

UNIVERSITAT DE BARCELONA

El metamorfismo hercínico de grado muy bajo del Priorat Central

Sergio Valenzuela García

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

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

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



TESIS DOCTORAL

Departamento de Mineralogía, Petrología y Geología Aplicada

El metamorfismo hercínico de grado muy bajo del Priorat Central

Sergio Valenzuela García

Directora: Dra. Gemma Alías López

Programa de Ciencias de la Tierra Septiembre de 2016



Facultad de Geología Departamento de Mineralogía, Petrología y Geología Aplicada Programa de "Ciencias de la Tierra" Universitat de Barcelona

El metamorfismo hercínico de grado muy bajo del Priorat Central

Memoria de tesis doctoral presentada por Sergio Valenzuela García para optar al Grado de Doctor en Geología. La tesis doctoral ha sido desarrollada en el marco del Programa de Ciencias de la Tierra de la *Universitat de Barcelona* bajo la dirección de la Dra. Gemma Alías López

Sergio Valenzuela García

Directora de la tesis Dra. Gemma Alías López Tutora de la tesis Dra. Montserrat Liesa Torre Marín

Barcelona, Septiembre de 2016

A Sandra

A mi padre

La terra d'El Priorat és un eixam de muntanyes, muntanyes color d'aram, d'aram i d'or i de plata; unes tenen el cim blau, altres la cresta morada, *i totes uns claps de verd* on la vinya viu en calma, voltats d'un fosc garrigar de fonolls i d'olivardes, farigoles, romanins, gavarreres i argelagues, el groc rogenc del fenàs, l'espígol com unes llances, aquí unes miques de bosc, allà un tast d'alzines blanques, i al damunt d'un cel estès d'una blavor feta blanca.

Fragment de El Crist de la Solitud; Salvador Estrem i Fa (Poeta prioratí)

Agradecimientos

Quien diría que después de 20 años, estoy escribiendo los agradecimientos para concluir "La Inacabable". Es hora de echar la vista atrás, ver el largo camino recorrido y recordar a las personas que me han acompañado.

Antes de nada, un recuerdo muy especial al desaparecido Ramon Vaquer, mi profesor, director de tesis y amigo. Siempre me animó a acabar este trabajo y supo trasmitirme la pasión por la Geología.

A mi directora de tesis Gemma Alías, agradezco su confianza, constante estímulo y paciencia, así como su amistad. Su inestimable ayuda e implicación han sido decisivas en el desarrollo de este trabajo, desde las campañas de campo hasta la finalización del manuscrito; sin olvidar las animadas horas de discusión.

A Montserrat Liesa, le gradezco su apoyo y ayuda proporcionados como tutora de esta tesis.

También quiero dar las gracias más sinceras:

A Jordi Illa, responsable de laboratorio petrográfico del Dpto. GPPG, por su gran creatividad y ganas de buscar siempre soluciones para preparar nuestras queridas muestras.

A Alejandro Gallardo, responsable del laboratorio de micropaleontología, sin el cual no habría sido posible obtener los preciados conodontos del Priorat.

A Josep María Casas, por su ayuda para comprender la diabólica y divertida tectónica del Priorat.

A Albert Permanyer, por introducirme en el conocimiento de la materia orgánica y ayudarme a obtener los primeros resultados de Pirólisis Rock-Eval y de Reflectancia de la vitrinita de las rocas paleozoicas del Priorat. A Javier Sanz-López y Silvia Blanco, por su pericia en el arte de estudiar los conodontos y haber compartido conmigo sus conocimientos y su tiempo.

A Fabrice Cordey, por haberme introducido en el mundo de los radiolarios y obtener algunos de sus maravillosos esqueletos.

A Ramon Salas, por todas sus enseñanzas y correcciones, así como su apoyo y constante ánimo; ¡benditos violines, que tocaron música celestial!.

A Ramón Mercedes, Telm Bover y Ariana Carrazana, por su inestimable ayuda con las columnas, las secuencias estratigráficas y la bibliografía, pero sobre todo por su amistad.

A Domingo Gimeno, por incluirme en el grupo consolidado de investigación *PEGEFA - Petrologia i Geoquímica, Fonamental i Aplicada* (2009 – 2013) y por su apreciada amistad desde que fui estudiante de licenciatura.

A Xavier Font, por su amistad, y haberme brindado sus conocimientos.

A Josep M^a Agulló, por su colaboración en la edición de los cortes geológicos y de alguna que otra figura de última hora.

A Juan Diego Martín-Martín, por echar una manilla con el SEM-EDS y a Anna Travé, por apoyo para disponer de láminas delgadas y análisis de DRX y SEM-EDS.

A Xavier Alcober, responsable del Servicio de DRX del CCiTUB, a quien conozco desde hace ya muchos años y que me ha enseñado buena parte de mis conocimientos sobre la DRX.

A Joan Carles Melgarejo, quien hace muchos años, me apoyo para empezar esta aventura y me animó a estudiar el metamorfismo de grado muy bajo del Paleozoico del Priorat.

A Laura Rosell, directora del Dpto. GPPG, por sus aportaciones en la Petrología Sedimentaria.

A todos y cada uno de mis compañeros de doctorando, con los que he compartido campañas de campo y sobre todo buenos momentos: Carmen Aguilar, Marta Guinau,

Irene Cantarero, Eduard Albert, Vinyet Baques, Eloi Carola, Mar Moragas, Emilio Carrillo, Ander Guinea, Guillem Gisbert, Alex Sendros, Sergi Esteve, David Cruset,....

Por último, y lo más importante, le agradezco a Sandra, mi esposa, por no permitirme desfallecer en los momentos difíciles y animarme a finalizar "*La Inacabable*". También se lo agradezco, muy especialmente, a mis padres Manuel y Rosa, así como a mis hermanos, Beatriz y Hugo.

Una mención especial a mis mejores amigos, quienes me han acompañado desde los primeros años de facultad hasta el día de hoy. En especial a Jordi Llorens, con el cual he disfrutado de muchas aventuras por el Priorat y por otros lugares del mundo mundial y a sus padres, la Mercé Poca y el "Pepito" (Josep Llorens). También a Jordi Serra, David Caso y Kinardo Flores, los cuales siempre han sido mis *"hooligans"* y han confiado que alcanzaría mi objetivo.

¡Gracias a todos!

Resumen

Las rocas del Paleozoico del Priorat Central (Cadena Costera Catalana, NE de la Península Ibérica) han sido sometidas a un metamorfismo regional hercínico de grado muy bajo que alcanzó el límite entre la zona diagenética profunda y la anquizona baja en unas condiciones térmicas situadas entre los 133 y 229°C y unas condiciones báricas con una presión intermedia, de tipo Ryoke, acotada entre 1,35 y 1,83 kbar, que significarían una profundidad ubicada entre 4 y 5,5 km.

Las condiciones P - T se han estimado a partir de la correlación de diferentes índices (índice de Kübler, índice de Árkai, parámetro b₀, Tmax y reflectancia equivale, Reflectancia de la vitrinita, CAI) obtenidos mediante técnicas indirectas basadas en el estudio de los filosilicatos mediante difracción de rayos X (DRX) y de la materia orgánica a través de la Pirólisis Rock-Eval y microscopía óptica y de reflexión.

La estructura térmica de las rocas paleozoicas del Priorat Central se ha interpretado como el resultado combinado de la relajación térmica asociada a la deformación hercínica (F1) y por otro el calor aportado por los cuerpos ígneos tardihercínicos. En una evolución simple, la disposición de las isotermas en el sector noroccidental del Priorat Central sería el resultado de la recuperación térmica posterior al apilamiento producido por las estructuras de F1, las cuales habrían cargado los materiales devónicos sobre los carboníferos, produciendo un incremento de la cristalinidad (disminución del KI) de los materiales más modernos. Los datos térmicos aportados por la Pirólisis Rock-Eval y Reflectancia de la vitrinita evidencian esta distribución controlada por las estructuras de F1, donde las temperaturas atribuidas a la diagénesis profunda están en el flanco invertido del anticlinal de Les Vilelles. A su vez, este modelo es coherente con los datos obtenidos mediante el parámetro b_0 que indica que la unidad más antigua, Les Vilelles, se encuentra a una presión inferior que las unidades suprayacentes de Les Bassetes y Scala Dei. La morfología ligeramente ondulada de la isoterma que separa la diagénesis profunda de la anquizona podría ser resultado de la propia morfología de la isoterma y de la contribución de la deformación asociada a las fases de deformación alpinas (F2) y

neógenas (F3) que deforman actualmente la cobertera. Así mismo, los métodos de Pirolisis y Reflectancia también reflejan la influencia térmica de las intrusiones de Alforja y Falset hacia el E y SE de la zona de estudio.

La deformación mostrada por los materiales del Priorat Central se habrían dado en tres fases deformativas (F1, F2, F3). La F1 se caracterizada pliegues tumbados y cabalgamientos vergentes hacia el SW y retrocabalgamientos vergentes hacia el NE, de dirección NW – SE, que han sido atribuidos al hercínico. La F2 se caracteriza por pliegues laxos abiertos de dirección NE – SW y es alpina. La F3 agrupa las estructuras frágiles de dirección NE – SW atribuidas a la distensión neógena que afectan desde el zócalo hasta la cobertera cenozoica.

La nueva cartografía revisada muestra, además del Anticlinal tumbado de les Vilelles, otras estructuras de F1 relevantes como el Anticlinal invertido de Poboleda y el Cabalgamiento de Les Crestes. Respecto las estructuras de F2, destaca el Sinclinal del Mas del Sastre y la alta densidad de fracturación en el flanco sur del Anticlinal de Les Vilelles entre las poblaciones de La Vilella Baixa y Gratallops.

También muestra la interferencia de pliegues entre las fases F1 y F2 según un modelo intermedio entre los tipos 1 y 2 de Ramsay (1977). Estas interferencias dan lugar a formas de estructuras en caja de huevos, domos y sillas de montar que son relevantes en los sectores del Mas del Sastre al S de La Vilella Alta, en el sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues y en sector de Torroja.

El marco geodinámico basado en el estilo tectónico, la procedencia de los clastos y el gradiente bárico intermedio de tipo Ryoke, así como la presencia de granitoides, indicaría que las series precarboníferas y carboníferas del Priorat Central formarían parte de un prisma de acreción en un arco de isla relacionada con el cierre entre Laurasia y Gondwana. Donde estos materiales sería el resultado del desmantelamiento de un basamento levantado de un bloque continental con gran influencia de un límite entre un arco disectado y un arco transicional.

La revisión estratigráfica y bioestratigráfica de la secuencia ha comportado la definición de una nueva unidad litoestratigráfica denominada Unidad de *Cherts* de Torroja. Esta unidad constituye el límite entre los materiales del Devónico y los del Carbonífero y dada su continuidad cartográfica se ha definido como nivel guía. Este nivel

es coincidente con el observado en muchas otras regiones del Varisco peninsular y europeo, y por tanto, constituiría un auténtico nivel guía de ámbito suprarregional, quedando así abolida la idea que las series sedimentarias del Paleozoico del Priorat Central constituyen una anomalía. Además, la revisión bioestratigráfica con conodontos y radiolarios ha permitido datar con mayor precisión las unidades. Así, la unidad inferior, denominada Unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles, ha sido datada como Devónico tardío con una edad Frasniense – Fameniense (385 a 360 Ma). La Unidad de Torroja se ha datado como Tournaisiense medio – tardío a Viseense temprano. Por encima, la Unidad de Areniscas ocres Les Bassetes y la de las Lutitas y areniscas finas de Scala Dei han dado la misma edad, en la parte inferior del Viseense superior (337 a 335 Ma). La unidad superior, correspondiente a la base de la Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda, ha sido datada como Viseense superior (322 a 331 Ma).

Abstract

Hercynian regional metamorphism of very low grade of Paleozoic rocks is studied in the central Priorat (Catalan Coastal Range, NE Iberian Peninsula). The regional metamorphism reached the limit between the deep diagenetic zone and the low anchizone, at temperatures between 133 and 229°C and pressures between 1,35 and 1,83 kbar (*ca.* 4 and 5,5 km). This range of pressure is representative of a Ryoke type metamorphism.

The P – T conditions have been calculated based on the correlation of various indices (index Kübler, index Árkai, b_0 parameter, Tmax and reflectance equivalent, Vitrinite reflectance, CAI). These indices were obtained by means of indirect techniques such as the study of phyllosilicates by X-ray diffraction (XRD), and the analysis of organic matter through Rock-Eval Pyrolysis and optical microscopy and reflection.

The thermal structure of the Paleozoic rocks in this area has been interpreted as the combined result of the thermal relaxation associated with the Variscan deformation (F1) and the heat provided by the tardi-Hercynian igneous bodies. In a simple model, the arrangement of the isotherms would result from the loading produced by F1 structures before the thermal recovery. Devonian rocks would have been loaded on Carboniferous strata producing an increase on the crystallinity (KI decrease) of the younger materials. The thermal data provided by Rock-Eval Pyrolysis and Vitrinite Reflectance mimic F1 structures, where the temperatures attributed to the deep diagenesis are in the inverted flank of Les Vilelles Anticline. This model is consistent with data obtained by b₀ parameter indicating that the older unit, Les Vilelles, is at a lower pressure than the overlying units of Les Bassetes and Scala Dei. The slightly undulating morphology of the isotherm separating deep diagenesis from anchizone could be the result of both the own morphology of the isotherm and the contribution of the deformation associated with the Alpine (F2) and Neogene (F3) deformation. Besides, the results of Pyrolysis and Thermal Reflectance also reflect the thermal influence of the Falset and Alforja intrusions, located to the E and SE of the study area.

Three deformation phases have been reported in the central Priorat. F1 is characterized by a NW – SE trend and southwest-verging recumbent thrusts and folds, together with retrovergent structures of Hercynian age. F2 is Alpine and shows NE – SW open folds with subvertical axial surfaces or strong dips to the NW. F3 comprises NE – SW trend brittle structures related to the Neogene distension that affects both the basement and the cover.

An original geological map of the central Priorat has been produced. Besides Les Vilelles Anticline, novel relevant F1 structures mapped include the inverted Poboleda Anticline and Les Crestes Thrust. Regarding F2 structures, the Mas del Sastre Syncline and the high density of fractures in the southern limb of Les Vilelles Anticline are remarkable.

The superposition between F1 and F2 folds resulted in fold interference patterns between types 1 and 2 of Ramsay (1977). These interferences include classic dome-andbasin structures which are characteristic of the sectors of Mas del Sastre (S of La Vilella Alta), Mas d'En Doix - Les Planes Cegues and Torroja.

Based on the tectonic style, the provenance of clasts, the intermediate Ryoke type pressure gradient and the presence of granitoids, the resulting geodynamic framework suggests that the pre-Carboniferous and Carboniferous series of the central Priorat would have been part of an accretionary prism of an arc island related to the closure of Laurasia and Gondwana. Accordingly, these Paleozoic sedimentary successions would be the result of the erosion of a continental uplifted basement influenced by a dissected and a transitional arc.

The stratigraphic and biostratigraphic review of the succession has led to the definition of a new lithostratigraphic unit called Torroja Chert Unit. The base of this unit marks the boundary between the Devonian and Carboniferous rocks, and given its cartographic continuity has been used as a guideline level. This horizon is consistent with those observed in many other regions of the European and Peninsular Varisc orogen and therefore, constitutes a genuine guide of supra-regional level, thus ruling out the idea that it is an anomaly in the Paleozoic sedimentary series of the central Priorat. In addition, the biostratigraphic revision based on conodonts and radiolarians has improved the age control of the lithostratigraphic units. The lower unit, called Les Vilelles Siltstones and

XI

Siliceous *Cherts* Unit, has been dated as Frasnian - Famennian (385-360 Ma). The overlying Torroja Unit has been dated as middle - late Tournaisian to early Visean. Above, Les Bassetes Sandstones and Shales and the Scala Dei Lutites and Fine Sandstones units were dated as basal late Visean (337-335 Ma). Finally, the upper unit, the Poboleda Sandstones and Shales Unit has been dated as late Visean (332-331 Ma).

