Tucker i Marshall, 2004). Aquest reemplaçament es pot atribuir a la connexió de dos segments de falla en una zona de relleu (Rowland i Sibson, 2004, Cantarero et al., submitted). Les fractures orientades sense orientació preferent i la seva posterior dissolució (estadi S4b) indiquen que la zona frontal de la propagació de la falla normal arriba a zones més superficials (Sharp et al. 2000). Els valors $\delta^{18}\text{O}$ dels sediments de dolomita i les seves relacions molars de Sr/Ca (Taula 1) són similars a la roca encaixant. En canvi, els valors més empobrits de $\delta^{13}\text{C}$ indiquen una major influència de CO₂ procedents del sòl i, per tant, l'obertura del sistema a aigües meteòriques externes (Moore, 2001). D'altra banda, els valors de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ són consistents amb les aigües marines de Burdigalià tardà-Languïà (Veizer et al., 1999) (Fig. 24). El mateix tipus de sediments i amb valors similars es varen dipositar en el reservori de Casablanca (Rodríguez-Morillas et al., 2012).

Les variacions en la luminiscència relacionada amb l'estadi S6b, juntament amb la fluctuació del contingut en Mn/Fe de la calcita Cc6, són consistents amb la seva precipitació en la zona meteòrica vadosa (González i Lohmann, 1988). La geometria del sediment Cs5 juntament amb els seus valors empobrits en $\delta^{13}\text{C}$, també és coherent amb la seva precipitació dins el medi vadós.

Durant l'etapa 6b, relacionada amb l'extensió del *syn-rift* Neogen, diferents fluids meteòrics varen circular a través de les fractures. La no-luminiscència dels cristalls, juntament amb el baix contingut en Fe, Mn, Sr i Na i els valors baixos de $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ són consistents amb la seva precipitació en la zona meteòrica freàtica (Moore, 2001; Travé i Calvet, 2001). No obstant això, els valors de Sr s'ajusten a les seves respectives roques encaixants. Quan l'encaixant són les dolomies, la quantitat d'Sr en els ciments de calcita és més alt que quan l'encaixant són les roques calcàries. Aquestes variacions indiquen una influència del contingut d'estronci a les aigües meteòriques relacionada amb la roca encaixant per on circula (Longman, 1980). D'altra banda, en funció de la posició estructural on precipita aquest tipus de ciment, mostra diferències

de fins a 4 ‰ respecte als valors de $\delta^{18}\text{O}$, donant diferents trajectòries de la línia d'aigües meteòriques (Fig. 25). Aquesta variació es pot explicar o bé per una variació climàtica durant el Neògen o per un canvi de latitud (Lohmann, 1988).

Durant el principi del *post-rift* (etapa de deformació S7), les fractures van ser cimentades pels fluids que també havien reequilibrat les calcàries encaixants del Miocè, probablement en la zona meteòrica freàtica. La precipitació d'òxids indica que els fluids reductors rics en Fe^{2+} van circular a través de les falles. Quan aquests fluids trobaven condicions oxidants tingué lloc la precipitació de les concrecions de goetita i d'hematites (Busigny i Dauphas, 2007). Els valors de la geoquímica dels ciments que varen precipitar durant la reactivació dextra de les falles NE-SO (etapa 7b) són similars als valors de les calcàries del Miocè equilibrades dins el medi meteòric. Això suggereix un estancament del sistema hidrològic, probablement ocorregut dins el medi meteòric freàtic (Choquette i James, 1990).

El $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ juntament amb els valors de la relació Sr/Ca molars del ciment dolomític Dc3 (Taules 1 i 2) que omple les fractures S8a són consistents amb precipitació sota la influència de l'aigua de mar (Budd, 1997). Les dades de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ i de les relacions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suggeren que el fluid dolomititzant té una marina del Burdigalià tardà-Langujà (Veizer et al., 1999) (Fig. 24). S'interpreta que els sediments càrstics varen ser dolomititzats a partir de les aigües marines ascendents a través de falles S8a (Calvet et al., 2001). Aquestes aigües podrien provenir de l'expulsió per compactació dels fluids intersticials de les margues dipositades al centre de la conca durant el Langujà (Calvet et al., 2001).

Durant la etapa S8b, els ciments de calcita de les fractures van precipitar a partir de fluids, cada vegada més empobrits en $\delta^{13}\text{C}$, indicant un increment del contingut en CO_2 derivat del sòl i de la transició d'un medi freàtic a vadós. Aquesta evolució s'observa tant a roques del Mesozoic com als dipòsits del Miocè, i es podria correlacionar amb l'aixecament generalitzat de la conca Cabrera i Calvet (1996) i Juez-Larré i Andriessen, (2006) i/o amb la caiguda del nivell freàtic coherent amb la baixada generalitzada del mar a la Mediterrània durant el Messinià (Julian i Nicod, 1984; Clauzon et al., 1997, Bini et al., 1978, Bini, 1994). Durant l'estadi de deformació S9 romangué la precipitació d'espeleotemes (Cs6 i Cc12), cobrint les parets de les fractures formades en els estadis anteriors (i.e. stage 8b).

L'evolució dels fluids dins de les fractures durant el l'evolució de la conca del Penedès es resumeix en la figura 26.

5.4. Litologia i tipus de fluids

El quimisme dels fluids primerencs que intervingueren durant la deformació *syn-rift* Mesozoica, foren fortament controlats per els seus respectius encaixants, on els seus valors de $\delta^{13}\text{C}$ i els valors radiogènics de l'estronci són molt similars respecte a la seva roca de caixa. La deformació associada a les fractures del *syn-rift* mesozoic fou controlada per les dolomies encaixants del Juràssic superior-Cretaci inferior (afloraments JM, CG, CV) i per tant el flux de fluid estava restringit intraformacionalment. Aquest control de la roca encaixant en la química dels fluids es perd quan les dolomies encaixants foren plegades i aixecades durant la compressió Paleògena. Des de llavors, les roques mesozoiques han estat exposades subaeriament i diferents fluids meteòrics han circulat a través de les fractures.

5.5. Esdeveniments càrstics

Existeix un control directe del sistema de fractures respecte l'augment de la dissolució i el desenvolupament càrstic. A nivells superficials de l'escorça terrestre, la propagació inicial de les falles normals incrementen el procés de la dissolució càrstica, ja que aquest és afavorit per les fractures formades al voltant del front de la falla (Fig. 27A-B). En aquestes falles incipientes, el nucli de falla està format per una cataclasita associada al front de propagació de la falla la qual està reblerta sediment càrstics (Fig. 27C). Les fractures reblertes per aquest tipus de sediment generalment es troben en els blocs superiors d'aquestes falles. Degut a l'avanç del front de propagació de les falles es generen bretxes dilatants, les quals permeten una major infiltració de les aigües meteòriques, essent així incrementats els processos de dissolució càrstica (Fig. 27D).

En un estadi més evolucionat, el continu moviment de les falles afecten als productes càrstics formats prèviament. En aquests casos, i degut a la continuació dels processos de dissolució, es produeix el col·lapse de les parets de les fractures, tenint lloc preferentment en els nuclis de les falles extensives.

En la intersecció entre dues falles normals conjugades existeix un alt grau dels processos de fracturació i bretxificació (Fig. 28A). Aquestes àrees es converteixen en zones d'alta permeabilitat, preferencials per la dissolució càrstica, fet que conduceix a la formació de cavitats decimètriques a mètriques reblertes per espeleotemes (Fig. 28B-C).

S'han diferenciat quatre estadis de carstificació:

- i. El primer estadi de carstificació relacionat amb la compressió Paleògena, entre les etapes de deformació S4 i S5, i per tant només afecta les roques mesozoiques. Una dissolució generalitzada va generar porositats vacuolars i caverna degut a l'exposició

- subaèria dels carbonats del Mesozoic. Els sediments que omplen aquestes porositats provenen de l'erosió i el retreballament de la roca encaixant. Els ompliments càrstics d'aquest primer estadi de carstificació es veuen clarament afectats per les fractures extensionals relacionades amb el *syn-rift* Neogen (estadis 5 i 6). Aquest tipus de karst es reconeix al llarg de tot el domini de la Mediterrània (Esteban, 1991) i per tant, la caracterització dels afloraments estudiats poden ser utilitzats com anàlegs dels dipòsits càrstics situats al Solc de València (Esteban, 1991; Playà et al., 2010; Morillas-Rodríguez et al., 2012).
- ii. El segon estadi de carstificació es va produir durant les primeres etapes de l'extensió neògena i es relaciona amb l'etapa de deformació S5 en que fractures sense orientació preferent, formades durant la propagació de les falles neògenes, van afavorir els processos de dissolució. Els diferents tipus de sediments dolomítics i calcítics (reblint la porositat de fractura i la porositat vacuolar) indiquen que van ser depositades a partir d'un fluid meteòric en un sistema hidrològic obert. No obstant això, la relació $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dels sediments dolomítics indiquen que els processos de dolomitització es van produir més tard, a partir d'aigües marines del Burdigalià tardà-Languïà.
 - iii. El tercer estadi de carstificació va tenir lloc durant l'extensió *syn-rift* Neògena i es relaciona amb l'etapa de deformació S6. Els ompliments de calcita, relacionats amb les falles normals NO-SE, s'associen a una interacció entre els processos tectònics i càrstics degut al moviment multi-episòdic de les falles extensives. Els valors de $\delta^{18}\text{O}$, juntament amb les relacions molars Mg/Ca i Sr/Ca dels ciments de calcita i els elevats valors radiogènics dels productes diagenètics, indiquen que aigües meteòriques, no equilibrades amb les roques de caixa, van ser les responsables de la precipitació d'aquests ciments. Els ompliments càrstics d'aquest tercer esdeveniment estan clarament afectats per les falles normals i direccionals desenvolupades durant els estadis *syn-rift* i *post-rift*.
 - iv. El quart estadi de carstificació està relacionat amb la etapa de deformació S8b i correspon a fractures NNO-SSE a NNE-SSO obertes per dissolució. Els sediments i els ciments de calcita interpretats com espeleotemes, cobreixen les parets de les fractures. Els valors més negatius en $\delta^{13}\text{C}$ dels espeleotemes indica una major implicació de CO₂, derivats del sòl i la precipitació en l'entorn meteòric vadós. El carst probablement va començar durant el *post-rift* tardà, incrementant-se durant la caiguda del nivell del mar en el Messinià (Clauzon et al. 1997, Bini et al. 1978, Bini 1994). Alguns dels ompliments càrstics d'aquest quart esdeveniment es veuen afectats per fractures subhorizontals obertes, relacionades amb la compressió menor del Messinià.

6. CONCLUSIONS

A partir de les dades macro i microestructurals, juntament amb els resultats geoquímics de les roques encaixants, roques de falla i els ciments que reomplen les fractures, s'han identificat els següents estadis diagenètics:

- i. un primer estadi diagenètic temprà caracteritzat per la formació de microfractures de morfologies irregulars, formades en un sediment poc litificat i per la precipitació d'un ciment de calcita poc interaccionat amb la roca de caixa.
- ii. un segon estadi d'enterrament caracteritzat per la bretxificació i dolomitització de la roca encaixant i la generació d'estilòlits sub-paral·lels a l'estratificació.
- iii. nou etapes de deformació amb diferents tipus de rebllments associats a les fractures.
- iv. quatre estadis de carstificació caracteritzats per diferents tipus de bretxes de collapse, sediments i ciments que reomplen les porositats tipus fractura i vug, generades a partir de la dissolució.

A partir de les dades geoquímiques es dedueix l'existència d'un control dels valors $\delta^{18}\text{O}$ en els sediments dipositats durant el *syn-rift* Mesozoic (Valanginians i Barremians). Segons la posició estructural dels afloraments estudiats en relació a les falles mesozoiques, es pot observar que roques de la mateixa edat tenen valors més empobrits en $\delta^{18}\text{O}$. Aquest fet és atribuïble a un enterrament d'aquests dipòsits degut a la forta subsidència de les falles Mesozoiques. Els valors isotòpics de les fàcies marines del Miocè, empobrits en $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ respecte als valors esperats per l'aigua marina miocena, juntament amb l'aspecte de chalk d'aquestes roques, ens indiquen que aquestes roques van ser totalment reequilibrades dins d'un medi diagenètic meteòric. El fluid, a partir del que ha precipitat el ciment corresponent als complexes continentals inferiors, té una senyal geoquímica similar als carbonats marins miocens. Fet que ens indica que fou precipitat en un mateix ambient diagenètic. En canvi, el ciment corresponent als complexes continentals superiors té valors més empobrits en $\delta^{13}\text{C}$, fet que ens suggereix que el fluid meteòric era diferent, més influenciat pel CO_2 derivat del sòl.

Dos tensors d'esforços han estat descrits durant el *rifting* Mesozoic: un orientat NO-SE (domini del Gaià-Montmell), corresponent al tensor principal d'aquesta etapa i l'altre orientat NE-SO (domini del Garraf), que s'atribueix a les falles transversals formades entre les zones de relleu de la falla Vallès-Penedès i la falla de Barcelona. Els valors geoquímics dels ciments relacionats amb aquestes falles varen precipitar a partir de les aigües de formació durant l'enterrament progressiu dels sediments. Les relacions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ juntament amb els valors de $\delta^{13}\text{C}$ dels ciments de calcita indiquen una alta interacció fluid-roca en un sistema hidrològic tancat. Les fractures d'orientació NNE-SSO s'atribueixen a la transició entre l'extensió Mesozoica i la

compressió Paleògena. Els valors geoquímics dels ciments indiquen que van ser precipitats a partir d'aigües de formació, en un sistema hidrològic tancat.

Des del Paleocé a l'Oligocé mig, els fluids que van circular a través de les fractures eren d'origen fluids meteòric. Associat a l'aixecament de les roques Mesoziques degut a la compressió Paleògena, tingué lloc una extensa dissolució càrstica. Les cavitats càrstiques foren reblertes per sediments i ciments precipitats en un medi diagenètic meteòric.

Durant la propagació de les falles extensionals neògenes, la deformació es caracteritza per fractures sense orientació preferent reblertes per un ciment de dolomita. Les característiques geoquímiques d'aquest ciment són coherents amb fluids de formació de baixa temperatura. No obstant això, degut a un increment del flux i en menor grau, de la temperatura, la roca encaixant va ser dolomititzada parcialment. Aquest augment del flux i temperatura s'associa a la connexió de dos segments de la falla en una zona de relleu.

Durant l'estadi *post-rift* inicial, a través de les falles extensionals de direcció NE-SO van circular diferents tipus de fluids meteòrics en zones oscil·lants entre el medi freàtic i vadós. La precipitació d'òxids al llarg dels plans de falla suggereix la circulació de fluids rics en Fe^{2+} el qual comporta a la precipitació d'òxids de ferro quan aquests troben condicions oxidants.

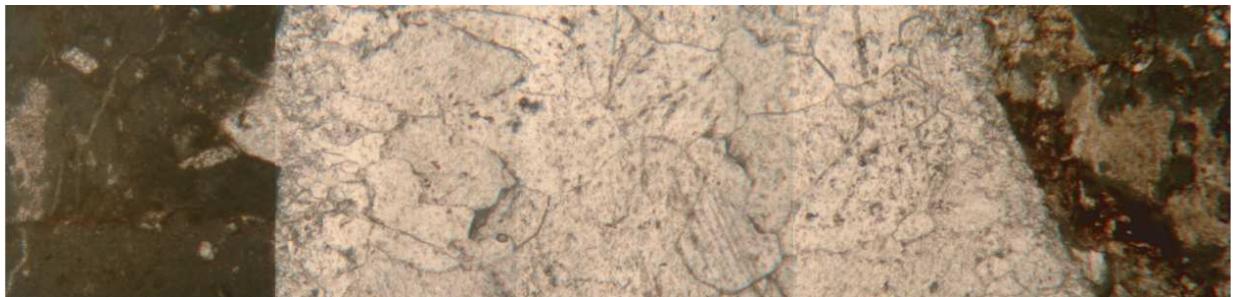
Les falles normals de direcció N-S relacionades amb l'estadi *post-rift*, afavoreixen a la circulació de fluids marins ascendents per les falles, els quals provenen dels fluids intersticials dels carbonats marins del centre de conca expulsats per compactació. Aquesta circulació de fluid produí la dolomitització parcial de les roques encaixants i la precipitació de ciments de dolomita. Durant aquest mateix estadi, es van formar les fractures de direcció NNO-SSE i NNE-SSO. Aquestes fractures afavoriren als processos de dissolució podent precipitar espeleotemes al llarg de les parets de els fractures. Aquest trànsit al medi vadós es pot associar a l'exhumació de la conca i/o amb la caiguda del nivell del mar durant el Messinià.

Només s'han observat bretxes de falla relacionades amb les falles que afecten a carbonats Mesozoics. Quan les falles afecten a les dolomies juràssiques la zona de bretxificació és molt extensa, fins a vèries desenes de metres. En canvi, quan les falles afecten a les calcàries cretàciques les zones de falla no superen l'ordre mètric. D'aquesta manera podem dir que tant la litologia com el tipus d'estructura juguen un paper important en el tipus de roques de falla que es forma.

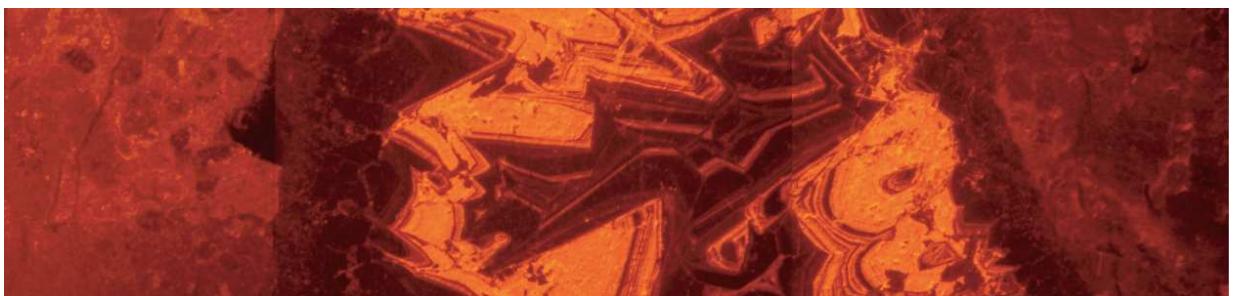
S'ha reconegut un control directe del sistema de fractures en els processos de desenvolupament càrstic. Recíprocament, les falles normals comencen a propagar-se en carsts incipients permetent que l'aigua meteòrica s'infiltri produint la dissolució. En una etapa més

evolucionada, les falles poden afectar els productes càrstics. A més, en la intersecció entre dues falles normals conjugades hi ha un increment dels processos de deformació, com són la fracturació tectònica i la bretxificació. Aquestes zones es converteixen en zones d'alta permeabilitat i són zones preferents per la dissolució càrstica, creant cavitats decimètriques a mètriques reblertes per espeleotemes.

S'han diferenciat quatre estadis de carstificació: el primer estadi de carstificació es va desenvolupar després de la compressió Paleògena i està clarament afectat per les fractures extensives neògenes. El segon i tercer estadi de carstificació es van desenvolupar durant el *syn-rift* Neogen i estan clarament afectats per les falles extensives i direccionals. L'últim esdeveniment càrstic conté rebliments no deformats i s'atribueix al *post-rift* Neogen.



**DIAGENESIS AND FLUID-FRACTURE EVOLUTION IN AN
INTRACONTINENTAL BASIN: THE PENEDES HALF-GRABEN,
WESTERN MEDITERRANEAN**



1. INTRODUCTION

1.1. Framework

Research on the process of creation and destruction of porosity and permeability in extensional tectonic settings, has been and remains, of great interest for oil and gas exploration and mineral deposits prospection (Budai and Wiltschko, 1987; Bethke, 1989). Many of the reservoirs occur in fractured and karstified rocks, where about half of the oil and gas reservoirs on Earth are in carbonate rocks.

Numerous national and international research projects focussed on unravelling the diagenesis and fluid evolution within extensional basins have been initiated in recent years. This PhD thesis is framed within two national I+D projects led by Dra. Anna Travé, one carried out from 2006 to 2009 entitled ‘Geofluid and deformation interactions within an extensive tectonic context’ (CGL2006-14860) and the other, in process, entitled ‘Diagenesis, deformation mechanisms and architecture of the fault zones in the neogene extensive basins of the northeaeastern Iberian Peninsula. Relationship with the hydrocarbon reservoirs of the Valencia Trough’ (CGL2010-18260).

This PhD thesis contains three main articles, two of them already published and one under review, in indexed journals with international prestige (ISI):

1. **Baqués, V.**, Travé, A., Benedicto, A., Labaume, P., Cantarero, I., 2010. Relationships between carbonate fault rocks and fluid flow regime during propagation of the Neogene extensional faults of the Penedès basin (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 106, 24-33. Impact Factor: 2,125. Position 24/77 (2nd quartile) in GEOCHEMISTRY & GEOPHYSICS.
2. **Baqués, V.**, Travé, A., Roca, E., Marín, M.A., Cantarero, I., 2012. Geofluid behaviour in successive extensional and compressional events: a case study from the south-western end of the Vallès-Penedès Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Petroleum Geoscience*, 18, 17-31. Impact Factor: 1,294. Position 3/24 (1st quartile) in ENGINEERING, PETROLEUM.
3. **Baqués, V.**, Travé, A., Cantarero, I. Development of successive karstic systems within the Baix Penedès Fault zone (onshore of the Valencia Trough, NW Mediterranean). *Geofluids* (under review). Impact Factor: 1,533. Position: 37/76 (2nd quartile) in GEOLOGY (2011).

The work presented in this memory includes a summarized discussion of already published results (Travé et al., 1998, 2008; Travé and Calvet, 2001; Belaid et al., 2008; Romaire et al., 2008; Baqués et al., 2008, 2009a, 2009b, 2010a, 2010b, 2010c, 2012a, 2012b and Baqués et al., under review (see appendix 1 and 2)) together with new data from nineteen outcrops. This new data, together with the syntheses of all the results at basin scale will be submitted for publication in the journal “Basin Research”.

1.2. Objectives

The **main objective** of this PhD thesis **was the reconstruction of the relationship between fractures and migration of fluids during the evolution of a sedimentary extensional basin**. The study was performed on the Penedès half-graben, located in the central part of the Catalan Coastal Ranges, an alpine zone on the NW flank of the Valencia Trough (western Mediterranean). The Penedès basin constitutes a good example to understand the fluid-fracture systems and allows correlating them with the reservoirs located on the offshore of the Valencia Trough (Esteban, 1991, Vera et al., 1988; Klimowitz et al., 2005; Playà et al., 2009). In this thesis we provide for the first time new valuable information on the reservoir evolution with a complete study of the diagenesis of the host rocks, the palaeofluids circulation through fractures and the karstic processes associated to extensional fractures.

To reach the main objective our goal is:

- To discern the different tectonic phases and their associated diagenetic processes.
- To characterize the diagenetic processes that took place within the host rocks.
- To characterize different extensional events and their respective diagenetic products.
- To discern between compressive and extensive events.
- To establish the relationships between karstification and fracturation.
- To characterize different karstic events related to different stages of the basin evolution.
- To assess the role of the lithologies and fault displacement on the fault zone architecture.

1.3. The state of the art

Diagenesis of sedimentary rocks

Diagenesis of sedimentary rocks is a very complex process that has been defined in numerous ways and has been based on different criteria such as the concept of lithification, cementation, mineral stability, textural change and dissolution. These alterations can occur at any time from deposition to deep burial (Bathurst, 1971). However, it has long been restricted to those diagenesis processes that cause lithification of sediments.

Ginsburg (1957) defined diagenesis as the set of physicochemical processes that modify the sediments between deposition and their lithification at low temperature and low pressure at the surface or near it.

Pettijohn (1963) enclosed diagenesis as reactions taking place within the sediment between minerals and interstitial fluids.

According to Purdy (1968) diagenesis consists of all the changes taking place in the sediment between its deposition and before metamorphism.

Commonly, diagenesis has been divided into different diagenetic phases (Fairbridge, 1967):

- i. Sindiagenesis.
- ii. Anadiagenesis.
- iii. Epidiagenesis.

This classification is useful for any type of sedimentary rocks and is based on the origin, nature and direction of formation water movement.

Choquette and Pray (1970) divide the diagenetic phases based on porosity. This classification has widespread acceptance because, in general, it is always possible to determine the origin and evolution of pores. These authors divide the diagenetic evolution into three stages:

- i. Pre-depositional.
- ii. Depositional.
- iii. Post-depositional.

The post-depositional stage is sub-divided into three diagenetic zones: eogenetic, mesogenetic and telogenetic.

In this PhD thesis memory we use the term diagenesis to refer to all of the textural changes occurred in the rocks since sediment deposition to present. However, we have used the term fluid-fracture evolution to refer to the palaeofluids circulation within fractures during the formation of the sedimentary basin.

Geofluids and fractures

The study of fracture architecture together with the microstructure, petrology and geochemistry of the fracture-filling minerals allows the unravelling of the evolution of fluids during the development of a basin (Van Geet et al., 2002; Rawling et al., 2001; Hooker et al., 2012). This knowledge includes:

- i. The physico-chemical characteristics of the fluid, and therefore the fluid type and origin (Bjørlykke et al., 1998; Burley and MacQuaker, 1992).
- ii. The degree of fluid/rock interaction (high versus low).

- iii. The type of fluid flow regime (closed versus open) (Calvet et al., 2000; Verhaert et al., 2009).
- iv. The fluid pathways (pervasive versus channelized).
- v. The driving mechanisms for fluid migration (Carter et al., 1990).
- vi. The textural features associated with fractures that influence porosity and permeability (Knipe, 1989; Antonellini and Aydin, 1994; Caine et al., 1996).
- vii. The mechanisms and kinematics of fluid-deformation relationships (Sibson et al., 1975).
- viii. The fluid flow events and their relative timing (Burruss et al., 1983; Breesch et al., 2009).
- ix. The synchronism, or not, between fracturation and fluid flow (Laubach et al., 2004; Bussolotto et al., 2005, 2007).

The role played by permeable or impermeable faults in fluid flow depends on its internal structure (fault zones, fault rocks and/or precipitation of minerals) and also depends on how the faults are arranged in three dimensions (architecture) (Aydin et al., 1998; Agosta and Aydin, 2006).

Most of the known crustal faults are organized into segments (Micklethwaite and Cox, 2004). Growth, propagation and interaction of these segments lead to a final architecture of the more or less complex fault.

The flow of fluids through fault segments depends on the connection status of these segments in every stage of growth and activity of the fault (Micklethwaite and Cox, 2004). Moreover, the growth of a fault and the organization of segments in three dimensions are tightly controlled by the presence of horizontal discontinuities present in the stratigraphic series (Underwood et al., 2003). Often, the segments are confined to specific layers of a given rheology and its interaction with neighbouring segments depends on the capacity (energy) of each segment to cross the discontinuities that limit the layer (Naccio et al., 2005).

The mechanism of fracture formation and its subsequent evolution cement precipitation. This will allow the fracture to act as a barrier or a conduit (Agosta et al., 2012; Breesch et al., 2009).

The study of how fluid migration has taken place through fractures can reveal which mechanisms of deformation has occurred (Burrus et al., 1985; Knipe and McCaig, 1994; Labaume et al., 2004). The fluids may be internal or external to the basin (Muchez et al., 1995). The water system may be open or closed. The fluid flow can be rapid or slow (Bitzer et al., 1997). All these parameters can change both in time and space (Calvet et al., 2000; Travé et al., 1997, 1998, 2005; Benedicto et al., 2008; Berwouts et al., 2008).

Fault zones

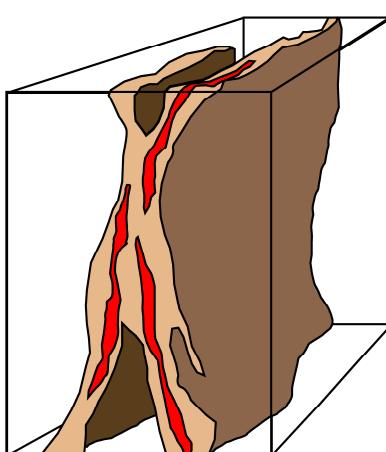
The fault zones are lithologically heterogeneous and structurally anisotropic discontinuities in the upper earth crust (Caine et al., 1996), composed by different slip planes, fractures and fault rocks resulting from deformation (McClay, 1987, Davis and Reynolds, 1996). The fault zones are included in the term “shear zones”, which refers to large areas of deformation generated in ductile-brittle conditions. A ductile shear zone evolves to the surface to a narrow fault zone.

Fault zones are built up by distinct components (Sibson, 1977; Caine et al., 1996; Peacock et al., 2000; Borgi, 2007) (Fig. 1):

- i. The *fault core* is the structural, lithologic and morphologic portion of the fault zone where most of the displacement is accommodated. It contains single slip surfaces (Caine et al., 1991), unconsolidated clay-rich gouge zones, brecciated and geochemically altered zones (Sibson, 1977) or cataclasite and mylonite zones (Chester and Logan, 1986).
- ii. The *damage zone* is a zone mechanically related to the growth of the fault zone (Sibson, 1977). It is characterized by a network of secondary fractures and minor faults, folds, fault cohesive breccias and veins that cause heterogeneity and anisotropy in the permeability structure and elastic properties of the fault zone (Bruhn et al., 1994). These zones may enhance fault zone permeability relative to the core and the undeformed rock (Chester and Logan, 1986).
- iii. The *protolith or host rock* is the relatively undeformed rock, where fault-related permeability structures are absent; it is only affected by the regional structures. Depending on the type of the protolith, the geometry and magnitude of permeability within the fault core and damage zone will be different (Caine et al., 1996).

Fault zone architectural components:

■	Fault core Gouge Cataclasite Mylonite
■	Damage zone Small faults Fractures Veins Folds
■	Protolith (host rock) Regional structures



Factors controlling permeability:

Lithology
Fault scale
Fault type
Deformation style & history
Fluid chemistry
P-T history
Component of permeability
Component of anisotropy (magnitude & direction)

Figure 1: Conceptual model of fault zone with protolith removed generated in ductile-brittle conditions (modified from Caine et al., 1996).

The permeability in a fault zone is controlled essentially by the type of rocks generated during the movement: the type and size of fracture, the lithology of the host rock, the chemical properties of the fluid through fractures, the evolution of pressure/temperature and the permeability (Caine et al., 2006, Agosta and Aydin, 2006).

The arrangement of the various slip planes and its continuity (fault relay) is also a factor that controls the movement of fluids.

The degree of the fault connection is controlled by the heterogeneities that can be found in the development of the fault (lithological variations and thickness of stratigraphic units). When the propagation and connection of the fault is difficult, the fluid circulation will be poorer.

The fault rocks are classified by textural criteria. In this thesis we started using the classification proposed by Sibson (1977) based on the type of fabric, cohesivity, fragment size and the amount of recrystallization in the matrix. However, we have switched to the field classification proposed by Morrow (1982) based on the type of fabrics and amount of crystallization in the matrix (Fig. 2) because some of the breccias identified within the fault zones are highly overprinted by karstification processes, being difficult the use of Sibson terminology.

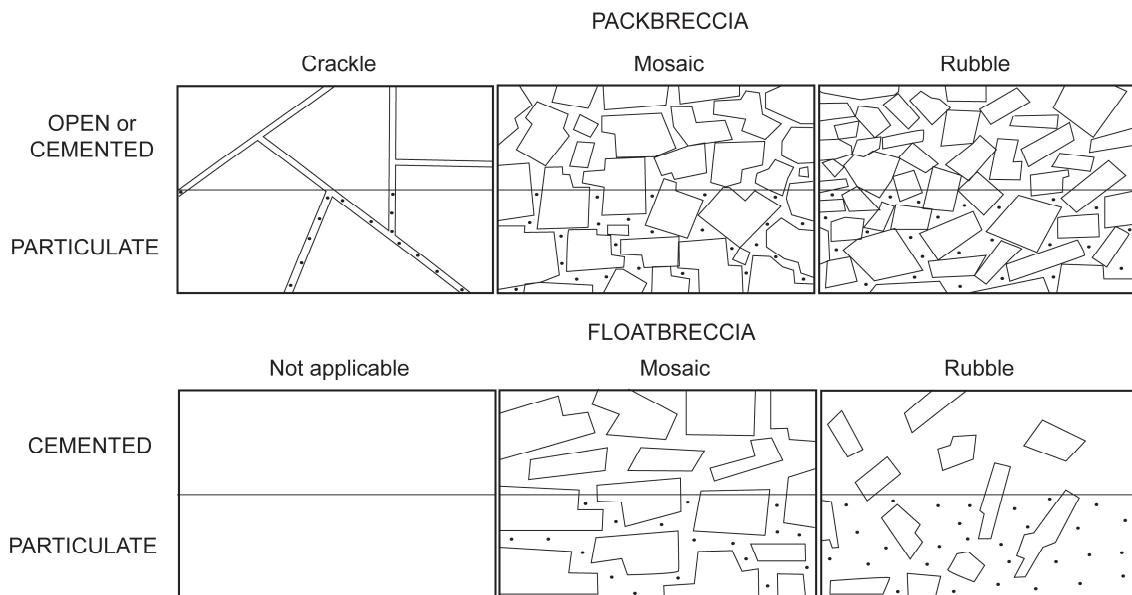


Figure 2: Representation of the breccia classification proposed by Morrow, 1982.

2. GEOLOGICAL SETTING

The western Mediterranean (Fig. 3) includes a system of Oligocene-early Miocene extensional basins (Valencia Trough, Provençal and Ligurian basins) that records the early evolutionary system of the western Mediterranean (Roca et al., 1999). The northwestern margin of the Valencia Trough includes a system of horsts and grabens developed during the Neogene constituting the Catalan Coastal Ranges (CCR). These Ranges, located in the NE of the Iberian Peninsula, constitute the onshore expression of the NE part of the continental margin that separates the thinned crust of the Valencia Trough from the Variscan crust of the Iberian Plate (Dañobeitia et al., 1992; Vidal et al., 1995). It consists of several ENE-WSW to NE-SW striking blocks bounded by a 50-150 km long basement-involving faults which display a right-stepping *en échelon* arrangement with an ENE-WSW strike (Fig. 3). In the central part of the CCR, these faults are the Vallès-Penedès, Montmell, Baix Penedès, El Camp and Barcelona faults dipping south-eastwards and showing a reverse and/or normal motion.

This double motion of the faults, together with the internal structure of the bounded blocks reflects a complex evolution in which three main tectonic events are differentiated.

The **first** tectonic event corresponds to the Mesozoic extensional phase which is divided into two Mesozoic rift episodes:

The first, Late Permian to Triassic in age, related to the opening of the Neotethys; and the second, latest Oxfordian to Aptian in age, related to the opening of the North Central Atlantic Ocean and the Bay of Biscay (Salas and Casas, 1992; Salas et al., 2001) leading to the individualisation of the Iberian Plate during the Albian-early Santonian (Srivastava et al., 1990; Sibuet et al., 2004).

During the last Mesozoic rift episode, several extensional basins developed along the present-day CCR (Montmell-Garraf, Barcelona, El Perelló and Maestrat; Salas, 1987) constituting the NW boundary of a broad extensional basin system that spreads southeastwards over the present-day Western Mediterranean.

The **second** tectonic event corresponds to the period from the Paleocene to the mid-Oligocene compressional phase that generated the Catalan Intraplate Belt (CIB) from the inversion of the Mesozoic rift basins by means of ENE-to-NE-trending, thick-skinned thrust sheets bounded by SE-dipping thrusts with a limited left-lateral strike-slip motion (Ashauer and Teichmüller, 1935; Llopis-Lladó, 1947; Anadón et al., 1985; Guimerà, 2004).

The **third** tectonic event corresponds to the late Oligocene?- Neogene extensional phase generating the extensional reactivation of the main Paleogene reverse faults of the CCR (Fontboté, 1954; Gaspar-Escribano et al., 2004) which split the CIB into a set of ENE-WSW

2. Geological setting

blocks mainly tilted toward the NW, constituting the current horst-and-graben system present in the northwestern Mediterranean (Bartrina et al, 1992; Roca and Guimerà, 1992).

The present coastline is nearly parallel to the basement faults. Moreover, other minor faults, NW-SE-oriented, transverse in relation to the major faults, also influenced the final margin structure (Guimerà, 1988).

The depressed zones related to the basement faults include the Vallès-Penedès, El Camp and Barcelona half-grabens.

Several major structural highs surround the half-grabens: Prades, Bonastre and the Garraf-Montnegre horst complex, which in turn includes minor fault-bounded depressions (Vilanova and Baix Llobregat). The tectonic depressions show slightly different orientations (ENE-WSW and NE-SW respectively) due to changes in orientation of the major faults.

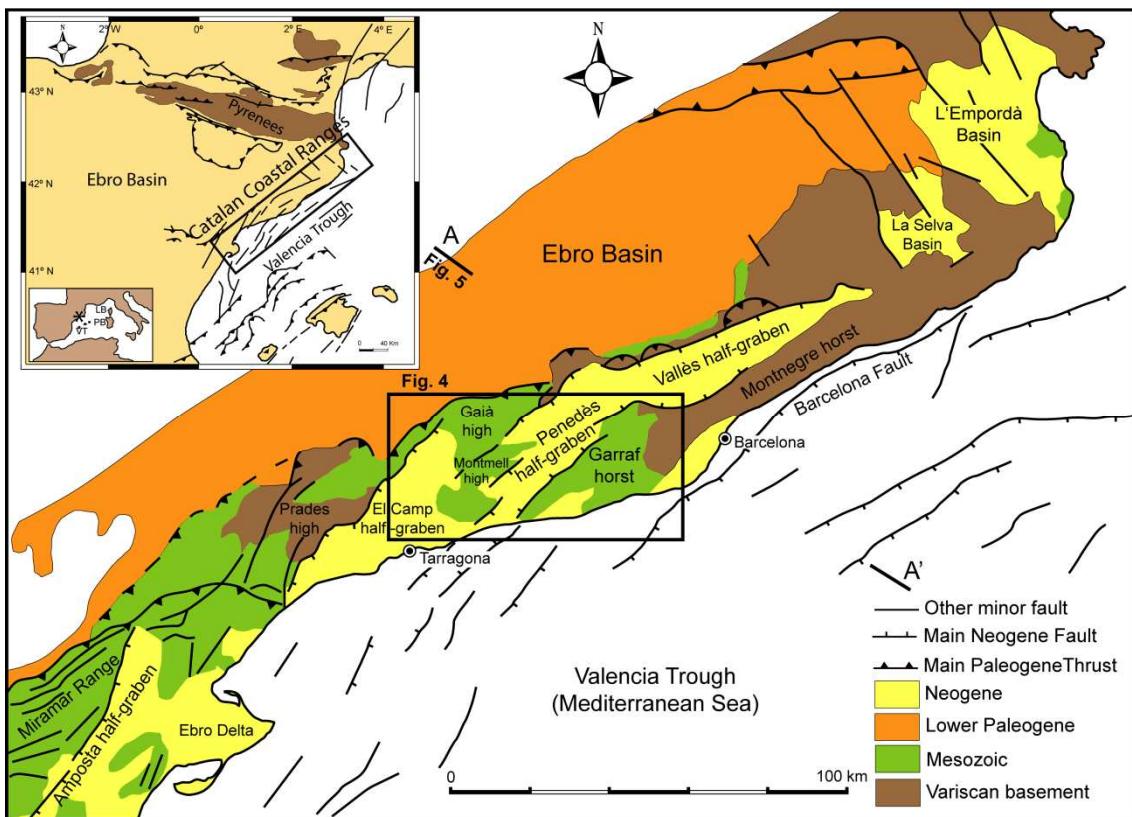


Figure 3: Geological map of the Catalan Coastal Ranges with the location of: 1) Figure 4, where the study area is placed and 2) Figure 5 which corresponds to the section of the central part of the Catalan Coastal Ranges. VT: Valencia Trough; PB: Provençal basin; LB: Ligurian Basin.

The Penedès half-graben, sub-divided in Alt Penedès and Baix Penedès half-grabens, is located at the central part of the CCR (Fig. 4). Two major structural highs surround this graben: Montmell-Gaià high and Garraf horst, which in its turn include minor fault-bounded depressions (Vilanova and Baix Llobregat).

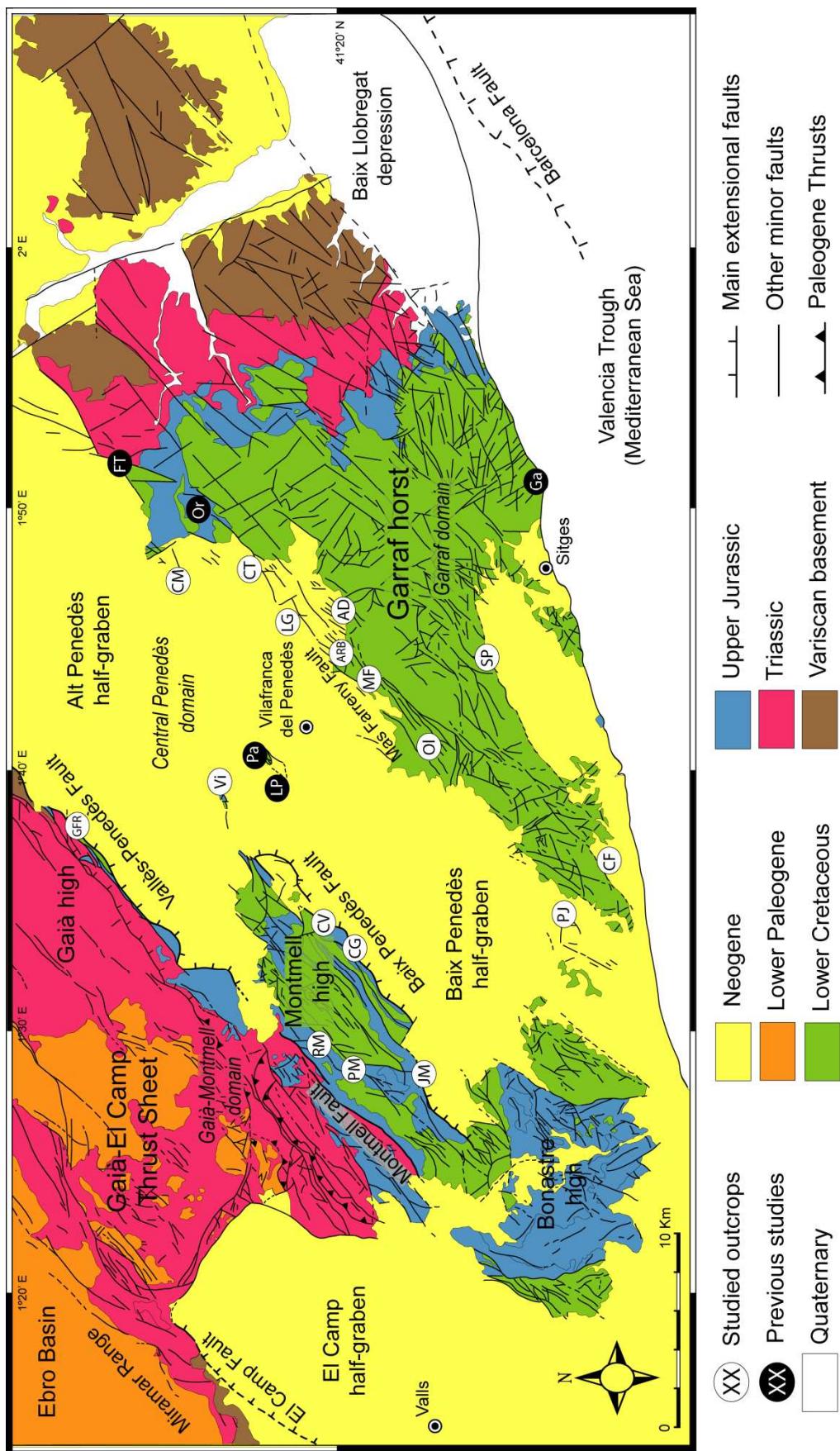


Figure 4: Geological map of the Penedès half-graben. The round points show the location of the studied outcrops carried out in the current work and previously done by Travé et al., 1998 and Calvet et al., 2000. RM: Riera de Marnellar; PM: Pla de Manlleu road; GFR: Guardiola de Font-Rubí road; Vi: Vilobí del Penedès; JM: Juncosa del Montmell road; CG: Cases de Gomila; CV: Castellví; AD: Arboçar de Dalt; LG: Les Gunyoles; PJ: Pedrera Juliana; CF: Calafell; ARB: l'Arboçar; CT: Cantallops; CM: Can Mata; SP: Sant Pere de Ribes; MF: Mas Farreny; Ol: Olèrdola; PR: La Principal; PA: La Principal; OR: Ordal; FT: La Font del Torrent.

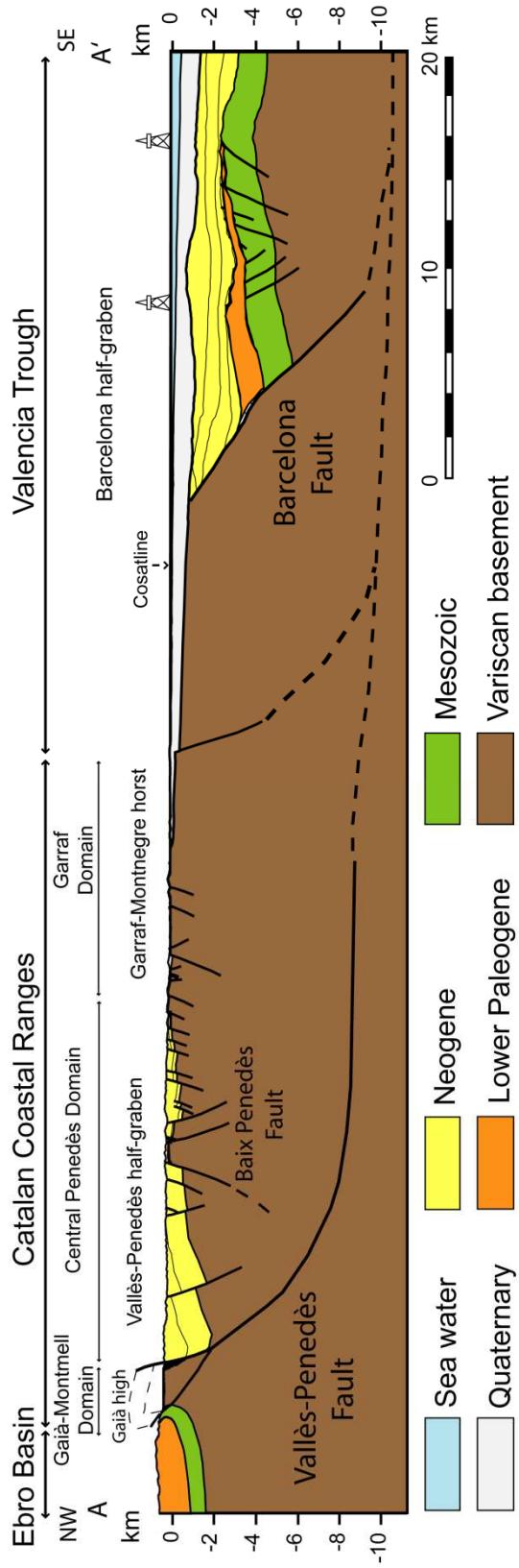


Figure 5: Cross-section through the central part of Catalan Coastal Ranges. The studied domains have been projected to their equivalent structural position (modified from Roca et al., 1999).

The horsts are made up of Mesozoic limestones and dolomites and locally siliciclastic and evaporitic rocks overlaying the Variscan basement.

The basin is up to 50 km long and over 14 km wide and its NW margin is bounded by the Vallès-Penedès Fault, with a vertical slip larger than 4 km (Bartrina et al., 1992) (Fig. 5). Minor faults, up to a few hundred meters of slip, make up the present southern boundary, separating the depression from the Garraf horst.

The relationships between the Neogene faults and the associated basin fillings define four major stages in the tectonic-stratigraphic evolution of the basin from the late Oligocene to the present (Cabrera and Calvet, 1996; Roca et al., 1999) (Fig. 6):

- i. A syn-rift stage, lasting from the end of the Oligocene until the lower Miocene (early Burdigalian), with strong extensional activity that gave rise to the present horst-and-graben structure. The origin of this system is related to the southwestward Oligocene-early Miocene propagation of the Western European rift system (Sérrane et al., 1995, Benedicto, 1996) and the Burdigalian oceanic accretion associated with the southeastward drift of the Corsica-Sardinia block (Burrus, 1984; Roca et al., 1999).
- ii. A post-rift stage, lasting from the middle Miocene (late Burdigalian) to the upper Miocene (Tortonian), during which, extensional tectonics were attenuated and only the Vallès-Penedès and Barcelona major faults were active. During the late Langhian to early Serravallian periods of this stage, a minor compressive event related to the emplacement of the latest Betic thrusts in Mallorca and in the SE of Valencia Trough, reactivated some pre-existing faults as strike-slip or reverse faults (Bartrina et al., 1992).
- iii. An upper Miocene (Messinian) contractional event that inverted the Vallès-Penedès fault with a minimum finite stretch direction more or less perpendicular to the main faults. This inversion uplifted and folded the basin deposits in a gentle syncline (Roca et al., 1999).
- iv. A final stage in which flat lying Pliocene to recent strata that unconformably overlie the basin-fill deposits, record both, the end of syncline development and a lack of significant activity in the main faults affecting the Vallès-Penedès half-graben.

A karstified pre-rift unconformity associated to different weathering products (scree deposits and paleosols) underlies the lowermost Neogene basin infill (Cabrera et al., 1991). The basin is filled with 4 km of sediments divided into three depositional complexes (Agustí et al., 1985; Cabrera and Calvet, 1996):

2. Geological setting

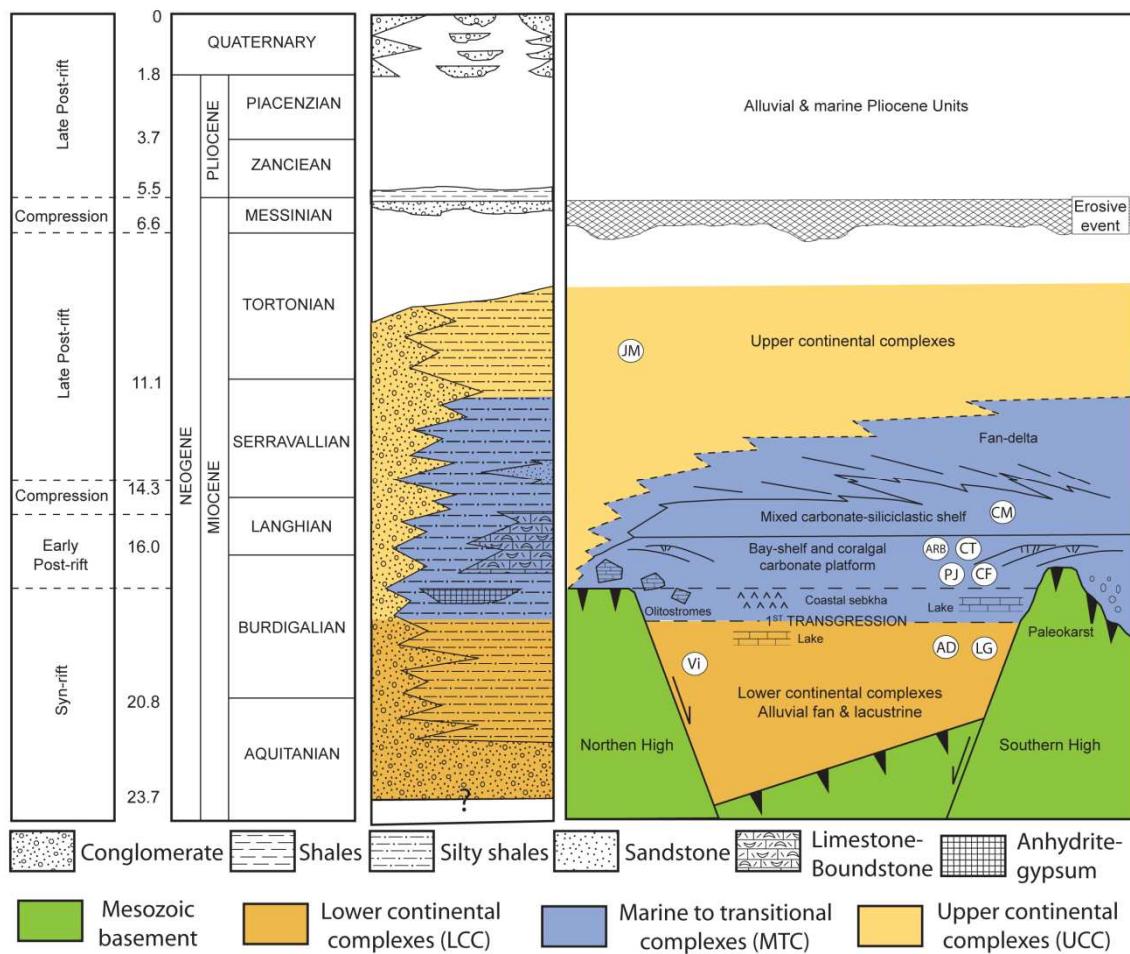


Figure 6: Conceptual sketch of Neogene infill in the Penedès half-graben and the four major stages during the tectonic evolution of the basin from Late Oligocene to present. The round points show the location of the studied outcrops (modified from Cabrera and Calvet, 1996; Roca et al., 1999). AD: Arboçar de Dalt; LG: Les Gunyoles; Vi: Vilobí del Penedès; PJ: Pedrera Juliana; CF: Calafell; ARB: l'Arboçar; CT: Cantallops; CM: Can Mata; JM: Juncosa del Montmell road.

- i. The lower continental complexes (LCC), Aquitanian to early Burdigalian in age, consisting in thick red bed sequences deposited in alluvial fan environment.
- ii. The marine to transitional complexes (MTC), late Burdigalian to Serravallian in age, with sabkha facies, carbonate platforms facies and siliciclastic and bay facies.
- iii. The upper continental complexes (UCC), late Serravallian-Tortonian in age, consisting of thick red bed sequences deposited in alluvial fan environments (Agustí et al., 1985).

These three deformed complexes are covered by alluvial-fluvial (Gallart, 1981) and/or marine (Martinell, 1988) lower Pliocene units onlapping a deeply entrenched Messinian erosive surface which affected both the basement rocks and the earlier Neogene sequences.

3. METHODOLOGY

To reconstruct the relationship between fractures and migration of fluids it is necessary to establish the paragenesis of the different diagenetic events, including those responsible of the sediment lithification and those related to fluids circulation through fractures and associated to tectonic events.

An integrated approach using field and petrographic observations as well as geochemical analyses has been used to accomplish the objectives of this thesis.

Field work

Field work has allowed identifying the best areas to perform the work on fractures and cements.

In the field, the fracture orientations were mapped, measured and their relative timing have been established by means of crosscutting relationships. The fracture infillings and respective host rocks were systematically sampled. The samples have been accurately oriented in order to be able to carry out the fracture restitution in the laboratory. Nineteen outcrops located within the main deformation areas were selected and around 180 samples were collected.

Laboratory work

After selecting the rock samples more than 240 thin sections without cover were prepared to do the mineralogical, petrological and geochemical study. Many of these samples were stained with Alizarine Red-S and potassium ferricyanide to distinguish between calcite (pink coloured), dolomite (no colouring), ferroan calcite (purple coloured) and ferroan dolomite (turquoise) (Dickson, 1966).

Optical microscopy

The thin sections were examined using a plane-polarised transmitted light microscope (Zeiss) equipped with a camera (Axiophot) and a computer with a program to capture the microscope images.

Cathodoluminescence microscopy

Cathodoluminescence petrography was carried out on a Technosyn Cold Cathodoluminescence device Model 8200 MKII, operating between 15 and 18 kV gun potential and between 150 and 350 μ A beam current.

When a polished rock sample is bombarded by an electron beam, it emits cathodoluminescent light. The wavelength and hence the colour and the intensity of the light emitted by a certain mineral phase depend on the inhibitors and the activators. For carbonates, Mn²⁺ is an important activator and Fe²⁺ the greatest inhibitor or quencher (Machel and Burton, 1991). Changes in luminescence can give qualitative information about variations in chemical properties during precipitation. Besides this, cathodoluminescence is a tool to determine the relative timing of the diagenetic events of fracturing, stylolitisation and cementation by means of crosscutting relationships. It can also help to distinguish cement phases that were indistinguishable in transmitted light microscope (cement stratigraphy; Meyers, 1978). Cathodoluminescence interpretations should never be used separately but always combined with other petrographic and geochemical analyses.

Scanning electron microscopy (SEM) and EDX

Six rock fragments and eight thin sections were studied under the Scanning Electron Microscope (SEM). The microscope used was a QUANTA 200 Model ESEM (FEI Company, XTE 325/D8395) coupled with an Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy (EDX) used for semi-quantitative chemical analyses. SEM provides 3D images at much higher magnifications than a conventional microscope. The intensity of high-energy backscattered electrons (BSE) is processed to obtain an image that reflects contrasts in chemical composition. To make the samples' surface conductive was used carbon coating was used when chemical analyses were done or gold coating was used when we wanted to get high resolution images of the sample.

X-ray diffraction

To study the non-carbonate portion of the host rocks and karstic sediments we carried out chemical extractions of the bulk rock reacting HCl 10 % at 25°C. The non-carbonate portion was analysed by X-Ray diffraction (XDR) using a Siemens D-500 diffractometer operating at 40 kV and 30 mA, coupled with a graphite monochromator. The total mineralogical composition was obtained by diffraction of non oriented powdered sample (XDR) and the mineralogical composition of the mud size portions were studied by diffraction of oriented powdered samples (DAO), with normal treatment, etilenglicol (ETG) and heated at 550° C. The percentages of the minerals present were quantitatively determined with the XPert program.

X-ray fluorescence

Ten samples of the karstic sediments and four samples of the host rocks were grinded and analysed for the quantification of trace elements by X-ray fluorescence (XDF). The equipment used was the sequential X-ray spectrophotometer by dispersion of wave length (WDXRF) Model Philips PW2400.

Major and trace element geochemistry

Carbon-coated polished thin-sections were used for analysing minor and trace element concentrations on a CAMECA SX-50 electron microprobe coupled with four spectrometers of dispersive wave length (WDS) and one XRay Microanalysis device (EDX). The microprobe was operated using 20 Kv of excitation potential, a current intensity of 15 nA and a beam diameter of 10 μm . The detection limits are 99 ppm for Mn, 144 ppm for Fe, 103 ppm for Na, 386 ppm for Mg, 89 ppm for Sr ppm and 497 ppm for Ca. Precision on major element analyses averaged 6.86 % standard error at 3σ confidence levels.

When carbonate cements precipitate, trace elements are built in, in proportion to their concentration in the fluid. These trace elements mostly substitute Ca^{2+} in the crystal lattice (Banner, 1995). The distribution coefficient is the controlling factor and can be determined experimentally by precipitation of a solid phase out of a solution with known concentration. On the other hand, the partitioning of trace elements among fluids and calcite appears to be a function of precipitation rate as well. The distribution coefficient for different elements in dolomite, however, is even more problematic because no one has yet succeeded in inorganically precipitating dolomite at temperatures and pressures that normally prevail in the shallow subsurface. Trace elements in diagenetic calcites can yield promising results although this should be done with caution since different sets of data for distribution coefficients of most common trace elements in calcite are reported in literature. Trace element concentrations can give an idea about the environmental precipitation conditions (Banner, 1995).

Stable isotope geochemistry

The host-rocks and calcite and dolomite cements from fractures were sampled for carbon- and oxygen-isotope analysis employing a 500 μm -thick dental drill to extract $60 \pm 10 \mu\text{g}$ of powder from samples. The extraction of CO_2 is analysed using the dispositive Carbonate Kiel Device III, made up by Thermo Finnigan, reproducing the method of McCrea (1950). The carbonate powder was reacted with 103% phosphoric acid for 10 min at 70°C. The reaction time is 3 minutes for calcite and 15 minutes for dolomite. The carbonate device is attached to a mass spectrometer of isotopic mass relation MAT-252 made up by Thermo Finnigan, where the extracted CO_2 is analyzed. To control the quality of the results the international standard NBS-19, with $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) = +1.95 ‰ and $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) = -2.20 ‰ values, certificated by IAEA is used. The standard deviation of the patterns (σ pattern), are $\pm 0.02\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\pm 0.06\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$. The results were corrected using the standard technique of Craig and Gordon (1965) and Claypool et al. (1980) and are expressed in ‰ with respect to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard.

Strontium isotope geochemistry

Sr chromatography was performed using the method described by Pin and Bassin (1992) employing Sr-resin commercially known as Sr-Spec and elaborated by Eichrom. Sr isotope measurements were carried out in a mass spectrometer Finnigan MAT-262 from the Department of Isotope Geochronology and Geochemistry of SGIker (Universidad del País Vasco). Samples were loaded onto a Ta filament (99.95%) previously degassed in two stages at 2 A and 4.5 A for 30 minutes. The measurement of isotopic ratios was made in the following conditions: ^{88}Sr beam intensity approx. 4V, acquiring 20 blocks of 10 sweeps, and ^{85}Rb being used to monitor potential isobaric interferences. The analytical data were corrected by linear law mass fractionation using as a constant ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ (Steiger and Jäger, 1977).

4. RESULTS

This section includes the results of already published manuscripts (see appendix 1 and 2) together with new data from nineteen outcrops that cover the different locations of the basin (Fig. 4). The results allow the discussion of the role of: i) lithology of host rocks versus the early diagenetic processes; ii) lithology influence versus the deformation; iii) fluid type and resulting fault rocks in each tectonic event and iv) the relationships between fault development and the karstification processes at shallow surface domains.