Contenido

Agradecimientos	I
Resumen	V
Abstract	IX
Contenido	XIII
1. Introducción	1
1.1 Objetivos del trabajo	3
1.2 Estructura de la memoria	4
2. Contexto geográfico v entorno geológico	7
2.1 Contexto geográfico	7
2.2 Encuadre geológico	
2.2.1 Encuadre en la Cadena Costera Catalana	
2.2.2 Encuadre en noreste de la Península Ibérica: Menorca, el Pirineo y Cadena	
Ibérica 14	
2.2.3 Encuadre en el Macizo Ibérico	
La Zona Cantábrica	
La Zona Surportuguesa	23
3 Metadología	27
3.1 Tareas de campo	
3.2 Tareas de laboratorio	27
3.2 Preparación de muestras	29
3.2.2.1 Treparation de Indestrus	30
3.2.2 Polyo de roca total y agregados orientados	32
3.2.4 Separación de conodontos de rocas carbonáticas	33
Prenaración previa de las muestras de caliza	35
Ataque químico	35
Separación de los conodontos de la roca caliza	37
Recuperación de los conodontos del residuo	38
3.2.5 Separación de radiolarios de <i>cherts</i>	39
Ataque químico de rocas silíceas para la obtención de radiolarios	40
3.3 Técnicas analíticas	40
3 3 1 Microscopia de luz transmitida y luz refleiada	40
3.3.2 Difracción de rayos X	
Equipamiento	
Condiciones de trabaio	42
Procesado de difractogramas	43
Identificación de fases minerales	
Semicuantificación de fases minerales	
3.3.3 Microscopía electrónica de rastreo con analizador de energías (SEM-EDS)	46
3.3.4 Pirólisis Rock-Eval	46
3.3.5 Reflectancia de la vitrinita (Ro)	

3.3.6 Determinación del Índice de Alteración del Color (CAI)	49
3.4 Actividades de gabinete	50
3.4.1 Cartografía geológica	50
3.4.2 Elaboración de los datos geológicos	51
4. Cartografia	53
4.1 Antecedentes	53
4.2 Descripción de la cartografía geológica	60
5 Estrationafía y bioestrationafía	67
5. Esti augraria y biocsu augraria	
5.2 Unidades litoestratigráficas del Priorat Central	00
5.2.1 Columnas estratigráficas, correlación y caracterización de las unidades	
litoestratigráficas	76
Columna Vilella Baixa 1 (VB1)	77
La columna Vilella Baixa 2 (VB2)	77
La columna de Torroja 1 (TO1).	79
La columna Torroja 2 (TO2)	79
Correlación litoestratigráfica	79
5.3 Unidad de Limolitas silíceas y <i>cherts</i> de Les Vilelles	81
5.3.1 El tramo inferior	82
5.3.2 El tramo medio	83
5.3.3 El tramo superior	85
5.4 Unidad de <i>Cherts</i> de Torroja	88
5.5 Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes	92
5.5.1 Interpretación estratigráfico-secuencial de la unidad de areniscas ocres de Les	
Bassetes	101
5.6 Unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei	103
5.7 Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda	106
5.8 Bioestratigrafía	108
5.8.1 Radiolarios de los <i>cherts</i> de las unidades de Les Vilelles y de Torroja	108
Descripción de los radiolarios	109
Datación con los radiolarios	112
5.8.2 Conodontos de los <i>cherts</i> de las unidades Les Vilelles y de Torroja	113
Descripción de los conodontos en cherts	113
Datación de los conodontos en cherts	114
5.8.3 Conodontos de las calizas de las unidades Bassetes, Scala Dei y Poboleda	115
Descripcion de los conodontos en calizas	115
Bioestratigrafia a partir de los conodontos en calizas	118
5.8.4 Restos vegetales de la otono Dovénico Superior Vicconce superior	120
5.0.5 Bioesti auguaria de la etapa Devoluco Superior – viseense superior	121
5.10 Discusión	. 124
5.10 Las unidades litoestratigráficas propuestas	. 120
5.10.2 Aspectos sedimentarios y ambientes denosicionales	120
Los cherts de la unidad de Torroia	120
Las areniscas de la unidad de Les Bassetes	130
5 10 3 Datación de las series	131
	191
6. Estructura	135
6.1 Conocimiento previo	135
6.2 Estructura del Priorat Central	139
6.3 Cortes geológicos	143
6.3.1 Corte geológico A – A'	143
6.3.2 Corte geológico B – B'	144

6.3.3 Corte geológico C – C'	144
6.4 Fases deformativas y estructuras asociadas	145
6.4.1 Fase deformativa principal (F1)	145
Pliegues tumbados y recumbentes	146
Cabalgamientos y fallas inversas	152
Estructuras retrovergentes	157
6.4.2 Fase deformativa 2 (F2)	159
Pliegues abiertos	
Pliegues de tipo chevron y en cofre	161
6.4.1 Fracturas	
6.5 Estructuras de interferencia	
6.5.1 El sector del Mas del Sastre	
6.5.2 El sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues	
6.5.3 El sector de Torroja del Priorat	
6.5.4 Tipo de interferencia	
6.6 Discusión	179
6.6.1 Revisión de la estructura tectónica	179
6.6.2 Datación de las estructuras	
7. Estudio petrográfico	
7.1 Petrografía de la unidad de Les Vilelles	186
7.1.1 Facies de las limolitas silíceas	
Componentes petrográficos	186
Microestructura	
Textura	191
7.1.2 Facies de <i>cherts</i> con radiolarios	194
Composición mineral	194
Microestructura	195
Textura	196
7.2 Petrografía de la unidad de Torroja	198
7.2.1 Facies de <i>cherts</i>	198
Composición mineral	198
Microestructura	198
Textura	
7.3 Petrografía de la unidad de Les Bassetes	
7.3.1 Facies de areniscas	
Componentes petrográficos	
Microestructura	
Textura	
Clasificación de las areniscas de Les Bassetes	
7.3.2 Facies de lutitas	
Componentes petrográficos	
Microestructura	
Textura	
7.3.3 Facies de grauvacas	
Componentes petrográficos	
Microestructura	
Textura	
7.3.4 Facies de caliza gris-azuladas	
Componentes petrográficos	
Microestructura	232
Textura	233
Dolomitización	234
7.4 Petrografía de la unidad Scala Dei	

7.4.1 Facies de lutitas	235
Componentes petrográficos	235
Microestructura	236
Textura	240
7.5 Petrografía de la unidad Poboleda	244
7.5.1 Facies de lutitas	244
Componentes petrográficos	244
Microestructura	244
Textura	246
7.6 Discusión	247
7.6.1 Clasificación petrológica y procedencia de las areniscas de la unidad de Les	
Bassetes	247
7.6.2 Secuenciación temporal de las microestructuras	249
Secuenciación temporal de las microestructuras de las unidades de Les Vilelles y	
Torroja	250
Secuenciación temporal de las microestructuras de las unidades de Les Bassetes, o	de
Scala Dei y de Poboleda	253
7.6.3 Secuenciación temporal de las paragénesis minerales	256
Evento T0	256
Evento T1	258
Paragénesis y reacciones	259
Evento T2	262
Evento T3	262
Evento T4	262
7.6.4 Comparación de paragénesis mineral con zonas próximas	263
	265
8. Condiciones de presión y temperatura	205
	200
8.1 Estado de la cuestión	266
8.1 Estado de la cuestión 8.1.1 Nomenclatura	266
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 284 285 287
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 285 287
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 295
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 295 295
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 295 316
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 295 308 316 322
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 295 308 316 329 329
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 308 316 322 329
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 308 316 322 329 312 322 322
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 308 316 322 329 329 322 329 322 324
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 287 288 onales 289 292 308 316 322 329 332 332 334 335
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 287 288 onales 289 292 295 308 316 322 332 332 335 335
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 287 288 onales 289 292 308 316 322 332 332 335 336 212
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 292 292 308 316 322 332 334 335 336 343
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 288 onales 289 289 292 292 308 316 322 334 335 335 336 343 343
 8.1 Estado de la cuestión	266 271 272 280 284 284 285 287 287 288 onales 289 289 292 308 316 322 332 334 335 335 336 343 343 348 348

9. Conclusiones	
Bibliografía	
Anexo I - Mapa geológico del Priorat Central	
Anexo II - Escala de tiempo geológico para el Carbonífero	
Anexo III - Bioestratigrafía de los subsistemas Misisípico y Pensilva	ánico 381
Anexo IV - Abreviaturas	

1. Introducción

El estudio de la transición desde la diagénesis hasta el metamorfismo, y el establecimiento de sus límites en las rocas pelíticas ha planteado importantes problemas metodológicos y analíticos. Estos problemas derivan de tres factores. Por un lado, las temperaturas y las presiones, a las cuales tienen lugar las transformaciones mineralógicas, composicionales y estructurales, son dependientes del tipo de litología y sus características iniciales, que en las pelitas son un tamaño de grano muy pequeño y una paragénesis mineral (cuarzo, filosilicatos y feldespatos) muy estable para un rango térmico amplio. Por otro lado, las transformaciones siguen en un proceso de cambio gradual y progresivo desde que son iniciadas tras la sedimentación, continúan a lo largo de la litificación y la diagénesis hasta que alcanzan el metamorfismo. Además, este cambio se produce a una escala submicroscópica no observable a simple vista, y en consecuencia, permite la preservación de las características sedimentarias a mesoescala (Kübler, 1964; De Segonzac, 1970; Frey, 1987; Árkai, 1991; Kisch, 1991; Brime, 1998; Frey & Robinson, 1999). Por último, tradicionalmente el estudio del metamorfismo de grado muy bajo (VLGM) ha sido abordado por investigadores procedentes de diferentes disciplinas de la geología (sedimentólogos, petrólogos del carbón, petrólogos metamórficos). Esta diversidad hizo proliferar un rica, aunque a veces contradictoria, terminología y contribuyó al desarrollo de técnicas instrumentales indirectas, que se alejan del método clásico basado en la petrografía óptica y en las paragénesis minerales. Estas técnicas fueron desarrolladas entre los años 70s y 90s y están basadas en el estudio de los filosilicatos mediante difracción de rayos X (DRX) o de la materia orgánica a través de la Pirólisis Rock-Eval o la microscopía óptica de reflexión. Los resultados de estos análisis son un conjunto de parámetros cristaloquímicos como la cristalinidad de la illita (KI), de la clorita (AI) o el parámetro b0 medidos en los filosilicatos o índices como el Tmax, la reflectancia de la vitrinita (VRo%) o el índice de alteración de color (CAI) obtenidos a partir de la materia orgánica. Todos estos índices, en combinación con los datos petrológicos, han permitido correlacionados y cuantificar las condiciones de temperatura y presión. Estos resultado P – T, que fueron empleados primero en la industria del carbón, petróleo y gas, posteriormente se aplicaron al análisis de cuencas sedimentarias, de ambientes geodinámicos y del VLGM. La utilidad de la investigación del VLGM fue finalmente concretada y aceptada en el marco del *International Geological Correlation Project* (IGCP) 294 "metamorfismo de grado bajo" celebrado en Manchester en 1990 (Kisch, 1991), donde se consolidó el uso de la difracción de rayos como técnica principal para la rocas pelíticas. No obstante la estandarización interlaboratorio de los resultados llegó unos años después, cuando Warr & Rice (1994) propusieron el empleo de un patrón internacional de cristalinidad (CIS) basado en la obtención de rectas de calibrado a partir del análisis de cuatro patrones de roca representativos de la diagénesis, del límite diagénesis – anquizona, de la anquizona y de la epizona y de un cristal de moscovita para calibrar los instrumentos.

Desde entonces, el uso de estas técnicas se han aplicado extensivamente en el estudio del VLGM en diferentes eventos orogénicos, y en el caso del Varisco de la Península Ibérica han sido de gran utilidad en las investigaciones llevadas a cabo en la Zona Cantábrica (Brime, 1985; Gutiérrez-Alonso & Nieto, 1996a, b; Bastida *et al.*, 1999, 2004; Brime *et al.*, 2001) y la Surportuguesa (Abad *et al.*, 2001a, b; McCormack & Clayton, 1997) en el Macizo Ibérico y en diversos afloramientos aislados del Devónico y Carbonífero de la isla de Menorca (García *et al.*, 1992), el Pirineo y la Cadena Ibérica (Aparicio & Galan, 1978; Aparicio *et al.*, 1988, 1991b).

No obstante, nunca antes de este trabajo, se había abordado la caracterización del metamorfismo de los afloramientos del Carbonífero situados en el Priorat, que son los más representativos del NE de la Península Ibérica. Dado que los trabajos previos cualifican este metamorfismo en unas condiciones epizonales (Ashauer &Teichmüller, 1935; Colodrón *et al.*, 1979; Sáez (1982); Melgarejo, 1983, 1987, 1992; Sáez & Anadón, 1989; Ayora *et al.*, 1990; Julivert & Duran, 1990) y como las litologías son predominante detríticas (lutitas y areniscas), el Priorat Central constituyen un buen banco de pruebas para evaluar y validar la resolución de estas técnicas indirectas y cuantificar las condiciones P – T para el metamorfismo regional hercínico del SW de la Cadena Costera Catalana.

1.1 Objetivos del trabajo

Este trabajo pretende realizar una aportación significativa al conocimiento del metamorfismo regional hercínico de grado muy bajo que afectó a los materiales pelíticos del Devónico y Carbonífero del Priorat Central en el SW de la Cadena Costera Catalana.

Para alcanzar este objetivo se han definido unos objetivos más concretos y específicos:

La confección de una nueva cartografía geológica para el sector del Priorat Central al fin de resolver las discrepancias e incongruencias detectadas en el análisis comparativo de las cartografías geológicas previas y publicadas.

La revisión de la secuencia estratigráfica paleozoica, sobre todo en el flanco invertido de la estructura antiformal descrita por Sáez (1982) y puesta al día de los datos bioestratigráficos de los materiales del Devónico y del Carbonífero.

La revisión de la estructura y reinterpretación tectónica de las estructuras deformativas a partir de la nueva cartografía geológica confeccionada.

Obtención de parámetros cristaloquímicos e índices considerados indicadores geotermobarométricos a partir del análisis de los filosilicatos de rocas pelíticas mediante DRX.

Obtención de indicadores geotérmicos a partir del análisis de la materia orgánica dispersa en las rocas paleozoicas mediante Pirólisis Rock-Eval y análisis de reflectancia de la vitrinita.

Obtención de indicadores geotérmicos basados en el índice CAI de los conodontos obtenidos de los niveles calcáreos y de nuevos datos bioestratigráficos.

Obtención de indicadores geobáricos basados en el parámetro b_0 de la mica blanca analizada mediante DRX.

Caracterización y cuantificación de las condiciones de temperatura y presión del metamorfismo regional hercínico mediante la correlación de los diferentes índices geotermobarométricos y de las características petrográficas de las rocas paleozoicas.

1.2 Estructura de la memoria

La presente memoria tiene un estructura clásica formada por 9 capítulos. Los tres primeros son la introducción, el contexto geográfico y geológico y la metodología. El primer capítulo expone el objetivo principal del trabajo, centrado en la caracterización del metamorfismo hercínico de grado muy bajo de las rocas paleozoicas del Priorat Central. El segundo, describe algunas de las características geográficas, viarias, geomorfológicas, climáticas y socio-económico de esta región y realiza un encuadre geológico que parte desde una visión local centrada en la Cadenas Costera Catalana hasta una visión extensa que pasa por las zonas próximas (Menorca, el Pirineo y la Cadena Ibérica), sigue con la zona Cantábrica y Surportuguesa, ambas en Macizo Ibérico con similitudes litológicas, de edad y de ambiente geodinámico, y finaliza con el contexto global del orógeno Varisco. El tercero es un capítulo extenso, donde se explica la metodología de trabajo, la preparación de las muestras se explican las condiciones analíticas de las técnicas empleadas.

Los siguientes cinco capítulos constituyen el cuerpo principal de la memoria pues presentan los resultados obtenidos. Estos capítulos están dedicados a la cartografía, la estratigrafía, la estructura, el estudio petrológico y las condiciones de presión y temperatura. Aunque el objetivo del trabajo es la caracterización y cuantificación del metamorfismo hercínico del Paleozoico del Priorat Central, la representación de los datos preliminares (Valenzuela, 2005) y la observación de remarcables disparidades en la información geológica existente impuso la realización una profunda revisión de los trabajo previos a nivel cartográfico, estratigráfico y estructural. Como consecuencia de estas revisiones, tuvo lugar un significativo aumento de la extensión de los capítulos en los cuales se describe nueva información geológica y se soluciona parte de las disparidades observadas. La nueva información, su relevancia y la autonomía de los aspectos tratados aconsejaron incluir un apartado de discusiones al final de cada uno de capítulos. Por ello, el último capítulo de esta memoria sólo incluye las conclusiones finales.

Además, en esta tesis se ha empleado la nomenclatura y de asignación temporal de los pisos del período Carbonífero actualizados por la Comisión Internacional de Estratigrafía¹ (ICS) durante el 2013. Así, las referencias temporales de otros autores previos han sido equiparadas según la subdivisión en los siete pisos actuales: Tournaisiense, Viseense, Serpukhoviense, Bashkiriense, Moscoviense, Kasimoviense y Gzheliense (Ver Anexo II).

¹ ICS es el acrónimo de *International Commission on Stratigraphy*, traducida en el texto como Comisión Internacional de Estratigrafía.

2. Contexto geográfico y entorno geológico

2.1 Contexto geográfico

Desde el punto de vista geográfico, la región del Priorat se localiza en la parte meridional de la Cadena Costera Catalana, y más concretamente, en el extremo sur de la Cordillera Pre-Litoral. Se trata de una depresión abierta hacia el SW en dirección a Móra d'Ebre dentro de la comarca de Ribera d'Ebre (Figura 2-1). Esta depresión está flanqueada al norte y noroeste por la Sierra del Montsant (Roca Corbatera, 1.163 m) y Sierra de la Llena (Punta del Currull, 1.022 m); al este por las Muntanyes de Prades (Tossal de la Baltasana, 1.201 m) y la Sierra del Molló; y por el sureste y sur por las sierras de Pradell y de Llaveria (la Miranda, 918 m).

Dentro de esta comarca y situado en su centro se encuentra la zona denominada Priorat Central, también conocido como el Priorat Histórico. Y dentro de ésta, situada entre las coordenadas 310500 – 4570650 y 320000 – 4561500 (UTM 31N ETRS89), se localiza la zona de estudio, de ahora en adelante denominada Zona del Priorat. La Zona del Priorat cubre una superficie estimada de 87 km² e incluye los terrenos pertenecientes a los términos municipales de: Vilella Baixa, Vilella Alta, Escaladei, La Morera de Montsant, Poboleda, Torroja del Priorat, Gratallops y Porrera.

La zona de estudio es una región baja, en forma de cubeta y con unas alturas máximas entorno los 500 m, destacando los picos de: la Punta de les Bassetes (514 m) en la parte norte; las cimas de Les Crestes (532 m), de la Roca de l'Eloi (547 m) y de els Bessons (480 m) hacia el este – sureste y la Ermita de la Consolació (425 m) hacia el oeste.

La comarca del Priorat es un territorio agreste y duro, con un relieve singular, a menudo abrupto y accidentado, producto de una red fluvio-torrencial incidida que vierte sus aguas hacia el oeste en dirección al río Ebro a través del río Siurana y sus dos afluentes principales, el río Montsant y el río Cortiella (Figura 2-1). La combinación de esta red hidrográfica, de la geología y de la litología ha propiciado un relieve



caracterizado por lomas y colinas redondeadas (en lomos de elefante) con fuertes pendientes y valles angostos, encajados y tortuosos.

Figura 2-1: Esquema geográfico de la comarca del Priorat (Tarragona) y localización de la zona de estudio denominada Zona de Priorat.

El acceso viario está condicionado por las peculiaridades orográficas de la región, aunque ha sido renovado y mejorado las últimas dos décadas, disponiéndose en la actualidad, de una red de carreteras asfaltadas que enlaza sus 23 municipios. El principal acceso a la comarca se realiza por el sur a través de la carretera N-420 procedente de Reus, pasando por Falset (capital de la comarca) en dirección a Mora d'Ebre. Desde esta carretera y desde Falset van saliendo diferentes ramales en dirección norte. De todos ellos, las rutas más rápidas y empleadas para acceder al Priorat Central y a la zona de estudio han sido: la ruta de Falset – Gratallops – Vilella Baixa siguiendo la T-710 y Vilella Alta – Escaladei – Poboleda a través de la T-702; la ruta del Coll de la Teixeta – Porrera – Torroja del Priorat – Gratallops, siguiendo las carreteras locales TP-7401, TP-7403, T-711 o la variante del Coll de la Teixeta – Porrera – Poboleda, siguiendo la TP-7401, TP-7402 y T-702 (Figura 2-1).

Además de estos accesos viarios, se dispone de una creciente e importante red de caminos rurales, de acceso a las fincas de cultivo y de la recuperada Red de Senderos impulsada desde el Consell Comarcal del Priorat en su Plan de Fomento del Turismo 2006-09. Todas estas infraestructuras viarias han incrementado y mejorado la cantidad y calidad de los afloramientos donde es posible realizar observaciones geológicas y actividades de muestreo.

El clima del Priorat es mediterráneo templado (Mediterráneo Prelitoral Norte) con influencia marítima y tendencia a continental en la zona noroeste (Mediterráneo Continental Seco), con una temperatura media anual de 15°C. No obstante, su régimen térmico en verano es caluroso y está caracterizado por una fuerte amplitud térmica, alcanzando temperaturas mínimas de 12°C y máximas de 40°C, y donde la superficie del suelo puede alcanzar valores mucho más elevados. La pluviometría media anual ronda los 500 litros/m².

A pesar de la dureza orográfica y climática de esta región, entre los s. XVIII y XIX se llegó a tener una población de más de 25000 habitantes. Pero, en los últimos dos siglos, este territorio ha experimentado una significativa despoblación y el consecuente abandono del uso y explotación de su territorio y de sus recursos. De hecho, desde finales del s. XIX y durante todo el s. XX se produjo una progresiva y continua migración de la población joven hacia las regiones industriales de Barcelona, Tarragona y Lleida como consecuencia de la llegada de la plaga de filoxera y la industrialización. Esta despoblación se vio acentuada con el completo abandono de las explotaciones mineras de Bellmunt del Priorat hacia los años 90.

Actualmente, el Priorat se encuentra en pleno resurgimiento socio-económico, resultado del reconocimiento mundial de sus vinos. El cultivo de la vid, que fue introducido por los monjes de la Cartuja de Escaladei en el siglo XII, puede ser considerado el principal motor económico de la comarca. Combinado y determinado por la geología existen en la región, se justifica la existencia de dos denominaciones de origen bien diferenciadas, la D.O.Q. Priorat² restringida a los materiales detríticos paleozoicos y la D.O. Montsant, que engloba a los cultivos ubicados en el resto de litologías, incluyendo los terrenos graníticos tardihercínicos.

Además, de forma paralela y colateral, está aumentando el cultivo de olivo en la parte norte, en concreto, el cultivo de la variedad arbequina apreciada por producir aceites de alta calidad. Y aumenta el cultivo de la avellana (fruto seco), sobretodo en el extremos sur de la comarca.

Esta recuperación de la actividad del sector primario, también lleva asociada un creciente y próspero desarrollo de las actividades de sector terciario. Así, se está creando una amplia oferta y un gran abanico de servicios relacionados con el enoturismo, la gastronomía, el ocio y las actividades de recreativas al aire libre.

2.2 Encuadre geológico

2.2.1 Encuadre en la Cadena Costera Catalana

La Cadena Costera Catalana es una unidad morfoestructural (Llopis, 1947) situada en el extremo NE de la Península Ibérica (Figura 2-2). Tiene una longitud de 200 km y una anchura de ente 30 a 40 km y se dispone paralela a la línea de costa, de manera que separa la depresión del Ebro del mar Mediterráneo.

² En diciembre del año 2000, esta región vitivinícola fue protegida por el *Departament de Agricultura*, *Ramaderia, Pesca, Alimentació i Medi Natural de la Generalitat de Catalunya* con la figura de *Denominació d'Origen Qualificada* (DOQ).



Figura 2-2: Esquema geológico de la Cadena Costera Catalana con la distribución de las litologías pre-Carboníferas y Carboníferas (basado en Anadón *et al.*, 1983; Julivert & Duran, 1990; Sebastián *et al.*, 1990 y Ayora *et al.*, 1990) y la localización de la zona de estudio en el Priorat.

De forma simplificada, esta cadena montañosa está formada por dos alineaciones montañosas de dirección NE-SW. La cadena interior, denominada Cadena Prelitoral, se extiende desde la desembocadura del río Ter hasta el Montsià y alcanza una altura máxima en el Montseny con 1.712 m. La cadena limítrofe con la costa, denominada Cadena Litoral, abarca desde el Empordà hasta el Camp de Tarragona y tiene una altura máxima de 763 m en el Montnegre. Ambas cadenas están separadas por una zona deprimida conocida como Depresión Prelitoral.

Geológicamente, la Cadena Costera Catalana es una estructura de horst y grabens, y en la actualidad, es considerada la expresión en tierra *(onshore)* de la parte NE del margen continental que separa la corteza adelgazada de la fosa de Valencia de la corteza varisca de la Placa Ibèrica (Dañobeitia *et al.*, 1992; Vidal *et al.*, 1995). Esta estructura se originó durante el ciclo alpino, en la fase de distensión neógena, como resultado del movimiento de fallas subverticales de orientación NE - SW y movimiento sinestro-inverso ocurrido entre el Eoceno inferior y el Oligoceno superior (Guimerà & Álvaro, 1990). Estos movimientos produjeron la exhumación y el afloramiento de los materiales paleozoicos que constituyen el denominado zócalo prealpino o zócalo paleozoico, también conocido como basamento varisco a nivel de toda la Península Ibérica. Sobre
este zócalo se dispone discordante la cobertera formada por materiales del Mesozoico y del Cenozoico.

En relación al orógeno varisco, esta cadena está localizada en un área transicional entre la rama septentrional del arco Ibero-Armonicano y el núcleo del arco y muestra una clara afinidad paleogeográfica con partes de la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico y, más concretamente, con las unidades de Pisuerga – Carrión (Ábalos *et al.*, 2002).

Por su extremo SW enlaza con la Cordillera Ibérica a través de la zona de El Maestrazgo (o *Maestrat*), conformando una única unidad estructural mayor denominada Cadena Ibérica (Figura 2-2 y Figura 2-3), con la que comparte la edad y el estilo de la deformación (Vera *et al.*, 2004).



Figura 2-3: Esquema geológico de la Cadena Ibérica, como unidad geológica formada por la Cadena Costera Catalana y la Cordillera Ibérica.

A nivel litológico, el zócalo paleozoico de la Cadena Litoral está formado mayoritariamente por rocas plutónicas, con escasos retazos de materiales de origen sedimentario aflorantes en Les Gavarres, el Montnegre y Collserola (Figura 2-2). En cambio, en la Cordillera Pre-Litoral, los materiales plutónicos se exponen ampliamente en el sector nororiental y pierden relevancia hacia el suroeste a favor de una mayor

exposición de rocas sedimentarias en la Sierra de Miramar, Las Muntanyes de Prades y El Priorat (Figura 2-2).

Este Paleozoico está constituido a su vez por dos grandes conjuntos de materiales en función de su relación con el ciclo hercínico, hablándose de los materiales paleozoicos prehercínicos y de los materiales hercínicos. En el caso de los primeros, se incluyen las series de origen sedimentario de edades comprendidas entre el Cambro-Ordovícico hasta el tramo inferior del Misisípico, bien representadas en la parte más septentrional de la Cadena Costera Catalana (desde Barcelona hasta el macizo de Les Gavarres), mientras que los segundos corresponden a los materiales predominantemente sedimentarios, y también volcánicos, de edad, tradicionalmente, comprendidas entre el Misisípico medio y el Pensilvánico. Estos materiales carboníferos, si bien afloran en varias localidades de las zonas mencionadas, presentan su máxima expresión en el extremo más meridional de la Cadena Costera Catalana; y más concretamente, en la comarca del Priorat, provincia de Tarragona (SW de Catalunya).



Figura 2-4: Mapa geológico del SW de la Cadena Prelitoral (basado en el ICGC, 2006) y ubicación de la zona de estudio.

Este trabajo de investigación se ha desarrollado en dicha región, donde las rocas paleozoicas aflorantes son de naturaleza esencialmente detrítica con edades comprendidas entre el Devónico y el Carbonífero. Y donde, estas series sedimentarias fueron afectadas por un metamorfismo regional de grado muy bajo durante la orogenia hercínica y a un metamorfismo de contacto producido por la intrusión de los granitoides tardihercínico.

Todas estas series paleozoicas, se encuentran fosilizadas por una cobertera discordante formada por megasecuencias sedimentarias de naturaleza detrítica y carbonatada que abarcan desde el Triásico inferior hasta el Oligoceno. En diversos puntos a lo largo de la Cadena Costera Catalana, los materiales paleozoicos situados debajo de dicha discordancia presentan una intensa rubefacción, alcanzando una potencia máxima de 10 m. En esta cobertera, el Triásico, bien desarrollado en este sector del Priorat, está representado por facies detríticas germánicas, las facies Buntsandstein (Marzo, 1980). Por encima y concordantes se localizan las dolomías y calizas, las arcillas yesíferas y las calizas correspondientes a los tres niveles del Muschelkalk. Los sigue el Keuper con características similares al Muschelkalk medio (arcillas rojas con yesos) y sobre éste nivel se depositaron las dolomías, las brechas y las calizas jurásicas del Lías. Esta megasecuencia sedimentaria mesozoica, está fosilizada por los materiales detríticos cenozoicos. En concreto, por los niveles de margas rojas con yesos del Eoceno seguidos por de las areniscas, margas y conglomerados discordantes del Oligoceno y sobre éstos, niveles marinos del Mioceno.

2.2.2 Encuadre en noreste de la Península Ibérica: Menorca, el Pirineo y Cadena Ibérica

En general, el Carbonífero de la Península Ibérica está formado por sucesiones sedimentarias siliciclásticas, que varían desde secuencias turbidíticas de aguas profundas, referidas como facies "Culm", a formaciones marinas someras, de costa ricas en carbón o totalmente continentales, depositadas en cuencas inestables controladas por las condiciones tectónicas, de forma coetánea durante la orogenia Varisca (Colmenero *et al.*, 2002). Estos ambientes sedimentarios contrastan con la sedimentación del margen pasivo en ambiente de rifting atribuido para el Paleozoico inferior.

El conjunto de rocas paleozoicas y pre-paleozoicas aflorantes en la Cadena Costera Catalana forman parte del basamento varisco de la Península Ibérica. Este basamento, en la mitad oriental de la península, aparece aparecen formado por un conjunto de pequeños enclaves y aislados por las coberteras Mesozoica y Cenozoica, como en Menorca, los Pirineos, la Cordillera Ibérica y la Cordillera Bética (Figura 2-5). Mientras que en el la mitad occidental forman un único e imponente enclave geológico referido como el Macizo Ibérico (Figura 2-5).



Figura 2-5: Distribución del Carbonífero en el conjunto del Macizo Ibérico (modificado de Colmenero *et al.*, 2002).

Hacia el este de la Cadena Costera Catalana, los materiales paleozoicos aparecen en la parte septentrional de la isla de Menorca (Figura 2-5). Rosell *et al.* (1969) indican que el estudio de dicha series detríticas de tipo flysch está condicionado por la poca extensión y potencia de los afloramientos, y sobre todo por la intensa tectónica, expresada en forma de una estructura en escamas, que aprovechan como nivel de desenganche las series rítmicas paleozoicas. A pesar de estas dificultades, la secuencia carbonífera es descrita como una serie turbidítica discordante sobre una secuencia turbidítica del Devónico superior. En base a la asociación de facies observada, Rosell & Arribas (1989), Arribas *et al.* (1990) y Rosell & Llompart (2002) diferencian dos unidades. La unidad inferior, de 1000 a 2000 m de potencia y edad atribuida al Tournaisiense – Viseense inferior, está formada por pizarras interestratificadas con areniscas líticas y turbiditas, que a techo, contiene un cuerpo olistostrómico (megaturbidita), que engloba fragmentos de roca del Devónico superior y Carbonífero inferior, niveles condensados de caliza, radiolaritas y olistolitos de rocas volcánicas ácidas. La unidad superior, de edad comprendida entre Viseense superior – Namuriense, está formada por una potente serie turbidítica de facies Culm de varios miles de metro de potencia, caracterizada por depósitos de canal granoclasificados de potencia métrica con pasadas interestratificadas de areniscas (Figura 2-6).

Al norte de la Cadena Costera Catalana, los materiales del Carbonífero afloran en el Pirineo axial y, hacia el oeste, en el Macizo Vasco. Aunque la deformación alpina dificulta establecer una relación entre ambas y su asignación a un esquema paleogeográfico coherente, la polaridad de las estructuras variscas y la temporización de la sedimentación sinorogénica turbidítica sugiere una pertenencia a la rama norte de arco Ibero-Armonicano (Figura 2-5), indicando que la orogenia varisca progradante de antepaís avanzó hacia el sur. En base a su estratigrafía, la zona axial se divide en los Pirineos Occidentales, Centrales y Occidentales; mientras que el Macizo Vasco está dividido en el domino este y el oeste, siendo el último el Macizo de Cinco Villas.

Respecto el Carbonífero del Pirineo han sido reconocidas secuencias pre, sin y post-orogénicas (Colmenero *et al.*, 2002). Las series pre-orogénicas consisten en un nivel de 10 m de potencia de calizas, *cherts* y pizarras del Tournaisiense – Viseense, localmente fosilizadas por un interestratificado de pizarras y pizarras negras del Namuriense A. Está serie muestra uniformidad lateral de facies y se interpreta como la sedimentación durante la inversión de la cuenca tras la extensión devónica. Por encima, concordante se haya la serie sinorogénica formada por turbiditas en facies Culm, y de edad Namuriense – Westfaliense hacia el W y SW, pero más antigua hacia el E, llegando a ser Viseense en el Macizo de Montagne Noire (Francia). Sobre ésta, yace la serie postorogénica, atribuida al Permo-Estefaniense y formada por depósitos continentales con



niveles ricos en carbón y rocas volcánicas. Aunque esta serie es incompleta, sus características la asemejan a la observada en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico.

Figura 2-6: Secuencia estratigráfica sintética del Carbonífero de la isla de Menorca (modificado de Arribas *et al.*, 1990 y Rosell & Llompart, 2002).

Hacia el oeste de la Cadena Costera Catalana, los afloramientos de Carbonífero aparecen en dos áreas de la Cordillera Ibérica: en la Sierra de la Demanda y en el Macizo de Montalbán (Figura 2-3 y Figura 2-5). En la Sierra de la Demanda, un antiguo distrito minero del carbón explotó la sucesión carbonífera de 600 m de potencia, que yace discordante sobre las rocas cambro-ordovícicas. Esta sucesión está formada por 5 megasecuencias granodecrecientes agrupables en dos unidades litoestratigráficas. La inferior formada por 3 intervalos conglomeráticos separados por alternancias de areniscas y lutitas con niveles ricos en carbón y capas ricas en flora hacia techo. Y una unidad superior constituida por areniscas estratodecrecientes y lutitas marinas fosilíferas con lentejones de dolomías hacia techo (Figura 2-7).



Figura 2-7: Sucesiones estratigráficas generales para los afloramientos dela Sierra de la Demanda y el Macizo de Montalbán (modificados de Colmenero *et al.*, 2002).

El afloramiento de Montalbán ocupa un área de 80 km² de orientación NW – SE situada en el NE de la provincia de Teruel. La sucesión discordante (Figura 2-7) sobre el Devónico con una potencia superior a 1000 m y datada mediante flora como del Viseense a Namuriense / Westfaliense inferior (Sacher, 1966; Berger *et al.*, 1968 en Gibbons & Moreno, 2002) o como Namuriense a Westfaliense (Lansetiense) empleando goniatites (Quarch *et al.*, 1975 en Gibbons & Moreno, 2002).

Dentro de esta sucesión se han descrito diversas unidades (Figura 2-7). La inferior, de 200 a 250 m, es la Formación Segura. Se trata de un intervalo arenoso interpretado como un depósito de plataforma dominado por oleaje. Por encima, yace la formación La Hoz, una sucesión de pizarras de varios centenares de metros con algunos interestratificados de calizas hemipelágicas y bancos delgados de areniscas (Villena *et al.*, 1975), interpretado como un abanico submarino distal, el cual progradaba hacia el N y NW en una cuenca marina profunda generada por la falla de la plataforma previa. La parte superior está formada por las formaciones Armillas, Peñarroya, Montalbán y Torre constituida por areniscas con horizontes de brechas y olistolitos que representan asociaciones de facies de plataforma progradante, de pendiente y de abanico submarino proximal (Colmenero *et al.*, 2002).

2.2.3 Encuadre en el Macizo Ibérico

Además de todos estos afloramientos aislados y dispersos de rocas pre-Mesozoicas de la parte este de la Península Ibérica, el grueso de rocas de edad comprendida entre el Proterozoico superior y el Carbonífero se exponen en la parte oeste de la Península en el denominado Macizo Ibérico o Hespérico (Ábalos et al., 2002 y Martínez Catalán et al., 2009) (Figura 2-5). Se trata de un macizo autóctono formado por rocas deformadas, metamorfizadas e intruidas por diferentes tipos de granitoides, que forman parte del orógeno Varisco o Hercínico. Es pues, el relicto de una gran cadena montañosa formada en el Paleozoico superior, esencialmente en el Devónico superior y Carbonífero (entre los 370 y los 290 Ma), por la convergencia y colisión oblicua de los supercontinentes de Laurasia al norte y Gondwana al sur (Figura 2-9), dando lugar al supercontinente conocido como Pangea. Esta cadena montañosa tiene morfología largada y se extiende hacia el N y el E a través de Europa Central hasta Polonia, donde es desplazada por una línea tectónica conocida como falla de Tornquist, y que continua hacia Asia (Figura 2-8 y Figura 2-9). Mientras que en su extremo opuesto, se extiende a lo largo del N y NW de África y del E de Norte América, donde forma otro importante cinturón conocido como los Apalaches o cinturón Apalachiano (Figura 2-8).



Figura 2-8: Esquema mostrando la posición relativa de la actual Península Ibérica en relación a los cinturones Apalachiano, Caledoniano y Varisco. Modificado de Neuman & Max (1989) y Martínez Catalán *et al.* (2009).