4.1. Studied domains

In order to simplify the descriptions, we have divided the area in three structural domains following the cross-section though the central part of the Catalan Coastal Ranges (Figs. 4 and 5):

(1) The **Gaià-Montmell domain** is bounded to the NW by the Vallès-Penedès and Montmell faults and to the SE by the Baix Penedès fault. These faults juxtapose the Upper Jurassic and Lower Cretaceous dolomites and limestones against the Miocene deposits that fill the basin.

The Vallès-Penedès fault is a basement fault with 2 to 4 km of normal displacement accumulated during the Neogene extension (Roca et al., 1999). It belongs to a long-lived fault that controlled the northwestern boundary of the Late Jurassic-Early Cretaceous Garraf-Montmell Basin (Salas, 1987) and during the Paleogene was reactivated as a NW-directed thrust (Fontboté, 1954). Growth strata geometries of the Miocene sediments, as well as the fold geometry of the underlying Jurassic rocks, denote that the main extensional motion of the Vallès-Penedès fault occurred during the Miocene (Roca et al., 1999).

The Montmell fault is a basement fault which had an extensional motion attributed to the Late Jurassic-Cretaceous (coeval to the formation of the Montmell-Garraf Basin) and a compressional motion attributed to a reactivation/inversion during the Paleogene (Marín et al., 2008; Baqués et al., 2012a, Roca, pers. comm.).

The Baix Penedès fault is NE-SW oriented and SE-dipping and has a normal displacement of up to 1 km. This normal fault was formed during the Neogene extension related to the Valencia Trough opening (Marín et al., 2008, Baqués et al., 2010a, Roca, pers. comm.).

Seven of the studied outcrops are located within the Gaià-Montmell domain: one in the Vallès-Penedès fault (Guardiola de Font-Rubí (GFR)), two in the Montmell fault (Riera de Marmellar (RM) and Pla de Manlleu (PM)) and four in the Baix Penedès fault (Juncosa del

Montmell (JM), Casetes de Gomila (CG), Castellví de la Marca (CV) and Vilobí (Vi)). Previous studies within this domain (Travé et al., 1998) are located at La Principal (PR) and Pacs (PA) outcrops, both located within an individualised horst which correlates to the prolongation of the Baix Penedès fault (Bartrina et al., 1992).

(2) The **Central Penedès domain** comprises the central part of the Penedès half-graben filled by Neogene (Miocene) deposits. This domain includes several major transverse and longitudinal faults that generate the actual horst and graben structure. Nine outcrops are placed within this domain: three are located on the Miocene syn-rift lower continental complexes (Arboçar de Dalt (AD), Les Gunyoles (LG) and Vilobí (Vi)), five are located on the early post-rift marine to transitional complexes (Pedrera Juliana (PJ), Calafell (CF), Arboçar (ARB), Cantallops (CT) and Can Mata (CM)), and one is located on the late post-rift upper continental complexes (Juncosa del Montmell (JM) outcrop). On each outcrop we have studied minor faults affecting the Miocene deposits.

(3) The **Garraf domain** comprises a group of small syn-depositional tectonic horsts and half-grabens developed in the Garraf horst during its Neogene evolution (i.e. the Vilanova depression). The NE-striking and NW-dipping Mas Farreny fault, up to a few hundred meters of slip, is one of the faults that separates the Garraf Horst from the Penedès half-graben juxtaposing Cretaceous limestones against Miocene limestones and marls. One outcrop is located along the Mas Farreny fault (Mas Farreny outcrop (MF)), one near the minor Vilanova depression (Sant Pere de Ribes (SP)) and another within the Garraf Horst (Olèrdola (Ol) (Fig. 1B)). Previous studies within this domain are focussed in the La Font del Torrent (FT), Ordal (OR) and Garraf (GA) outcrops (Travé et al., 1998), all of them localised within the Garraf horst.

4.2. Deformation stages

Nine different deformation stages are identified from structural data acquired in the field and from the thin section microstructural study. The different stages are defined according to their cross-cutting relationships. Figure 7 shows the stereo-plots of the outcrop structural data indicating in which domain the measured fractures are placed.

- The **first stage** of deformation includes two types of fractures. The first type (S1a) corresponds to micro-fractures sub-parallel to bedding and the second type (S1b) is represented by micro-fractures cutting the bedding at 30 to 45°.
- The **second stage** of deformation includes two types of fractures. The first type (S2a) is characterised by NE-SW and NW-SE trending tensional fractures dipping 50 to 90° towards

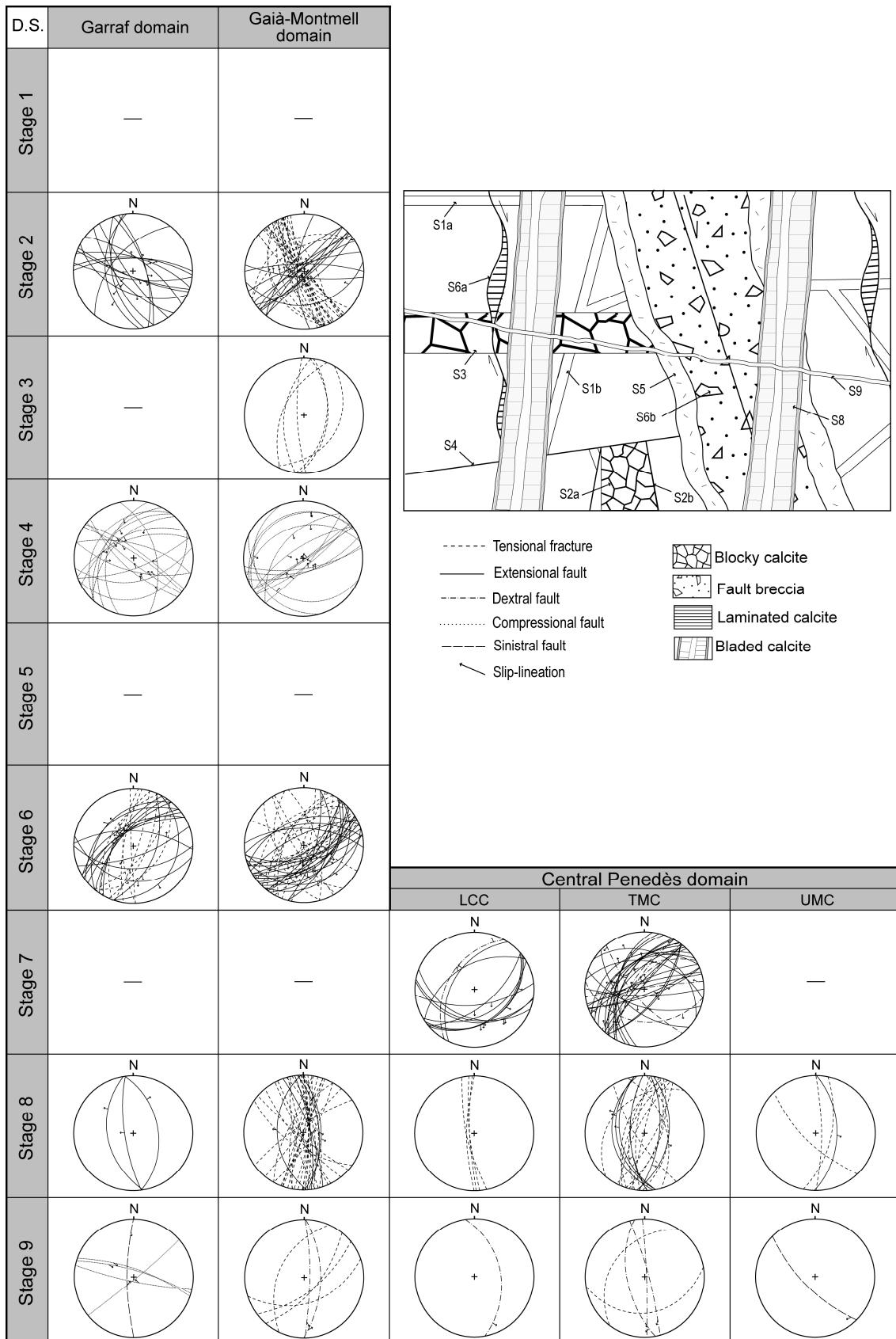


Figure 7: Stereo-plots of structural data acquired from the different studied outcrops. In vertical are shown the respective structural domain where the fractures and in horizontal the defined deformation stage are placed. The schematic box shows the cross-cutting chronology between the fractures and their related type of fillings. D.S.: Deformation stages; S: fracturing stage.

the northeast and the southeast. The second type (S2b) is represented by NE-SW and NW-SE trending normal and reverse faults dipping 60 to 80° towards the northwest and the southeast. When both sets of faults are back-rotated to balance the dip of the stratification, the reverse faults restore themselves as normal faults with no evidence of reactivation.

- The **third stage** of deformation (S3) is characterised by NNE-SSW trending tension fractures dipping 50-80° towards the southeast and the northwest.
- The **fourth stage** of deformation includes two sets of structures. The first (S4a) is characterized by subvertical reverse NE-SW trending faults that show calcite slickenlines with pitches between 75 and 90° dipping towards the east and the west, and, locally, by a second set of reverse NE-trending faults, dipping 25° to the northwest with a pitch of 54° E. The second (S4b) is characterised by mostly-open and randomly-oriented stylolites (from subhorizontal to subvertical).
- The **fifth stage** of deformation includes two types of fractures (S5a and S5b). Both are randomly oriented fractures and form a complex network within the Mesozoic rocks.
- The **sixth stage** of deformation includes two types of fractures: the first (S6a) is characterised by NE-SW to NW-SE subvertical tensional fractures, locally displaying sigmoidal morphology and the second (S6b) is characterised by NE-SW trending extensional faults dipping towards the southeast and the northeast that separate the Mesozoic horsts from the Miocene half-graben.
- The **seventh stage** of deformation includes two types of fractures: the first (S7a) is characterised by NE-SW trending extensional faults dipping 60 to 80° towards the southeast and the northeast within the Miocene deposits and the second (S7b) corresponds to the reactivation as dextral strike-slip of the previous NE-SW generating striations of calcite with pitches dipping between 10 and 35° towards the northeast or the southwest.
- The **eighth stage** of deformation includes two types of fractures: the first (S8a) is represented by subvertical N-S trending normal faults dipping 80-90° towards the east and the west and the second (S8b) is represented by NNW-SSE to NNE-SSW trending tensional fractures dipping 60 to 88° towards the east and the west. In general these fractures are highly enlarged by dissolution.
- The **ninth stage** of deformation includes two types of structures: the first (S9a) is characterised by sinistral strike-slip reactivations of the previous NE-SW faults or dextral reactivation of the previous N-S faults. The second type (S9b) is represented by open fractures trending NE-SW and dipping 20-55° towards the northwest and the southeast.

4.3. Petrology and geochemistry

In the followings sections the petrographic and geochemical characteristics of the host rocks and fracture-related cements are summarized. In table 1 and table 2 the geochemical results (stable and radiogenic isotopes and elemental data) of the host rocks, sediments and cements described along the different studied domains are synthesized.

The host rocks

The *Gaià-Montmell and Garraf domains* are constituted by Upper Jurassic-Lower Cretaceous dolomites and Lower Cretaceous marine and lacustrine limestones. The dolomites crop out at the south-eastern part of the Gaià-Montmell domain, on the JM, CG and CV outcrops (Fig. 4). These dolomites correspond to the Garraf Upper Dolomites Formation of Thitonian-Berriasian age (Salas, 1987). The rocks are distributed in 0.3 to 1.5 meter-thick beds of grey dolomites, trending N40 and dipping 10° to the northwest. They are constituted by replacive dolomicrite to dolosparite (D0) with penetrative and destructive or non-destructive fabrics (Fig. 8A-B). Ooids ghosts of the original limestone are locally recognised. The crystals are anhedral to subhedral, 10 to 150 µm in size and show dull purple luminescence. The figures 9 and 10 show the cross-plots of stable and radiogenic isotopes of the host dolomites.

The marine limestones crop out in both the Gaià-Montmell and Garraf domains, on the RM, PM, Vi, SP, Ol and MF outcrops (Fig. 4). They belong to the Polacos Formation (Valanginian in age at RM and PM outcrops), the Morella Unit (Barremian in age at Vi and SP outcrops) and the Farreny limestone Formation (Lower Aptian in age at MF and Ol outcrops) (Salas, 1987; Albrich et al., 2006; Salas and Moreno, 2008). 1 to 4 meter-thick beds, dipping 30° to the northwest, constituted by grainstones, packstones and wackestones of calcareous red algae, bivalva (rudist, ostreids and chondrodonta), foraminifera (miliolids, orbitolines, nautiloculina and paleodyctioconus), gasteropoda, plates and spikes of echinoderm, corals, bryozoans and peloids (Fig. 8C). The bioclasts show red to orange luminescence.

The lacustrine limestones crop out at the Gaià-Montmell Domain, on the GFR outcrop (Fig. 4). The limestones correspond to the Barremian Cantaperdius Formation (Salas, 1987) and are arranged in 1 to 3 meter-thick beds, constituted by wackestone-packstone of charophyta, ostracoda and gasteropoda fragments displaying an orange luminescence (Fig. 8D). The strata are subvertical and in nearly each strata top there are roof brands and oxides, giving a yellowish tinge to the rock.

In both types of Lower Cretaceous carbonates, micrite envelopes (5 to 50 µm thick), mostly developed around bivalve shells, peloids and ooids, are attributed to microboring of organisms

Table 1: Oxygen, carbon and strontium isotopic compositions of the host rocks, sediments and cements identified within the Penedès half-graben and calculated temperatures based on the equation of Craig (1965) for calcites and Vasconcelos et al., 2005 for dolomites. RM: Riera de Marmellar; PM: Pla de Manlleu road; GFR: Guardiola de Font-Rubi road; Vi: Vilobí del Penedès; JM: Juncosa del Montmell road; CG: Casetes de Gomila; CV: Castellví; AD: Arbocàr de Dalt; PI: Pedrera Juliana; CT: Cantallops; CM: Can Mata; SP: Sant Pere de Ribes; MF: Mas Farreny; Ol: Olèrdola.

Filling stage		$\delta^{13}\text{C} / \text{\textperthousand}$	VPDB	$\delta^{18}\text{O} / \text{\textperthousand}$	VPDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}} / \text{\textperthousand}_{\text{SMOW}}$	(Tw=15°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}} / \text{\textperthousand}_{\text{SMOW}}$	(Tw=25°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}} / \text{\textperthousand}_{\text{SMOW}}$	(Tw=40°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}} / \text{\textperthousand}_{\text{SMOW}}$	(Tw=90°C)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Host dolomite (JM)	m	0,7	0,3		-1,5		0,7		3,6		10,7		-	-
	M	2,3	1,2		-0,5		1,7		4,5		11,7		-	-
Host dolomite (CG)	m	1,5	0,8		-1,0		1,2		4,0		11,2		0,70742	-
	M	0,9	-2,1		-4,0		-1,8		1,1		8,2		-	-
Host limestone (RM)	m	2,2	-1,1		-2,9		-0,8		2,1		9,3		-	-
	M	1,6	-1,6		-3,4		-1,3		1,6		8,8		-	-
Host limestone (JM)	m	-2	-3,7		-4,0		-1,7		1,3		9,0		-	-
	M	-1,2	-3,4		-3,7		-1,4		1,6		9,3		-	-
Host limestone (Ol)	m	-1,4	-3,6		-3,8		-1,5		1,4		9,2		0,70728	-
	M	-	-		-		-		-		-		-	-
Host limestone (MF)	m	-2,1	-5,7		-6,0		-3,7		-0,7		7,0		-	-
	M	3	-3,9		-4,1		-1,8		1,1		8,9		-	-
Host limestone (Ol)	m	4,7	-2,5		-2,7		-0,4		2,5		10,3		-	-
	M	4,1	-3,1		-3,3		-1,0		1,9		9,7		-	-
Host limestone (Ol)	m	0	-5,4		-5,6		-3,3		-0,3		7,4		-	-
	M	1,5	-4,5		-4,7		-2,5		0,5		8,3		-	-
Host limestone (SP)	m	1,0	-4,9		-5,2		-2,9		0,1		7,8		-	-
	M	-1	-5,5		-5,7		-3,4		-0,4		7,3		-	-
Host limestone (VI)	m	2,9	-3,2		-3,4		-1,1		1,8		9,6		-	-
	M	1,2	-4,5		-4,7		-2,4		0,5		8,3		-	-
Host limestone (GFR)	m	-5,8	-5,3		-5,6		-3,3		-0,3		7,4		-	-
	M	-4,0	-3,0		-3,2		-1,0		2,0		9,8		-	-
Cc0b (VI)	m	-5,0	-4,0		-4,3		-2,0		1,0		8,8		0,70747	-
	M	-5,8	-5,3		-5,6		-3,3		-0,3		7,4		-	-
Cc2a (RM, PM, GFR, VI, MF)	m	-4,0	-3,0		-3,2		-1,0		2,0		9,8		-	-
	M	-5,0	-4,0		-4,3		-2,0		1,0		8,8		-	-
Cc2b (Rm, GFR, SP, MF)	m	-6,3	-10,7		-11,0		-8,7		-5,7		2,0		-	-
	M	4,5	-5,9		-6,1		-3,8		-0,9		6,9		-	-
Cc2b (Rm, GFR, SP, MF)	m	-1,3	-8,9		-9,2		-6,9		-3,9		3,8		-	-
	M	-5,3	-9,5		-9,7		-7,4		-4,5		3,3		0,70754	-
Cc2b (Rm, GFR, SP, MF)	m	4,8	-5,8		-6,1		-3,8		-0,8		6,9		0,70805	-
	M	-0,7	-7,3		-7,5		-5,2		-2,3		5,5		0,70779	-

Table 1. (Continued)

Filling stage	$\delta^{13}\text{C} \text{\%}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} \text{\%}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{OW}} \text{\%SMOW}$ (Tw=15°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{OW}} \text{\%SMOW}$ (Tw=25°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{OW}} \text{\%SMOW}$ (Tw=40°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{OW}} \text{\%SMOW}$ (Tw=90°C)	$\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$
Cc2c (RM)	m -0,5	-8,0	-8,3	-6,0	-3,0	4,7	0,70752
n = 2	M 0,0	-6,2	-6,5	-4,2	-1,2	6,5	0,70757
Cc3 (RM, V)	mV -0,3	-7,1	-7,4	-5,1	-2,1	5,6	0,70755
n = 4	m -1,7	-8,4	-8,6	-6,3	-3,3	4,4	-
M -0,2	-6,7	-7,0	-4,7	-1,7	6,0	-	-
Cc4a (GFR)	mV -1,0	-7,7	-7,9	-5,6	-2,7	5,1	0,70757
n = 5	m -9,4	-5,4	-5,6	-3,3	-0,4	7,4	-
M -8,1	-4,9	-5,1	-2,8	0,2	7,9	-	-
mV -8,9	-5,1	-5,3	-3,0	-0,1	7,7	-	-
n = 6	m -3,6	-7,3	-7,6	-5,3	-2,3	5,5	-
M 1,2	-5,0	-5,2	-2,9	0,0	7,8	-	-
mV -1,2	-6,4	-6,7	-4,4	-1,4	6,3	-	-
Cc4a (MF)	m -1,4	-5,2	-5,4	-3,2	-0,2	7,6	-
n = 3	M 1,1	-3,3	-3,5	-1,2	1,8	9,5	-
mV -0,2	-4,2	-4,5	-2,2	0,8	8,5	-	-
Cc4a (GFR, SP, MF)	m -9,4	-7,3	-7,6	-5,3	-2,3	5,5	-
n = 14	M 1,2	-3,3	-3,5	-1,2	1,8	9,5	-
mV -3,5	-5,2	-5,4	-3,2	-0,2	7,6	-	-
Cc4b (GFR)	m -9,5	-5,4	-5,6	-3,3	-0,4	7,4	-
n = 3	M -7,0	-4,4	-4,6	-2,3	0,7	8,4	-
mV -8,4	-4,9	-5,1	-2,8	0,1	7,9	-	-
Cc4c (RM, GFR)	m -8,5	-6,3	-6,5	-4,2	-1,2	6,5	-
n = 2	M -7,3	-5,2	-5,4	-3,2	-0,2	7,6	-
mV -7,9	-5,7	-6,0	-3,7	-0,7	7,0	0,70791	-
Ds1 (CV)	m -3,2	-1,0	-2,8	-0,6	2,2	9,4	-
n = 5	M -2,0	-0,6	-2,4	-0,3	2,6	9,7	-
mV -2,8	-0,8	-2,6	-0,5	2,4	9,5	-	-
Dc1 (JM)	m -0,8	-2,3	-4,2	-2,0	0,9	8,0	-
n = 2	M 0,3	-1,3	-3,2	-1,0	1,9	9,0	-
mV -0,2	-1,8	-3,7	-1,5	1,4	8,5	-	-
Dc1 (CG)	m -0,7	-2,1	-4,0	-1,8	1,1	8,0	-
n = 11	M 0,3	-0,4	-2,2	-0,1	2,8	10,0	-
mV -0,2	-1,3	-3,1	-0,9	1,9	8,9	-	-
Dc1 (JM, CG)	m -0,8	-2,3	-4,2	-2,0	0,9	8,0	-
n = 13	M 0,3	-0,4	-2,2	-0,1	2,8	10,0	-
mV -0,2	-1,5	-3,3	-1,2	1,7	8,8	-	-

Table 1: (Continued)

	Filling stage	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰SMOW (Tw=15°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰SMOW (Tw=25°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰SMOW (Tw=40°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰SMOW (Tw=90°C)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
D2 (CV) n = 18	m	-1,0	-4,6	-6,6	-4,4	-1,5	5,6	-
	M	1,0	-0,7	-2,5	-0,4	2,5	9,7	-
	mv	-0,1	-2,5	-4,4	-2,2	0,7	7,8	-
Ds2 (CG) n = 5	m	-3,1	-1,8	-3,7	-1,5	1,4	8,5	-
	M	-1,5	-1,3	-3,2	-1,0	1,9	9,0	-
	mv	-2,5	-1,5	-3,4	-1,2	1,7	8,8	-
Ds2 (CV) n = 10	m	-4,2	-1,6	-3,4	-1,2	1,7	8,8	-
	M	-3,0	-0,8	-2,6	-0,4	2,4	9,6	-
	mv	-3,7	-1,2	-3,0	-0,8	2,0	9,2	0,70876
Ds2 (CG, CV) n = 15	m	-4,2	-1,8	-3,7	-1,5	1,4	8,5	-
	M	-1,5	-0,8	-2,6	-0,4	2,4	9,6	-
	mv	-3,0	-1,4	-3,2	-1,0	1,9	9,0	0,70876
Ds3 (CG, CV) n = 12	m	-2,0	-2,0	-3,9	-1,7	1,2	8,3	-
	M	0,1	0,7	-1,1	1,1	4,0	11,1	-
	mv	-1,2	-0,3	-2,1	0,0	2,9	10,1	0,78855
Cs2 (OI) n = 6	m	-5,4	-7,0	-7,3	-5,0	-2,0	5,7	-
	M	-2,6	-3,8	-4,0	-1,7	1,3	9,0	-
	mv	-3,8	-5,0	-5,2	-3,0	0,0	7,8	-
Cc5a (OI) n = 1	m	-	-	-	-	-	-	-
	M	-	-	-	-	-	-	-
	mv	-5,4	-6,2	-6,4	-4,1	-1,2	6,6	-
Cs3 (OI) n = 2	m	-5,1	-5,9	-6,1	-3,8	-0,9	6,9	-
	M	-4,4	-5,0	-5,2	-2,9	0,0	7,8	-
	mv	-4,7	-5,4	-5,7	-3,4	-0,4	7,3	-
Cc5b (OI) n = 1	m	-	-	-	-	-	-	-
	M	-	-	-	-	-	-	-
	mv	-4,3	-6,9	-7,1	-4,8	-1,8	5,9	-
Cc6 (RM, GFR, Vf) n = 14	m	-9,1	-8,2	-8,5	-6,2	-3,2	4,5	-
	M	-3,9	-4,9	-5,1	-2,9	0,1	7,9	-
	mv	-6,9	-6,3	-6,6	-4,3	-1,3	6,4	-
Ds4 (JM) n = 7	m	-8,7	-5,8	-7,8	-5,6	-2,7	4,4	-
	M	-5,3	-4,0	-5,9	-3,7	-0,8	6,3	-
	mv	-6,6	-4,9	-6,8	-4,6	-1,8	5,4	-
Cc7a (JM) n = 6	m	-8,3	-7,0	-7,3	-5,0	-2,0	5,7	-
	M	-7,7	-6,4	-6,7	-4,4	-1,4	6,3	-
	mv	-8,1	-6,8	-7,0	-4,7	-1,8	6,0	-

Table 1: (Continued)

	Filling stage	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ ‰	$\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$
		VPDB	(Tw=15°C)	(Tw=25°C)	(Tw=40°C)	(Tw=90°C)	(Tw=90°C)	
Cs5 (CV) n = 3	m	-7,8	-8,6	-8,9	-6,6	-3,6	4,1	-
	M	-7,6	-8,5	-8,8	-6,5	-3,5	4,2	-
	mν	-7,7	-8,6	-8,8	-6,5	-3,6	4,2	-
Cc7b (CV) n = 3	m	-7,9	-8,8	-9,0	-6,7	-3,8	4,0	-
	M	-7,8	-8,1	-8,3	-6,0	-3,1	4,7	-
	mν	-7,8	-8,4	-8,7	-6,4	-3,4	4,3	-
Cc7c (CV) n = 5	m	-7,9	-8,4	-8,6	-6,3	-3,4	4,4	-
	M	-7,7	-8,1	-8,4	-6,1	-3,1	4,6	-
	mν	-7,8	-8,3	-8,5	-6,2	-3,3	4,5	0,70810
Cc8a (GFR, MF, SP) n = 14	m	-9,8	-7,2	-7,5	-5,2	-2,2	5,5	-
	M	-4,8	-4,1	-4,3	-2,0	0,9	8,7	-
	mν	-7,6	-5,4	-5,7	-3,4	-0,4	7,4	-
Cc8b & orange pisoliths (GFR) n = 8	m	-10,3	-7,1	-7,3	-5,1	-2,1	5,7	-
	M	-8,5	-4,4	-4,7	-2,4	0,6	8,3	-
	mν	-9,2	-5,2	-5,4	-3,1	-0,1	7,6	-
Clasts of LCC (AD) n = 6	m	1,0	-5,4	-5,7	-3,4	-0,4	7,3	-
	M	4,5	-2,7	-2,9	-0,6	2,4	10,1	-
	mν	2,5	-3,7	-4,0	-1,7	1,3	9,0	-
Cg1 (AD) n = 4	m	-5,3	-5,4	-5,6	-3,3	-0,4	7,4	-
	M	-3,3	-4,5	-4,7	-2,4	0,5	8,3	-
	mν	-4,3	-4,9	-5,2	-2,9	0,1	7,8	-
MTC-Bellvei facies (PJ, CF) n = 2	m	-4,9	-4,2	-4,4	-2,1	0,8	8,6	-
	M	-2,8	-3,2	-3,4	-1,1	1,8	9,6	-
	mν	-3,8	-3,7	-3,9	-1,6	1,3	9,1	-
MTC-Castellet facies (CT) n = 4	m	-5,3	-6,2	-6,4	-4,2	-1,2	6,6	-
	M	-1,4	-4,1	-4,3	-2,0	1,0	8,7	-
	mν	-3,2	-5,0	-5,3	-3,0	0,0	7,7	-
MTC-Torrelletes facies (CM) n = 1	m	-	-	-	-	-	-	-
	M	-	-	-	-	-	-	-
	mν	-5,7	-7,6	-7,8	-5,5	-2,6	5,2	-
Cc9a (PJ, AD, CT, CM) n = 7	m	-6,5	-7,0	-7,2	-5,0	-2,0	5,8	-
	M	-2,5	-3,4	-3,7	-1,4	1,6	9,3	-
	mν	-4,5	-5,3	-5,6	-3,3	-0,3	7,4	-
Cc9b (PJ) n = 1	m	-	-	-	-	-	-	-
	M	-	-	-	-	-	-	-
	mν	-6,1	-4,5	-4,8	-2,5	0,5	8,2	-

4. Results

Table 1: (Continued)

	Filling stage	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{Ow}_{\text{TPW=15°C}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{Ow}_{\text{TPW=25°C}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{Ow}_{\text{TPW=40°C}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{Ow}_{\text{TPW=90°C}}\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Dc3 (CV)	m	-2,3	-1,2	-3,0	-0,9	2,0	9,2	-
n = 3	M	-1,7	0,1	-1,6	0,5	3,4	10,6	-
	mv	-2,0	-0,4	-2,2	-0,1	2,8	10,0	-
Cc10 (CV)	m	-7,5	-9,0	-9,3	-7,0	-4,0	3,7	-
n = 10	M	-6,7	-7,5	-7,7	-5,5	-2,5	5,3	-
	mv	-7,1	-8,5	-8,8	-6,5	-3,5	4,2	0,70829
Cc11a (AD, CM, GFR)	m	-9,3	-5,2	-5,4	-3,1	-0,2	7,6	-
n = 4	M	-6,6	-4,6	-4,9	-2,6	0,4	8,1	-
	mv	-7,9	-4,9	-5,1	-2,8	0,1	7,9	-
Cc11b (CM, GFR)	m	-9,5	-5,7	-5,9	-3,6	-0,6	7,1	-
n = 2	M	-7,8	-5,5	-5,7	-3,4	-0,5	7,3	-
	mv	-8,6	-5,6	-5,8	-3,5	-0,6	7,2	-
Cc11d (JM)	m	-	-	-	-	-	-	-
n = 1	M	-	-	-	-	-	-	-
	mv	-11,3	-5,1	-5,4	-3,1	-0,1	7,6	-
Cg2	m	-10,1	-6,2	-6,5	-4,2	-1,2	6,5	-
n = 8	M	-9,3	-4,8	-5,0	-2,7	0,2	8,0	-
	mv	-9,7	-5,5	-5,8	-3,5	-0,5	7,3	-
Cc12a (GFR)	m	-9,7	-5,4	-5,6	-3,3	-0,4	7,4	-
n = 3	M	-9,0	-5,1	-5,4	-3,1	-0,1	7,6	-
	mv	-9,3	-5,3	-5,5	-3,2	-0,2	7,5	0,70825
Cs6 (MF)	m	-	-	-	-	-	-	-
n = 1	M	-	-	-	-	-	-	-
	mv	-9,6	-4,1	-4,3	-2,0	0,9	8,7	-
Cc6 (JM)	m	-	-	-	-	-	-	-
n = 1	M	-	-	-	-	-	-	-
	mv	-8,0	-6,9	-7,1	-4,8	-1,8	5,9	-
Cc12b (GFR, Vf, SP, JM, CV, CM)	m	-10,5	-8,8	-9,0	-6,7	-3,8	4,0	-
n = 30	M	-6,9	-4,6	-4,8	-2,5	0,4	8,2	-
	mv	-8,4	-6,6	-6,9	-4,6	-1,6	6,1	-

n: number of analysis; m: minimum value; M: maximum value; mv: mean value

Table 2: Synthesis of the elemental composition of the host rocks, sediments and cements identified within the Penedès half-graben and calculated Mg/Ca, Sr/Ca, Mg/Ca and Ca/Fe molar ratios of the parent fluid applying the distribution coefficient equation. RM: Riera de Marmellar; GFR: Guardiola de Font-Rubí road; Vi: Vilobí del Penedès; JM: Juncosa del Montnill road; CG: Casetes de Comilia; CV: Castellví; PJ: Pedrera Julianà; SP: Sant Pere de Ribes; MF: Mas Farreny.