La importancia del orógeno Varisco Ibérico radica en su localización cerca de otros grandes cinturones orogénicos, como el Caledoniano y el Apalachiano. Preservándose casi por completo y sin distorsión una geotransversal al orógeno Varisco Europeo (Ábalos *et al.*, 2002), y constituyendo uno de los marcos geológicos clave para el estudio de la evolución del sistema geodinámico desde el Precámbrico superior hasta Paleozoico (Martínez Catalán *et al.*, 2009). De esta manera, la diversidad y calidad de los afloramientos permiten el estudio de la deformación y generación de estructuras en los diferentes niveles de la corteza continental, así como de la historia térmica y de la generación de granitoides tanto en un contexto de un margen continental activo (Precámbrico superior) como en un contexto de colisión continental.



Figura 2-9: Esquema de la distribución del cinturón Varisco en el extremo occidental de Europa. Modificado de Martínez Catalán (2011), Navidad *et al.*, 2010 (Orógeno Varisco Europeo).

El Macizo Ibérico está divido en 5 zonas paralelas y concéntricas al arco iberoarmonicano (Julivert *et al.*, 1972 en Martínez Catalán *et al.*, 2009): la Zona Cantábrica (ZC), la Zona Asturoccidental–Leonesa (ZAOL), la Zona Centroibérica (ZCI), la Zona de Ossa Morena (ZOM) y la Zona Surportuguesa (ZSP). E incluye la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ZGTM), que es un bloque crustal alóctono cabalgado sobre la Zona Centroibérica (Figura 2-5 y Figura 2-9). A nivel estructural, destaca la doble vergencia centrífuga.

De todas estas zonas del Macizo Ibérico, las más similares a la zona del Priorat, por su posición paleogeográfica respecto el orógeno varisco, por las litologías y series aflorantes y por la estructura tectónica existente son: la Zona Cantábrica al norte y la Zona de Surportuguesa al sur. Ambas zonas presentan las características de las zonas más externas de las cadenas montañosas y son las que presentan las mayores potencias de rocas sedimentarias de edad carbonífera.

La Zona Cantábrica

La Zona Cantábrica representa el antepaís o *foreland* del Macizo Ibérico. Siendo la parte más continental y externa de la cuenca Paleozoica, caracterizada por sedimentos pre-orogénicas paleozoicos con relativamente poco espesor.

La tectónica pelicular o *thin-skinned* típica de un estilo de deformación de la corteza superior produce el desarrollo de una secuencia de pliegues y cabalgamientos de dirección de transporte del bloque superior hacia el este, con una sedimentación contemporánea de cuñas clásticas en las partes delanteras de los cabalgamientos principales, y con la formación de depósitos de rellenado en cuencas de *piggy-back* localizados sobre las láminas cabalgantes (Figura 2-10). Además, la estructura de este cinturón de cabalgamientos de antepaís se ve complicada por una curvatura tectónica extremadamente apretada que representa el núcleo del arco Ibero-Armonicano (Pérez-Estaún *et al.*, 1988 en Martínez Catalán *et al.*, 2009 y Pérez-Estaún *et al.*, 1991). Respecto las foliaciones tectónicas, éstas decrecen en el sentido de avance de los mantos de cabalgamiento, al igual que lo hacen el número de intrusiones graníticas.

Las series sedimentarias de la zona abarcan desde depósitos marinos someros de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Devónico, que muestran un acuñamiento hacia las partes externas de la cuenca en dirección E, hasta los depósitos continentales sinorogénicos del Carbonífero inferior. Este acuñamiento es en parte resultado de la elevación crustal seguida de la erosión en el Devónico superior y muestra los cambios desde una margen pasivo hacia la colisión Varisca (Martínez Catalán *et al.*, 2009).



Figura 2-10: Mapa geológico esquemático y corte geológico de la Zona Cantábrica (reproducido de Ábalos *et al.*, 2002).

La Zona Surportuguesa

La zona Surportuguesa constituye la división más meridional del Macizo Ibérico, estando bordeada al W y S por las sucesiones Mesozoicas y Cenozoicas de margen pasivo y al W por las series Cenozoicas de rellanado de cuencas de antepaís de la Cordillera Bética resultado del orógeno Alpino.



Figura 2-11: Mapa geológico esquemático de la zona Surportuguesa mostrando los principales dominios y cortes geológicos de la parte central de la Faja Pirítica mostrando las relaciones geométricas entre los cabalgamientos, los pliegues y las foliaciones. Reproducidos de Ábalos *et al.*, 2002

Una característica relevante de esta zona es la ausencia de materiales más antiguos del Paleozoico inferior, aflorando únicamente rocas metasedimentarias y metavolcánicas de edad comprendida desde el Devónico superior al Westphaliense (Ábalos *et al.*, 2002). Este conjunto muestra evidencias de un origen asociado a un margen de plataforma continental que fue afectado progresivamente por eventos tectónicos a medida que se aproximaba y acoplaba en el margen activo del Macizo Ibérico. El resultado son abundantes sedimentos terrígenos de tipo flysh que alternan con rocas volcánicas o volcano-sedimentarias de carácter félsico, a las cuales están ligadas importantes

depósitos de sulfuros polimetálicos (Faja Pirítica) que han sido explotados desde la antigüedad (Minas de Riotinto).

Dentro de esta zona se han descrito cuatro dominios tectónicos: el Pulo do Lobo, la Faja Pirítica, el flysch del Baixo Alentejo y el dominio del Soroeste de Portugal. Estando dichos dominios separados por cabalgamientos de vergencia y dirección de transporte SW y con una importante componente de dirección sinistra (Figura 2-5 y Figura 2-11).

La secuencia sedimentaria de la cuenca marina de la Zona Surportuguesa durante el Carbonífero inferior presenta dos unidades estratigráficas: una inferior, del Tournaisiense al Viseen medio, consistente en rocas sedimentarias y volcánicas; y una superior, constituida por turbiditas de edad Viseense superior – Namuriense inferior. Estas unidades en la Faja Pirítica reciben los nombres de Complejo Volcanosedimentario y Grupo Culm, respectivamente. Estando la primera unidad relacionada con un episodio extensivo con adelgazamiento crustal; mientras que la segunda se ha asociado a un evento de inversión que marca el inicio del orógeno Varisco (Colmenero *et al.*, 2002).

3. Metodología

El estudio del metamorfismo de grado muy bajo de la zona del Priorat Central ha partido de un trabajo mayor de ámbito regional que ha conllevado la revisión de la cartografía geológica preexistente, de la estratigrafía, de las dataciones paleontológicas y de la estructura tectónica. Para alcanzar los objetivos definidos, en el presente trabajo se elaboró un esquema de trabajo basado en: tareas de campo, tareas de laboratorio y tareas de gabinete. Estas actividades se realizaron de forma simultánea y combinada a lo largo del tiempo.

3.1 Tareas de campo

El análisis y la comparación de las cartografías previas publicadas evidenciaron ciertas imprecisiones en el ámbito de la estructura tectónica, y puso de relieve contradicciones (ver capítulo 7) que implicaron la necesidad de hacer una revisión de campo y confeccionar una nueva cartografía geológica de detalle para el área del Priorat Central.

Esta nueva cartografía, ha buscado definir con más precisión la distribución litológica y la estructura tectónica de esta región, constituyéndose así en la base sobre la cual realizar el estudio del metamorfismo. Además, se ha empleado para mejorar la estrategia y ejecución del muestreo.

La cartografía geológica de campo se realizó sobre la base topográfica la escala 1:5000 (BT-5M) v2.0 del *Institut Cartogràfic de Catalunya*. La georreferenciación de los afloramientos, de las estaciones de medida y de las muestras se hizo mediante un sistema de posicionamiento global por satélite Garmin modelo GPSMap 60SCx dotado de la cartografía TOPO España v.4 a escala 1:25000. Los parámetros de trabajo utilizados son: el sistema de referencia UTM en metros, el uso 31N y el sistema de coordenadas ETRS89.

Cabe resaltar que este trabajo integra los datos propios procedentes de las campañas anteriores al 2009, previa transformación al sistema actual de geolocalización indicado. Esos datos estaban geoposicionados con un equipo GPS Magellan modelo 315 y emplearon el sistema de referencia geográfico (Grados, minutos, segundos) y el sistema de coordenadas WGS84.

Simultáneamente a la elaboración cartográfica se procedió al reconocimiento de las litologías y se realizó la asignación de una nueva unidad litoestratigráfica a las propuestas en Sáez & Anadón (1989).

Como apoyo a la cartografía geológica, y a fin de poder comparar con las series litoestratigráficas de Sáez (1982), de Sáez & Anadón (1989) y de Maestro-Maideu *et al.* (1998), se levantaron cuatro series estratigráficas en el flanco invertido del anticlinorio tumbado de Les Vilelles - Torroja - Porrera. Dos de éstas se levantaron entre las poblaciones de La Vilella Alta y La Vilella Baixa; mientras que las otras dos se confeccionaron al noroeste de Torroja del Priorat.

En las campañas de campo se procedió se procedió a la obtención de medidas estructurales y a la descripción de estructuras sedimentarias, de estructuras tectónicas y de restos paleontológicos. Los principales elementos estructurales recopilados fueron: la estratificación (S₀), el clivaje principal (S₁), otros clivajes y diaclasas (S₂... S_n y D), lineaciones de crenulación (Lc), ejes de pliegues (L_b), planos axiales de pliegues (P_{AX}), planos de falla (F), estrías de falla (L_F) y filones de cuarzo. Como indicios visibles de metamorfismo incipiente se utilizó la presencia de estructuras de tipo "lápiz" (*pencil structures*), resultado de la intersección de un plano de esquistosidad o clivaje con la estratificación. A nivel sedimentológico, se observó y registró la polaridad de materiales y se midieron lineaciones y marcas sedimentarias como calcos de flujo (*flute cast*), etc.

A nivel paleontológico, se controló la presencia de restos vegetales, de trazas de actividad biológica o icnitas (*Dictyodora* sp, *Nereites* sp,...) y la existencia de otros restos fósiles como crinoideos, gasterópodos y radiolarios.

Finalmente, se realizó el muestreo de rocas lutíticas para los estudios de cristalinidad, de rocas detríticas para los estudios petrográficos y de rocas carbonatadas y silíceas para las dataciones.

3.2 Tareas de laboratorio

Las actividades de laboratorio se centraron en la preparación de las muestras para analizarlas con diferentes técnicas experimentales. Así, inicialmente todas las muestras fueron sometidas a un proceso de limpieza a fin de eliminar los restos vegetales y otros. Parte de las muestras de rocas detríticas y lutíticas se molturaron para obtener polvo de roca total. Este polvo de roca se analizó mediante difracción de rayos X (DRX) o se utilizó posteriormente para la preparación de agregados orientados de las fracciones filosilicatadas. También se fabricaron láminas delgadas de roca para ser examinadas mediante microscopia óptica de luz transmitida y chips de roca para estudiarse mediante microscopía electrónica de rastreo con analizados de energías (SEM-EDS). Se hicieron probetas metalográficas de las rocas detríticas para ser estudiadas mediante microscopía óptica de luz reflejada y aplicar la técnica de reflectancia de la vitrinita (VRo). Las muestras de calizas y *cherts* fueron atacadas y disueltas mediante ácidos para obtener restos fósiles, en concreto, conodontos y radiolarios, respectivamente, empleados en la datación y en la obtención de parámetros indicadores de grado metamórfico.

3.2.1 Preparación de muestras

En primer lugar, cada muestra fue sometida a un proceso de limpiado, selección y remarcado. La limpieza se realizó de forma convencional, mediante el lavado con agua y el raspado con un cepillo, a fin de eliminar restos de suelos, líquenes y otros. Tras su secado al aire libre, sobre sus superficies muestras se remarcó la numeración, la polaridad y la orientación. También se marcaron líneas de corte perpendicular a la estratificación y al clivaje, si se observaba. Estas líneas sirvieron de guía para realizar el serrado de la roca y la posterior fabricación de tacos de roca orientados, necesarios para la confección de las láminas delgadas.

Las muestras destinadas a molturación se trocearon en fragmentos de tamaño inferior a 1 cm³ con ayuda de un martillo y un cincel. Los chips orientados de roca destinados al análisis con SEM-EDS se obtuvieron en función de la polaridad y de la esquistosidad empleando, también, el martillo, el cincel y un soporte para fijar la muestra. En el caso particular de las secuencias de Bouma (Figura 3-1) se realizó una partición de la muestra en base a criterios composicionales, separándose la parte filosilicatada (niveles T_{et} y T_{ep}) de la parte detrítica (T_a, T_b y T_c). La parte filosilicatada se utilizó para la fabricación de agregados orientados y hacer los estudios de cristalinidad, mientras que la parte detrítica se empleó en la fabricación de las probetas y chips de roca.



Figura 3-1: Secuencia ideal de Bouma (1962) en series turbidíticas.

En algunas muestras de rocas lutíticas, debido a sus características mecánicas (alta fisibilidad e higroscopía), fue necesario realizar una consolidación previa al corte mediante su inclusión en resinas epoxis. Esta inclusión garantizó la integridad de la muestra al contacto con el agua y los otros fluidos lubricantes y refrigerantes utilizados durante los procedimientos de serrado y de mecanización.

3.2.2 Láminas delgadas, secciones de roca y probetas

A nivel de preparación de la muestra geológica, Frey (1987) remarca la necesidad de obtener láminas delgadas de rocas filosilicatadas, incluso cuando la fisibilidad del material conlleva la impregnación de resinas. Remarca también que, aunque el tamaño de grano muy fino no permite determinar la matriz mineral, en muchos casos el análisis petrográfico resulta útil para la caracterización textural y de la microfábrica; así como

para el reconocimiento de micas blancas y filosilicatos clásticos y la posterior obtención de los índices de cristalinidad.

La mecanización requirió del uso de técnicas de preparación específicas, empleada con otras litologías como las sales (halita, silvita, carnalita) y los yesos. A partir de la inclusión en resinas (epoxy y polímeras), el serrado y la mecanización se hizo con aceites sintéticos y alcoholes como fluidos lubricante y refrigerante. Este tipo de fluidos minimizan los procesos de hidratación y expansión – contracción de las muestras y evitan el desmoronado o la ruptura de lajas de la muestra. Además, en el fijado de las secciones de roca al portamuestras de vidrio se emplearon adhesivos no térmicos activados mediante luz ultravioleta. Este tipo de adhesivo evita el calentamiento de la muestra necesario en las técnicas convencionales e impide la modificación de las características cristaloquímicas de los filosilicatos.

Las láminas delgadas se confeccionaron entre el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, el laboratorio MIEKINIA de Polonia y, de forma puntual, por el *Servei de Làmina Prima*, de la Universidad de Barcelona.

Las secciones de roca perpendiculares a la estratificación/esquistosidad utilizadas en el análisis del parámetro b_0 de la mica blanca y las probetas metalográficas para el estudio de la reflectancia de la vitrinita se elaboraron en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica.

La confección de las secciones de roca siguió la metodología propuesta por Sassi & Scolari (1974). El taco de roca cortado en sección perpendicular a la fábrica planar principal (estratificación o esquistosidad) fue adherido a un portamuestras de vidrio de 28 x 45 mm mediante adhesivo no térmico activado por luz UV. Tras su secado, se realizó un corte paralelo al portamuestras dejando pegada una sección de roca de un grosor superior a 1 mm. Posteriormente, el portamuestras, junto con la sección de roca, fue cortado por la mitad obteniéndose dos partes con una superficie de análisis de aprox. 1 cm².

Para la confección de las probetas se incluyeron fragmentos de roca serrados en resinas epoxy. Tras su solidificación, se cortó una de las caras de la probeta y su superficie fue pulida mediante diversos papeles de lija. El pulido metalográfico se

alcanzó utilizando alúminas de diversos tamaños (200, 400 y 800 micras) de hasta el acabado final sobre paños humedecidos con alúmina de 1000 micras.

3.2.3 Polvo de roca total y agregados orientados

Para obtener muestra en forma de polvo de roca total, primero se procedió a fragmentar la roca con ayuda de una escarpa y un martillo. Luego, los fragmentos de tamaño inferior a 1 cm³ se molturaron en un molino de anillas de wolframio con tiempos de molienda inferiores a 30 segundos (Rice & Roberts, 1995). Tras cada molienda, la muestra en polvo se tamizaba con un tamiz de 400 *mesh* de luz y el material de tamaño superior se mezclaba con muestras fresca y se volvía a molturar. El proceso se repetía hasta obtener un mínimo de 100 g de muestra en forma de polvo.

Para hacer los análisis de DRX sobre roca total, las muestras molturadas se montaron en portamuestras cilíndricos estándares de acero de 16 milímetros de diámetro y de 2,5 milímetros de altura (Figura 3-2 a, b). El material en polvo se compactó por medio de una placa de vidrio para obtener una superficie plana (Figura 3-2 b, c, d).





Para obtener los agregados orientados de la fracción filosilicatada inferior a 2 μ m de las rocas se emplearon técnicas de sedimentación basadas en la ley de Stokes y se siguió el procedimiento normalizado de trabajo definido por Valenzuela (2005) y utilizado en la realización del trabajo del máster experimental (ver anexo I y Figura 3-3).



Figura 3-3: Preparación de agregados orientados de la fracción filosilicatada. (a) Proceso de pesado de la muestra en báscula de precisión. Material: 1 – muestra, 2 – tubos de sedimentación limpios, 3 – báscula, 4 – espátula, 5 – hoja de registro de pesado, 6 – soportes de papel desechables para el pesado. (b) Material utilizado en el procedimiento de preparación del agregado: 7 – Pipetas, 8 – vasos de precipitado, 9 – secador al aire libre cubierto, 10 – portamuestras de cristal (cuadrados o circulares). (c) Batería de tubos de sedimentación con muestra pesada. (d) Proceso de sedimentación de la suspensión (muestra + agua destilada) siguiendo la ley de Stokes. Las marcas existentes en el tubo de sedimentación marcan el máximo de llenado (marca superior) y el límite máximo para pipetear (marca inferior) (e) Menisco de suspensión (filosilicatos + agua destilada) sobre el portamuestras. (f) Portamuestras final con el agregado orientado de filosilicatos.

3.2.4 Separación de conodontos de rocas carbonáticas

Los conodontos son un grupo de animales marinos extintos que vivieron desde el Cámbrico hasta el Triásico (casi 300 Ma), y que fueron descritos por el biólogo Heinz Christian Pander en 1856. Su registro fósil se caracteriza por piezas mineralizadas de entre 200 µm y 5 cm de longitud denominadas elementos conodontales o conodontos (Figura 3-4 B, D) y por una decena de ejemplares correspondientes a restos de tejido blando más o menos bien preservados encontrados en materiales del Carbonífero inferior de Edimburgo, Escocia (Brigg *et al.*, 1983) y algunos otros del Silúrico de Norteamérica y en el Ordovícico de Sudáfrica (Martínez Pérez *et al.*, 2010) (Figura 3-4 A, C). Los elementos conodontales están compuestos por francolita (Pietzner *et al.*, 1968), un tipo de apatito. Esta composición química favorece su preservación durante la fosilización, y los hace resistente frente al ataque de los ácidos débiles empleados en su extracción de las rocas carbonáticas.



Figura 3-4: (A) Dibujo a cámara blanca del ejemplar depositado en el British Geological Survey, Edinburgh (IGSE) número 13.821 *Clydagnathus cavusformis*, del Carbonífero Inferior de Edimburgo (Escocia), mostrando un aparato conodontal, las cápsulas ópticas, una aleta caudal con radios y parte de la musculatura miomética de un organismo de cuerpo blando de morfología anguiliforme; (B) Detalle de la región cefálica con la posición del aparato conodontal (De Briggs *et al.*, 1983 en Martínez Pérez *et al.*, 2010); (C) Reconstrucción del conodonto (De Donoghue *et al.*, 2000 en Martínez Pérez *et al.*, 2010). (D) Esquema de la posición relativa de los elementos que forman el aparato conodontal en *Ozarkodinidos* en su posición topológica relativa con indicación de la terminología propuesta por Purnell *et al.* (2000) y equivalencia con la terminología clásica (Martínez Pérez *et al.*, 2010).

Estos restos son empleados habitualmente para datar y para hacer correlación litoestratigráfica. Pero además, como la materia orgánica en ellos contenida sufre cambios de color según las temperaturas alcanzadas durante los procesos de fosilización, diagénesis y metamorfismo son utilizados como geotermómetros. Así, su estudio y análisis en el entorno de la exploración petrolífera permitió del desarrollo del denominado "Índice de Alteración del Color" o CAI (por las siglas en inglés, "Color Alteration Index", Epstein *et al.*, 1977) consistente en una escala que correlaciona el color del conodonto con la temperatura máxima alcanzada por la roca (Figura 3-6).

Preparación previa de las muestras de caliza

Se muestrearon entre 1 y 15 Kg de rocas carbonáticas de la parte inferior de la secuencia carbonífera del Priorat Central.Estas muestras fueron preparadas siguiendo las indicaciones y el procedimiento proporcionados por el Dr. Sanz–López de la Universidad de Oviedo.

El procedimiento consta de dos partes. La primera correspondiente al ataque químico de la muestra mediante ácidos para separar los fósiles de la roca, y de forma paralela, para obtener solución tampón de acetato de calcio. La segunda parte, la más importante, corresponde a la separación y recuperación de los conodontos.

Previo al ataque químico, se preparan fragmentos de roca caliza con un tamaño entre 5 y 10 cm³ obtenidos mediante la triturando las muestras con ayuda de las machacadoras disponibles en del *Servei de Làmina Prima* de la UB para disminuir el tiempo de procesado al aumentar la superficie de ataque químico.

Ataque químico

En el proceso de ataque químico es preciso fabricar de una solución tampón de acetato de calcio (Ca(CH₃COO)₂). Esta solución se obtiene mediante el ataque de un kilogramo de roca caliza con ácido acético (CH₃-COOH) y es necesaria para evitar que los restos micropaleontológicos de fosfato cálcico sean disueltos por el ácido acético, y también para evitar la formación de precipitados.

El material utilizado en la fabricación de la solución tampón es:

- Una cubeta de plástico de 12 litros.
- Un listón de madera o tubo de plástico o PVC de longitud suficiente para colocar sobre la cubera de plástico.
- Una malla o red de plástico.
- Una campana extractora de laboratorio.
- 1 kg de muestra (roca caliza).
- 1 litro de ácido acético (puede ser de uso industrial).
- 10 litros de agua (puede ser del grifo, si la dureza no es extrema).

El procedimiento a seguir es:



1) Pesar aprox. 1 Kg de muestra caliza.



 Colocar la muestra pesada en una malla o red de plástico y dejarla suspendida en la cubeta de 12 litros, ayudándonos del listón de madera / tubo de PVC.

La cubeta debe ser colocada en una campana de extracción para evacuar los gases desprendidos durante el proceso de ataque y disolución de la roca.



3) Añadir 8 litros de agua. El agua puede ser del grifo.



 Añadir 1 litro de ácido acético. El ácido acético no requiere pureza de laboratorio o farmacéutica, puede ser de uso industrial.



 Completar con 1 litros de agua. Según la pureza de la muestra (carbonato cálcico) y del ácido acético, la reacción de ataque comenzará de inmediato.



 Agitar la red de vez en cuando para favorecer la decantación del residuo y evitar su deposición sobre la muestra sin atacar.

Este proceso de ataque puede durar entre 1 y 2 días, y el resultado final es la obtención de 10 litros de "sopa" o solución tampón de acetato de calcio, que será empleada en los sucesivos ataques para evitar el ataque de las piezas conodontales.

Separación de los conodontos de la roca caliza

El material necesario y el procedimiento de ataque químico de las muestras calizas, en general, es el mismo que el empleado para fabricar la solución tampón. Las principales diferencias se encuentran en: la substitución de 3 litros de agua por 3 litros de la solución tampón; y en la utilización de una cantidad menor de ácido acético. Además, el tiempo de ataque de la muestra se alarga hasta 7 días, para aumentar la cantidad de roca disuelta.

Para la recuperación de los concentrados se emplearon: tamices, cubetas de plástico para lavar el residuo, embudos, papel filtrante y botes con pitorro.

El procedimiento para la separación de las piezas conodontales de la roca caliza es:

- 1) Pesar aprox. 1 kg de muestra caliza en fragmentos de 5 a 10 cm^3 .
- Colocar la muestra pesada en la red de plástico y dejarla suspendida en una cubeta de 12 litros dentro de la campana extractora.
- 3) Añadir 5 litros de agua.
- 4) Añadir 3 litros de solución tampón de acetato de calcio filtrada.
- 5) Añadir 875 ml de ácido acético (al 85%).
- 6) Completar con 1,125 litros de agua.
- Durante el tiempo de ataque, agitar la red de vez en cuando para favorecer la decantación del residuo y evitar su sedimentación sobre la muestra.

Recuperación de los conodontos del residuo

Transcurrido el período de ataque (hasta 7 días), se procedió a separar la muestra no atacada y se neutralizó el resto de ácido por dilución en sucesivos lavados con agua. El residuo depositado en el fondo de la cubeta se decantó y neutralizó de la misma manera.

El residuo neutralizado se separó en fracciones con la ayuda de tamices de tamaños >2 mm, >0,25 mm, >0,12 mm y >0,064 mm y empleando un sistema de inmersión / flotación. La fracción inferior a 0,064 mm fue desechada.

El procedimiento de tamizado y recuperación de las fracciones se describe a continuación:







- Decantar la suspensión de residuo neutralizado sobre la pila de tamices.
- Limpiar y eliminar las fracciones inferiores a la luz del tamiz mediante inmersión. La fracción inferior debe ser transferida al tamiz de luz inferior.
- Aunque más lenta, se utiliza esta técnica (comunicación verbal del Dr. Sanz-López) a fin de evitar la fracturación y rotura de los conodontos que resulta de hacer incidir un chorro de agua directo sobre el residuo.
- Recuperar el residuo retenido en el tamiz empleando agua. Esta recuperación puede efectuarse sobre un recipiente o hacerse directamente sobre el filtro de millipore.



- Filtrar el residuo retenido en el tamiz a través a una embudo con un filtro millipore incorporado a fin de eliminar el agua y recuperar el residuo sólido.
- Colocar el filtro de millipore con el residuo seco en una desecadora a temperatura ambiente.

Este proceso de disolución de rocas caliza proporciona un residuo mineral separado en fracciones que es rico en restos micropaleontológicos. A fin de separar más fácilmente estos fósiles, se procede a realizar un pre-concentrado empleando separadores electromagnéticos tipo Frantz. Por último se realiza un triado manual empleado una lupa binocular de 50 aumentos.

Los ejemplares recuperados están en depósito en la Universidad de Oviedo a cargo de los Drs. Javier Sanz-López y Silvia Blanco Ferrera.

3.2.5 Separación de radiolarios de cherts

Los radiolarios son organismos protistas (unicelulares) planctónicos marinos pertenecientes a la clase Actinopoda. Se caracterizan por poseer finas proyecciones citoplasmáticas (axópodos), y por poseer delicados esqueletos de sílice de un diámetro entre 30 y 200 µm, formados por un armazón tridimensional de barras radiales. Por su simetría se clasifican como espumeláridos (simetría radial en forma de caparazón esférico) y naseláridos (simetría axial en forma de campana).

Los fósiles de radiolario se extienden desde el Fanerozoico temprano (Cámbrico, hace 550 Ma) hasta la actualidad, y debido a su gran diversificación de taxones es empleado en bioestratigrafía de litologías y facies donde no se hallan fósiles calcáreos.

Estos organismos presentan una amplia dispersión asociada a las corrientes oceánicas, extendiéndose desde ambientes marinos someros (donde predominan los espumeláridos) hasta ambientes profundos (con predominio de los naseláridos), presentando su máxima concentración en regiones cálidas ecuatoriales de océano abierto, abundando también en zonas de *upwelling* y en zonas con actividad volcánica. Aunque pueden vivir a cualquier profundidad, tienen su máxima concentración a 100 m.

Ataque químico de rocas silíceas para la obtención de radiolarios

El muestreo de los chert fue realizado con ayuda del Profesor Fabrice Cordey. Se recogieron entre 100 y 250 gramos de muestra, que fueron procesados en las instalaciones del *Laboratore de Geologie* de Lyon por el propio Dr. Cordey.

Para la separación de los radiolarios se requiere atacar y disolver los *cherts* en una solución de ácido fluorhídrico al 5% durante 24 horas. Transcurrido ese tiempo, el residuo es separado y neutralizado por dilución. Una vez secado, los radiolarios y conodontos son recuperados desde el residuo con ayuda de una lupa binocular. Los ejemplares se montan sobre un portamuestras y se estudian con ayuda de un microscopio electrónico.

Los ejemplares recuperados están en depósito a cargo del Dr. Fabrice Cordey en el *Laboratore de Geologie* de Lyon.

3.3 Técnicas analíticas

Este apartado presenta las diversas técnicas instrumentales empleadas en la consecución de este trabajo y expone las condiciones de trabajo en ellas aplicadas. También muestra los resultados analíticos obtenidos y su tratamiento posterior para obtener información con relevancia e implicación geológica.

3.3.1 Microscopia de luz transmitida y luz reflejada

El estudio petrográfico de láminas delgadas se realizó con un microscopio de luz transmitida modelo Axiophot dotado del módulo de luz reflejada y con un microscopio modelo Axiskop 40 del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Además, para optimizar y homogeneizar los datos recopilados de las areniscas en lámina delgada se usó la ficha estandarizada propuesta por García-Ramos & Valenzuela (1981).

3.3.2 Difracción de rayos X

La difracción de rayos X (DRX) se ha utilizado en este trabajo para la determinación de las fases minerales presentes en las muestras, su semicuantificación y la obtención de los diferentes parámetros cristaloquímicos utilizados en el cálculo de los

diversos índices para la caracterización del metamorfismo de grado muy bajo en rocas pelíticas.

La preparación de las muestras (en forma de polvo desorientado de roca total, como agregados orientados de fases filosilicatadas o como secciones de roca cortadas perpendiculares a la fábrica planar preferente) y las condiciones de análisis mediante DRX están descritas y probadas en múltiples estudios (Brime, 1980; Collo *et al.*, 2011; Fagereng & Cooper, 2010; Guidotti & Sassi, 1986; Kübler, 1964, 1967, 1984; Kübler & Jaboyedoff, 2000; Krumm & Buggist, 1991; Krumm *et al.*, 1996; Kisch, 1987, 1991, 1994; Kisch *et al.*, 2006; Nieto & Sánchez-Navas, 1994; Rice & Roberts, 1995; Rice & Williams, 2010; Warr & Rice, 1994; Warr, 1996). En este trabajo se emplearon dichas técnicas y las condiciones experimentales fueron adaptadas a los equipamientos disponibles en los Centros Científicos y Tecnológicos de la Universidad de Barcelona (CCiTUB)³.

Las muestras problema y los patrones CIS (*Crystallinity Illite Standard*) de estandarización se prepararon utilizando el mismo protocolo para fabricar los agregados orientados y se analizaron bajo las mismas condiciones instrumentales de DRX.

Estos patrones CIS, comprados al Dr. Laurence Warr, habían sido adoptados por la comisión IGCP294 IC (Kisch, 1991) y son recomendados para la estandarización y calibrado de los resultados de cristalinidad de la illita y de la clorita, a fin de poder comparar las condiciones instrumentales interlaboratorio y homogenizar los resultados de cristalinidad aplicados en la caracterización de las condiciones metamórficas de rocas pelíticas.

Equipamiento

Hasta el año 2005, el análisis de DRX de las muestras en polvo desorientado de roca total y de los agregados orientados se realizó mediante un difractómetro de polvo SIEMENS, Modelo D-500, con generador Kristalloflex 710 H, detector de centelleo, monocromador secundario y tubo de cobre, dotado con un cargador de muestras de 40

³ En el año 2005, los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona conocidos por las siglas SCT pasaron a denominarse Centros Científicos y Tecnológicos de la Universidad de Barcelona (CCiTUB).

posiciones. A partir del 2005, los análisis se realizan con un difractómetro de polvo PANalytical X'Pert PRO MPD Alpha1 en geometría Bragg – Brentano $\Theta/2\Theta$ (Theta/2Theta) de 240 mm de radio, ánodo de cobre (radiación K_{a1} de $\lambda = 1.5406$ Å) y potencia de trabajo de 45 kV – 40 mA, dotado de un monocromador primario de germanio focalizado en (111) y con un cargador automático rotativo de muestras a 2 revoluciones por segundo. Estos equipamientos pertenecen a la unidad técnica de Microscopía y caracterización avanzada del CCiTUB.

Condiciones de trabajo

Las condiciones de trabajo utilizadas en los análisis de DRX se definieron dependiendo, además de las característica del difractómetro utilizado, del tipo de preparación de la muestra problema (roca total en polvo desorientado, agregado orientado o sección de roca) y del resultado analítico a conseguir (Tabla 3-1, Tabla 3-2).

Tipo de preparación	Rango Theta/2Theta	Tamaño de paso	Tiempo de medida	Ánodo y condiciones	Objetivo
Polvo desorientado de roca total	De 4 a 70°	0.05°	3s	Cu (Kal $\lambda = 1,5406$ Å	Identificación de fases minerales
	De 2 a 60°			Cu (Kα1 λ = 1,5406 Å	
Agregado orientado de filosilicatos	De 2 a 37°	0.02°	55	3 réplicas (Air Dry, glicoladas y incremento	obtención de parámetros
	De 4 a 28°			térmico)	enstatoquinicos
Sección de roca	De 73 a 83°	0,02°	7s	Tubo de cobalto Co Kal $\lambda = 1,78901$ Å	Obtención del parámetro b ₀

Tabla 3-1: Condiciones de trabajo del difractómetro SIEMENS Modelo D-500

Tipo de preparación	Rango Theta/2Theta	Tamaño de paso	Tiempo de medida	Ánodo y condiciones	Objetivo
Polvo desorientado de roca total	De 4 a 80°	0,017°	50s	Cu (Ka1 $\lambda = 1,5406$ Å	Identificación de fase sminerales
Agregado orientado de filosilicatos	De 2 a 62º	0,017°	300s	Cu (K α 1 λ = 1,5406 Å Sólo en modo Air Dry (sin replicas glicoladas ni sometidas a incremento térmico)	Identificación de filosilicatos y obtención de parámetros cristaloquímicos
Sección de roca	De 55 a 65°	0,017°	300s	Cu (K α 1 λ = 1,5406 Å	Obtención del parámetro b ₀

Tabla 3-2: Condiciones de trabajo del difractómetro PANalytical X'Pert PRO

Procesado de difractogramas

La interpretación de los difractogramas se realizó mediante los programas PANalytical X'Pert HighScore versión 2.2e y Plus versión 2.2b de PANalytical B.V. configurados con una base de datos de patrones de referencia (Reference Pattern) PDF2 del año 2003 (Tabla 3-3). Los difractogramas anteriores al 2005, obtenidos mediante el equipo SIEMENS D-500, fueron convertidos de sus formatos propietarios tipo *.RAW (como las versiones para MS-DOS del programa EVA o el MacDiff para OS9 de Mac) y se reprocesaron con el software de PANalytical (Tabla 3-3).

Para tareas específicas, de forma puntual, se han empleados otras aplicaciones informáticas como: XCH v 5.03 de Bruker-AXS para la conversión y compatibilización de los formatos propietarios antiguos con los nuevos programas de procesado de difractogramas; WinPlotR v.5.10 para la lectura y representación de difractogramas monorango en formato *.UXD o PANalytical X'Pert Data Viewer versión 1.2f (1.2.6.228) para la gestión, organización, visionado y conversión rápida de ficheros XRDML (Tabla 3-3).

	Software	Ordenador y Sistema Operativo	Uso
Desde 2005	PANalytical X'Pert HighScore Plus versión 2.2b (2.2.2) con "Reference Patterns" PDF2 del año 2003 PANalytical X'Pert HighScore versión 2.2e (2.2.2) con "Reference Patterns" PDF2 del año 2003	PC con MS Windows XP o superior	 Lectura y representación de difractogramas en formato electrónico *.XRDML y formatos antiguos *.RAW multirango y monorango. Análisis e identificación de fases minerales. Semicuantificación de fases minerales empleando los patrones de referencia con RIR. Análisis y medida de parámetros cristaloquímicos. Obtención del espaciado (d), la intensidad de pico, el área de pico y el FWHM. Corrección de posición angular 2Theta de picos de difracción y de posición según espaciado (d) necesario en la calibración. Conversión y exportación de ficheros *.RAW multirango a fichero *.RAW monorango y a otros formatos.
	PANalytical X'Pert Data Viewer versión 1.21(1.2.6.228)	PC con MS Windows XP o superior	 Gestión, organización, visionado, documentación y conversión ficheros XRDML con datos de difracción de rayos X. Permite el visionado, documentación y conversión de otros formatos antiguos.
	XCH v.5.03 de Bruker-AXS (1995 - 2001)	PC con MS Windows XP o superior	 Conversión de ficheros *.RAW monorango a ficheros *.UXD

Tabla 3-3.- Relación de programas informáticos utilizados desde el 2005 para el análisis e interpretación de los difractogramas de rayos X

Identificación de fases minerales

La identificación de fases minerales se realizó usando los programas de PANalytical (Tabla 3-3) y tomando como referencia las fichas patrón JCPDS indicadas en la Tabla 3-4.