Filling stage	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Molar ratio Sr/Ca (a)	Molar ratio Mg/Ca (b)	Molar ratio Mg/Ca (c)	Molar ratio Sr/Ca (d)	Molar ratio Sr/Ca (e)	Molar ratio Ca/Fe (f)
Host dolomite (JM, CG, CV) n = 88	12,03	21,30	0	0	0	129	0,00763	-	-	-	-	-
	M 13,57	23,68	921	188	2306	1148	0,07425	-	-	-	-	-
	mv 12,80	22,06	243	36	359	727	0,04639	-	-	-	-	-
Host limestone (GFR) n = 13	m 0,11	38,34	<d.l.	<d.l.	341	-	0,37443	0,03863	0,01507	0,00509	-	-
	M 0,43	40,25	264	176	3177	941	-	1,48125	0,15284	0,03962	0,01337	14046,08
	mv 0,28	39,19	-	-	533	-	0,96772	0,9985	0,02296	0,00775	-	-
Host limestone (RM, Vi) n = 5	m 0,23	38,82	<d.l.	<d.l.	168	403	0,78225	0,08071	0,01720	0,00581	151,79	-
	M 0,30	39,7	256	174	714	704	-	1,04479	0,10780	0,03016	0,01018	659,22
	mv 0,26	39,36	-	-	395	557	0,89167	0,09200	0,02393	0,00808	375,23	-
Cc0a (RM, GFR, Vi) n = 11	m 0,10	39,10	<d.l.	<d.l.	<d.l.	200	0,33299	0,03436	0,00863	0,00291	-	-
	M 0,74	40,2	429	307	1726	1423	-	2,59723	0,26799	0,06167	0,02081	9096,00
	mv 0,31	39,54	-	-	607	-	1,07243	0,11066	0,02610	0,00881	-	-
D1 (RM, GFR) n = 10	m 0,07	38,82	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	0,24091	0,02486	-	-	-	-
	M 0,64	40,06	285	411	2311	471	-	2,22664	0,22975	0,01994	0,00673	1336,68
	mv 0,26	39,55	-	-	-	-	0,90307	0,09318	-	-	-	-
Cc0b (RM, GFR, MF) n = 13	m 0,02	39,76	<d.l.	<d.l.	438	-	0,07693	0,00794	0,01867	0,00630	-	-
	M 0,34	40,4	95	75	172	1056	-	1,18653	0,12243	0,04430	0,01495	2942,00
	mv 0,14	40,06	-	-	741	-	0,47605	0,04912	0,03129	0,01056	-	-
Cc1a (RM, GFR, Vi) n = 15	m 0,07	38,99	<d.l.	<d.l.	294	-	0,23818	0,02458	0,01278	0,00431	-	-
	M 0,55	40,2	373	449	3118	755	-	1,90649	0,19671	0,03275	0,01105	1538,00
	mv 0,21	39,64	-	-	486	-	0,73899	0,07625	0,02083	0,00703	-	-
Cc2a (RM, GFR, Vi, MF) n = 15	m 0,03	38,74	<d.l.	<d.l.	187	<d.l.	0,11066	0,1142	-	-	55,42	-
	M 0,52	40,10	180	413	1960	2006	-	1,82670	0,18848	0,08477	0,02861	598,66
	mv 0,33	39,30	-	-	1336	-	1,16409	0,12011	-	-	150,03	-
Cc2b (RM, GFR, Vi, MF) n = 29	m <d.l.	38,79	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	-	-	-	-	-	-
	M 0,34	40,44	319	385	1877	1046	-	1,20633	0,12447	0,04386	0,01480	111002,00
	mv -	39,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc3 (RM) n = 1	m -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	M -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	mv -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc4a (GFR) n = 16	m <d.l.	39,25	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	-	-	-	-	-	-
	M 0,18	40,15	447	59	811	375	-	0,63757	0,06579	0,01602	0,00541	4804,63
	mv -	39,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc4b (GFR) n = 12	m <d.l.	39,46	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	-	-	-	-	-	-
	M 0,26	40,6	228	312	247	535	-	0,89946	0,09281	0,02268	0,00765	942,00
	mv -	40,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Table 2: (Continued)

Filling stage	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Molar ratio Sr/Ca (a)	Molar ratio Mg/Ca (b)	Molar ratio Mg/Ca (c)	Molar ratio Sr/Ca (d)	Molar ratio Sr/Ca (e)	Molar ratio Ca/Fe (f)
Cc4c (GFR) n = 5	m 0,09 M 0,20 mv 0,15	39,15 40,85 40,01	< d.l. 128 -	79 0 -	< d.l. 105 0 0	293 5908 375	- - 364	0,30495 0,69979 0,05240	0,03146 0,07221 -	0,01254 0,00423 -	- - -	3903,07
Ds1 (JM, CV) n = 5	m 11,40 M 13,32 mv 12,66	21,27 24,43 22,12	0 1316 174	0 375 73	0 0 1061	5908 1228 729	0,02684 0,06466 0,04546	- - -	- - -	- - -	- - -	-
Dc1 (JM, CG, CV) n = 12	m 11,40 M 13,32 mv 12,68	21,27 23,89 22,06	0 1316 169	0 375 70	0 0 1040	5908 954 720	0,00573 0,06836 0,04264	- - -	- - -	- - -	- - -	-
D2 (CG, CV) n = 18	m - M - mv -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	-	
Ds2 (CG, CV) n = 11	m 10,60 M 13,12 mv 11,71	21,78 24,90 23,37	0 1130 297	0 364 72	0 6927 1399	52 1250 726	177 0,00584 0,03166	- 0,05316 -	- -	- -	- -	-
Dc2 (CG, CV) n = 6	m 10,62 M 12,00 mv 11,36	23,68 24,72 24,28	258 476 396	75 211 146	218 2025 911	453 726 574	0,01604 0,02595 0,02052	- - -	- - -	- - -	- - -	-
Ds3 (CG, CV) n = 14	m 10,73 M 12,35 mv 11,50	22,35 24,43 23,64	0 484 252	0 346 73	76 2866 950	237 1228 736	0,00792 0,06390 0,03016	- - -	- - -	- - -	- - -	-
Cc6 (RM, Vf) n = 9	m 0,01 M 0,16 mv 0,08	40,14 40,7 40,35	< d.l. 141 -	< d.l. 112 -	< d.l. 651 -	154 -	0,03271 0,053912 0,02695	0,00338 0,05563 0,01375	0,00650 0,02736 0,00464	- 0,00923 -	0,00219 3903,00	
Cs4 (RM) n = 3	m 0,10 M 0,18 mv 0,14	39,40 40,24 39,84	< d.l. 110 -	< d.l. 23 -	1289 2009 1663	246 382 308	0,35574 0,63321 0,46728	0,03671 0,06534 0,04821	0,01036 0,01621 0,01308	0,00350 0,00547 0,00867	54,75 86,48 69,56	
Cc7a (JM) n = 8	m 0,12 M 0,27 mv 0,28	39,39 40,21 39,54	0 312 174	0 35 41	0 255 1087	0 482 398	0,93569 0,38671 0,62892	0,17048 0,16573 0,41979	0,02074 0,00484 0,01707	0,00700 0,00163 0,00576	11227 0 5614	
Cs5 (CV) n = 3	m 0,19 M 0,36 mv 0,46	39,10 40,01 39,32	93 310 161	0 128 69	212 28856 153	686 1,24313 1068	0,67280 0,53277 1,64679	0,28834 0,02906 0,68434	0,00468 0,00981 0,04602	0,03046 39 0,01553	515 39 3950	
Cc7b (CV) n = 3	m - M - mv -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	-	
Cc7c (CV) n = 6	m - M - mv -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	-	

Table 2: (Continued)

	Filling stage	Mg (%)	Ca (%)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Molar ratio Sr/Ca (a)	Molar ratio Mg/Ca (b)	Molar ratio Mg/Ca (c)	Molar ratio Sr/Ca (d)	Molar ratio Sr/Ca (e)	Molar ratio Ca/Fe (f)
Cc8a (GFR) n = 25	m < d.l.	39,13	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	-	-	1,88347	0,19124	0,02453	0,00828	-
	M 0,53	40,5	220	103	1748	578	-	-	-	-	-	-	1311,00
	mv -	39,63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orange pisoliths n = 4	m 0,05	38,96	< d.l.	< d.l.	462	< d.l.	-	0,17682	0,01825	-	-	-	52,90
	M 0,16	40,56	150	51	2056	255	-	0,56487	0,05828	0,01094	0,00369	-	239,35
	mv 0,11	39,69	-	-	1095	-	-	0,39518	0,04077	-	-	-	154,27
Cc8b (GFR) n = 13	m < d.l.	39,42	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	-	-	0,87474	0,09026	0,01394	0,00470	-
	M 0,25	40,58	160	92	125	332	-	-	-	-	-	-	4128,00
	mv -	40,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc9a (PJ) n = 9	m 0,07	39,05	13	0	84	49	-	0,23433	0,10043	0,00213	0,00072	1298	-
	M 0,42	40,13	185	164	478	455	-	1,45586	0,62266	0,01921	0,00648	234	-
	mv 0,23	39,64	121	60	238	232	-	0,81379	0,34877	0,00990	0,00334	466	-
Dc3 (CG, CV) n = 3	m 10,95	22,52	0	0	16	115	0,004768	-	-	-	-	-	-
	M 12,19	24,49	611	406	3197	1071	0,039275	-	-	-	-	-	-
	mv 11,50	23,75	282	112	484	674	0,025944	-	-	-	-	-	-
Cc10 (CG, CV) n = 11	m 0,11	38,59	0	0	0	1126	-	0,38066	0,16314	0,04815	0,01625	-	-
	M 0,82	40,23	211	68	1103	1510	-	2,90118	1,24336	0,06631	0,02238	1904	-
	mv 0,39	39,45	83	19	182	1304	-	1,35186	0,57937	0,05606	0,01892	952	-
Cc11a (GFR) n = 2	m 0,13	39,41	0	0	0	0	-	0,46717	0,20021	0	0	0	-
	M 0,56	40,28	262	253	655	519	-	1,92078	0,82319	0,02184	0,00737	9371	-
	mv 0,35	39,73	89	46	153	317	-	1,21922	0,52252	0,01348	0,00455	4685	-
Cc12a (GFR) n = 5	m 0,13	40,08	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	-	0,45372	0,04682	-	-	-	-
	M 0,19	40,5	215	175	210	333	-	0,66774	0,06890	0,01401	0,00473	1561,00	-
	mv 0,17	40,28	-	-	-	-	-	0,56808	0,05862	-	-	-	-
Cs6 (JM) n = 8	m < d.l.	39,16	< d.l.	< d.l.	124	< d.l.	-	-	-	-	-	-	67,47
	M 0,18	39,9	373	77	1643	361	-	0,62609	0,06460	0,01532	0,00517	898,64	-
	mv -	39,60	-	-	677	-	-	-	-	-	-	-	383,73
Cc12b (GFR, JM, CG, Vf) n = 28	m 0,07	39,50	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	-	0,24461	0,02524	-	-	-	-
	M 0,69	40,6	4246	809	353	500	-	2,37075	0,24462	0,02125	0,00717	15898,00	-
	mv 0,25	40,01	-	-	-	-	-	0,86727	0,08949	-	-	-	-

n: number of analysis; m: minimum value; M: maximum value; mv: mean value; < d.l.: below detection limit

a: KSrd10) = 0,0118 at 25°C (Vanenkamp and Swart, 1990)

b: KMg= 0,012 at 25°C (Mucci, 1987)

c: KMg= 0,1163 at 90°C (Katz, 1973)

d: KSr= 0,07 at 25°C (Lorans, 1981)

e: KSi= 0,08 at 100-150°C (Kinsman, 1969)

f: KFe= 5 at 25°C (Tucker and Wright, 1990)

4. Results

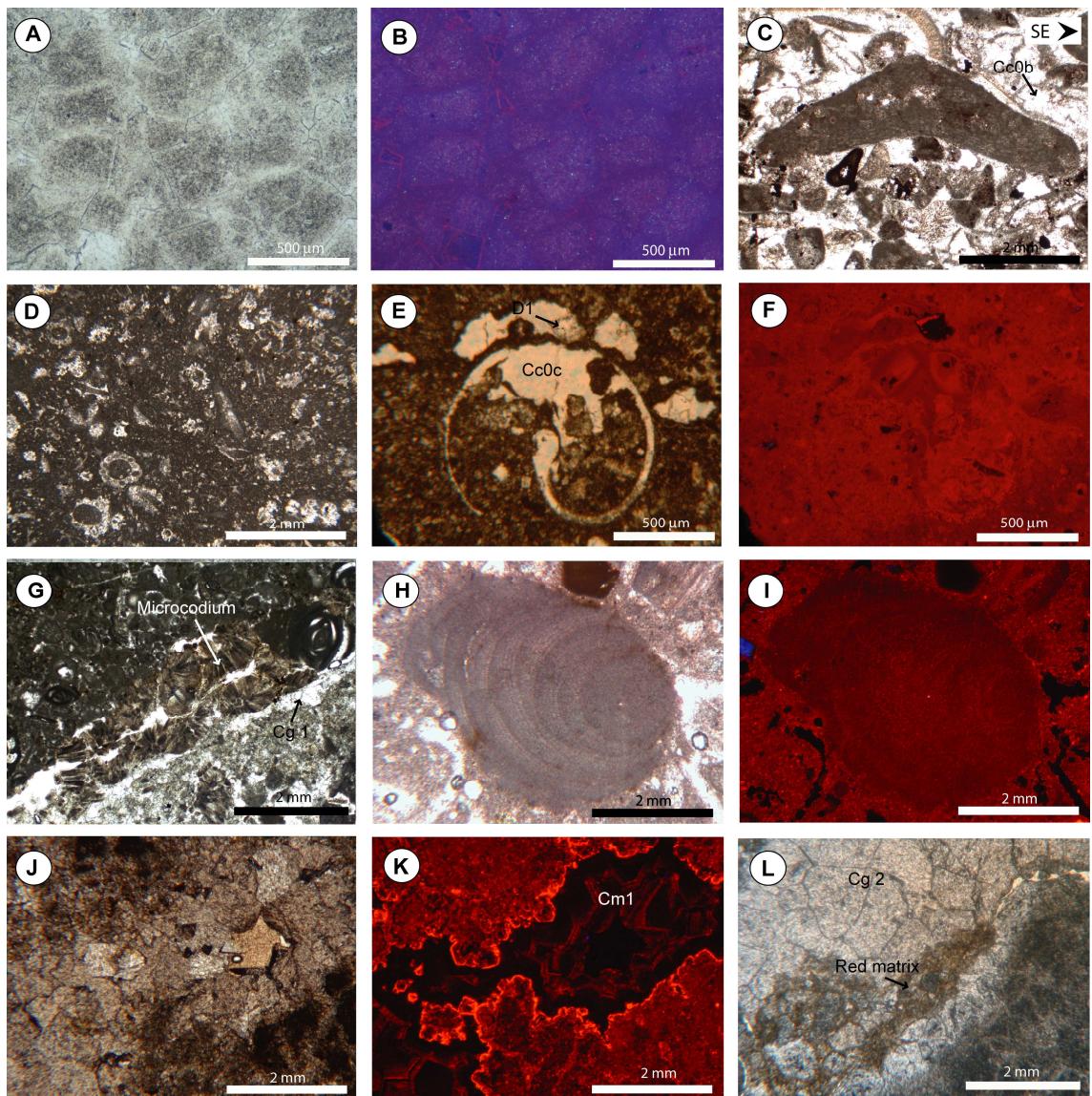


Figure 8: Microphotographs of the host rocks: (A and B) Dolosparite with penetrative and destructive fabric constituting the Upper Jurassic Lower Cretaceous host dolomite under (A) optical and (B) cathodoluminescence microscope; (C) Grainstone of foraminifera, bivalve, corals plates and spikes of echinoderms cemented by Cc0b calcite cement constituting the Lower Cretaceous marine host limestones; (D) Packstone of charophyta, gasteropoda and ostracoda constituting the Lower Cretaceous lacustrine host limestones; (E and F) Moldic and vug porosity filled by micrite and the calcite cement Cc0b showing geopetal disposition; Romboedral crystals (D1) related to an incipient process of dolomitization under (E) optical and (F) cathodoluminescence microscope; (G) Microcodium within the matrix of the lower continental complexes and blocky calcite Cg1 cementing the conglomerates; (H and I) Wackestone of rodoliths constituting the Bellvei Facies under (H) optical and (I) cathodoluminescence microscope; (J and K) Torrelletes facies cemented by Cm1 under (J) optical and (K) cathodoluminescence microscope; (L) Upper continental complexes cemented by the non-luminescent blocky calcite cement Cg2.

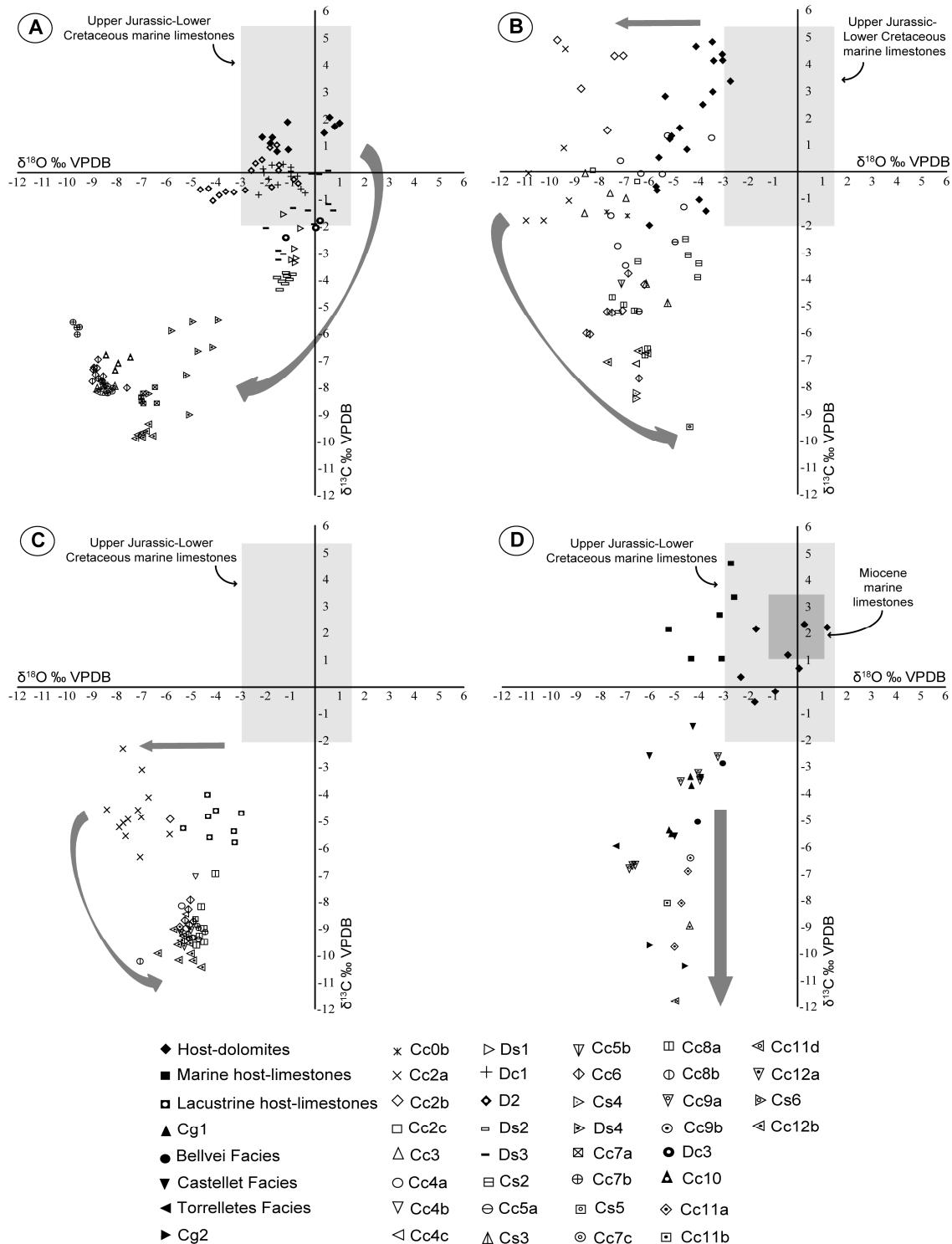


Figure 9: $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ cross-plot of the host rocks and fracture filling sediments and cements. (A) Values within the Jurassic host dolomites; (B) Values within the Lower Cretaceous marine host limestones; (C) Values within the Lower Cretaceous lacustrine host limestones; (D) Values within the Miocene host carbonates and siliciclastics. The grey boxes show the literature $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of marine carbonates reported by Jones, 1992 and Jones et al., 1994.

4. Results

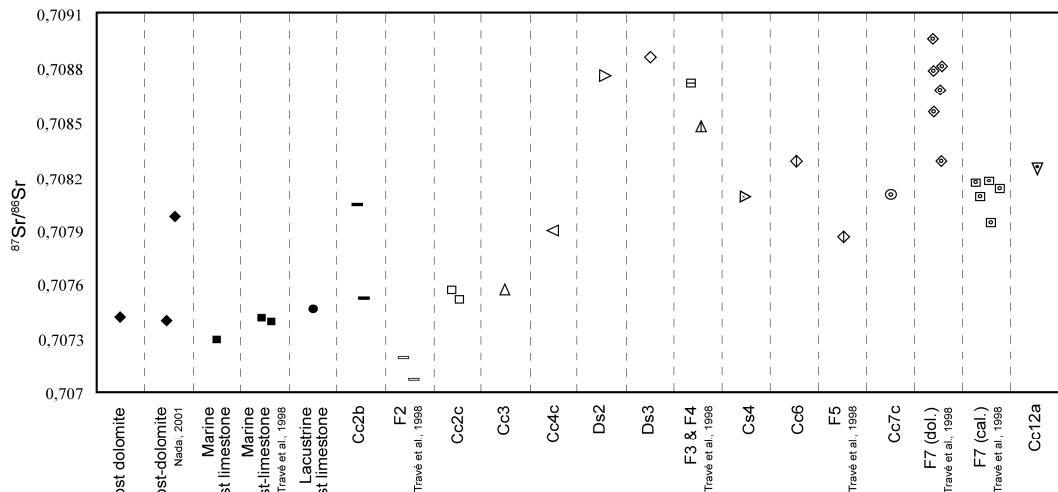


Figure 10: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of host rocks and fracture fillings.

living near the sediment-water interface (Pruser, 1969; Pittman, 1971). Two early calcite cements precipitated: syntaxial cement (Cc0a) overgrowing the echinoderm fragments and anhedral crystals, 5 to 10 μm in size, filling interparticle porosity (Cc0b). Both cements show red to orange luminescence. Due to the aragonite dissolution, moldic and vug porosity was formed. This porosity was partially filled by micrite and the remaining porosity was occluded by the calcite cement Cc0c showing geopetal disposition (Fig. 8E-F). This cement corresponds to euhedral crystals, 100 to 250 μm in size, featuring a blocky texture and show a zonated red to orange luminescence. The limestones are brecciated (probably during the initial fluid leak of the sediment) giving weak differences in luminescence and are affected by an incipient process of dolomitization (D1). The dolomitization process is characterized by the presence of individualized non-luminescent rombohedral crystals, 100 to 200 μm in size (Fig. 8E-F). Locally the nucleus of rombohedral crystals show a dull orange luminescence. The dolomite crystals have been calcitized. Stylolites, sub-parallel to the stratification, are attributed to the progressive compaction during this early stage. Figures 9 and 10 show the cross-plots of stable and radiogenic isotopes of the host limestones.

The **Central Penedès domain** is constituted by Miocene detritic and carbonate rocks corresponding to the lower continental complexes, marine to transitional complexes and upper continental complexes (Fig. 6):

The lower continental complexes (LCC) consist of subhorizontal stratified clast-supported conglomerates. The clasts are heterometric, 1 to 60 cm in size, sub-rounded, and consist of wackestones and packstones of orbitolinids, miliolids, peloids, bivalves and dasycladaceae eroded from the Lower Cretaceous and dolomitic clasts eroded from the Jurassic. The conglomerate matrix contains microcodium (Fig. 8G). The conglomerates are cemented by non-luminescent anhedral to euhedral calcite crystals, 50 to 500 μm in size, featuring a blocky texture (Cg 1).

The marine to transitional complexes (MTC) have been studied on 5 outcrops located on three different facies deposited in reef, proximal slope and ramp environments (Permyer, 1982; Macpherson, 1994): 1) The Bellvei facies consist of mudstone, wackestone and packstone of corals, rodoliths, oysters, bivalva and gastropoda (Fig. 8H-I), distributed into 2 to 4 meters-thick beds, trending N25 and dipping 10° to the northwest. This rock is characterized by a white colour, from 20 to 30% of vug porosity and low permeability (Permyer, 1982), displaying a chalky aspect which has been related to the Amposta Chalk reservoir (Klimowitz et al., 2005); 2) The Castellet facies consists of white wackestones and packstones of corals, rodoliths, oysters, bivalva and gastropoda, distributed into 2 to 3 meter-thick beds, trending N55 and dipping 10° to the northwest; 3) The Torrelletes facies consist of cemented yellow to grey, locally reddish, wackestone and packstone of oysters, bivalva and gastropoda with abundant detritic components, distributed into 0,5 to 3 meter-thick beds, trending N85 and dipping 15° to the south. The vug porosities are filled by a first generation of ferroan oxides followed by euhedral calcite crystals, 100 to 550 µm in size, showing a zoned luminescence from bright orange to non-luminescent to red-zoned luminescent (Cm1) (Fig. 8J-K).

The upper continental complexes (UCC) consist of clast-supported conglomerates arranged into 0,5 to 3 meter-thick beds, trending N20 and dipping 44° to the northwest. The clasts are heterometric, sub-angular, 0,1 to 2 cm in size and correspond to reworked fragments eroded from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous dolomites. Two types of dolomites form the fragments: 60% of the dolomitic clasts are anhedral to subhedral dolomite crystals, 10 to 100 µm in size, showing dull purple luminescence and 40% are subhedral to euhedral dolomite crystals, 100 to 200 µm in size, showing bright orange to red luminescence. The red matrix consists of dolomite, ankerite, quartz, hematite, kaolinite, illite, illite/smectite and chlorite. The conglomerate is cemented by non-luminescent euhedral calcite crystals, 100 to 300 µm in size, featuring a blocky texture (Cg 2) (Fig. 8L).

Fracture fillings

Related to the fractures several generations of cements, internal sediments, stylolite planes and breccias attest to different fluids circulating at different deformation stages of the basin development (Table 3, Fig. 9 and 10). Based on the field descriptive classification of Morrow (1982) (Fig. 2), two types of breccias have been identified, those related to the fault zones and those related to karstic dissolution, collapse and cavity infilling.

Deformation stage 1: cement Cc1

The micro-fractures S1a display irregular walls and are between 25 and 50 µm in width. They are filled by the cement Cc1a constituted by subhedral, non-luminescent to bright orange

4. Results

Table 3: Summary table of deformation stages and the diagenetic processes recognised within the studied domains. RM: Riera de Mammellar; PM: Pla de Manlleu road; GFR: Guardiola de Forn-Rubí road; Vi: Vilobí del Penedès; JM: Juncosa del Montmell road; CG: Casetes de Gomila; CV: Castellví; AD: Arboçar de Dalt; LG: Les Gunyoles; PJ: Pedrera Juliana; CF: Calafell; ARB: l'Arboçar; CT: Cantallops; CM: Can Mata; SP: Sant Pere de Ribes; MF: Mas Farreny; Ol: Olèrdola.