	Código de referencia	Nombre del mineral	Fórmula	Calidad del patrón
-	00-046-1045	Cuarzo	SiO ₂	Star (S)
	00-029-0701	Clinocloro (Variedad de Clorita)	(Mg,Fe) ₆ Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	Indexed (I)
	00-026-0911	Illite-2M1 [NR] (Variedad de mica blanca potásica)	$(\mathrm{K,H_{3}O})\mathrm{Al_{2}Si_{3}AlO_{10}(OH)_{2}}$	Indexed (I)
	00-006-0263	Muscovite-2M1	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂	Indexed (I)
	00-009-0466	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	Star (S)
	00-005-0586	Calcita	CaCO ₃	Star (S)
	00-039-0376	Andalucita	Al ₂ SiO ₅	Star (S)
	00-009-0472	Cordierita	(Mg,Fe) ₂ Al ₄ Si ₅ O ₁₈	Indexed (I)
	00-031-0794	Corrensita	(Mg,Al) ₉ (Si,Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₀ ·4H ₂ O	Indexed (I)
	00-016-0613	Vermiculite-2M	Mg _x (Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·4H ₂ O	Indexed (I)
	00-014-0164	Caolinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Indexed (I)

Tabla 3-4.- Relación de fichas patrón JCPDS empleadas en la identificación de fases minerales

Semicuantificación de fases minerales

La semicuantificación de las abundancias relativas de las fases minerales, identificadas en las difracciones de polvo de roca total y en los agregados orientados, se estimó a través de dos formas de cálculo. Un método utiliza la intensidad máxima del pico característico de cada fase mineral (Tabla 3-4) para establecer una proporcionalidad relativa. El otro emplea el área integrada del pico de las reflexiones basales principales de los filosilicatos (illita, clorita, moscovita), el pico de espaciado 4.26 Å de cuarzo y también de otras fases presentes como feldespatos/plagioclasas (albita) y carbonatos (calcita y/o dolomita) (Tabla 3-5).

Código de referencia	Fase mineral	h k l	d (Å)	2Theta (grados)	I (%)
00-016-0613	Vermiculita	001	14,20	6,219	100
00-026-0911	Illita	001	~10	8,836	90
00-006-0263	Moscovita	001	9,95	8,880	95
00-029-0701	Clinocloro	002	7,10	12,510	100
00-046-1045	Cuarzo	100	4,26	20,860	16
00-009-0466	Albita	002	3,196	27,894	100
00-005-0586	Calcita	104	3,035	29,406	100
00-009-0472	Cordierita	200	8,58	10,302	100
00-039-0376	Andalucita	110	5,549	15,959	100

Tabla 3-5.- Fases minerales semicuantificadas en los difractogramas de polvo de roca total y en los agregados orientados

3.3.3 Microscopía electrónica de rastreo con analizador de energías (SEM-EDS)

El estudio mediante microscopia electrónica de rastreo con analizador de energías (SEM-EDS) se aplicó a fragmentos de roca *(chips)* filosilicatada y/o siliciclástica orientados según direcciones preferentes correspondientes a la estratificación y a la esquistosidad. Este estudio se realizó para estudiar las microestructuras de origen metamórfico y para obtener una semicuantificación composicional de los minerales de neoformación.

El equipo utilizado fue el microscopio ESEM modelo Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395, con las muestras problema recubiertas con grafito y las condiciones de trabajo se fijaron en alto vacío, un potencia de 20 kV y un haz de 5 micras. Este equipo pertenece a los equipamientos de la unidad técnica de Microscopía y caracterización avanzada del CCiTUB.

3.3.4 Pirólisis Rock-Eval

El método de pirólisis Rock-Eval fue creado Espitalié *et al.* (1979) como sistema rápido de caracterización de las rocas madre, evaluación del potencial petrolífero y también para determinar el grado de evolución del petróleo. Esta última cualidad del método, lo hacen útil en el estudio de las condiciones de temperatura durante el enterramiento e inicio del metamorfismo.

La técnica se aplicó en muestras de rocas detríticas del Priorat Central que presentan a visu, evidencias de contener materia orgánica. La pirolisis Rock-Eval se realizó para conocer el tipo de materia orgánica y estimar su grado de maduración de la misma, a fin de saber si había sido superada la ventana de producción del gas seco y de calcular la reflectancia de la vitrinita usando la temperatura máxima (Tmax) a la cual la materia orgánica se destruye.

Los resultados brutos obtenidos fueron: el TOC% o porcentaje en peso del carbono orgánico total, el S1 o cantidad de hidrocarburos libres en la muestra (mg/g), el S2 o cantidad de hidrocarburos generados a través de "*Cracking*" termal (mg/g) y que proporciona la cantidad de hidrocarburos que la roca tiene el potencial de producir a través de la diagénesis, el S3 o cantidad de CO_2 (mg de CO_2/g de roca), que refleja la cantidad de oxígeno en la etapa de oxidación y la Tmax o la temperatura a la que se produce tasa máxima de generación de hidrocarburos (Figura 3-5)



Figura 3-5: Ejemplo esquemático de los resultados obtenidos en el proceso de *cracking* térmico de la materia orgánica durante la pirólisis Rock-Eval (modificado de Espitalié *et al.* (1979)).

A partir de las medidas experimentales se calcularon:
- La reflectancia de la vitrinita equivalente (Req) a partir de la fórmula Req
 = 0,0180 x Tmax 7,16 (Jarvie *et al.*, 2011) y expresada en %.
- El Índice de Hidrógeno, o HI, obtenido a partir de la fórmula HI = 100 * S2 / TOC%) y expresado como mg Componentes Hidrocarburos/ g de roca (mg HC/g roca).
- El índice de Oxígeno, u OI, calculado a partir de la fórmula OI = 100 * S3 / TOC%) y expresado como mg hidrocarburos/ g de roca (mg HC/g roca).
- El Índice de producción o PI calculado con la fórmula PI = S1 / (S1 + S2).

Este estudio se efectuó con un equipo de pirólisis ubicado en el Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica en colaboración con el Dr. Albert Permanyer.

3.3.5 Reflectancia de la vitrinita (Ro)

La vitrinita es un maceral, es decir, una sustancia orgánica o agregados de sustancias orgánicas ópticamente homogéneos poseedores de propiedades físicas y químicas distintivas, que aparece de forma natural en materiales sedimentarios, metamórficos e incluso ígneos de la Tierra (Spackman, 1958). Aunque la reflectancia de la vitrinita (VRo) es un valor usado comúnmente como indicador de maduración térmica de la materia orgánica en la industria del carbón y petrolera, en este estudio se ha utilizado para obtener una estimación de las temperaturas alcanzadas por las rocas detríticas ricas en materia orgánica del Priorat Central. El tipo de muestras seleccionadas fueron lutitas con icnitas ya que evidencian la existencia de materia orgánica y areniscas con restos vegetales, si bien las primeras dadas sus características granulométricas no son ideales para la aplicación de este método.

Para el estudio de la vitrinita se prepararon probetas metalográficas para determinar petrográficamente el tipo de macerales mediante un microscopio de luz reflejada Leica modelo DM RM/E, dotado de un estabilizador eléctrico, un módulo MPV-Combi, objetivos de inmersión en aceite con un aumento de 50x y unos oculares con un aumento de 10x. Este estudio se realizó en colaboración con el Dr. Albert Permanyer.

Para la determinación de la reflectancia de la vitrinita (VRo expresada en %) se hizo en el mismo equipo. Se utilizó luz blanca monocromática de 546 nm reflejada y la muestras y el objetivo con un aumento 50x se mantenían en inmersión en aceite con un índice de refracción del aceite n = 1.518 a 23°C. Como patrón de reflectancia se utilizó un cristal de zirconita con una reflectancia conocida de 3,25.

La estimación de las paleotemperaturas máximas atribuidas al enterramiento o al metamorfismo hidrotermal se realizó por el método de Barker – Pawlewicz (Barker & Pawlewicz, 1994), empleando las fórmulas de cálculo:

$$T_{peak} = (\ln(R_{v-r}) + 1.19) = (\ln(R_{v-r}) + 1.68)/0.0124$$

para el calentamiento atribuido al enterramiento (Tpeak burial o TB)

$$T_{peak} = (\ln(R_{v-r}) + 1.19)/0.00782$$

para el metamorfismo hidrotermal (Tpeak hydrothermal metamorphism o TH).

3.3.6 Determinación del Índice de Alteración del Color (CAI)

El método de determinación del índice de alteración del color de los conodontos (*Color Alteration Index* o CAI) se fundamenta en el cambio de color que experimentan los conodontos como respuesta a la maduración térmica de la materia orgánica contenida en ellos. Este cambio de coloración permitió construir una escala de valores de CAI con 8 unidades (Epstein *et al.*, 1977; Rejebian *et al.*, 1987), para un intervalo de temperaturas entre 50 y 600°C (Figura 3-6).



Figura 3-6: Representación idealizada de los cambios de color, valores del CAI y temperaturas asociadas, para intervalos de calentamiento entre 1 Ma (valores máximos de temperaturas) y 500 Ma (valores mínimos de temperaturas). Temperaturas según Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987). Reproducido de García López *et al.* (2006).

El material empleado fue una lupa binocular con doble sistema ocular, dotado con un sistema de iluminación de luz led blanca fría y el patrón CAI standard set 14 cortesía de Anita G. Harris (Figura 3-7).

La determinación del CAI se ha realizado en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo en colaboración con la Dra. Silvia Blanco Ferrero y el Dr. Javier Sanz-López.



Figura 3-7: Estándar de CAI número 14 cortesía de Anita G. Harris empleado en la determinación de CAI por la Dra. Silvia Blanco Ferrera.

3.4 Actividades de gabinete

Las actividades de gabinete incluyen las tareas de recopilación y digitalización de cartografías previas, el registro de datos geológicos en las bases de datos, su análisis e interpretación y la confección de la propia memoria.

3.4.1 Cartografía geológica

Para la confección del mapa geológico se han empleado diversos softwares comerciales (MicroStation v.8.1 y ACD Canvas v.15.5 con modulo GIS). La información geológica de campo y la digitalización de las cartografías previas se ha organizado en capas georreferenciadas, cuya combinación ha permitido la comparación de la información geológica pre-existente, donde se ha constatado la existencia inconsistencias.

La cartografía geológica de este trabajo se ha confeccionado sobre la base topográfica de Catalunya 1:25000 v1.0 del *Institut Cartográfic i Geològic de Catalunya*

(ICGC)⁴. Esta base topográfica usa el sistema geodésico de referencia ETRS89 (European Terrestrial Reference System 1989), establecido como oficial por el Real Decreto 1071/2007, constituido por el elipsoide GRS80 (*Geodetic Reference System 1980*) fijado en la parte estable de la placa continental euroasiática y consistente con el ITRS (*International Terrestrial Reference System*) en la época 1989.0 y con los actuales sistema de posicionamiento por satélite. El sistema de referencia altimétrico es el definido por el Decreto 1071/2007 correspondiente a los registros del nivel medio del mar en Alicante.

El sistema de representación plana es la proyección conforme Universal Transversa de Mercator (UTM), que para Catalunya es la proyección conforme ETRS-TM31. Todo el territorio estudiado está incluido en el huso 31, de manera que es posible garantizar la continuidad de la base sin pérdida de precisión.

El sector cartografiado está repartido entre las hojas con el identificador absoluto código: 64-33, 65-33, 64-34 y 65-34. En concreto, corresponde al área delimitada por el vértice superior izquierdo de coordenadas X=310500.000 e Y=4570650.000 y el vértice inferior derecho de coordenadas X=320000.000 e Y=4561500.000, cubriéndose un área de 30 km de perímetro y 56 km² de superficie. Este sector circunscribe los núcleos urbanos de La Vilella Baixa, La Vilella Alta, Escaladei, Poboleda, Torroja del Priorat y Gratallops.

3.4.2 Elaboración de los datos geológicos

Estas labores de elaboración de los datos geológicos consistieron en: su gestión, su procesado y su análisis.

Para agilizar la gestión de la información geológica obtenida se procedió a generar diversas bases de datos donde se almacenaron y clasificaron los datos "en bruto". Estos datos, incluyen: las medidas estructurales anteriormente descritas, las información

⁴ En el Diari Oficial de la Generalitat de Catalunya (DOGC), núm. 6551, de 30 de gener de 2014, es publica la Llei 2/2014, de *creació de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) i la supressió de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) i de l'Institut Geològic de Catalunya (IGC)*. Aquesta nova institució entra en funcionament l'1 de febrer de 2014.

referente a las muestras de mano y su procesado; los resultados analíticos "en bruto" de DRX y su procesado; las fotografías y microfotografías y las referencias bibliográficas.

Por otro lado, y a partir de esta documentación en bruto organizada, se ha segmentado y procesado, permitiéndose su análisis y la obtención de resultados, muchos representados a través de esquemas, gráficos o dibujos.

4. Cartografía

Este capítulo hace un amplio repaso a las cartografías geológicas existente del Priorat Central, se analiza sus diferencias y discrepancias y se remite a problemas geológicos no resueltos. También se incluye una descripción de la nueva cartografía geológica realizada en este trabajo a partir de la combinación de la información geológica obtenida durante las campañas de campo y de la integración de datos obtenidos de las modernas ortofotografías en alta resolución del ICGC.

Desde el punto de vista litológico, esta nueva cartografía aporta la diferenciación detallada de los materiales detríticos que forman la serie carbonífera y explica la disposición espacial como resultado de la estructura tectónica. Además, esta nueva cartografía propone la definición de un nivel guía de ámbito local y regional, que no habían sido considerados o establecidos hasta el momento.

Desde el punto de vista tectónico, la cartografía aporta una novedosa visión de la geología del Priorat Central, donde la orografía y la disposición litológica responden a una estructura tectónica compleja resultado de la superposición de estructuras deformativas producidas durante las dos etapas orogénicas, Hercínica y Alpina. Así, el Priorat Central se convierte en un bonito y complicado ejemplo de interferencia de pliegues, con una tectónica frágil sobreimpuesta, que ha dado lugar a extrañas formas en sillas de montar y en caja de huevos.

4.1 Antecedentes

Las primeras cartografías geológicas realizadas en la zona del Priorat Central datan de principios del s. XX. Ashauer & Teichmuller (1935) publicaron el primer trabajo que sistematizó la estratigrafía, la tectónica y el metamorfismo del SW de la Cadena Costera Catalana dentro de un estudio general de todo el Hercínico y Alpídico catalán. Estos autores establecieron dos complejos tectónicos en esta zona: el pequeño horst de capas paleozoicas al este de Picamoixons y la amplia extensión del Culm correspondiente al

Priorat, entre los ríos Francolí y Ebro. Dicho trabajo está respaldado por una cartografía geológica detallada (Figura 4-1), donde se observa, por un lado, la distribución de las unidades litológicas que van desde el Gotlandés (actual Silúrico) hasta el Westfaliense (correspondiente al Bashkiriense y Moscoviense), y por otro, la situación de los elementos estructurales como buzamiento y pliegues.

Destaca en esta cartografía el modo de representar las principales estructuras geológicas, mediante el uso de trazas que representan la direccionalidad de los buzamientos y la distribución de los pliegues, bien representados en los materiales del Carbonífero del área del Priorat (Figura 4-1).



Figura 4-1: Reproducción del mapa tectónico de conjunto del Paleozoico del Priorato de Ashauer & Teichmüller (1935).

Durante un período de cuarenta años, la cartografía geológica de esta área permaneció prácticamente sin ser revisada ni reelaborada. Sin embargo, en la década de los 70 del s. XX y en el marco del Plan MAGNA, se inició la 2ª serie del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Este ambicioso proyecto de ámbito nacional, promovido y dirigido desde el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), tuvo como objetivo principal el proporcionar una base geológica de calidad y homogénea para el territorio de la Península Ibérica (Rodríguez Fernández, 2005). Dentro de esta 2ª serie, se elaboraron las hojas de: Montblanc (1972), Valls (1973), Cornudella (1978), Flix (1979), Reus (1980) y Mora (1981) para el sector suroeste de Cataluña.

Como resultado, los trabajos cartográficos realizados por Colodrón *et al.* (1978, 1979) en la zona del Priorat Central quedaron repartidos entre las hojas geológicas de Cornudella nº 445 [33-17] y la hoja de Flix nº 444 [32-17].

La observación de la zona de estudio, repartida entre sendos mapas (Figura 4-2), pone de relieve una destacada homogeneidad y monotonía de los materiales paleozoicos. Esta homogeneidad sólo es rota, en el caso de la hoja de Flix nº 444, por la presencia de dos litologías contrastadas, un Devónico localizado entre las poblaciones de La Vilella Baixa y La Vilella Alta y un Carbonífero indiferenciado (Figura 4-2 a), que pasa a una única litología indiferencias en la hoja colindante de Cornudella nº 445 (Figura 4-2 b).



Figura 4-2: Reproducción parcial de los mapas geológicos del IGME de la Serie MAGNA confeccionados por Colodrón *et al.* (1978, 1979). (a) Hojas nº 444 (Flix); (b) Hoja nº 445 (Cornudella).

Esta resaltable indiferenciación es explicada por Colodrón *et al.* (1978, 1979), y aludida en trabajos cartográficos posteriores, por la ausencia de contraste litológico, que comporta poca expresividad morfológica de la serie, por su parcial recubrimiento y por la escasez de restos paleontológicos datadores.

Con todo, la lectura de la memoria explicativa de ambos mapas, revela que esta aparente uniformidad litológica responde en realidad a una importante simplificación cartográfica. De esta manera, los materiales atribuidos por Colodrón *et al.* (1978) al

Devónico medio – superior (color marrón de la hoja de Flix nº 444) son descritos como a una alternancia de pizarras negras carbonosas y liditas (D_{21-32}) con escasos niveles arenosos; mientras que los materiales carboníferos (pintados en ambas hojas con color gris) son descritos como una sucesión de pizarras, corneanas, arenas y microconglomerados (H), con algunos niveles discontinuos de calizas (c), de conglomerados (cq) y de liditas (q).

A pesar de esta aparente indiferenciación litológica y morfológica representada por los mapas del IGME de la Serie MAGNA a escala 1:50.000, Sáez (1982) realizó el estudio estratigráfico y abordó la problemática comentada. El resultado fue la elaboración de la primera cartografía geológica que diferenciaba cuatro unidades litoestratigráficas en la serie paleozoica del Priorat Central (Figura 4-3).

Esta cartografía de Sáez (1982) respeta la representación de los afloramientos devónicos descritos por Colodrón *et al.* (1978) entre las poblaciones de La Vilella Baixa y La Vilella Alta, y los amplía en dirección sureste, cartografiando nuevos afloramientos en Torroja del Priorat y en Porrera. Mientras que, a grandes rasgos, para la serie carbonífera, describe una sucesión de 2500 m de potencia formada por tres unidades continuas, de extensión kilométrica, paralelas y con contactos litológico concordantes. Además, esta secuencia sedimentaria es también paralela a las estructuras tectónicas principales ya identificadas por Ashauer & Teichmuller (1935), dando lugar a una estructura monoclinal sencilla comprendida entre el pliegue tumbado de dirección NW–SE (de lineación Vilellas – Torroja – Porrera) y el sinclinal de gran radio descrito entre Poboleda y la Venta del Pubill.

Este trabajo cartográfico constituye el primer intento por implantar una diferenciación litológica de la serie carbonífera del Priorat Central, facilitando además una interpretación paleoambiental y construyendo una relación con la estructura tectónica asociada a la orogenia hercínica.



Figura 4-3: Mapa esquemático de la parte central del Priorato (Sáez & Anadón, 1989).

Melgarejo (1987) realizó una cartografía extensa y de gran calidad a lo largo del extremo SW de la Cadena Costera Catalana, inédita y publicada parcialmente como trabajos del IGME (Melgarejo, 1992). A pesar de la extensión cartografiada, de los medios y de los afloramientos existentes en la época sorprende el elevado grado de detalle alcanzado respecto todos los mapas preexistentes. Este autor segmentó el territorio, de NE a SW, en cinco dominios geográficos en base a grandes accidentes tectónicos de ámbito regional y a la disposición de los materiales de las coberteras, que fosilizan los materiales más antiguos del zócalo paleozoico. En estos dominios (dominio de Miramar, de Valls, de Prades – Alt Priorat, del Priorat Central -- Selva y del Baix Priorat) cartografió estructuras de primer orden (fallas y cabalgamientos) y, a nivel litológico, al igual que hizo Sáez (1982), diferenció y agrupó las rocas sedimentarias por unidades litoestratigráficas, definidas por él y por los trabajos previos (Crespo & Michel, 1980; Sáez, 1982; Canals, 1985), y las rocas plutónicas e hipoabisales (rocas graníticas y diques). Para el Priorat Central, Melgarejo (1987, 1992) presenta una cartografía, que a primera vista, tiene cierta similitud con la presentada en este trabajo, pues muestra un

gran cambio de la dirección general NW – SE a W – E y de nuevo a NW – SE de la estructura anticlinoria en cuyo núcleo afloran los materiales del Devónico. No obstante esta aparente similitud, existen importantes y remarcables diferencias a nivel estructural y estratigráfico. Así, a nivel de estructura, Melgarejo (1987, 1992) presenta una cartografía remarcada por cabalgamientos de orden kilométrico y dirección NW – SE, cuyos frentes están interceptados y cortados por un enjambre de fracturas kilométricas dirección NE – SW. Estas fracturas producen el desplazamiento de los frentes de cabalgamiento dentro de los distintos bloques y explican así su cambio de dirección. A nivel estratigráfico, la cartografía de Melgarejo (1987, 1992) muestra una gran asimetría litológica y litoestratigráfica entre ambos flancos de la estructura anticlinoria. De manera que, mientras en el franco NE reconoce las mismas unidades de Les Bassetes, Scala Dei y Poboleda propuestas por Sáez (1982), en el flanco SE, debido a la existencia de un cabalgamiento, describe las unidades de Lloà (equivalente a Scala Dei) y de Poboleda entorno a La Vilella Baixa o las unidades de Bellmunt (equivalente, en el dominio del Baix Priorat, a la de Les Bassetes), de Lloà y de Poboleda al oeste de Torroja del Priorat.

La última cartografía geológica oficial publicada y referenciada es la hoja n°29 de la serie temática "Mapa geológico comarcal de Catalunya a escala 1:50.000". Esta hoja fue realizada en el 2006 por el *Institut Cartogràfic de Catalunya*, el *Institut Geològic de Catalunya* y el *Departament de Medi ambient i Habitatge de la Generalitat de Catalunya* (DMAH) en colaboración con el del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y posiblemente recupera información del trabajo de Melgarejo (1987). A nivel litológico, esta cartografía del ICGC (2006) aporta una mayor concreción del Devónico medio – superior formado por pizarras arcillosas con intercalaciones de cuarcitas y liditas (Dp); y a pesar de la existencia de cartografías con unidades litoestratigráficas diferenciadas (Sáez, 1982; Melgarejo, 1987), de nuevo como sucede con los mapas de la serie MAGNA, se presenta un Carbonífero indiferenciado para todo el Priorat (Figura 4-4), formado por: areniscas y pizarras con niveles de conglomerados (Cap) en los que se diferencian niveles esporádicos y discontinuos de liditas (Caq), pizarras con niveles de areniscas y liditas (Cap), conglomerados (Cacg) y calizas (Cac).



Figura 4-4: Reproducción parcial del mapa geológico del ICGC hoja nº29 (PRIORAT) a escala 1:50.000.

A diferencia de las anteriores, esta cartografía del ICGC (2006) aporta por primera vez información referente al metamorfismo, mostrando mediante zonas rayadas las áreas afectadas por metamorfismo de contacto de edad Carbonífero superior – Pérmico asociado a las intrusiones ígneas tardihercínicas. Respecto a la estructura tectónica, representa el frente de un cabalgamiento con desplazamiento hacia el SW equivalente al eje del pliegue tumbado descrito en los trabajos de Ashauer & Teichmüller (1935), Colodrón *et al.* (1978), Sáez (1982) y Melgarejo (1987). Sobreimpuesta a esta estructura se dibujan fallas kilométricas direccionales de orientación NE – SW similares a las representadas en el mapa de Melgarejo (1987, 1992), que son paralelas al sistema tectónico neógeno que formó la Cadena Costera Catalana.

Si se comparan todas las cartografías publicadas hasta el momento se pone en evidencia la ya manifestada dificultad para estudiar, caracterizar y diferenciar agrupaciones en el conjunto de los materiales sedimentarios que forman la serie carbonífera del Priorat Central, y por extensión, del SW de la Cadena Costera Catalana. Así mismo, la superposición de las bases cartográficas publicadas ha puesto de relieve la existencia de importantes discrepancias respecto los límites y contactos definidos entre los materiales atribuidos al Devónico y los del Carbonífero. Lo mismo se evidencia para las estructuras tectónicas representadas. En este caso, llegan a ser interpretadas y representadas como diferentes estructuras, como por ejemplo sucede con el pliegue tumbado aflorante entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta (Ashauer & Teichmüller, 1935; Colodrón *et al.*, 1978; Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989) que pasa a ser interpretado como un frente de cabalgamiento por el Melgarejo (1987) o el ICGC (2006).

4.2 Descripción de la cartografía geológica

Las litologías representadas en la cartografía geológica del Priorat Central forman parte del zócalo paleozoico y de las coberteras mesozoica y cenozoica (Figura 4-5).

Entre los materiales del zócalo paleozoico de la zona del Priorat Central se han cartografiado las cinco unidades litoestratigráficas que se describirán en el capítulo de estratigrafía. Como litología pre-carbonífera se representan mediante un color rosa las limolitas silíceas versicolores y *cherts* de la unidad de Les Vilelles datadas mediante radiolarios del Frasniense – Fameniense (Devónico superior). Sobre esta litología en aparente conformidad se sitúan las litologías carboníferas. La primera unidad dibujada en color morado son los *cherts* tableados de la unidad de Torroja (liditas basales) datadas mediante radiolarios del Tournaisiense medio – superior. Junto a estos *cherts*, se representan en color naranja las areniscas ocres y las pelitas con intercalaciones métricas de calizas y *cherts* de la unidad de Les Bassetes datadas mediante conodontos y restos vegetales como Viseense superior. En verde claro, las lutitas con *Dictyodora* sp. de la unidad Scala Dei⁵ atribuidas mediante conodontos al Viseense superior – Serpukhoviense inferior y, por último, representados en verde oscuro los conglomerados, areniscas y lutitas de facies Culm de la unidad Poboleda del Carbonífero superior.

Esta cartografía, como la de Melgarejo (1987), presenta unas litologías devónicas (unidad de Les Vilelles) con una importante extensión y continuidad lateral, cartografiable según una dirección NW – SE entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta, que vira a dirección W – E hacia Torroja y retoma una dirección N – S entre Torroja y

⁵ En este trabajo se ha empleado la acepción "Escaladei" como topónimo de la población sita al N del Priorat Central, mientras que se ha usado la acepción de "Scala Dei" en referencia al nombre asignado a la unidad litoestratigráfica descrita entre la unidad de Les Bassetes y la de Poboleda.

Poboleda. Esta continuidad es consecuencia de la exposición del núcleo de una estructura antiformal de dirección general NW – SE. Estructura, que como ya se ha comentado anteriormente, sí estaba reflejada en los trabajos previos, aunque con diferentes interpretaciones y representaciones (Ashauer & Teichmüller, 1935; Colodrón *et al.*, 1978; Sáez, 1982; Melgarejo, 1987; Anadón & Sáez, 1989 y ICGC, 2006). No obstante, respecto la mencionada continuidad y extensión, ésta contrasta con la representada en esos trabajos predecesores, de los cuales sólo las cartografía de Melgarejo (1987) y del ICGC (2006) muestra semejanza.



Figura 4-5: Cartografía geológica del Priorat Central (ver anexo para mapa ampliado).

Para las litologías carboníferas, la cartografía revela, por un lado, la existencia de una nueva unidad litoestratigráfica, la unidad de Torroja. Esta unidad como se verá en el capítulo de estratigrafía, ésta formada por *cherts* cuya distribución geográfica define un ribete paralelo y concéntrico a la unidad infrayacente del Devónico. Esta unidad está ausente en todas las cartografías previas a Sáez (1982), quien hace alguna mención a dicha litología, incluyéndola en la unidad de las Vilellas. Tan sólo Melgarejo (1987) la cartografía de forma continua por el flanco NE del antiforme de dirección NW – SE al norte de Torroja del Priorat sin darles carácter de unidad litoestratigráfica.

Por otro lado, esta cartografía presenta una alternancia y repetición de las litologías detríticas de las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei a ambos flancos de la estructura antiformal comentada. Esta alternancia muestra mayor frecuencia al oeste y al sur de La Vilella Baixa y al oeste de Torroja del Priorat, aunque manifiesta una mayor extensión al suroeste de Escaladei. Dicha alternancia es el reflejo de una estructura tectónica compleja, que es en parte consecuencia de la distribución y propagación de pliegues recumbentes hectométricos. Como se observa en la cartografía, estos pliegues tienen una dirección NW – SE y son vergentes, en general, hacia el SW. Estos pliegues pertenecen a la fase deformativa hercínica, como se describe en el apartado de tectónica y deformación. Pero estas alternancias y morfologías, también son el resultado de la interferencia producida por un segundo sistema de pliegues ortogonal al primero, cuyos ejes tienen dirección NE - SW y vergencias variables, con predominio hacia el SE. Hacia el noreste del mapa, la alternancia de areniscas y lutitas de las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei dan paso de forma concordante a una potente serie detrítica de la unidad Poboleda. Ésta se extiende de forma continua en dirección este hasta la Venta del Pubill y, aunque no aparece representado en la presenten cartografía, está afectada por una estructura sinclinal de gran radio cuyo núcleo se sitúa al este de Poboleda como se observa en Sáez & Anadón (1989) (Figura 4-3).

La cartografía también muestra la existencia de varios sistemas de fallas. Un primer sistema formado por fallas inversas y cabalgamientos de poca entidad de dirección NW – SE asociados a los pliegues de la fase deformativa hercínica. El segundo sistema, sobreimpuesto al primero y al resto de estructuras tectónicas comentadas, engloba a las fallas normales y direccionales de dirección NE – SW.

En el sector NW del mapa se observa una cobertera mesozoica discordante sobre el zócalo paleozoico. Está formada por conglomerados, areniscas y arcillas rojas de la facies Buntsandstein del Triásico inferior y calizas, dolomías y lutitas de las facies Muschelkalk, y que incluyen el Muschelkalk inferior, medio y superior.

A pesar de la amplia representación de este contacto discordante, resulta complicada la observación del nivel de rubefacción identificado en otras zonas de la Cadena Costera Catalana. No obstante, éste se puede observar parcialmente al oeste de La Vilella Baixa, donde los conglomerados y areniscas del Buntsandstein con un buzamiento de suave de 15° hacia el oeste fosilizan la alternancia de areniscas y lutitas

de la unidad Scala Dei con un buzamiento de 80° al este. También se ha observado la discordancia en el paraje de Los Pics al NE de la Vilella Alta, donde las facies Buntsandstein fosilizan las limolitas del Devónico superior.

A nivel tectónico, esta cobertera mesozoica presenta un sistema de pliegues hectométricos – kilométricos de dirección NE – SW y, como estructuras frágiles, un sistema de fallas normales con la misma dirección. Estas estructuras asociadas a la orogenia alpina, algunas fácilmente reconocibles a nivel de paisaje, ya fueron reflejadas en la mayoría de las cartografías previas (Colodrón *et al.*, 1978; Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989; Melgarejo, 1987, ICGC, 2006).

Discordantes, sobre la cobertera mesozoica y el zócalo paleozoico, se disponen los materiales detríticos de la cobertera cenozoica. Aunque estos materiales incluyen conglomerados y areniscas de clastos y matriz carbonatados, lutitas rojas, yesos, lignitos, calizas micríticas y margas del Cuisiense (Eoceno) al Oligoceno, a nivel cartográfico han sido representados indistintamente y el contacto discordante ha sido trazado partiendo de las cartografías pre-existentes del IGME y de la ortofotografías del ICGC.

La discordancia Eoceno – Paleozoico (Cenozoico – Paleozoico) está expuesta en las inmediaciones de la Morera del Montsant, al NE de la zona de estudio. Así, en el talud de la ctra. TV-7022, desde Escaladei a la Morera del Montsant, se observa como las margas gris-azuladas y las lutitas versicolores del Cuisiense, que buzan entre 13 y 20° hacia el E y NE, se disponen formando una discordancia angular sobre las areniscas y lutitas de la unidad Poboleda, que buzan más de 80° hacia el W (Figura 4-6). Justo por debajo del contacto, se observa un tramo de 5 a 10 m de areniscas y lutitas paleozoicas rubefactadas.



Figura 4-6: Discordancia angular del Cenozoico y el Paleozoico observable en la ctra. de Escaladei a la Morera del Montsant. Se observa la discordancia entre las margas y lutitas versicolores del Eoceno – Oligoceno sedimentadas sobre las lutitas y areniscas de la unidad Poboleda del Carbonífero rubefactadas y meteorizadas.

Sobre todas estas litologías del zócalo y de las coberteras mesozoica y cenozoica, y especialmente, sobre los materiales paleozoicos se disponen discordantes los depósitos fluvio-torrenciales, los derrubios de pendiente y caliches carbonatados de edad cuaternaria.

A nivel cartográfico, estos depósitos plico-cuaternarios terrígenos tienen su máxima expresión en el extremo occidental. Mientras que su extensión y potencia disminuye de forma significativa hacia el este y el noreste en la zona de estudio.

Entre los múltiples ejemplos observados, destacan tal vez por su espectacularidad dos afloramientos. Un primer afloramiento situado en las inmediaciones del km 17 de la ctra. T-702 de La Vilella Baixa a La Vilella Alta (Figura 4-7 a), donde se observa como los depósitos aluviales de origen fluvio-torrencial, caracterizados por cantos rodados heterométricos (desde cm a metros) de calizas y cuarzo, mal clasificados, con

disposiciones planares y alguna laminaciones cruzadas e imbricación de clastos del río de Escaladei (afluente del Montsant) fosilizan las limolitas y *cherts* de la Unidad Les Vilelles del Devónico.

Un segundo ejemplo, lo constituye la discordancia angular cuaternaria formada por los depósitos coluviales de tipo derrubio de pendiente o ladera dispuestos sobre sobre las areniscas y lutitas de la unidad Poboleda en el barranco de l'Horta (Figura 4-7 b). Estos depósitos están formados por brechas con clastos centimétricos – decimétricos de calizas (mesozoicas y cenozoicas) y matriz de arcillas rojas y ocres con fábrica de tipo matriz – soportada.



Figura 4-7: Discordancias Cuaternario – Paleozoico. (a) Discordancia angular entre los depósitos aluviales de origen fluvio-torrencial del río de Escaladei fosilizando las limolitas silíceas plegadas del Devónico próximo al PK 17 de la ctra. T-702. (b) Discordancia angular de los depósito coluvial plio-cuaternario y las areniscas de la unidad Poboleda en la ctra. TV-7022 de Escaladei a la Morera del Montsant.

5. Estratigrafía y bioestratigrafía

Los conocimientos referentes a la estratigrafía de la región del Priorat no han experimentado grandes avances desde finales de los 80 del s. XX. Así pues, la mayoría de las investigaciones realizadas desde entonces, lejos de realizar un planteamiento crítico, los han asumido como válidos y correctos.

En este apartado, primero, se hace un repaso de esos datos y se enfatizan ciertos aspectos contradictorios mantenidos y aceptados en estos años. Entre los que destacan, el uso constante y simultáneo de la nomenclatura de rocas sedimentarias y metamórficas en las descripciones litológicas y estratigráficas, animando a la confusión terminológica. O bien, la aceptación de aspectos sedimentológicos discutibles como la existencia de olistostromas y la ausencia de niveles guía de ámbito supra-regional útiles para la correlación. O las discrepancias en las dataciones paleontológicas que han incidido sobre las edades atribuidas a las unidades litoestratigráficas y han provocado la constante reasignación de las mismas a diversas épocas o pisos geológicos.