Table 3: (Continued)

Garraf-Montmell Domain							Central Penedès Domain							Garraf Domain				Deformation stages & diagenetic products			
RM	FM	GFR	Vi	JM	CG	CV	AD	LG	PJ	CF	ARB	CT	CM	SP	MF	OI					
*		*	*	*	*	*								*	*	*	DS5b: random fractures				
*		*	*	*	*	*								*	*	*	B4b, B4c, Ds2, Dc2 & Ds3				
							*	*	*					*	*	*	Cs2, Cc5a, Cs3, Cc5b & B4d				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	DS6a: NE-SW to NW-SW subvertical tensional fractures				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	Cc6 & Cs4				
							*	*	*					*	*	*	DS6b: NE-SW major extensional faults				
							*	*	*					*	*	*	B5a, B5b, B5c, Ds4, Cc7a, Cs5, Cc7b & Cc7c				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	B6a, B6b, Cc8a, Cc8b & orange pisoliths				
							*	*	*					*	*	*	Lower continental complexes (LCC) & Cg1				
							*	*	*					*	*	*	Marine to transitional complexes (MTC) & Cm1				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	DS7a: NE-SW minor extensional faults				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	B7 striated oxides & Cc9a				
							*	*	*					*	*	*	DS7b: Dextral strike-slip reactivation of S7a fractures				
							*	*	*					*	*	*	Cc9b				
							*	*	*					*	*	*	Upper continental complexes (UCC) & Cg2				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	DS8a: N-S extensional faults				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	D3, Dc3 & Cc10				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	DS8b: NNW-SSE to NNE-SSW tensional fractures				
*	*	*	*	*	*	*								*	*	*	Cc11a & Cc11b				
							*	*	*					*	*	*	B8 Cc11c & Cc11d				

Table 3: (Continued)

Gaia-Montmell Domain							Central Penedès Domain							Garraf Domain				Deformation stages & diagenetic products			
RM	FM	GFR	Vi	JM	CG	Cv	AD	LG	PJ	CF	ARB	CT	CM	SP	MF	OI					
*				*								*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
*				*														*	*		
*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	
*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	
*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	

DS9a: Strike-slip reactivations of S6, S7 & S8 fractures
Cc12a
DS9b: NE-SW open fractures
General dissolution & Cs6, Cc12b

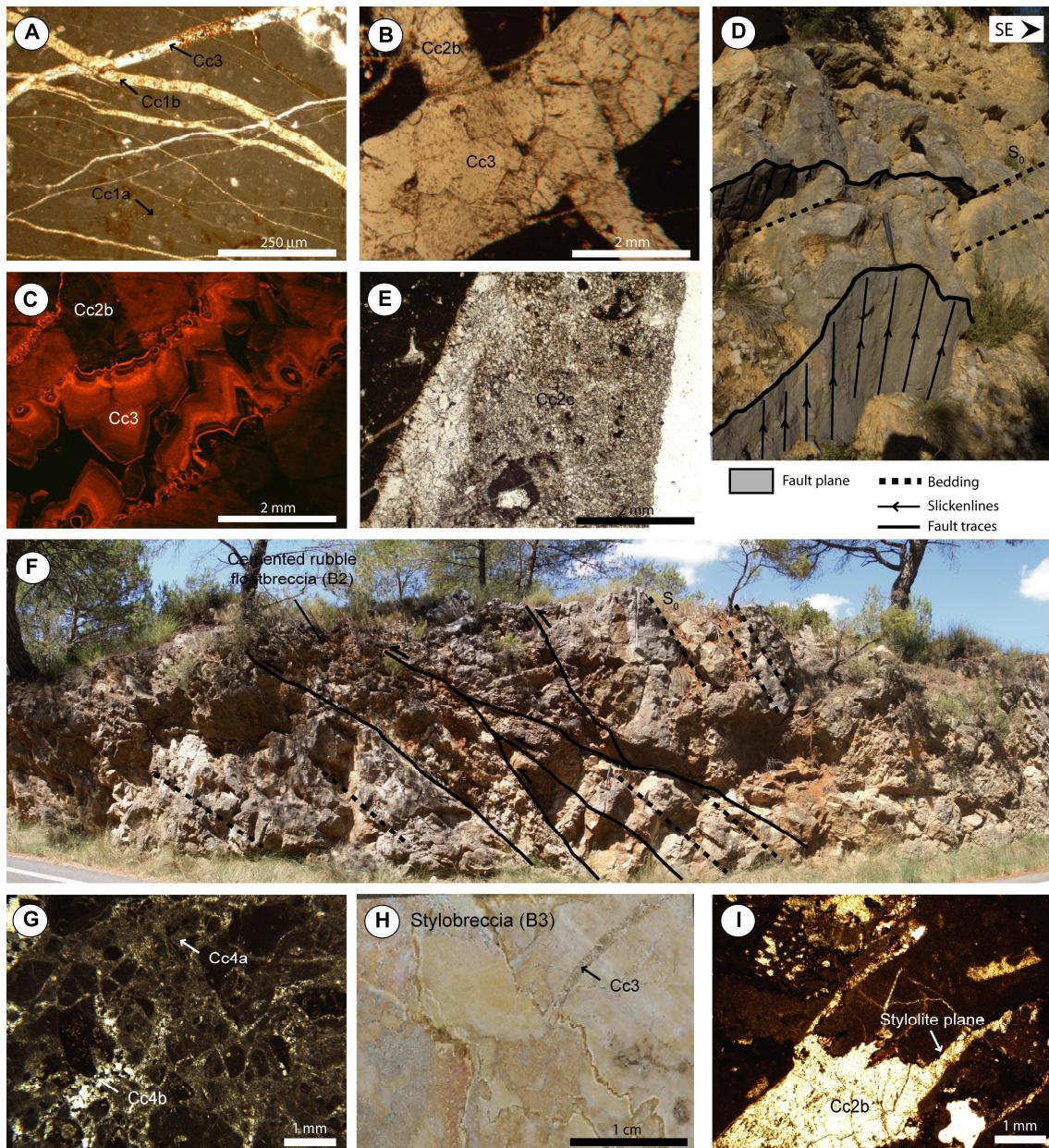


Figure 11: Field photos and microphotographs of deformation stages 1 to 4: (A) S1a, S1b and S3 fractures filled by Cc1a, Cc1b and Cc3 respectively; (B and C) S2a and S3 fractures filled by Cc2b and Cc3 respectively under (B) optical and (C) cathodoluminescence microscope; (D) Slip surface on outcrop of S2b fractures, corresponding to tilted extensional faults; (E) Optical photo of the cataclasis of Cc2c calcite cement; (F) Field photo of Pla de Manlleu outcrop (PM) showing the main compressional faults (S4); (G) Optical microphotograph of cemented rubble floatbreccia B2 cemented by Cc4a and Cc4b; (H) Hand-specimen photo of randomly-oriented stylolites giving a pseudo-nodular texture to the rock (stylobreccia, B3); (I) Optical microphotograph showing the S2a fractures affected by stylolites.

luminescent zoned crystals, 5 to 10 µm in size, forming up to a 10 µm thick rim in one of the fracture walls (Fig. 11A).

The micro-fractures S1b are 25 to 100 µm in width with straight walls. They are filled by the cement Cc1b constituted by euhedral, dull-orange luminescent crystals, 10 to 15 µm in size, forming a mosaic fabric (Fig. 11A).

Deformation stage 2: cement Cc2

The tension fractures S2a (Fig. 7) are 500 µm to 5 cm wide, with straight walls and are totally occluded by two generations of calcite cements: the first generation (Cc2a) consists of milky subhedral crystals, 300 µm to 1,5 mm in size and the second generation (Cc2b) consists of translucent euhedral crystals, 100 µm to 1,5 mm in size (Fig. 11B-C). In both cases the crystals are red dull luminescent, show a cloudy appearance due to abundant solid inclusions and mechanical twin planes and display a drusy texture.

The extensional faults S2b (Fig. 7) develop fault cores up to 0.5 meter-thick constituted by an incipient cemented crackle packbreccia (B1) (Fig. 11D). The cement (Cc2c) is constituted by subhedral crystals, 100 to 500 µm in size, with dull red to bright red luminescence featuring a blocky texture. The main fault planes present calcite slickenlines constituted by the Cc2c which became a microsparite, 70 to 100 µm in size, due to the cataclasis of the bigger crystals (Fig. 11E).

Deformation stage 3: cement Cc3

The tension fractures S3 (Fig. 7) are 500 µm to 1 cm wide, with sub-angular walls enlarged by dissolution. They are partially cemented by euhedral calcite crystals, 70 µm to 1 mm in size, showing black-bright orange-black luminescence zonation and featuring a drusy texture (Cc3) (Fig. 11B-C).

Deformation stage 4: cement Cc4 and stylolites

The reverse faults S4a (Fig. 7) develop up to a 1 meter-thick fault without damage zone (Fig. 11F). The core zone is constituted by a yellow cemented rubble floatbreccia (B2). The fragments of the breccia are 0,1 to 0,5 cm in size and consist of reworked fragments of the host limestones and earlier cements. The tectonic breccia is cemented by two generations of calcite cements: the first generation (Cc4a) consists of anhedral non-luminescent crystals, 4 to 10 µm in size, whereas the second generation (Cc4b) consists of euhedral non-luminescent crystals, 10 to 100 µm in size, both featuring a blocky texture (Fig. 11G). Latest movements of the faults generated the cataclasis of the earlier breccias and cements and a syn-kinematic striated calcite was precipitated (Cc4c). The striated calcite is constituted by euhedral non-luminescent crystals,

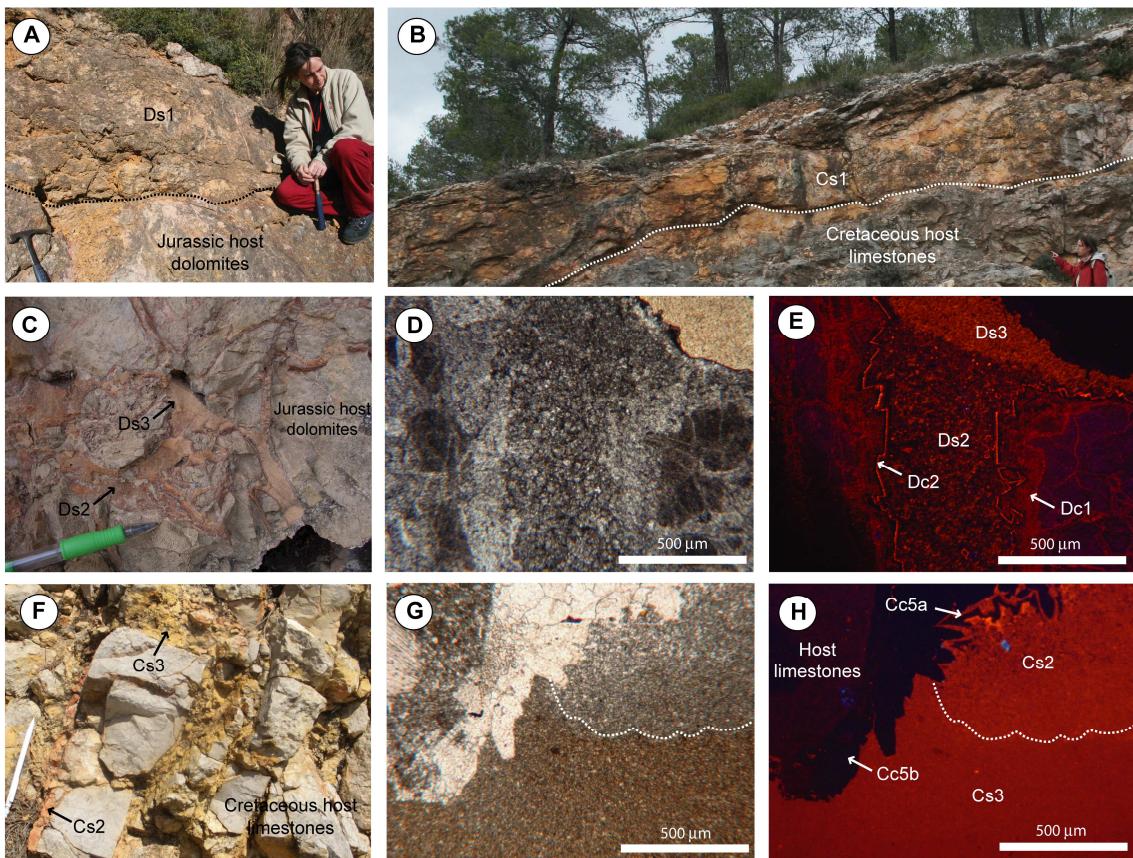


Figure 12: (A and B) Field photo of the strata bound vug porosity filled by Ds1 (Castellví outcrop) and Cs1 (Guardiola de Font-Rubí ourcrop) respectively; (C) Field photo of the randomly oriented fractures S5a and S5b filled by the different dolomite cements and sediments (Castellví outcrop); (D and E) Microphotographs of host dolomites affected by S4a fractures filled by Dc1 and S4b fractures filled by Ds2, Dc1 and Ds3 under (D) optical and (E) cathodoluminescence microscope; (F) Field photo of S5b fractures with pinky and yellow calcite sediments Cs2 and Cs3 (Olèrdola outcrop). Initiation of fracture walls collapse and formation of breccia B4c; (G and H) Microphotographs of S5b fractures filled by Cs2, Cc4a, Cs3 and Cc4b under (G) optical and (H) cathodoluminescence microscope.

200 to 500 μm in size, featuring a blocky texture. The crystals are highly deformed and contain abundant mechanical twin planes.

The randomly-oriented stylolites S4b give to the rock a pseudo-nodular texture described by Stewart and Hancock (1990) as stylobreccia (B3) (Fig. 11H). The stylolite planes contain Fe-oxides and insoluble elements coming from the dissolution of the limestones (Fig. 11I).

Dissolution and sediments Ds1 and Cs1

A generalized dissolution occurred between deformation stages 4 and 5. This dissolution was favoured by stratification discontinuities and generated strata bound vug porosity (Fig. 12A-B). When dissolution occurs within the Upper Jurassic-Lower Cretaceous dolomites, the porosity is

filled up by a yellow sediment (Ds1) constituted by anhedral dolomite crystals, 25 to 100 µm in size, calcite, kaolinite, quartz, illite, chlorite and interstratified chlorite-smectite. Otherwise, when the dissolution occurs within the Lower Cretaceous limestones, the porosity is filled by a yellow sediment (Cs1) constituted by subhedral calcite crystals, 200 to 300 µm in size, quartz grains, kaolinite, goethite and chlorite.

Deformation stage 5: dolomite D2, cements Dc1, Dc2, Cc5 and sediments Ds2, Ds3, Cs2 and Cs3

The randomly oriented micro-fractures S5a are only recognised affecting the Jurassic host dolomites (Fig. 12C). These fractures are 10 to 75 µm thick, with sub-angular walls and are cemented by dolomitic cement Dc1 which is constituted by anhedral dull red luminescent crystals, 5 to 10 µm in size, growing in optical continuity with the host rock crystals (Fig. 12D-E). Due to the high density of fractures, the host rock is highly brecciated (cemented crackle to mosaic packbreccia B4a), the dolomitic cement became more abundant and the host dolomite can be totally replaced by a dolosparite with penetrative and destructive fabric (D2). The dolomite crystals are euhedral, 100 to 300 µm in size, and show dull to bright red luminescence.

The randomly oriented fractures S5b are 75 µm to 2 cm thick, with irregular walls enlarged by dissolution and filled by different cement and sediment (Fig. 12C). As mentioned above, there is a host rock influence in front of the mineralogy of the fillings.

When the host rock is constituted by the Upper Jurassic dolomites the random fractures are filled by two types of dolomite internal sediment and one type of dolomite cement (Fig. 12D-E). The first filling stage is an orange dolomite sediment Ds2, constituted by micro-fragments of the host dolomite, 4 to 100 µm in size. This sediment is cemented by dolomitic cement Dc2, constituted by subhedral to euhedral non-luminescent to bright orange luminescent crystals, 10 to 100 µm (Fig. 12D-E). These crystals precipitated arranged in a rim position at the fractures' walls or surrounding the host dolomite fragments. The second filling stage is a pink to red locally laminated dolomitic sediment Ds3, constituted by bright orange luminescent euhedral crystals, 50 to 100 µm in size (Fig. 12D-E). This sediment contains abundant iron oxides. Dissolution processes locally produced the collapse of the fractures' walls, forming the cemented rubble floatbreccia B4b. This breccia is formed by millimetre to decimetre clasts of host dolomite and previous sediments. The clasts are surrounded by a dolomitic sediment Ds3. Overlying the fractures and karstified zone occur a particulate rubble floatbreccia B4c. This breccia is formed by angular milimetric to centimetric reworked fragments of host dolomite and karstic fillings. The matrix contains reworked fragments of the dolomite sediments Ds2 and Ds3 which in its turn are surrounded by hematite cement H1 giving a lateritic aspect to the breccia (Baqué et al., under review).

When the host rock corresponds to the Lower Cretaceous limestones, two types of internal sediment and two types of cements are present (Fig. 12F). The first internal sediment is a yellow calcite sediment Cs2, constituted by subhedral microsparite crystals, 4 to 150 µm in size, showing zoned red to orange luminescence (Fig. 12G-H). Associated to this sediment the calcite cement Cc5a precipitated. This cement is constituted by non-luminescent to orange luminescent zoned euhedral crystals, 50 to 500 µm in size, arranged in a rim position at the fractures' walls (Fig. 12G-H). The second internal sediment is a locally laminated red calcite sediment Cs3 constituted by bright red to orange luminescent micrite and abundant iron oxides (Fig. 12G-H). The last filling corresponds to the calcite cement Cc5b constituted by non-luminescent euhedral crystals, 100 to 450 µm in size (Fig. 12G-H). Dissolution processes locally produced the collapse of the fractures' walls, forming the particulate to cemented rubble floatbreccia B4d. This breccia is formed by millimetre to decimetre clasts of reworked host limestone and is cemented by the calcite cement Cc5a and/or Cc5b.

Deformation stage 6: cements Cc6, Cc7, Cc8 and sediments Ds4, Cs4 and Cs5

The widespread subvertical tensional fractures S6a (Fig. 7) are from few millimetres to 5 cm thick with straight walls. On RM outcrop, it is possible to recognize the initial formation of the fractures. They display sigmoid morphology arranged in *en echelon* geometry (Fig. 13A). They are filled by one type of cement and one type of internal sediment. The cement (Cc6) is constituted by euhedral to subhedral translucent calcite crystals, 50 µm to 1 mm in size, featuring drusy texture. Under cathodoluminescence the crystals show a non-luminescent-

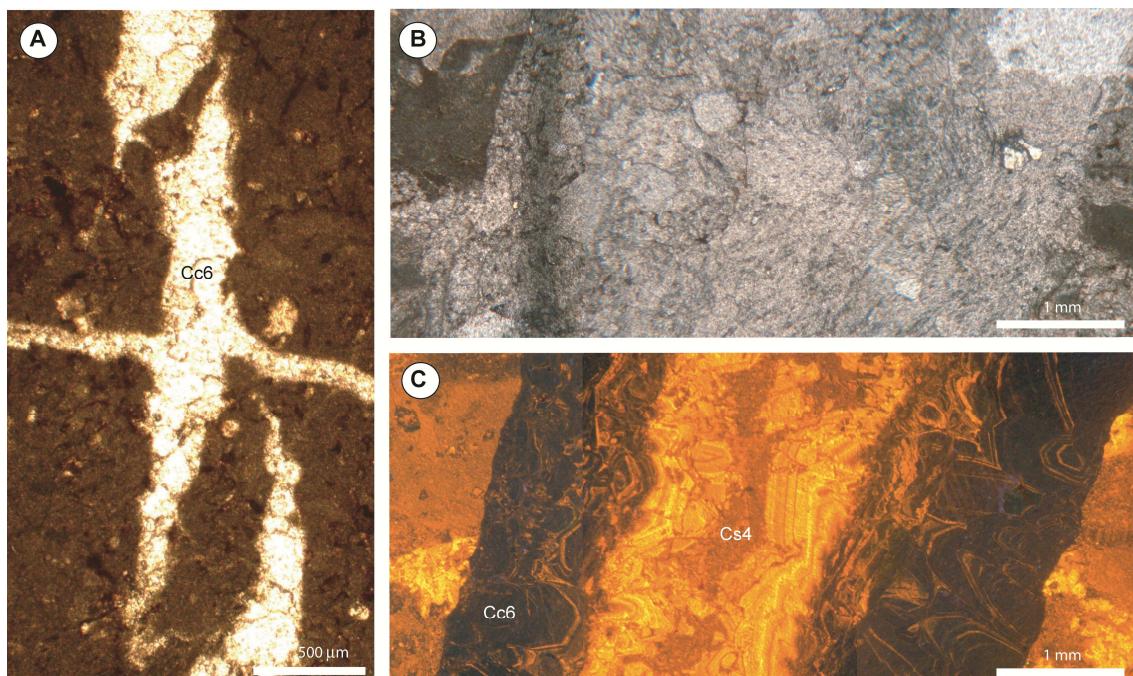


Figure 13: (A) Optical microphotograph of S4c fractures displaying sigmoid morphology arranged in *en echelon* geometry; (B and C) Microphotographs of S4c fractures with Cc4c and Cs4 fillings under (B) optical and (C) cathodoluminescence microscope.

yellow-bright zoned luminescence (Fig. 13B-C). The boundary between the cement and the internal sediment is irregular and probably corresponds to a micro-corrosion surface. The second type of filling is a laminated orange to pink sediment Cs4, constituted by non-luminescent anhedral to euhedral calcite crystals, 10 to 50 μm in size featuring blocky texture. The sediment contains small quantities of silt-sized quartz grains, fragments of calcite cement, peloids and reworked host rock fragments.

The major extensional faults S6b (Fig. 7) that bound the north-western border of the Vallès-Penedès half-graben show different patterns depending on the host rock involved. When the faults occur within the Jurassic dolomites they generate a 10 to 20 meter-thick fault zones (Fig. 14A), with damage zone between 10 and 15 meters thick and a core zone between 1 and 5 meters thick. The damage zone is constituted by cemented mosaic to rubble packbreccia (B5a) (Fig. 14B) formed by subangular fragments 0,5 to 4 cm in size of reworked host dolomite and cemented by two generations of fillings. The first filling is an internal dolomitic sediment (Ds4) constituted by subhedral to euhedral bright orange to bright yellow luminescent dolomitic crystals, 10 to 100 μm in size, reworked from the dolomitic sediments of stage 5b (Baqués et al., under review) (Fig. 14C). The second filling corresponds to the calcite cement Cc7a, constituted by subhedral non-luminescent bladed to blocky calcite crystals, 50 to 750 μm in size. Under optical microscope the lines of growing crystals is observed (Fig. 14C). The core zone is constituted by two layers parallel to the main fault plane (Fig. 14D): the lower layer consist of a cemented rubble floatbreccia B5b formed by sub-angular to sub-rounded fragments, 1 to 3 cm in size, of host dolomite, previous fillings and goethite crystals cemented by non-luminescent subhedral calcite crystals featuring blocky texture. The upper layer is constituted by karstic pisoliths cemented by two types of cements. The first one consists of a laminated cement Cs5 constituted by a blocky non-luminescent anhedral calcite crystals, 4 to 10 μm in size and the second cement consists of non-luminescent drusy euhedral calcite crystals, 50 to 1 mm in size (Cc7b). Latest movements of the extensional faults produced the cataclasis of the karstic pisoliths (Cc7c) generating the cemented rubble floatbreccia B5c.

When the faults involve the Lower Cretaceous limestones they generate a 5 meter-thick fault zone with an up to 4,5 meter-thick damage zone and up to 0,5 meter-thick core zone (Fig. 14E-F). The damage zones are constituted by cemented mosaic to rubble packbreccia (B6a), consisting on subangular fragments of the host rock, 100 μm to 5 cm in size, cemented by euhedral non-luminescent calcite crystals, 50 to 500 μm in size featuring a drusy texture (Cc8a) (Fig. 14G (i)). The core zones are constituted by a cemented rubble floatbreccia B6b (Fig. 14G (ii)), characterized by a reduction of the host fragments (from 100 to 700 μm) cemented by anhedral non-luminescent calcite crystals, 25 to 200 μm in size, featuring blocky texture (Cc8b).

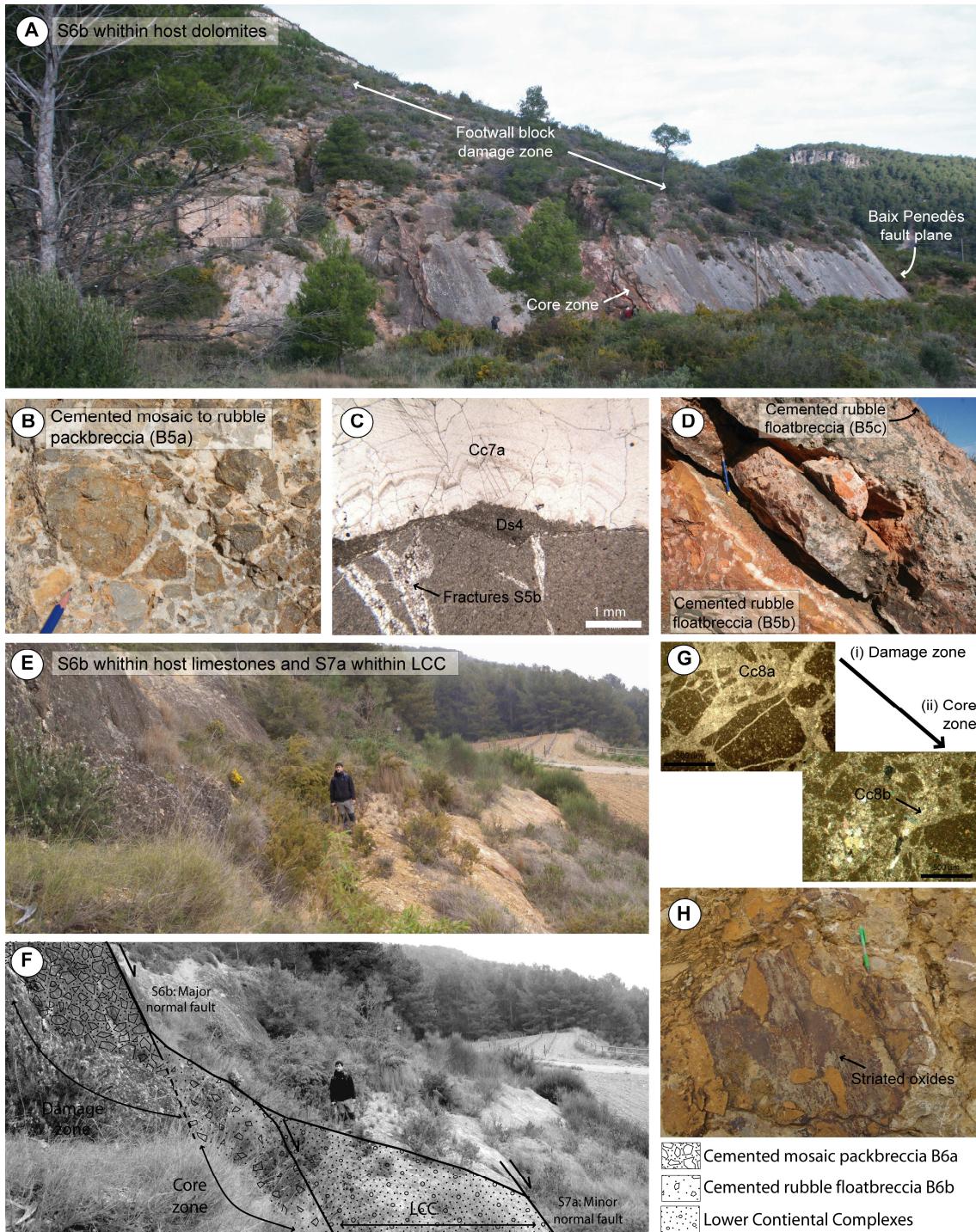


Figure 14: (A) Field photo of the Baix Penedès Fault cropping out at Castellví de la Marca outcrop (CV) showing the damage zone constituted by the cemented mosaic to rubble packbreccia B5a and the core zone with different types of karstic breccias (B5b and B5c) both related to the major normal faults that bounds the Penedès basin (S6b fractures); (B) Field photo of the cemented mosaic to rubble packbreccia B5a; (C) Optical photo of Ds4 and Cc7a cementing the breccia B5a; (D) B5b and B5c karstic breccias arranged in layers parallel to the main fault plane (S5a); (E and F) Field photo of the Baix Penedès Fault cropping out at the Vilobí outcrop (Vi). The S6b fractures affect the host limestones with the related breccia B6a and the S7a fractures affect the lower continental complexes; (G) Breccia B6a and B6b cemented by Cc8a and Cc8b respectively; (H) Striated oxides within the S7a extensional faults.

Locally, within the core zones are precipitated orange pisoliths (Baqués et al., 2012a), showing also the interference of the karstic systems along the normal faults planes.

Deformation stage 7: oxides and cement Cc9

The minor extensional faults within the Miocene deposits S7a (Fig. 7) generate well developed striated fault scarps and poorly developed fault zones (Fig. 14E-F). The fault zones are characterized by an incipient brecciation (B7) associated to stylolitisation and striated iron oxides and calcite cements along the fault plane indicating a normal movement (Fig. 14H). The striated iron oxides are mainly constituted by goethite with small proportions of quartz, palygorskite, psilomelane, hematite and illite. The striated calcite (Cc9a) is constituted by non-luminescent to dull red luminescent subhedral calcite crystals, 50 to 75 µm in size, featuring a blocky texture. The same type of cement is occluding the porosity of the white host limestones (Bellvei Facies) being more abundant close to the fault plane.

The dextral reactivation related to the S7b (Fig. 7) stage is characterized by the precipitation of horizontal striated calcite along the previous fault planes. The calcite cement (Cc9b) is constituted by non-luminescent to dull red luminescent subhedral calcite crystals, 10 to 50 µm in size, featuring a blocky texture.

Deformation stage 8: dolomite D3, cements Dc3, Cc10 and Cc11

The extensional faults S8a (Fig. 7) are constituted by a centimetric to metric-thick core zone filled by dolomite and calcite cements (Fig. 15A). In FT outcrop, dolomitization extends as a hectometric body on the hangingwall block of the N-S trending normal faults affecting the lower continental complexes which are completely dolomitized near the main fault plane and less dolomitized outwards up to approximately 50 m far from the fault (Calvet et al., 2001). In Vi outcrop, dolomitization extends as a metric body on the hangingwall of the N-S trending normal faults affecting the fault-related breccias resulting from the S6b fractures. The dolomitization is characterized by individualized orange bright to non-luminescent rombohedral calcitized crystals, 100 to 300 µm in size (D3) (Fig. 15B). The dolomite bodies are affected by milimetric to centimetric fractures filled with a first generation of dolomite cement and a second generation of spar calcite cement. The dolomite cement (Dc3) is constituted by brown-orange zoned luminescent euhedral crystals, 100 to 500 µm in size, growing with the c-axis perpendicular to the fracture walls (Fig. 15C-D). In CV and CG outcrops, this cement is also filling the remaining fracture porosity of S5b fractures. In these cases the dolomite cement Dc3 is overgrowing the micro-fragments of the dolomite sediment Ds2 (Fig. 15C-D). The calcite cement (Cc10) is constituted by euhedral to subhedral translucent crystals, 100 to 500 µm in size featuring blocky texture (Fig. 15B). The crystals are non-luminescent and

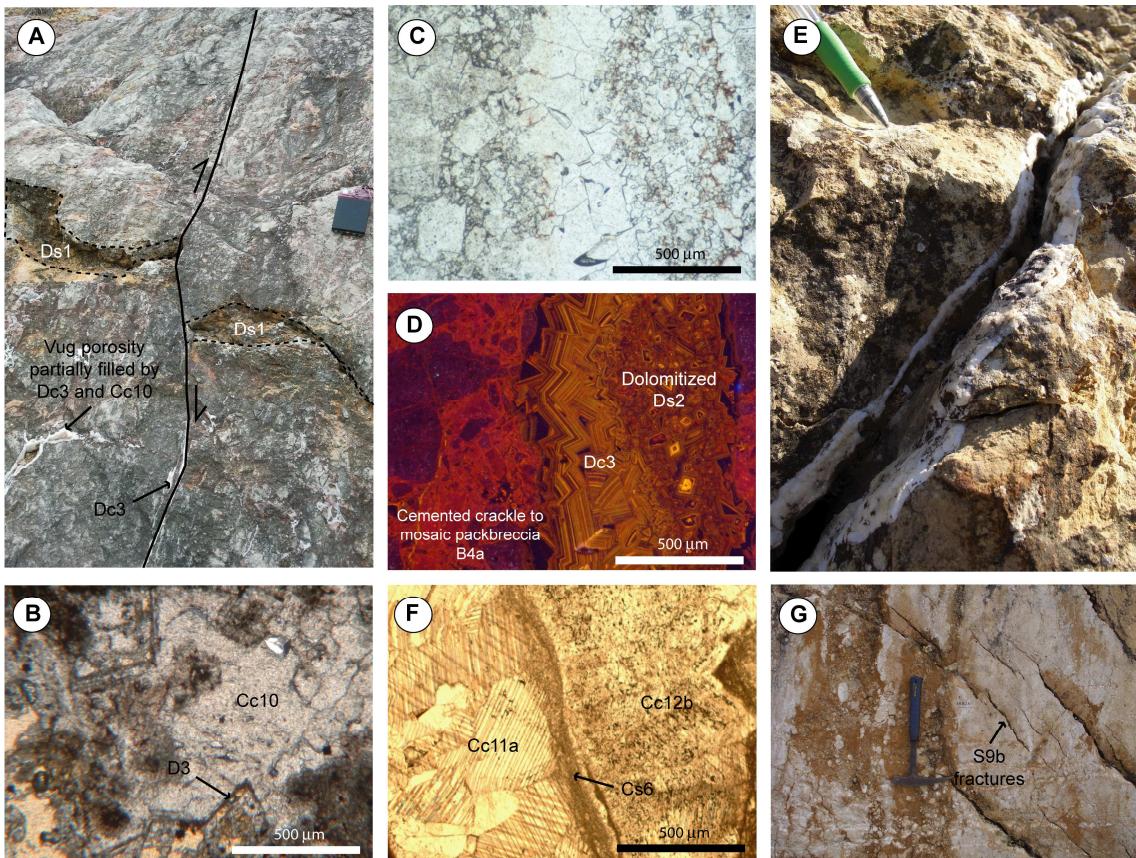


Figure 15: (A) Field photo of the S8a fractures affecting host dolomites (CV outcrop); (B) Optical microphotograph of rombohedral calcitized crystals (D3) growing within the breccias B6a. Late calcite cement Cc10 is occluding the breccia porosity; (C and D) Microphotographs of Dc3 cement filling the fractures S8a. The micro-fragments of the dolomitic sediment Ds2 are dolomitic cement Dc3 overgrowth. The microphotographs were taken under (C) optical and (D) cathodoluminescence microscope; (E) Field photo of fractures S8b filled by Cc11a and Cc11b cements. These fractures were reopened and enlarged by dissolution during the deformation stage S9a; (F) Microphotograf of S8b fractures filled by Cc11b cement. After the precipitation of Cc11 cements, these fractures were reopened, enlarged by dissolution and partially filled by Cs6 and Cc12b; (G) field photo of S9b open fractures within the NE-SW minor normal faults related to S6a deformation stage.

exhibit growing lines under optical microscope and locally undulant extinction. The boundary between dolomite cement and calcite cement is a microcorrosion surface.

The tensional fractures S8b (Fig. 7) are from 1 to 10 cm wide, with sub-angular walls enlarged by dissolution and partially filled by two types of cements growing at both fracture walls (Fig. 15E): the first cement (Cc11a) corresponds to euhedral calcite crystals, 200 to 500 μm in size featuring blocky texture. The crystals show dull red luminescence and often present mechanical twin planes (Fig. 15F). The second cement (Cc11b) corresponds to palisade morphology calcite crystals, 200 to 750 μm in size displaying a laminar disposition along the

fracture walls. The crystals show dull red to non-luminescence and present undulating extinction. When these fractures affects the upper continental complexes they are filled by a cemented rubble packbreccia (B8) constituted by reworked fragments of the Miocene conglomerates cemented by the calcite cement Cc11c, constituted by non-luminescent euhedral crystals, 50 to 100 μm in size featuring blocky texture. Laminated white micrite Cc11d mixed with kaolinite covers the fractures walls. This white micrite probably corresponds to calcretes developed within the fractures porosity.

Deformation stage 9: cement Cc12 and sediment Cs6

The strike-slip movement related to the stage 9a (Fig. 7) produced the precipitation of the calcite cement Cc12a within the NE-SW previous formed faults. This cement is constituted by non-luminescent subhedral to euhedral calcite crystals, 100 to 200 μm in size, with abundant mechanical twin planes featuring a blocky texture. In GFR outcrop, this cement fills crack-sealed structures with inclusion bands of the previously precipitated orange pisoliths (Baqués et al., 2012a). In contrast, related to the previously formed N-S fractures the already precipitated cements were deformed. The undulant extinction, mechanical twin planes and horizontal striations of the cements Cc11 are witnesses of this movement. Also due to this deformation stage, some of the previous fractures were reopened (i.e. fractures related to stage 8b) and where highly enlarged by dissolution. Along the fractures' walls of these reopened fractures an internal sediment and one calcite cement were precipitated (Fig. 15F): the internal sediment is constituted by pink laminated sediment Cs6 constituted by subhedral non-luminescent crystals, 10 to 75 μm in size, featuring a blocky texture. The laminations correspond to size variations of the calcite crystals, and in some cases include goethite and dolomite crystals. The last filling phase corresponds to the Cc12b calcite cement constituted by bladed non-luminescent crystals, 300 to 3 mm in size. This cement has a palisade texture which can develop up to a 30 cm thickness. Sometimes this cement is present filling the remaining fracture porosities from earlier stages. Figure 15G shows the open S9b fractures affecting the NE-SW fault planes developed during S7a stage.

5. DISCUSSION AND INTERPRETATION

5.1. Diagenesis of host rocks

Mesozoic carbonates

The $\delta^{18}\text{O}$ values of the host dolomites ranging from -2.1 to +1.2 ‰ VPDB, show a marine influence during the dolomitization process (Budd, 1997) (Fig. 16). These values, together with the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ results (Table 1 and Fig. 17) indicate that the dolomitization occurred during the Lower Cretaceous (Veizer et al., 1999) and are consistent with the values reported by Nadal (2001). This author attributes these dolomites to fault-related dolomitization occurred during the second stage of the Mesozoic rifting (late Oxfordian to Aptian) and proposes an interval age of the dolomitization between the post-Berriassian and the pre-Hauterivian.

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the different samples from the Lower Cretaceous limestones analysed in this work together with those already published in (Travé et al., 1998) from surrounding outcrops (Pa, PR, Or, Ga, SP, Vi) show a clear positive correlation (Fig. 16). The more negative values correspond to Valanginian and Barremian rocks and the more positive values correspond to Aptian rocks. The $\delta^{13}\text{C}$ values are consistent with the trend reported by Veizer et al, 1999, where the values for Valanginian and Barremian rocks range from -1.2 to +1.8 ‰ VPDB, whereas the values for Aptian rocks range from +2.2 to +5.5 ‰ VPDB for $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 16). Moreover, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of these rocks, a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.70729 for Valanginian rocks and a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.70749 for Barremian rocks, are consistent with those reported in literature (Jones, 1994a; Jones et al., 1994b) (Fig. 17). However, the values of Valanginian and Barremian limestones reported in this study show slightly depleted values in $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 16). This depletion seems to be correlated with the structural position of the different outcrops with respect to the Mesozoic normal faults (Fig. 18), where the Valanginian and Barremian carbonates (RM, Ga, Vi, LP, Pa, Ol and SP outcrops) were more buried than the

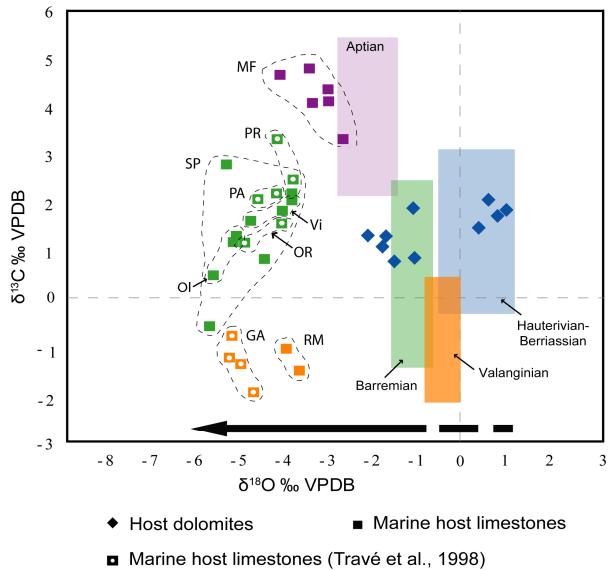


Figure 16: Correlation of stable isotopes values from host dolomites and host limestones with those reported in the literature (Jones, 1994a; Jones et al., 1994b; Veizer et al., 1999). The arrow shows the depletion of $\delta^{18}\text{O}$ values of the analyzed marine limestones.

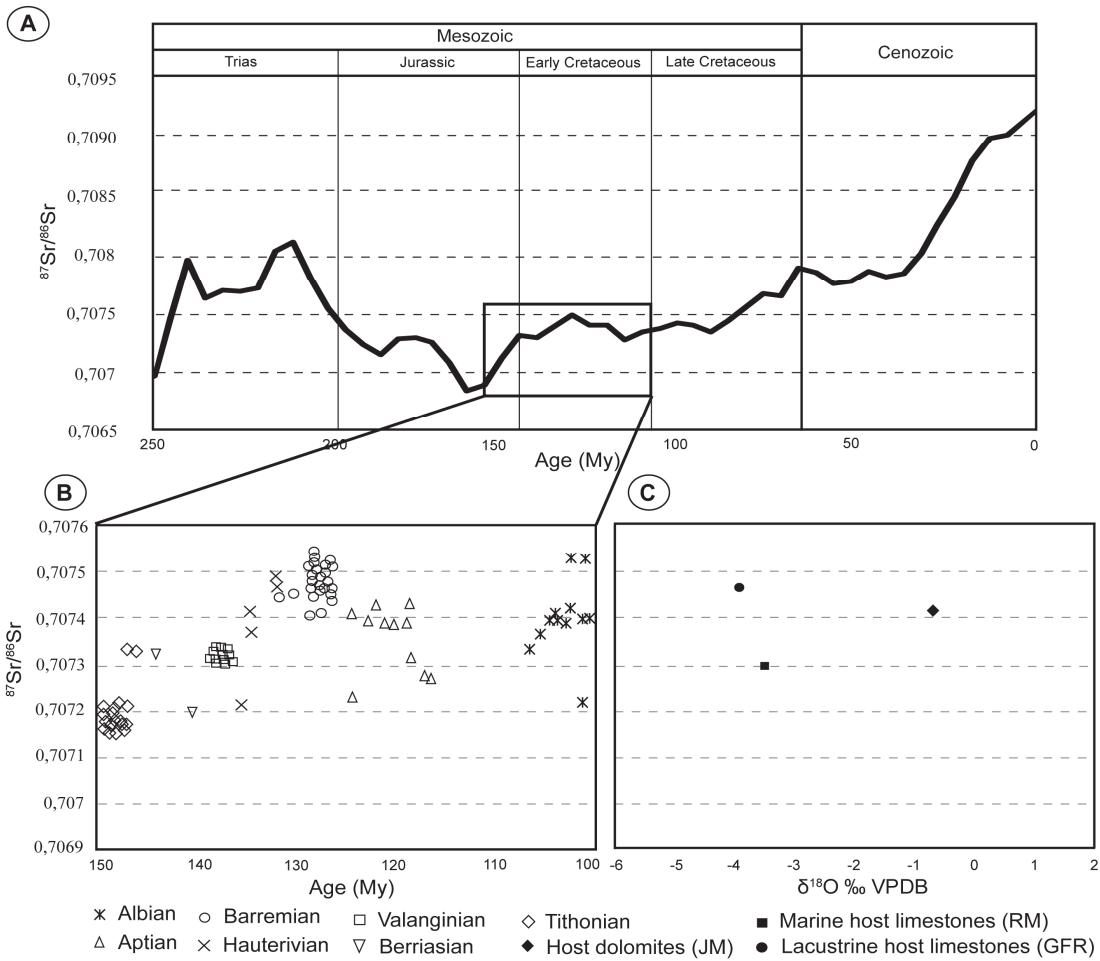


Figure 17: Correlation of strontium isotopes values from analysed host rocks with those reported to the literature. (A and B) Strontium isotopes in sedimentary rocks throughout Phanerozoic time (data from Veizer, 1999); (C) Cross-plot of strontium versus oxygen isotopes data from the studied host carbonates.

Aptian carbonates (MF outcrop). Thus, a depositional depletion of the $\delta^{18}\text{O}$ values of these syn-rift Mesozoic sediments is inferred.

On the other hand, the geochemical values of the lacustrine Barremian limestones ($\delta^{18}\text{O}$ ranging from -5.3 to -3 ‰ VPDB and $\delta^{13}\text{C}$ ranging from -6 to -4 ‰ VPDB) are consistent with its deposition in a continental depositional environment (Moore, 2001) (Fig. 9).

Miocene materials

The isotopic values of the Miocene marine facies (Bellvei, Castellet and Torrelletes Facies), depleted in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ respect to the expected values for the Miocene seawater (Veizer et al., 1999), indicate that the marine limestones were re-balanced into the meteoric diagenetic environment (Lohmann, 1988; Moore, 2001) (Fig. 19). The chalky appearance of these limestones also indicates diagenetic changes under meteoric waters (Jenkyns et al., 1994). The similarity between the isotopic values of the Miocene limestones and those of the Cg1 cement

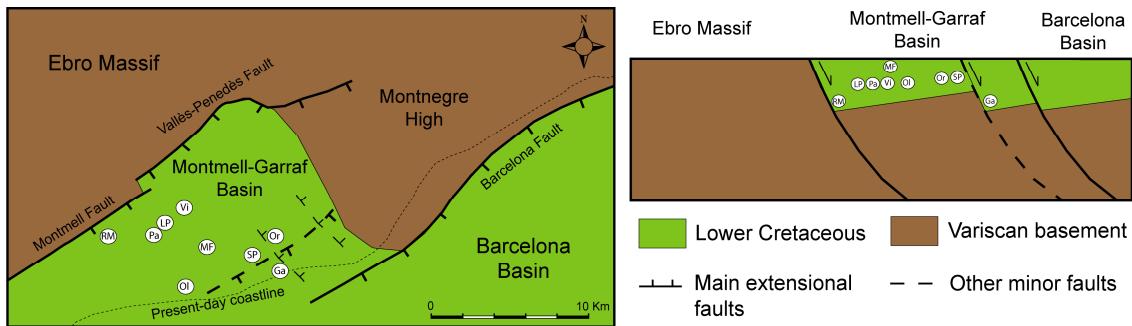


Figure 18: Paleogeographic map and conceptual cross-section of the central part of the Catalan Coastal Ranges during the Mesozoic extensional motion of the Montmell, Vallès-Penedès and Barcelona faults. The different studied outcrops have been projected to their equivalent structural position in order to represent the differences in $\delta^{18}\text{O}$ values observed on the syn-rift sediments related to the Mesozoic normal faults. RM: Riera Marmellar; Ga: Garraf; Pa: Pacs; LP: La Principal; Vi: Vilobí; Or: Ordal; Ol: Olèrdola; SP: Sant Pere de Ribes; MF: Mas Farreny. Modified from Roca, Pers. Comm.

from conglomerates of the lower continental complexes suggests that the same meteoric fluid responsible of precipitation of this early cement diagenetically altered the marine host limestone. The isotopic values of the Cg2 cement from the upper continental complexes indicate that this early cement precipitated from a different meteoric fluid more influenced by soil-derived CO₂ (Moore, 2001).

5.2. Relationship between deformation stages and the regional tectonic phases

The characteristics of the different fractures present in the Penedès basin allow us to correlate each deformation stage with the main tectonic events that occurred in the central part of the Catalan Coastal Ranges from Mesozoic to present (Fig. 20).

The irregular geometry of the fractures' walls in S1a and S1b micro-fractures is interpreted as formed during early openings in poorly lithified sediments (Travé et al., 1997; Kosa and Hunt, 2006). The cross-cutting relationships also indicate that S1a and S1b micro-fractures are the earliest fractures present within the Mesozoic syn-rift deposits. However, the orientations of these micro-fractures, sub-parallel to S₀, are not the expected orientations for an extensional setting and are more consistent with a compressional tensor (σ_1 horizontal) (Ramsay, 1967). The variation of the S₁ expected orientations could be the result of a minor compressive event within the Mesozoic extension, which has not been reported till now, or the result of syn-sedimentary rotations (i.e., slumps).

The subvertical tension fractures S2a, with straight walls are interpreted as formed during the compaction of the sediment (Ramsay, 1967). The back-rotated normal faults S2b are clearly related to the Mesozoic syn-rift extension (Fig. 20). Afterwards they were tilted and uplifted

during the Paleogene compression. The orientation of the normal faults indicates that the main extensional tensor was NW-SE in the Gaià-Montmell domain, consistent with the principal extensional tensor during the Mesozoic rifting (i.e. Montmell, Vallès-Penedès and Barcelona faults (Salas et al. 1987, 2001, Roca et al., 1999)) and NE-SW in the Garraf domain. The NE-SW tensor can be attributed to the transversal faults formed due to a soft-linkage between the relay zone of two major extensional faults (Rowland and Sibson, 2004), being the Garraf Horst the relay zone between the Vallès-Penedès and Barcelona faults (Fig. 18) (Roca et al., pers. comm.).

The tension fractures S3 cross-cut the previous extensional fractures. The orientation of S3 is consistent with the main N-S tensor of the Paleogene compression in this area (Guimerà, 1988). However, the similarity of the geochemistry of the cements filling these fractures with those related to the Mesozoic extension (Baqués et al., 2012a), lead us to attribute these fractures to a transition regime between the Mesozoic extension and Paleogene compression (Fig. 20).

The reverse faults S4a cross-cut, tilt and locally invert the previous normal faults (Fig. 7). These types of faults have been attributed to the Paleogene compression (Roca and Guimerà, 1992; Gómez and Guimerà, 1999). During this compressional stage the randomly oriented stylolites S4b and the subsequent stylobreccia B3 was generated (Stewart and Hancock, 1990).

The general karstic type dissolution that occurred between stages 4 and 5 can be correlated to the uplift of the Catalan Coastal Ranges during the Paleogene (Roca and Guimerà, 1992). This extensive dissolution has been recognised along the Mediterranean area (Cabrera, 1981; Albaigés et al., 1985; Esteban, 1991, Klimowitz, 2005, Baqués et al., under review).

The randomly oriented S5a and S5b fractures are related to the initial upward propagation of a normal fault (Withjack et al., 1986, Steward and Hancock, 1988 and 1990), and in this case,

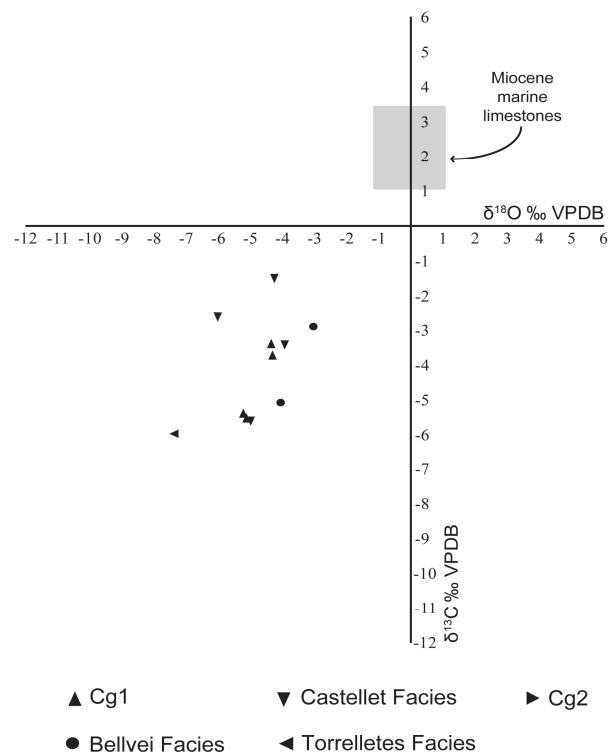


Figure 19: $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ cross-plot of the Miocene host rocks showing the depletion in both isotopes with the expected values for the Miocene marine limestones (Veizer et al., 1999).

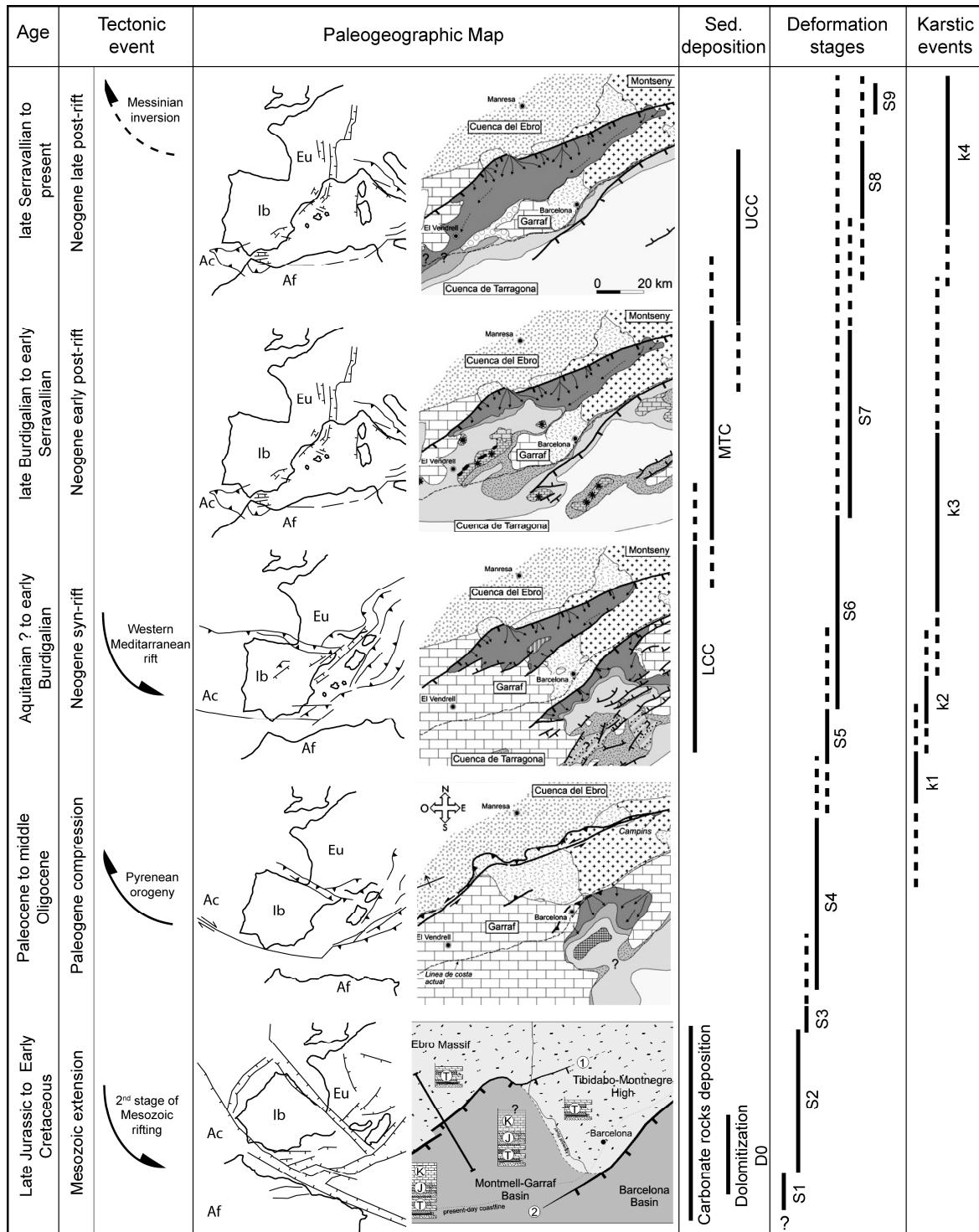


Figure 20: Relationship between deformation stages and the regional tectonic phases in the studied area. The paleogeographic maps are modified from Cabrera et al., 2001 and Roca, pers.comm. S: Fracturing stage; K: Karstic event; LCC: lower continental complexes; MTC: marine to transitional complexes; UCC: upper continental complexes.

are attributed to the initial propagation of the Baix Penedès fault (JM, CG, and CV outcrops) (Baqué et al., 2010a) and the Montmell fault (MF outcrop).

The subvertical S6a fractures, locally with sigmoidal en echelon morphology, correlate well with the initial stages of the Neogene syn-rift (Smith, 2000). The major extensional faults S6b are the main expression of the syn-rift Neogene extension (Fontboté, 1954; Roca et al., 1999; Gaspar-Escribano et al., 2004) (Fig. 20). The minor extensional faults S7a, involving Miocene sediments, are correlated to the early post-rift stage (Cabrera et al., 1991; Bartrina et al., 1992; Roca et al., 1999) (Fig. 20). The dextral strike-slip reactivation (S7b) is correlated to the late Langhian-early Serravallian minor compression occurred in the study area during the post-rift stage (Bartrina et al., 1992; Roca and Guimerà, 1992; Roca et al., 1999; Gaspar-Escribano et al., 2004).

The normal faults S8a and tension fractures S8b that involve the upper continental complexes are attributed to the late post-rift stage (Bartrina et al. 1992; Roca et al., 1999). Finally, fractures S9a and S9b which reactivated in strike-slip movement some of the previous fractures and created some low-angle new fractures, are attributed to the Messinian compression (Roca, 1994; Roca et al., 1999) (Fig. 20).

5.3. Palaeofluids circulation through the fractures

The figure 21 shows the complete diagenetic sequence of fracturing linked to the geological evolution of the study area. The wide compositional range of calcite cement Cc1a (Table 2) together with the irregular walls of these fractures indicates that fluids of different compositions, not interacted with the host limestone, circulated during the early openings through poorly lithified sediments (Travé et al., 1997). Precipitation of this cement could have occurred under the water table oscillation, near the water-sediment interface (Moore, 2001).

The similar petrological and geochemical characteristics of the calcite cements Cc1b and Cc2 indicate that they precipitated from a fluid with the same composition and therefore similar origin. The molar ratios Mg/Ca, Sr/Ca and Ca/Fe of these cements (Table 2) are consistent with precipitation from formation waters during the progressive burial of the sediment associated with the syn-rift Mesozoic extension. The more negative $\delta^{18}\text{O}$ values of the calcite cements in the outcrops located at the Gaià-Montmell domain (Fig. 22A-B) are interpreted as having been precipitated at deeper burial depth (Choquette and James, 1990). The similarity between the $\delta^{13}\text{C}$ values of the cements and the host rock is probably due to the buffering of pore-water carbon isotopic composition by extensive dissolution of the host limestones (Marshall, 1992). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios together with the $\delta^{13}\text{C}$ values of the calcite cements indicate high fluid-rock interaction in a closed palaeohydrological system (Travé et al., 2004). The variations in

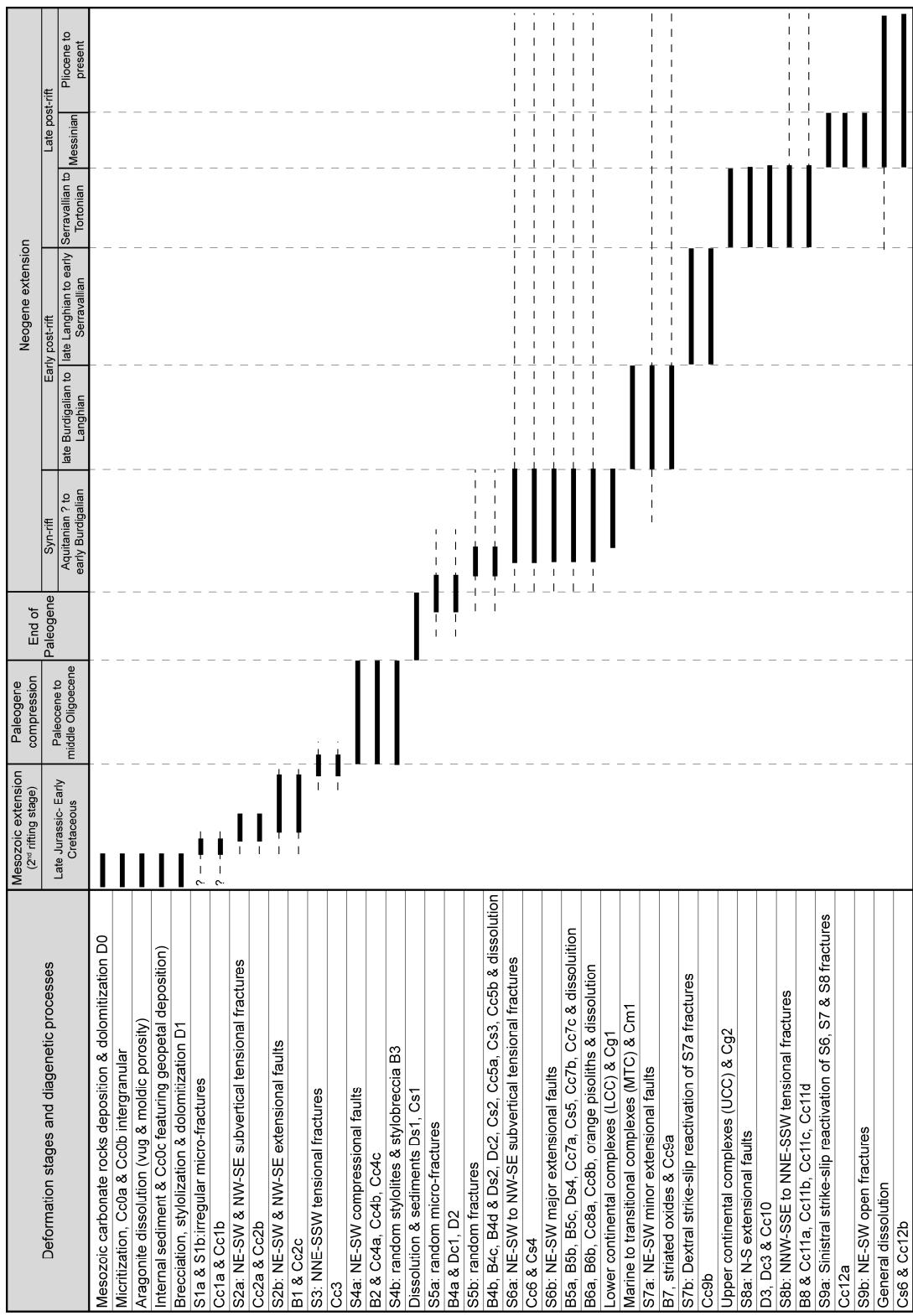


Figure 21: Complete diagenetic fracture sequence linked to the geological evolution of the study area (for explanation, see text).

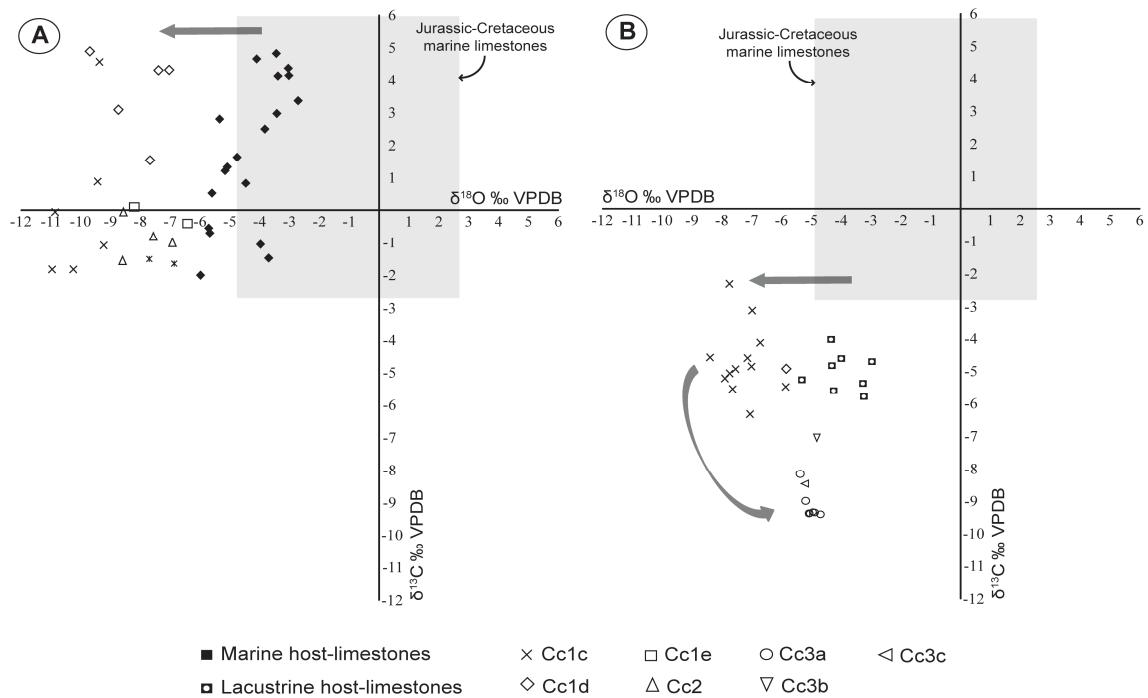


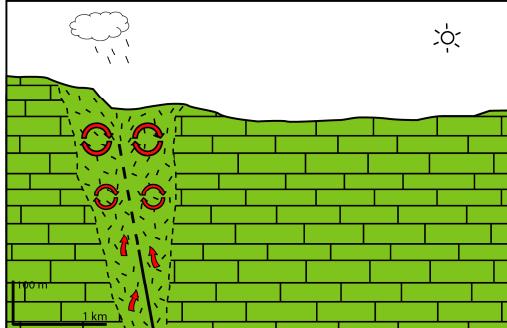
Figure 22: $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ cross-plot of the host rocks and cements related to stages 1, 2 and 3 located within the Gaià-Montmell domain. The values of Cc1 and Cc2 agree with precipitation during progressive burial of the sediment; the values of Cc3 agree with precipitation from meteoric waters (Choquette and James, 1990; Veizer et al., 1999).

luminescence of calcite cement Cc3 refer to changes in Mn/Fe of fluid composition during its precipitation (Table 2). The $\delta^{18}\text{O}$ values are consistent with formation waters (Fig. 22A), whereas the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and $\delta^{13}\text{C}$ values indicate high fluid-rock interaction in a closed palaeohydrological system (Travé et al., 2009; Breesch et al., 2009) related to the transition between the Mesozoic extension and Paleogene compression.

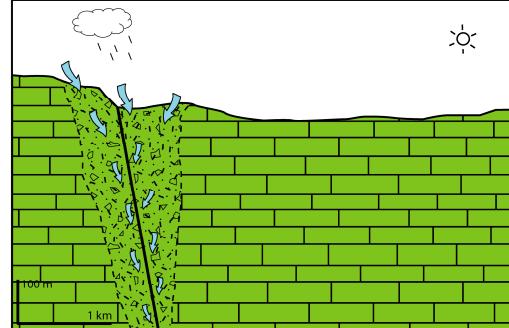
The Mg/Ca and Ca/Fe molar ratios (Table 2) as well as the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of cements Cc4a, Cc4b and Cc4c in fractures of deformation stage S4a (Table 1, Fig. 22B) are consistent with precipitation from meteoric water in an open hydrological system (Travé et al., 1998). This episode of meteoric fluid circulation occurred during the Paleogene compression.

The strata bound vug porosity created between stages 4 and 5 and filled by sediments is related to the subaerial exposure of the Mesozoic carbonate rocks. The sediments Ds1 and Cs1 filling the vug porosity in host dolomites or in host limestones, respectively, have similar petrographic characteristics and $\delta^{18}\text{O}$ values as the host rock indicating that this sediment comes from the erosion and reworking of the host rock. However, the more depleted $\delta^{13}\text{C}$ indicates a higher influence of soil-derived CO_2 (Lohmann, 1988; Moore, 2001).

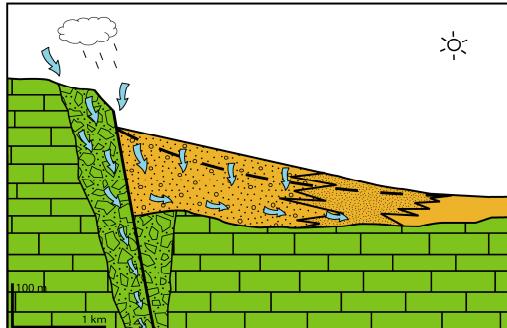
S5a Initial of syn-rift (Aquitianian ?): dolomitization D2 & cement Dc1



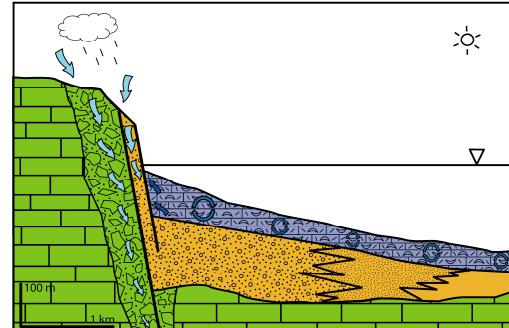
S5b Initial of syn-rift (Aquitianian ?): cements Dc1, Cc5 & sediments Ds2, Ds3, Cs2 Cs3



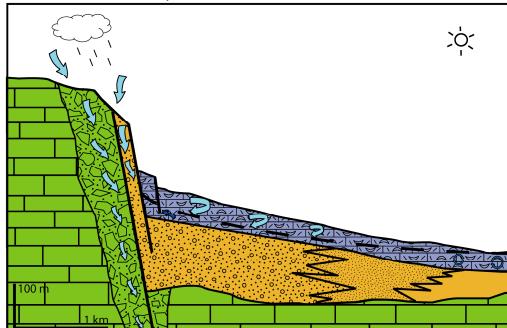
S6 Syn-rift (Aquitianian ? to early Burdigalian): cements Cc6, Cc7, Cc8 & sediments Ds4, Cs4, Cs5



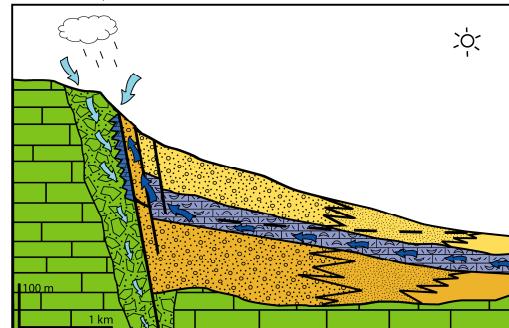
S7a Early post-rift (late Burdigalian to Langhian): oxides & cement Cc9a



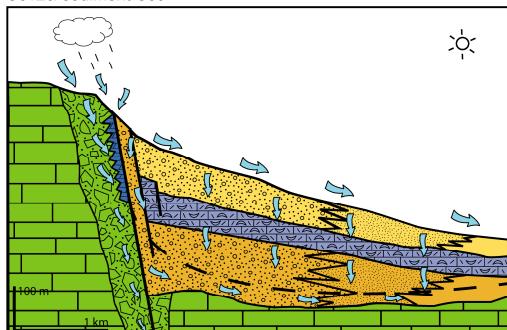
S7b Early post-rift (late Langhian to early Serravallian): cement Cc9b & meteoric reequilibration of MTC



S8a Late post-rift (Serravallian to Tortonian): dolomitization D3, cement Dc3, Cc10



S8b & 9 Late post-rift (Tortonian to present): cements Cc11, Cc12& sediment Cs6



- [Yellow square] Upper continental complexes (late Serravallian-Tortonian)
- [Blue square] Marine to transitional complexes (late Burdigalian-Serravallian)
- [Orange square] Lower continental complexes (Aquitian-early Burdigalian)
- [Green square] Mesozoic carbonates
- [Dashed blue square] Dolomite D3
- [Dashed green square] Breccias B5, B6
- [Dashed orange square] Random fractures & breccias B4b, B4c
- [Dashed green square] Random fractures & breccia B4a
- [Red arrow] Formation waters
- [Blue arrow] Meteoric waters
- [Blue arrow] Marine waters

Figure 23: Conceptual fluid-flow model within the Neogene Penedès half-graben. S: fracturing stage.

The evolution of fluids within fractures during the Neogene rifting in the Penedès half-graben is summarized in figure 23.

The $\delta^{18}\text{O}$ values, varying between -2.3 and -1.3 ‰ VPDB, of the dolomite cements filling the randomly oriented S5a fractures related to the initial upward propagation of the Neogene extensional faults suggest low temperature, which are consistent with thermochronological results which show that maximal burial of the exhumed normal fault footwalls was 2 km (Juez-Larré and Andriessen, 2006). The petrography and geochemistry of the replacive dolomite D2 formed during this stage indicate that the dolomitization occurred during progressive burial of the Jurassic rocks (Tucker and Marshall, 2004). This replacement can be attributed to the connection of two fault segments in a relay zone (Rowland and Sibson, 2004, Cantarero et al., under review).

The widespread randomly oriented fractures S5b and the later extensive dissolution indicate that the tip of the deformation due to the propagation of the fault was reaching the surface (Sharp et al., 2000). The $\delta^{18}\text{O}$ values of the dolomite sediments and their Sr/Ca molar ratios (Tables 1 and 2) are similar to the host rock. In contrast, the more depleted values of $\delta^{13}\text{C}$ indicate higher influence of CO₂ derived from the soil and therefore, the opening of the system to external meteoric waters (Moore, 2001). On the other hand, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values are consistent with the marine waters of late Burdigalian-Langhian (Veizer et al., 1999) (Fig. 24). Similar values are reported for the same type of sediments deposited in the Casablanca oil reservoir (Rodríguez-Morillas et al., 2012).

Related to the deformation stage S6a, the calcite cement Cc6 shows a variation in luminescence that together with the fluctuant ratios of Mn/Fe content is attributed to precipitation in the meteoric vadose zone (González and Lohmann, 1988). Deposition of Cs4, that fills the remaining fracture porosity, could have occurred also in this environment.

During the stage 6b, related to the syn-rift Neogene extension, different meteoric fluids circulated through these fractures. The non-luminescence of the crystals, together with the low content in Fe, Mn, Sr and Na and the low $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values are consistent with their

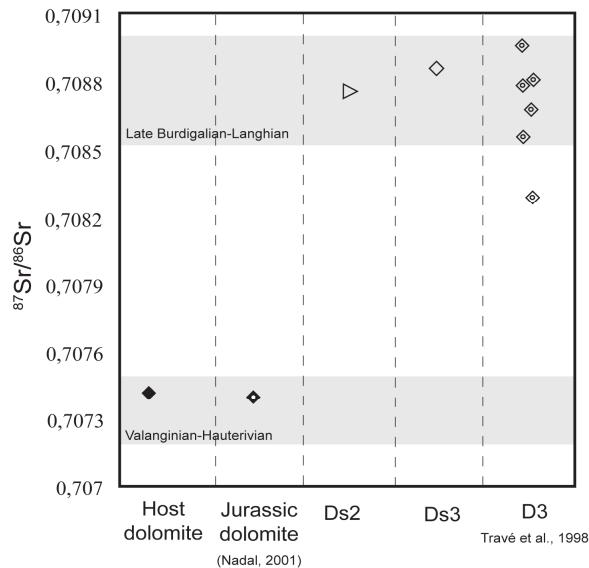


Figure 24: Correlation of strontium isotopes values from host dolomites and dolomite cements and sediments with the values reported to literature (Veizer et al., 1999).

precipitation under meteoric phreatic zone (Moore, 2001; Travé and Calvet, 2001). However, the Sr values are in accordance to their respective host rocks. In the case of the host dolomites the Sr amount in the calcite cements is higher than the calcite cements precipitated within the faults involving limestones. These variations indicate a buffering of strontium content from the respective host rock (Longman, 1980). Furthermore, depending on the structural domain where this type of cement is placed differences of up 4 ‰ in the $\delta^{18}\text{O}$ show up, generating differences in the meteoric water line (Fig. 25) and suggesting differences in climatic or latitudinal variations (Lohmann, 1988).

Related to the early post-rift (deformation stage 7), the fractures were cemented by fluids that also re-equilibrated the Miocene host limestones, probably in the phreatic meteoric zone. The precipitation of oxides within the S7a fractures indicates that reduced Fe^{2+} -rich fluids circulated through the faults. When these fluids encountered oxidizing conditions goethite and hematite concretions precipitated (Busigny and Dauphas, 2007). The geochemistry values of the cements precipitating during the dextral reactivation of the NE-SW faults (deformation stage 7b) are similar to the Miocene host limestones equilibrated under meteoric environment. This suggests a closed hydrological system, without inputs of fresh water, probably under the phreatic meteoric environment (Choquette and James, 1990).

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ together with the Sr/Ca molar ratio values of the dolomite cement Dc3 (Tables 1 and 2) filling the S8a fractures are consistent with precipitation under marine seawater influence (Budd, 1997). The similarity of the $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios indicates a similar dolomitizing fluid with late Burdigalian-Langhian marine signature (Veizer et al., 1999)

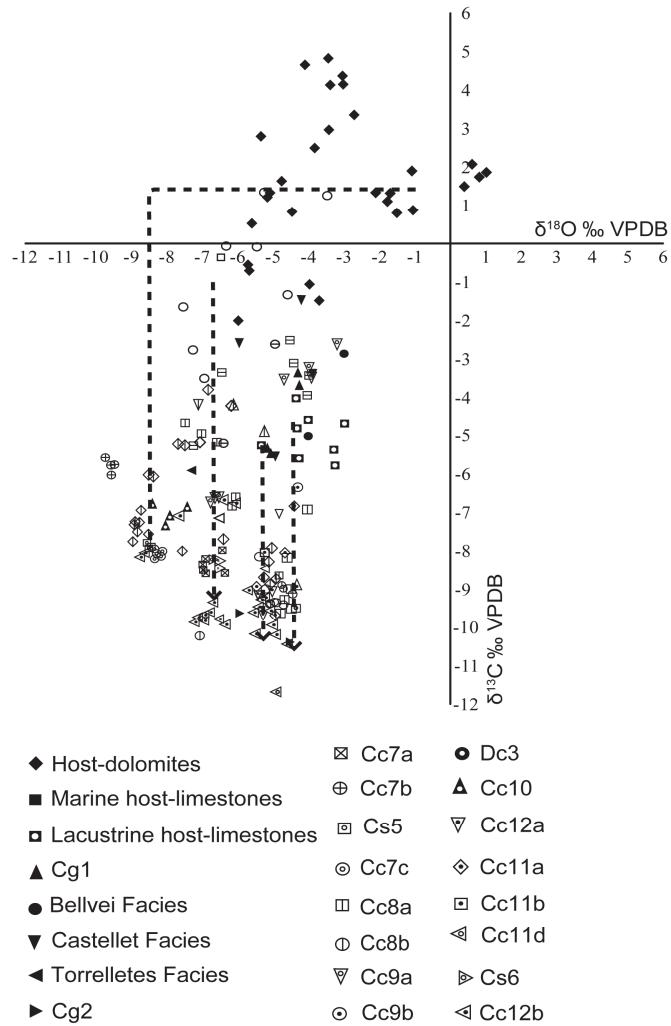


Figure 25: $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ cross-plot of the calcite cements precipitated during the Neogene extension showing different trends of meteoric water lines due to differences in $\delta^{18}\text{O}$ values (Lohmann, 1988).

(Fig. 24). Thus, the karstic sediments were dolomitized due to the upflowing marine waters through S8a faults (Calvet et al., 2001).

During the stage 8b, the calcite cements in the fractures precipitated from fluids progressively more depleted in $\delta^{13}\text{C}$ indicating increasing involvement of soil-derived CO₂ and the change from phreatic to the vadose meteoric zone. This evolution from phreatic to vadose cements, both in the Mesozoic rocks and in the Miocene deposits, agree with the uplift of the entire area suggested by Cabrera and Calvet (1996) and Juez-Larré and Andriessen (2006) and/or with the fall-down of the meteoric water table related with a generalized sea level fall in the Mediterranean area during the Messinian (Julian and Nicod, 1984). The calcite cement Cc11 that covers the fractures' walls is interpreted as speleothems formed in the vadose meteoric environment, similar to those described in Miocene materials (Travé and Calvet, 2001).

The prevailing of the vadose meteoric environment from Tortonian to present is attributed to the Messinian drop of sea level (Clauzon et al., 1997, Bini et al., 1978, Bini, 1994). During this stage (S9) the precipitation of speleothems continued (Cs6 and Cc12), covering the fractures walls formed in earlier stages.

The evolution of fluids within fractures during the Penedès half-graben evolution is summarized in figure 26.

5.4. Lithology and fluid types

The chemistry of the early fluids involved in the deformation associated to the Mesozoic syn-rift fractures was controlled by the host Upper Jurassic–Lower Cretaceous dolomites (JM, CG, CV outcrops) and therefore the fluid flow was ‘bed restricted’ or ‘intraformational’. This host control of the fluid chemistry ended when the host dolomites where faulted, folded and uplifted during the Paleogene compression. Since then, the Mesozoic rocks remained subaerially exposed and meteoric fluids percolated through the fractures.

On the Miocene lower continental complexes, the fluids circulating through the conglomerates, precipitating the earliest cements, were meteoric fluids with slightly different compositions, among them. Changes from vadose to phreatic environments are clearly observed.

On the Miocene marine to transitional complexes, the earlier fluids circulating through the limestones, precipitating the earlier cements, were marine fluids. This marine influence disappeared during the early post-rift stage, when the meteoric fluids completely re-equilibrated the host limestone and percolated through fractures.

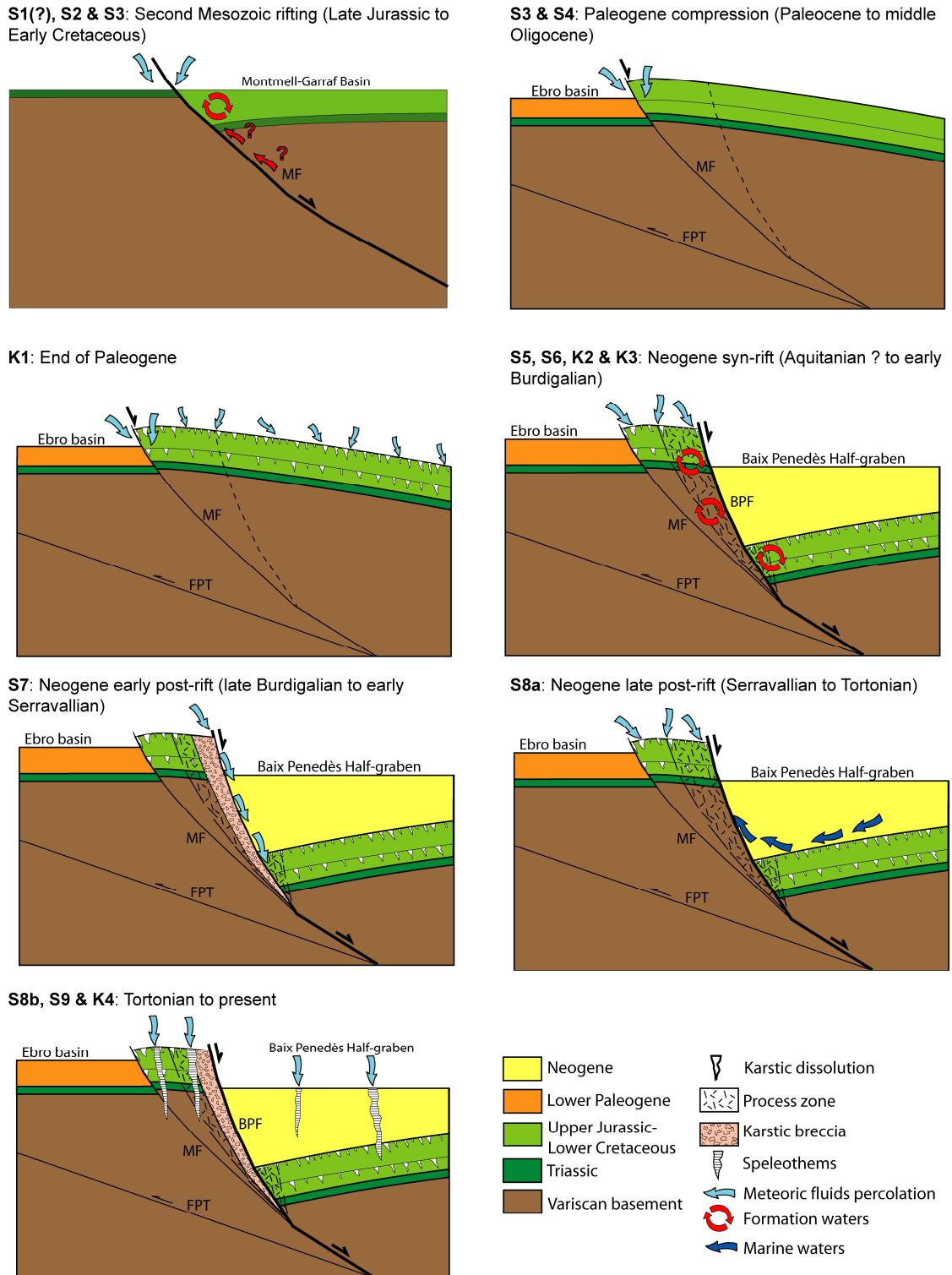


Figure 26: Evolution of fluids from Mesozoic to recent within the Vallès-Penedès Alpine System.
MF, Montmell Fault; FPT, Frontal Paleogene Thrust; BPF, Baix Penedès Fault; S: fracturing stage; K: Karstic event.

On the Miocene upper continental complexes, the fluid cementing both, the host conglomerates and fractures, was a highly depleted $\delta^{13}\text{C}$ meteoric fluid within a vadose meteoric environment (González and Lohmann, 1988).

5.5. Karstic events

A direct control of the fracture system exists on increasing dissolution and karst development during the Neogene extension. The initial propagation of the normal faults coincided with incipient karsts followed by rock collapse (Fig. 27A-B). In those incipient normal faults, the fault core is formed by a cataclasite associated to the propagation front of the fault and is filled up by a pinky laminated karstic infilling (Fig. 27C). Fractures filled by a first karstic infilling constituted by red sediment, develop within the hanging-wall of these faults. The brecciation of the rock due to tectonic collapse at the fault tip allows meteoric water to infiltrate producing karst dissolution (Fig. 27D).

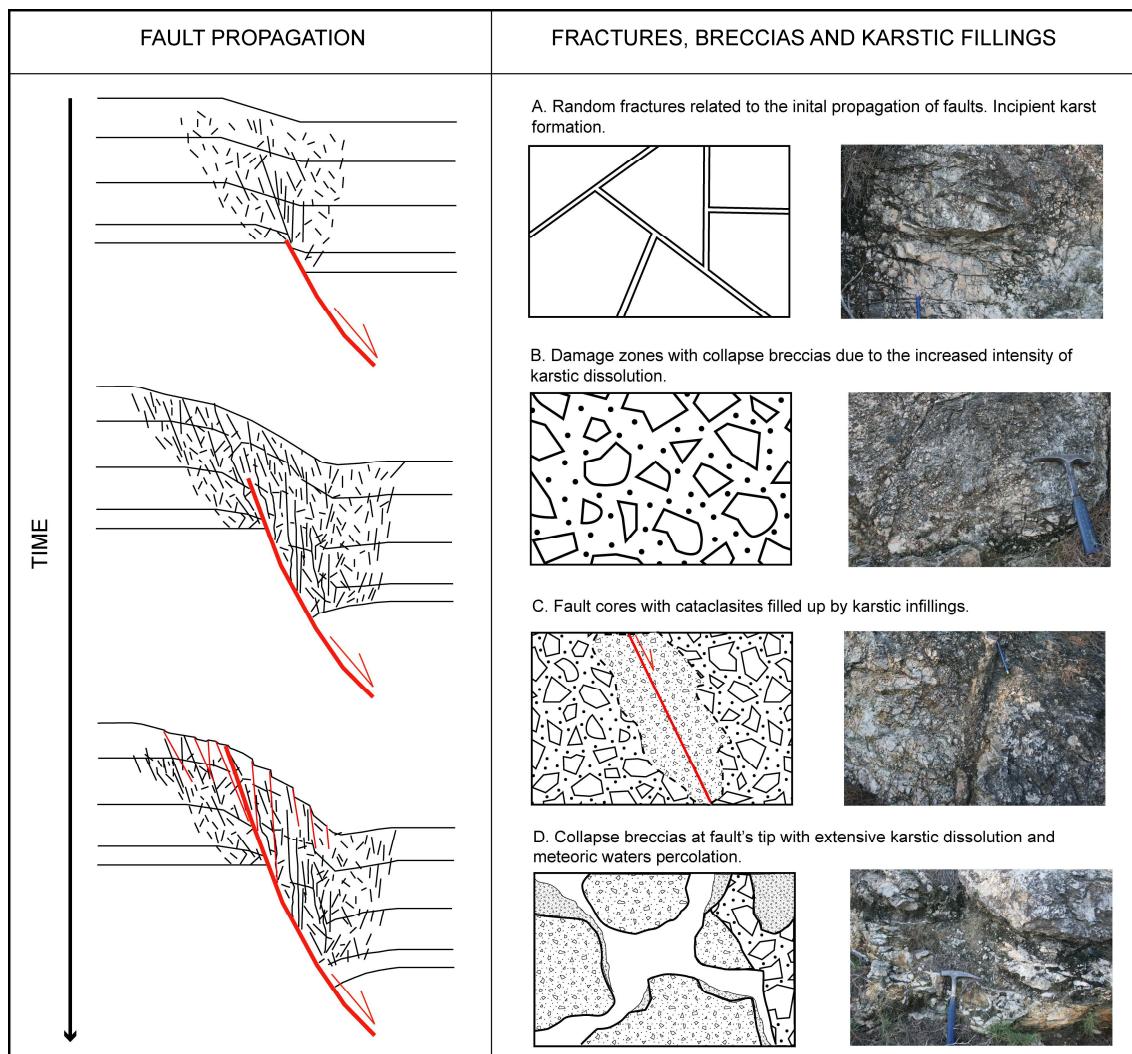


Figure 27: Model of evolution of fractures, breccias and cements during the upward propagation of an extensional fault and their relationship with the karstic processes (modified from Steward and Hancock, 1988, 1990 and Labaume et al., 2004).

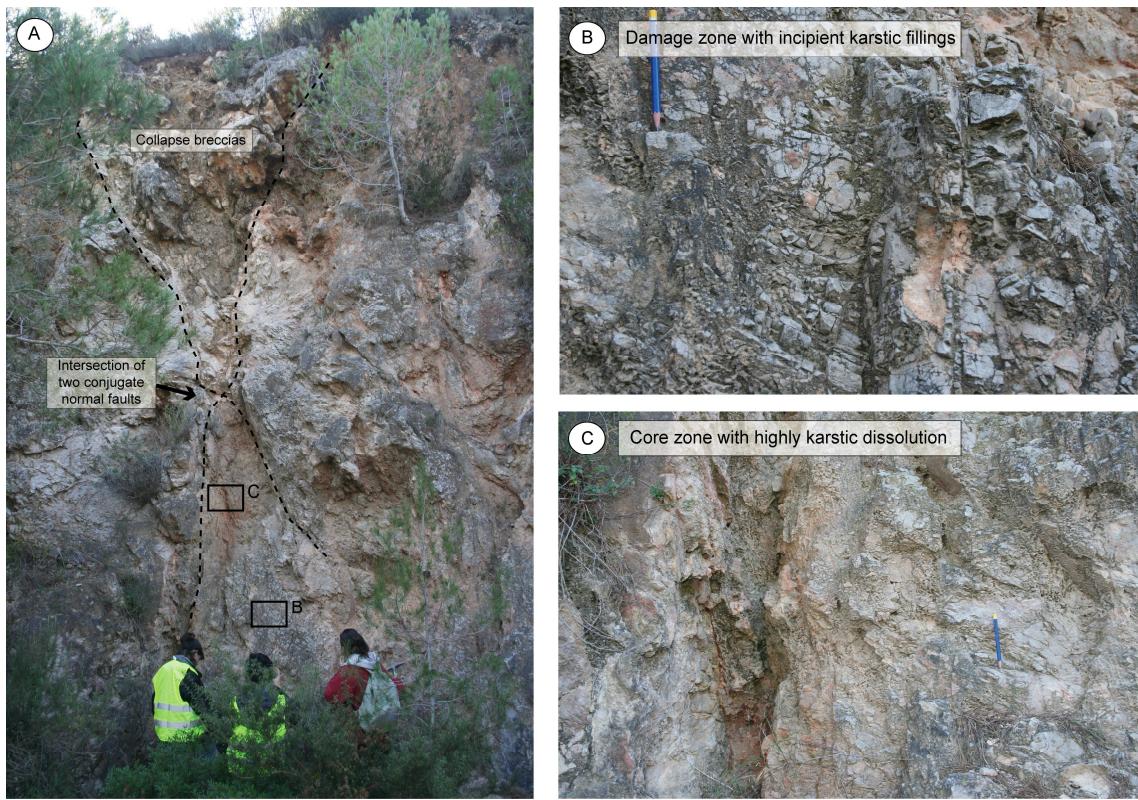


Figure 28: Field examples of the control of the fracture system on increasing dissolution and karst development. Example of the Neogene extensional faults cropping out along the Gaià-Montmell domain.

In a more evolved stage, the faults can move again and affect the karstic products. On these more developed faults, the karstic fillings are present within the fractures of the damage zone and also acting as a matrix in the core zone. In these cases, dissolution processes leading to breccias due to the collapse of the hangingwall and karstic precipitation are also observed. The karstic processes increase towards the fault core.

In the intersection between two conjugate normal faults there is a high degree of deformation processes, such as tectonic fracturation and brecciation (Fig. 28A). These areas became high permeable areas and are preferential zones for karstic dissolution leading to the formation of decimetre to metric cavities filled with speleothems (Fig. 28B-C).

Four different events of karstification have been differentiated (Figs. 21 and 26):

- i. The first karstification event is related to the Paleogene compression between deformation stages 4 and 5 and therefore only affects the Mesozoic rocks. A widespread dissolution generated vug and cavern porosities due to subaerial exposure of the Mesozoic carbonates. The sediments filling these porosities come from the erosion and reworking of the host-rock. The karstic fillings of this first event of karstification are

clearly affected by the extensional fractures related to the Neogene syn-rift tectonics (stages 5 and 6). This Mesozoic/Tertiary unconformity is recognized along the whole Mediterranean domain (Esteban, 1991) and therefore the characterization of the studied outcrops can be used as onshore analogues for the karstic reservoirs placed in the offshore of the Valencia Trough (Esteban, 1991, Playà et al., 2010, Morillas-Rodríguez et al., 2012).

- ii. The second karstification event occurred during the early stages of the syn-rift Neogene extension and is related to the deformation stage 5 in which the random fractures related to the early propagation and evolution of the Neogene faults favoured the dissolution processes. The different types of dolomitic and calcitic sediments filling the fracture and vug porosity indicate that they were deposited from a meteoric fluid in an open hydrological system. However the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the dolomitic sediments indicate that the dolomitization processes occurred later from marine late Burdigalian-Langhian waters.
- iii. The third karstification event occurred during syn-rift Neogene extension and is related to deformation stage 6. The calcite fillings related to the NW-SE normal faults are mixtures of tectonic and karstic processes and resulted from multi-stage movement of the faults during the rifting. The $\delta^{18}\text{O}$ values together with the Mg/Ca and Sr/Ca molar ratios of the calcite cements, and the high radiogenic values of the cataclasite of karstic pisoliths indicate that meteoric waters, not equilibrated with the host-limestone, were responsible for precipitation of these cements. The karstic filling of this third event is clearly affected by normal faults and by strike-slip faults developed during the syn- and post-rift stages.
- iv. The fourth karstification event is related to deformation stage 8b and corresponds to NNW-SSE to NNE-SSW trending fractures largely enlarged by dissolution. Calcite sediments and cements interpreted as speleothems covers the fractures walls. The low $\delta^{13}\text{C}$ of the speleothems indicates a higher involvement of soil-derived CO₂ and precipitation in the vadose meteoric environment. The karst probably started during the late post-rift stage and was further developed during the Messinian drop of sea level (Clauzon et al., 1997, Bini et al., 1978, Bini, 1994). Some of the karstic fillings of this fourth karstic event are affected by subhorizontal open fractures related to the Messinian minor compression, indicating that the earlier stages of the karst were previous to the Messinian compression.

6. CONCLUSIONS

Based on the macro and microstructural analysis combined with geochemical results from host rocks, fault rocks and fracture cements, the following diagenetic events have been identified:

- i. Very early stages characterized by micritization, early irregular micro-fractures resulting from opening in poorly-lithified sediments and early calcite cement precipitations.
- ii. Progressive burial stages characterized by brecciation, stylolization and dolomitization.
- iii. Fracturing and cementations characterized by ninth major deformation stages with their related cements, breccias and stylolites.
- iv. Four karstification events with associated collapse breccias, sediments and cements filling the fracture, vug and cavern porosities.

A depositional control of the $\delta^{18}\text{O}$ values of the syn-rift Mesozoic sediments (Valanginian, Barremian and Aptian) related to the position of the different outcrops with respect to the Mesozoic normal faults is inferred from the values reported in this study. The isotopic values of the Miocene marine facies, depleted in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ respect to the expected values for the Miocene seawater, together with the chalky appearance of these limestones, indicate that the Miocene marine limestones were re-balanced under the meteoric diagenetic environment. The meteoric fluid precipitating the calcite cement in the conglomerates of the lower continental complexes was responsible for diagenetically altering the marine host limestone. A different meteoric fluid, more influenced by soil-derived CO₂, precipitated the calcite cement present within the upper continental complexes.

Two extensional tensors are attributed to the Mesozoic rifting: one oriented NW-SE in the Gaià-Montmell, corresponding to the main stress during this stage and the other oriented NE-SW in the Garraf domain, attributed to the transversal faults formed due to a soft-linkage between the relay zone of the Vallès-Penedès and the Barcelona faults. The geochemical values of the cements related to these faults were precipitated from formation waters during the progressive burial of the sediment. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios together with the $\delta^{13}\text{C}$ values of the calcite cements indicate high fluid-rock interaction in a closed palaeohydrological system. The fractures oriented NNE-SSW are attributed to the transition between the Mesozoic extension and the Paleogene compression. The geochemical values of the cements filling the fractures were also precipitated from formation waters circulating in a closed palaeohydrological system.

From the Paleocene to the mid-Oligocene the fluids circulating through the compressional fractures had a meteoric origin. Due to the Paleogene compression, Mesozoic rocks were

uplifted, subaerially exposed and extensively karstified. Different types of sediments and cements were deposited filling the karstic cavities under the meteoric diagenetic environment.

During the initial upward propagation of the Neogene extensional faults, deformation was characterized by random fabric fractures filled by dolomitic cement with geochemical characteristics of low temperature formation waters. However, the host-rock was partially dolomitized due to an increase in fluid flow and to a less degree, to the temperature of fluids. This replacement can be attributed to the connection of two fault segments in a relay zone.

Related to the syn- and early post-rift stage, the NE-SW extensional fractures were sealed by meteoric fluids under both, phreatic and vadose zones. The precipitation of oxides within the minor extensional faults cropping out at the central Penedès domain suggest that reduced Fe^{2+} rich fluids circulated through the faults and precipitated the iron oxides when these fluids encountered oxidizing conditions.

The N-S normal faults attributed to the late post-rift stage favoured the upflowing of marine fluids expelled from the compaction of the late Burdigalian to the early Serravallian marine sediments producing the dolomitization of the host rocks and the precipitation of dolomite cements within the fractures. During the late post-rift and related to NNW-SSE and NNE-SSW tensional fractures different types of meteoric fluids circulated through the fractures. These fluids were precipitated from phreatic to vadose cements, agreeing with the uplift of the entire basin and/or with the falling-down of the meteoric water table related to a generalized sea level fall in the Mediterranean area during the Messinian.

Fault breccias have only been recognised related to the major normal faults when the footwall is represented by Mesozoic rocks. When the faults affect the Jurassic dolomites the fault breccia occurs in decametre-thick zone whereas when the faults affect the Cretaceous limestones the fault breccia is represented by a meter-thick zone. Therefore we can say that both, lithology and type of structure play an important role in the type of fault rocks.

On the studied outcrops, a direct control of the fracture system exists on increase dissolution and karst development. Reciprocally, normal faults start to propagate on incipient karsts allowing meteoric water to infiltrate producing dissolution. In a more evolved stage, the faults affect the karstic products; the karstic fillings are present within the damaged zone and also acting as a matrix in the core zone. Dissolution processes also create breccias due to the collapse of the hangingwall. Furthermore, in the intersection between two conjugate normal faults there is a high degree of deformation processes, such as tectonic fracturation and brecciation. These areas became highly permeable areas and are preferential zones for karstic dissolution leading to the creation of decimetre to metric cavities filled with speleothems.

Four different events of karstification have been differentiated: a first karstification event developed after the main phase of the Paleogene compression, clearly affected by the extensional fractures related to the Neogene syn-rift, two karstification events developed during the Neogene syn-rift stage, clearly affected by the normal and strike-slip faults, and a late karstification event, with undeformed karstic fillings, attributed to the Neogene post-rift.

7. REFERENCES

- Agosta, F., Ruano, P., Rustichelli, A., Tondi, E., Galindo-Zaldívar, J., Sanz de Galedano, C., 2012. Inner structure and deformation mechanisms of normal faults in conglomerates and carbonate grainstones (Granada Basin, Betic Cordillera, Spain): Inferences on fault permeability. *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2012.04.003.
- Agosta, F., Aydin, A., 2006. Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 28, 1445-1467.
- Agustí, J., Cabrera, L., Moya, S., 1985. Sinopsis estratigráfica del Neógeno en la fosa del Vallès-Penedès. *Paleontología Evolutiva*, 18, 57-81.
- Albaigés, J., Borbon, J., Walker, I.W., 1985. Petroleum isoprenoid hydrocarbons derived from catagenetic degradation of Archaeabacterial lipids. *Organic Geochemistry* 8, 293-297.
- Albrich, S., Bernaus, J.M., Boix, C., Caus, E., Martín-Closas, C., Salas, R., Vicedo, V., Vilallonga, R., 2006. Caracterización estratigráfica y paleoambiental (Berriásense-Barremiense) del Macizo del Garraf (Cadena Costanera Catalana). *Revista Española de Micropaleontología*, 38 (2-3), 429-452.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J., Santanach, P., 1985. Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Editors). *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 37, 303-318.
- Antonellini, M., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 355-377.
- Ashauer, H., Teichmüller, R., 1935. Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Ges. Wiss. Gottingen math-phys.* 3 (lo), 115 p. (spanish traduction: Publ. Extr. Geol. Esp. t. 111, CSIC).
- Aydin, A., Myers, R., Younes, A., 1998. Faults: seals or migration pathways? Yes, no, some are but some aren't, and some faults are but only sometimes!. AAPG Annual Convention, A37.

- Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., 2008. Relación entre circulación de fluidos y brechificación tectónica en la cuenca neógena del Penedés (NE Península Ibérica). *Geo-Temas*, 10, 1437-1440.
- Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., Labaume, P., 2009a. Relationship between fluid flow and tectonic brecciation in the Neogene extensional Vallès-Penedès basin (Catalan Ranges, NE Iberian). *Journal of Geochemical Exploration*, 101 (1), 4.
- Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., Labaume, P., 2009b. Multi-episodic Fault Movements and karstic Fills along the Vallès-Penedès Fault, Catalan Coastal Ranges, NE Spain. 2nd International Conference on Fault and Top Seals- From Pore to Basin Scale (EAGE). Montpellier (France). EarthDoc. ISBN: 978-90-73781-69-6.
- Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., Labaume, P., Cantarero, I., 2010a. Relationships between carbonate fault rocks and fluid flow regime during propagation of the Neogene extensional faults of the Penedès basin (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 106, 24-33.
- Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., Labaume, P., Cantarero, I., 2010b. Diagenetic evolution during progressive development of the Neogene faults (NE Spain). 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010. Barcelona (España). EarthDoc. ISBN: 978-90-73781-86-3.
- Baqués, V., Travé, A., Cantarero, I., 2010c. Evolución diagenética en el sector occidental de la Falla del Vallès-Penedès (Cadenas Costero Catalanas). *Geogaceta*, 49, 95-98.
- Baqués, V., Travé, A., Roca, E., Marín, M.A., Cantarero, I., 2012a. Geofluid behaviour in successive extensional and compressional events: a case study from the south-western end of the Vallès-Penedès Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Petroleum Geoscience*, 18, 17-31.
- Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., Cantarero, I., 2012b. The meteoric fluids circulation during the Miocene rifting of the Penedès half-graben, NE Iberian Peninsula. *Geo-Temas*, 13 (ISSN: 1576-5172).
- Baqués, V., Travé, A., Cantarero, I. Development of successive karstic systems within the Baix Penedès Fault zone (onshore of the Valencia Trough, NW Mediterranean). *Geofluids* (under review).

- Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 219-247.
- Bathurst, R. G. C. 1971. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Elsevier, New York, pp. 321-543.
- Belaid, S., Baqués, V., Travé, A., Benedicto, A., Plagnes, V., 2008. El carst de la falla del Vallés-Penedés (NE de España). *Geo-Temas*, 10, 429-432.
- Benedicto, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord), Sudest France. PhD thesis, Université Montpellier II, France.
- Benedicto, A., Plagnes, V., Vergély, P., Flotté, N., Schultz, R.A., 2008. Fault and fluid interaction in a rifted margin: integrated study of calcite-sealed fault-related structures (southern Corinth margin). In: Wibberley C.A.J, Kurtz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Editors). *The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties*. The Geological Society of London, Special Publication, 299, 1-19.
- Berwouts, I., Van Noorden, M., Muchez, Ph., Boyce, A.J., Sintubin, M. 2008. Inferring intermediate-scale fluid flow in a heterogeneous metasedimentary multilayer sequence during progressive deformation: evidence from the Monts d'Arrée slate belt (Brittany, France). *Geofluids* 8, 143-158.
- Bethke, C.M. 1989. Modeling subsurface flow in sedimentary basins. *Geologische Rundschau*, 78, 129-154.
- Bini, A., Cita, M.B., Gaetani, M., 1978. Southern Alpine lakes: Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Marine Geology*, 27, 271–288.
- Bini, A., 1994. Rapports entre la karstification péri-méditerranéenne et la crise de salinité du Messinien: l'exemple du karst lombard, Italie (Relations between perimediterranean karstification and the Messinian crisis: the Lombardy karst example, Italy). *Karstologia*, 23, 33-53.
- Bitzer, K., Carmona, J.M., Calvet, F., Travé, A., 1997. Modelling paleohydrological and thermal evolution of distensive basins: application to the Barcelona half-graben (offshore, NE Spain). In: Hendry, J., Carey, P., Parnell, J., Ruffell, A., Worden, R. (Editors). *Geofluids'97 Extended Abstracts*, Belfast, Northen Ireland. 352-355.

- Bjørlykke, K., 1998. Clay minerals diagenesis in sedimentary basins – a Key to the prediction of rock properties. Example from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, 33, 15-34.
- Borgi, A., 2007. Fault zone architecture and permeability features in siliceous sedimentary rocks: Insights from the Rapolano geothermal area (Northern Apennines, Italy). *Journal of Structural Geology*, 29, 1-20.
- Breesch, L., Swennen, R., Vincent, B., 2009. Fluid flow reconstruction in hanging and footwall carbonates: Compartmentalization by Cenozoic reverse faulting in the Northern Oman Mountains (UAE). *Marine and Petroleum Geology*, 26, 113-128.
- Budai, J. M., Wiltschko, D. V., 1987. Structural controls on syntectonic diagenesis within Haystack Peak region of the Absaroka thrust sheet, Idaho-Wyoming-Utah thrust belt. In: Miller, W.R. (Editor). *The thrust belt revisited, Wyoming*. Geological Association 38th Annual Guidebook, Casper, p. 55-68.
- Budd, D.A., 1997. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. *Earth-Science Reviews* 42, 1-47.
- Burley, S.D., Macquaker, J.H.S., 1992. Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin centre North Sea Jurassic sandstones and mudstones. In: Houseknecht, D.W., Pittman, E.D. (Editors). *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*. Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 47, 81-110.
- Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (north-western Mediterranean). *Marine Geology*, 55, 247-269.
- Burruss, R.C., Cercone, K.R., Harris, P.M., 1983. Fluid Inclusion Petrography and Tectonic-Burial History of the Al-Ali No-2 Well-Evidence for the Timing of Diagenesis and Oil Migration, Northern Oman Foredeep. *Geology*, 11 (10), 567-570.
- Busigny, V., Dauphas, N. 2007. Tracing paleofluid circulations using iron isotopes: A study of hematite and goethite concretions from the Navajo Sandstone (Utah, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 272-287.
- Bussolotto, M., Micarelli, L., Benedicto, A., Invernizzi, C., Deiana, G., 2005. Deformation features of the Gubbio fault zone. *Rendiconti Societa Geologica Italiana*, 1, 61-62.

- Bussolotto, M., Benedicto, A., Invernizzi, C., Micarelli, L., Plagnes, V., Deiana, G., 2007. Deformation features within an active normal fault zone in carbonate rocks: The Gubbio fault (Central Apennines, Italy). *Journal of Structural Geology*, 29, 2010-2037.
- Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A., and Thompson, T., 1994. Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Pure and Applied Geophysics*, 142, 609–644.
- Cabrera, L., 1981. Estratigrafía y características sedimentológicas generales de las formaciones continentales del Mioceno de la cuenca del Vallès-Penedès (Barcelona, España). *Estudios Geológicos*, 37, 35-43.
- Cabrera, L., Calvet, F., Guimerà, J., Permanyer, A., 1991. El registro sedimentario miocénico en los semigrabens del Vallès- Penedès i del Camp: organización secuencial y relaciones tectónica sedimentación. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Libro-guía Excursión 84. 132 pp.
- Cabrera, L., Calvet, F., 1996. Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and el Camp half-grabens (NW Mediterranean). In: Friend, P.T., Dabrio, C.T. (Editors). *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, Cambridge, 97-105.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Craig, B.F., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028.
- Calvet, F., Canals, A., Cardellach, E., Carmona, J.M., Gómez-Gras, D., Parcerisa, D., Bitzer, K., Roca, E., Travé, A., 2000. Fluid migration and interaction in extensional basins: application to the Triassic and Neogene rift in the central part of the Catalan Coastal Ranges, NE Spain. Field Guide III Geofluids Congress. 58 pp.
- Calvet, F., Travé, A., Bitzer, K., Roca, E., Tritlla, J., Baker, J., 2001. Dolomitization of detritial deposits related to Neogene extensional faults, Catalan Coastal Ranges (Spain). *Geotemas*, 3 (1), 109-111.
- Cantarero, I., Travé, A., Alías, G., Baqués, V. From hydrothermal to meteoric fluid regimes in a segmented fault affecting crystalline and carbonate rocks: case study of the Barcelona Plain (NE Spain). *Geofluids* (under review).
- Carter, N.L., Kronenberg, A.K., Roww, J.V., Wiltschko, D.V., 1990. Control of fluids on deformation of rocks. In : Knipe, R.J., Rutler, E.H. (Editors). *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London. Special Publication, 54, 1-14.

- Chester, F. M., Logan, J. M., 1986. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9, 621–634.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54 (2), 207-250.
- Choquette, P.W., James, N.J., 1990. Limestones- the burial diagenetic environment. In: McIlreath, I.A., Morrow, D.W. (Editors). *Diagenesis*, Ottawa, Ontario, Canada. Geological Association of Canada, 75-111.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., Casero, P., 1997. Regional modalities of the Messinian Salinity Crisis in the framework of two phases model. In: *Neogene basins of the Mediterranean region: controls and correlation in space and time*, R.C.M.N.S. Inter.-Coll., Catania, Program and Abstracts, 44–46.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., Zak, I., 1980. The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphate and their interpretation. *Chemical Geology* (Isotope geoscience section), 28, 199-260.
- Craig, H., Gordon, I., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: Tongiorgi, E. (Editor). *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Consiglio Nazionale delle Richerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, Italy. 9-130.
- Dañobeitia, J.J., Arguedas, M., Gallart, F., Banda, E., Makris J., 1992. Deep crustal configuration of the Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection profiling. *Tectonophysics*, 203, 37-55.
- Davis, G.H., Reynolds, J.J., 1996. *Structural geology of rocks and regions*, 2nd Edition. Jhon Wiley & Sons, Nova York, USA. Chpater 4: Deformation Mechanisms and Microestructures. 150-202.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 491-505.
- Esteban, M., 1991. Paleokarst: case histories. In: *Paleokarsts and paleokarstic reservoirs*. In: Wright,V.P., Esteban, M., Smart, P.L. (Editors). Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading Contribution, 152, 120-146.
- Fairbridge, R. W. 1967. Phases of diagenesis and authigenesis. *Diagenesis in sediments, developments in sedimentology*. Elsvier Publishing Co., Series 8, 19-90.

- Fontboté, J.M., 1954. Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès con la cordillera pre-litoral y con la depresión del Ebro. Tomo Homenaje a Prof. E. Hernandez-Pacheco. Revista de la Sociedad Española de Historia Natural, Madrid, 281-310.
- Gallart, F., 1981. Neógeno superior y Cuaternario del Penedès (Catalunya, España). Acta Geològica Hispànica, 16, 151-157.
- Gaspar-Escribano, J., García-Castellanos, D., Roca, E., Cloetingh, S., 2004. Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. Tectonics, 23, doi:10.1029/2003TC001511.
- Ginsburg, R.N., 1957. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in south Florida. In: Leblank, R.I., Breeding, J.G. (Editors). Regional aspects of carbonate deposition. Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 5, 80-99.
- Gómez, M., Guimerà, J., 1999. Estructura Alpina de la Serra de Miramar y del NE de las Muntanyes de Prades (Cadena Costera Catalana). Revista de la Sociedad Geológica de España, 12(3-4): 405-418.
- González, L.A., Lohmann, 1988. Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. In: James, N.P., Choquette, P.W. (Editors). Paleokarst, New York, Springer-Verlag, 81-101.
- Guimerà, J., 1988. Estudi estrucutural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costera Catalana. PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.
- Guimerà, J., 2004. La Cadena Costera Catalana. In: Vera, J.A. (Editors). Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 603-605.
- Hooker, J.N., Gomez, L.A., Laubach, S.E., Gale, J.F.W., Marrett, R., 2012. Effects of diagenesis (cement precipitation) during fracture opening on fracture aperture-size scaling in carbonate rocks. Geological Society of London, 370, doi: 10.1144/SP370.9.
- Jenkyns, H.C., Gate, A.S., Corfield, R.M., 1994. Carbon and oxygen isotope Stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. Geological Magazine, 131, 1-34.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Hesselbo, S.P., 1994a. Strontium isotopes in Early Jurassic seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 1285-1301.

- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Hesselbo, S.P., 1994b. Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 3061-3074.
- Juez-Larré, J., Andriessen, P.A.M., 2006. Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 159-180.
- Julian, M., Nicod, J., 1984. Paléokarsts et paléo-géomorphologie néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes. *Karstologia*, 4, 11-18
- Katz, A., 1973. The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25-90°C and one atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1563-1568.
- Kinsman, D.J.J., 1969. Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 486-508.
- Klimowitz, J., Hernández, E., Serrano, A., 2005. A field trip guide book. The Mediterranean Basin (Catalan costal range onshore analogues). In: Martínez del Olmo, W. (Editors). Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP)-XXV Aniversario, 187-208.
- Knipe, R.J., 1989. Deformation mechanisms-recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, 1, 127-146.
- Knipe, R.J., McCaig, A.M., 1994. Microstructural and microchemical consequences of fluid flow in deforming rock. In: Parnell, J. (Editor). *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society of London. Special Publication, 78, 99-111.
- Kosa, E., Hunt, D.W., 2006. Heterogeneity infill and properties of Karst-modified synsedimentary faults and fractures:Upper Permian Capitan Platform, New Mexico, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 131-151.
- Labaume, P., Carrio-Schaffhauser, E., Gamond J.F., Renard, F., 2004. Deformation mechanisms and fluid-driven mass transfers in the recent fault zones of the Corinth rift (Greece). *Comptes Rendus Géoscience*, 336, 375-383.
- Laubach, S.E., Lander, R.H., Bonnell, L.M., Olson, J.E., Reed, R.M., 2004. Opening histories of fractures in sandstone. In: Cosgrove, J.W., Engelder, T. (Editors). *The Initiation*,

- Propagation and Arrest of Joints and Other Fractures. Geological Society of London. Special Publications, 231, 1-9.
- Llopis-Lladó, N., 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Inst. "Lucas Madalla", Barcelona C.S.I.C. 373 pp.
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., Choquette, P.W. (Editors). Paleokarst, New York, Springer-Verlag, 58-80.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. American Association of Petroleum of Geological Bulletin, 60, 601-621.
- Lorens, R.B., 1981. Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 553-561.
- Macpherson, I., 1994. Revisión bioestratigráfica de los depósitos marinos del Mioceno medio en la cuenca del Penedès. *Acta Geológica Hispánica*, 29, 123-132.
- Marín, M.A., Roca, E., Rosell, O., Marcuello, A., Cabrera, L., 2008. La Falla del Montmell: un ejemplo del control ejercido por las fallas extensivas mesozoicas en la arquitectura cenozoica de las Cadena Costaneras Catalanas. *Geotemas*, 10, 461-464.
- Marshall, J.D., 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143-60.
- Martinell, J., 1988. An overview of the marine Pliocene of N.E. Spain. *Géology Méditerranean*, 15, 227-233.
- McClay, K. R., Ellis, P.G., 1987. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, 1, 341-344.
- Meyers, W. J., James, A. T., 1978. Stable isotopes and cherts and carbonate cements in the Lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. *Sedimentology*, 25, 105-124.
- Micklethwaite, S., Cox, S.F., 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow and mineralization. *Geological Society of America*, 32 (9), 813-816.
- Moore, C., 2001. Carbonate reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in sedimentology*, 55, 444 pp.

- Morrow, D.W., 1982. Descriptive field classification of sedimentary and diagenetic breccia fabric in carbonate rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 10, 227-229.
- Mucci, A., 1987. Influence of temperature on composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5, 1977-1984.
- Muchez, Ph., Slobondik, M., Viaene, W.A., Keppens, E., 1995. Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sedimentary Geology*, 96, 191-200.
- Naccio, D.Di., Boncio, P., Cirilli, S., Casaglia, F., Morettini, E., Laveccnia, G., Brozzetti, F., 2005. Role of mechanical Stratigraphy on fracture development in carbonate reservoirs: Insights from outcropping shallow water carbonates in the Umbria-Marche Apennines, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148, 98-115.
- Nadal, J., 2001. Estudi de la dolomitització del Juràssic Superior-Cretaci Inferior de la Cadena Ibèrica Oriental i la Cadena Costanera Catalana: relació amb la segona etapa de rift mesozoica. PhD thesis, Universitat de Barcelona, 416 pp.
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., Sanderson, D.J., 2000. Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, 22, 291-305.
- Permanyer, A., 1982. Sedimentologia i diagènesi dels esculls miocens de la conca del Penedès. PhD thesis, Universitat de Barcelona. 545 pp.
- Pettijohn, F. J., 1963. Chemical composition of sandstones—excluding carbonate and volcanic sands. In: Fleischer, M. (Editor). *Data of Geochemistry*, sixth edition, U. S. Geological Survey Professional Paper 440-S, 21 p.
- Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytical Chemistry Acta*, 269, 249-255.
- Pittman, E.D., 1971. Microporosity in Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, 1873-1881.
- Playà, E., Travé, A., Caja, M.A., Salas, R., Martín-Martín, J.D., 2010. Diagenesis of the Amposta offshore oil reservoir (Amposta Marino CS well, Lower Cretaceous, Valencia Trough, Spain). *Geofluids*, 9, 1-19.
- Pruser, B.H., 1969. Syn-sedimentary Marine Lithification of Middle Jurassic Limestones in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12, 205-230.

- Purdy, E. G., 1968. Carbonate diagenesis: An environmental survey. *Geology Romana*, 7, 183-228.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing rocks. McGraw-Hill, New York. 568 pp.
- Rawling, G.C., Goodwin, L.B., Wilson, J.L., 2001. Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault zone types. *Geology*, 29, 43-46.
- Roca, E., Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on crustal evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.
- Roca, E., 1994. La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geológica Hispánica*, 29, 3-25.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, 315, 209-233.
- Rodríguez-Morillas, N., Playà, E., Travé, A., Martín-Martín, J.D., Guerrero, A., 2012. Diagenetic processes in a partially dolomitized carbonate reservoir: Casablanca oil field, Mediterranean Sea, offshore Spain. *Geologica Acta*, doi: 10.1344/0.000001833.
- Romaire, I., Benedicto, A., Travé, A., Baqués, V., 2008. Mecanismos de deformación e interacciones fallas-fluidos en contexto extensivo. *Geo-Temas*, 10, 1205-1208.
- Rowland, J.V., Sibson, R.H. 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids*, 4, 259-283.
- Salas, R., 1987. El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.
- Salas, R., Casas, A., 1992. Historia de la subsidencia, anomalías gravimétricas y evolución mesozoica de las cuencas del margen oriental de Iberia. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. *Actas*, 2, Salamanca, 112-116.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Editors). *PeriTethys Memoir 6: PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Museum National d'Historie Naturelle*, 186, Paris, France, pp. 145–185.

- Salas, R., Moreno, J.A., 2008. Revisió de la geologia i altres treballs complementaris de quatre fulls del MGC25M a l'àrea del Massís del Garraf. Institut Geològic de Catalunya.
- Sérrane, M., Benedicto, A., Truffert, C., Pascal, G., 1995 Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 809-820.
- Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R., Gupta, S., 2000. Fault-propagation folding in extensional settings : examples of structural style and syn rift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *Bulletin Geological Society of America*, 112, 1877-1899.
- Sibson, R.H., Moore, J.M.M., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of Society Geology*, 131, 653-659.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geology Society*, 133, 191-213.
- Smith, J.V., 2000. Inter-array and intra-array kinematics of en échelon sigmoidal veins in cross-bedded sandstone, Merimbula, southeastern Australia : Reply. *Journal of Structural Geology*, 22, 147-148.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Iberian plate kinematics : A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344, 756-759.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Steward, I.S., Hancock, P.L., 1988. Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, 1, 139-153.
- Steward, I.S., Hancock, P.L., 1990. Brecciation and fracturing within neotectonic normal fault zones of the Aegean region. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Editors). *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geological Society Special Publication, 54, 105-112.
- Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., 1997. Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analyses (Eocene south-Pyrenees, Spain). *Tectonophysics*, 282, 375-398.

- Travé, A., Calvet, F., Soler, A., Labaume, P., 1998. Fracturing and fluid migration during Palaeogene compression and Neogene extension in the Catalan Coastal Ranges, Spain. *Sedimentology*, 45, 1063-1082.
- Travé, A., Calvet, F., 2001. Syn-rift geofluids in fractures related to the early-middle Miocene evolution of the Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). *Tectonophysics*, 336, 101-120.
- Travé, A., Labaume, P., Vergés, J., 2005. Fluid systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts: An overview from the Southern Pyrenees. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F. and Vergés, J. (Editors). *Thrust Belts and Foreland Basins. From fold Kinematics to hydrocarbon systems*. Springer Publications, Berlin.
- Travé, A., Baqués, V., Benedicto, A., Cantarero, I., Romaire, I., Belaid, S., 2008. Interacciones entre deformación y geofluidos en contexto de tectónica extensiva. *Geo-Temas*, 10, 1421-1424.
- Travé, A., Roca, E., Playà, E., Parcerisa, D., Gómez-Gras, D., 2009. Migration of Mn-rich fluids through normal faults and fine-grained terrigenous sediments during early development of the Neogene Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). *Geofluids*, 9, 303-320.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Tucker, M.E., Marshall, J., 2004. Diagenesis and geochemistry of Upper Muschelkalk (Triassic) build-ups and associated facies in Catalonia (NE Spain): a paper dedicated to Francesc Calvet. *Geologica Acta*, 2, 257-269.
- Underwood, C.A., Cooke, M.L., Simo, J.A., Muldon, M.A., 2003. Stratigraphic controls on vertical fracture patterns in Silurian dolomite, northeastern Wisconsin. *AAPG Bulletin*, 87 (1), 121-142.
- Vahrenkamp, V.C., Swart, P.K., 1990. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. *Geology*, 18, 387-391.
- Van Geet, M., Swennen, R., Dumishi, E., Roure, F., Muchez, P., 2002. Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian fold and thrust belt (Albania); relation between tectonism and fluid flow. *Sedimentology*, 49, 697-718.

- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Warthmann, R., Bernasconi, S., 2005. Calibration of $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. Geological Society of America, 33(4), 317-320.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Goddérus, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology, 161, 59–88.
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M., Molina, J.M., 1988. Paleokarst and related sediments in the Jurassic of Subbetic Zone, Southern Spain. In: Paleokarst, James, N.P., J Choquette, J. (Editors). Springer-Verlag, New York, 364-384.
- Verhaert, G., Muchez, P., Keppens, E., Sintubin, M., 2009. Fluid impact and spatial and temporal evolution of normal faulting in limestones. A case study in the Burdur-Isparta region (SW Turkey). Geologica Belgica, 12, 59–73.
- Vidal, N., Gallart, J., Dañobeitia, J., Díaz, J., 1995. Mapping the Moho in the Iberian Mediterranean margin by multicoverage processing and merging of wide-angle and near-vertical reflection data. In: Banda, E., Torné, M., Talwani M. (Editors). Rifted Ocean Continent Boundaries. NATO ASI Series Series C, Mathematical and Physical Sciences, 463, 291-308.
- Withjack, M.O., Jamison, W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. Tectonophysics, 126, 99-124.