En segundo lugar, se presentan los nuevos resultados obtenidos a nivel estratigráfico, sedimentológico y paleontológico. Entre estos resultados, destacan las cuatro nuevas columnas estratigráficas realizadas en la parte inferior de las sucesiones carboníferas que han sido correlacionadas entre ellas, proporcionando información sobre la continuidad lateral de las unidades. También se presentan nuevas descripciones petrográficas de las litofacies observadas dentro de las unidades litoestratigráficas. Por último, además se hace una contribución significativa en la datación de las rocas sedimentarias del Devónico superior y del Carbonífero inferior, basándose en nuevos datos paleontológicos obtenidos de los conodontos de los niveles calcáreos y de los radiolarios de los niveles de *chert*.

5.1 Antecedentes

Las primeras menciones a la geología del suroeste de la Cordillera Costera Catalana datan de mediados del siglo XIX. Los trabajos de Maestre (1845), Ezquerra del Bayo (1846), Bauza (1876), Martínez Alcíbar (1877) o Gombau (1877) constituyen tratados de ámbito general, centrados en la identificación de las litologías existentes y hacen especial hincapié en la existencia de rocas ígneas y rocas metamórficas que conforman el zócalo paleozoico de la región.

Ya hacia finales del s. XIX y principios del s. XX, los trabajos estratigráficos comenzaron a integrar información paleontológica. Destaca el trabajo de Mallada (1890) realizado en el área del Priorat Central, en el cual se describe la existencia de intercalaciones de pizarras con grauvacas con tránsito a bancos de "pudingas⁶" al este de Poboleda, de pizarras silícicas arcillosas en Vilella Alta, de capas de calizas con tallos de crinoideos cerca de Scala Dei y de calizas azuladas en lechos delgados en Porrera. Este autor atribuyó estos terrenos al Silúrico en base al hallazgo de tallos delgados, rectos y estriados de plantas parecidas al *Paleophycus striatus* del Silúrico en Estados Unidos.

No obstante, veinte años después, estos restos fueron re-estudiados, a la vez que se descubrían nuevos afloramientos paleontológicos. De manera que Faura (1913) los reinterpretó como *Eophyton Linnaennum* y los re-asignó al Cámbrico. Y posteriormente, Vilaseca (1917, 1919a, b) basándose en varias especies vegetales encontradas hacia el este del Priorat Central, en el Camp de Tarragona y Cornudella, los atribuyo al Tournaisiense. Siendo esta edad apoyada también por San Miguel de la Cámara (1920).

En esos mismos años, Font i Sagué (1909) estableció a partir de graptolites la presencia del Gotlandiense⁷ (actualmente Período Silúrico de acuerdo con la ICS⁸) en l'Espluga de Francolí y en el Pla de Cabra al noreste y al este del Priorat Central,

⁶ Pudingas es un sinónimo de conglomerados con cantos rodados y cementados. Actualmente en desuso.

⁷ Gothlandiense - Denominación estratigráfica que toma el nombre de la isla de Gothland, Suecia. Sinónimo de Silúrico, que antes utilizaban los autores europeos no británicos. Actualmente está en desuso.

⁸ ICS es el acrónimo de la Comisión Internacional de Estratigrafía (*International Commission on Stratigraphy*).

respectivamente. Vilaseca (1919b) identificó el Devónico por la presencia de *Monograptus* en los niveles de calizas de Almoster (Baix Camp, al sureste del Priorat).

El Silúrico de Poblet, al noreste del Priorat, fue ratificado por Ashauer & Teichmuller (1935), en base a la presencia de *Monograptus spiralis* GEINITZ, M. priodon BRONN, M. *vomerianus* NICH, M. *cf. Becki* BARRANDE y *Retiolites* (*Retiograptus*) *sp.* BARRANDE correspondientes a las zonas 20 a 30 de ELLE-WOOD (límite Ludlow – Wenlock). Además, estos mismos autores describieron al SW de Poblet la existencia de una importante discordancia angular de 20° en el contacto entre el Silúrico y el Carbonífero suprayacente.

Ashauer & Teichmuller (1935) describieron la existencia de una imponente sucesión de facies Culm de potencia superior a 800 m en el Priorat Central, constituida por pizarras silíceas, grauvacas y conglomerados. La base de la serie fue atribuida al Viseense, en coincidencia con la edad propuesta por Vilaseca (1919) y San Miguel de la Cámara (1920). Este Carbonífero, dispuesto sobre las pizarras del Silúrico superior, debía alcanzar el Namuro – Westfaliense (actualmente correspondiente a los pisos marinos al Serpukhoviense – Moscoviense), por analogía con otros afloramientos de los Pirineos Centrales y de Menorca.

Hacia el este del Priorat, en el Alt Camp, Ashauer & Teichmuller (1935) atribuyeron los conglomerados y areniscas de Picamoixons al Caradoc (actualmente, pisos del Sandbiense y Katiense, del Ordovícico superior) por su posición estratigráfica infrayacente a las calizas de Picamoixons consideradas del "Downtoniense⁹" y Devónico.

Dos décadas después, Fontbote & Julivert (1954) corroboraron algunas de las observaciones de Ashauer & Teichmuller (1935) para las series del Priorat, remarcando el carácter detrítico de la serie carbonífera respecto otros sectores de la Cadena Costera Catalana. No obstante, indicaron que este Carbonífero se disponía concordante con el

⁹ Downtoniense - En la estratigrafía británica, correspondía a un piso en la base del Devónico, aproximadamente contemporáneo con el Piso Gendiense (actualmente Lochkoviense). Aunque, algunos autores los extendían hasta la parte más alta del Silúrico superior (el actual Pridoli).

Silúrico infrayacente. Y cuestionaron, por faltas de pruebas, la atribución al Namuro – Westfaliense de la parte alta de las facies Culm del Carbonífero.

Además, Julivert (1955) en su estudio sobre la geología de la Sierra de Miramar, al E del Priorat, reconsideró la edad de las cuarcitas, pizarras y calcoesquistos de la zona de Picamoixons – Masmolets atribuyéndolas a la parte inferior del Llandovery (Silúrico inferior) y del Ordovícico superior dada su posición infrayacente a las pizarras negras grafitosas. Pizarras equivalentes a las descritas por Font i Sagué (1909) en L'Espluga de Francolí con *Monograptus*.

Tras varias décadas de inactividad, sería a finales de los 70 del s. XX cuando, en el marco de la 2ª serie del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Plan MAGNA), se retoma una actividad investigadora. Así, Colodrón et al. (1978) en la hoja de Cornudella (nº445) y Colodrón et al. (1979) en la hoja de Flix (nº 444) establecieron que la sucesión paleozoica del Priorat debía tener como mínimo unos 1000 m de potencia, aunque remarcaron la imposibilidad de realizar una buena correlación litoestratigráfica por falta de criterios de polaridad, cambios laterales de facies y por desconocimiento de las potencias y de la tectónica. En sendas memorias geológicas se manifiesta la dificultad del estudio de los materiales paleozoicos de la comarca del Priorat, llegando a escribir: "El estudio del Paleozoico del Priorato presenta dificultades debido a la escasa expresividad morfológica de la serie, a su recubrimiento y a la escasez de elementos de control paleontológico". A pesar de ello, en sus mapas y series identifican un Devónico medio - superior en base a esporas, microplancton y algas, que equivale al Silúrico de Ashauer & Teichmuller (1935), Fontbote & Julivert (1954) y Julivert (1955). Sobre este Devónico, describen una potente serie formada por areniscas, areniscas micáceas, grauvacas y pizarras, con niveles locales de liditas con radiolarios y de calizas con microfauna de goniatites, crinoideos y espículas. La base fue atribuida al Viseense por la presencia de Poteriocrinites sp. en los niveles calcáreos, y en coincidencia con las edades proporcionadas por Vilaseca (1919b) ratificadas por Ashauer & Teichmuller (1935).

Además, Colodrón *et al.* (1979) hallaron un nivel de areniscas con restos carbonosos en las proximidades de La Vilella Baixa. Este nivel proporcionó restos de plantas identificadas como varias especies de Calamites (*Calamites* sp.; *Calamites dubius* ARTIS; *Calamites cennaeformis* SCHLOTH; *Stylocalamites cistii* BRONG)

atribuyéndose estos materiales al Westfaliense – Estefaniense (actualmente, Bashkiriense superior a Gzheliense). Aunque, este nivel fue reestudiado por Villalba & Martín-Closas (2009) quienes reclasificaron los restos y los atribuyeron al Viseense medio – superior.

En la década de los 80, Anadón *et al.* (1983, 1985) definieron una sucesión estratigráfica tipo para el Carbonífero de la Cadena Costera Catalana, partiendo de tres tramos sedimentarios bien diferenciados en las sierras de Montnegre, Montseny, Miramar y alrededores de Barcelona. Esta sucesión similar a la observada en los Pirineos Orientales y en Montagne Noire, muestra en su parte basal un tramo de liditas de edad Tournaisiense depositadas en ambiente submarino pelágico. Sobre estas se halla un nivel de calizas o de pizarras atribuidas al Viseense, sedimentadas también en ambiente pelágico, seguidas de una potente sucesión de facies Culm (o facies flysch) atribuibles a depósitos de abanico. Sin embargo, estos autores constataron que en el Priorat sólo estaría bien representada la facies Culm.

Los trabajos de Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989) definieron con mayor precisión las unidades litoestratigráficas paleozoicas y los ambientes sedimentarios para el Priorat Central. Esta sucesión sedimentaria de más de 2500 m es la aceptada hasta la fecha (Canals, 1985; Serra, 1985; Melgarejo, 1989, 1992; Ayora *et al.*, 1990; Raymond & Caridroit, 1993; Maestro-Maideu *et al.*, 1998; Canet, 2001; Gibbons & Moreno, 2002; Vera, 2004; Valenzuela, 2005; Villalba & Martín-Closas, 2009). Dicha sucesión estaría formada, de base a techo por cuatro unidades: 1) la unidad Basal de las Vilellas, 2) la unidad de Areniscas de Les Bassetes, 3) la unidad de Pizarras y areniscas de Scala Dei y, por último, 4) la unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda (Figura 5-1).

La unidad Basal de las Vilellas con una potencia de 250 m está constituida por una alternancia centimétrica de liditas y pizarras fuertemente plegadas depositadas en un ambiente submarino pelágico (Anadón *et al.*, 1985). Su datación ha presentado importantes variaciones con los años, desde un Cámbrico atribuido por Gombau (1877), Mallada (1890) y Font i Sagué (1909); pasando a ser un Silúrico superior al correlacionarlos con los materiales de Poblet al suroeste de L'Espluga de Francolí (Ashauer & Teichmüller, 1935; Fontbote & Julivert, 1954 y Solé Sugrañes, 1978). Para finalmente ser atribuidos al Devónico Medio – Superior (Colodrón *et al.*, 1978); y más



concretamente, al período comprendido desde el Eifeliense al Famenniense (Raymond & Caridroit, 1993).

Figura 5-1: Columna estratigráfica sintética del Priorat Central modificado de Sáez & Anadón (1989). En la relación Sd/Sh, Sd es la potencia del intervalo arenoso correspondiente a los términos a, b y c de la secuencia de Bouma y Sh es la potencia del intervalo pelítico correspondiente los términos d y e.

Discordante sobre los materiales devónicos, se halla la unidad de Areniscas de Les Bassetes (Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989; Anadón *et al.*, 1985). Formada por 380 m de areniscas en bancos de orden métrico y decimétrico con intercalaciones de paquetes de liditas replegadas deslizados sin-sedimentariamente, y con niveles de calizas a techo. Esta unidad fue atribuida al Viseense medio o superior por la presencia de una fauna de conodontos pertenecientes a la biozona de *Gnathodus bilineatus bilineatus*. Se trata de un conjunto turbidítico que se habría depositado en un ambiente de talud – *apron*.

Por encima de la unidad infrayacente, se dispone concordante, con una potencia de 380 m, la Unidad de Pizarras y areniscas de Scala Dei. Esta unidad está formada por pizarras con pasadas cm de areniscas de grano fino y con una intercalación de 60 m de areniscas de grano grueso dispuestas en paquetes métricos. Hacia techo, presenta una alternancia rítmica de areniscas y pizarras en secuencia de Bouma. La unidad fue datada como Viseense – Namuriense A inferior (actualmente del Viseense al Serpukhoviense inferior) en base a la presencia de una fauna de conodontos de la zona de *Gnathodus bilineatus bollandensis* y restos de trilobites identificados como *Drevermania* (*Drevermania*) n. sp. A, aff. *pruvosti* del Viseense superior. Sáez (1982), Anadón *et al.* (1985) y Sáez & Anadón (1989) propusieron el ambiente deposicional de abanico submarino distal o externo para los niveles pelíticos, y de tramos canalizados del abanico submarino para la intercalación arenosa.

Por último, y también en concordancia, se dispone la Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda. Esta unidad correspondiente a las denominadas facies Culm, presenta una potencia estimada de 1500 m y está formada por tres megasecuencias negativas de 500 m (secuencias de 1er orden) interpretada como "una etapa turbidítica". La organización de los depósitos, similar en las tres megasecuencias, es estratocreciente y granocreciente hacia techo. Al ser una unidad prácticamente estéril, su edad fue atribuida al intervalo Namuriense – Westfaliense (actualmente del Serpukhoviense al Moscoviense), a partir de la unidad infrayacente y en consonancia con las dataciones propuestas por Colodrón *et al.* (1979). En conjunto, esta unidad se habría depositado en una transición de depósitos turbidíticos de lóbulo distal, a lóbulo proximal no canalizado y de lóbulo proximal canalizado.

Melgarejo (1987, 1992) realizó dos importantes aportaciones a nivel estratigráfico. La primera fue identificar la existencia de niveles de *cherts* en la base de las series Carboníferas, a los cuales no llegó a asignar la entidad de unidad litoestratigráfica, cosa que si hizo parcialmente Canet (2001), quien denominó como unidad Torroja. La segunda aportación, fue la correlación de las unidades litoestratigráficas del Carbonífero para el SW de la Cadena Costera Catalana, a partir de la combinación de datos propios y de los obtenidos por otros autores (Colodrón *et al.*, 1978; Solé Sugrañes, 1978; Crespo & Michel, 1980; Sáez, 1982; Anadón *et al.*, 1983; Sáez & Anadón, 1987; Canals, 1985). A nivel basal, describió un cambio lateral o una transición entre las unidades de detríticas de Bellmunt, de Bassetes y de l'Espluga, de SW a NE, y con la unidad de Miramar hacia el E, donde llegaría a correlacionar con la unidad caliza de Valls. Por encima, establece una correlación, de SW a NE, entre las unidades lutíticas de Lloà, de Scala Dei y de Ulldemolins; y hacia el E, las correlaciona, otra vez, con la unidad de Miramar. Por encima de todas estas unidades y de forma concordante está depositada la unidad de Poboleda. Todas estas series sedimentarias carboníferas se habrían depositado en el Priorat Central desde el Viseense hasta el Westfaliense (Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1987), mientras que, simultáneamente hacia el E, se habrían depositado 80 m de calizas. Como modelo sedimentario, Melgarejo (1987) propone que entre el Tournaisiense – Namuriense se produjo la individualización de una cuenca subsidente controlada por fracturas distensivas.

El último trabajo, propiamente estratigráfico, realizado en la zona del Priorat Central data de finales del s. XX. En él, Maestro-Maideu *et al.* (1998) definen una nueva sucesión estratigráfica del Carbonífero y su ambiente deposicional. Esta secuencia levantada desde Porrera hasta La Venta del Pubill, tiene una potencia mínima de 1940 m y consta de tres unidades limitadas por discontinuidades denominadas alogrupos (Torroja, Bassetes y Poboleda) que no son estrictamente equivalentes a las definidas por Sáez (1982) y Sáez y Anadón (1989).

Recientemente, en el transcurso de la escritura de este manuscrito, han aparecido nuevas aportaciones paleontológicas. En este sentido, González *et al.* (2015) han realizado una revisión del contenido palinológico de la unidad de Les Vilelles en el sector de La Vilella Alta. En dicho trabajo, a partir del contenido en mioesporas, acritarcos, algas prasinófitas y quitinozoos, establecen que estos materiales datan del Frasniense final o de límite Frasniense – Fameniense dentro del período Devónico.

5.2 Unidades litoestratigráficas del Priorat Central

A partir de las características litológicas y de las dataciones obtenidas de los materiales estudiados, se han definido cinco unidades litoestratigráficas informales para este trabajo:

Unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles Unidad de *Cherts* de Torroja Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes Unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda

A fin de agilizar la lectura del texto, estas unidades son denominadas de manera simplificada utilizando únicamente como descriptor de cada una la componente geográfica del nombre, como unidad de: Les Vilelles, Torroja, Les Bassetes, Scala Dei y Poboleda.

Estas unidades han sido reconocidas en las cuatro nuevas columnas estratigráficas realizadas (Figura 5-2), denominadas Vilella Baixa 1 (VB1), Vilella Baixa 2 (VB2), Torroja 1 (TO1) y Torroja 2 (TO2). Todas ellas levantadas en el flanco invertido de la estructura anticlinoria hercínica, de vergencia SW y dirección NW – SE, a fin de completar la información estratigráfica existente en el flanco normal elaborada por Sáez (1982).

Además, se realiza una descripción de las facies en base a sus características y a las estructuras sedimentarias observadas en las unidades, complementado con el análisis petrográfico y petrológico mediante láminas delgadas y difracción de rayos X.

Finalmente, se proporcionan nuevos datos geocronológicos basados en las dataciones obtenidas con el estudio de los radiolarios y los conodontos.



Figura 5-2: Localización de las cuatro columnas litoestratigráficas realizadas en el Priorat Central.

5.2.1 Columnas estratigráficas, correlación y caracterización de las unidades litoestratigráficas

Las columnas denominadas Vilella Baixa 1 y 2 (VB1 y VB2, respectivamente) están levantadas al E de la población de La Vilella Baixa en el paraje de Les Fiblotes, en el flanco invertido del anticlinal de Les Vilelles (Figura 5-2). Este flanco forma parte a su vez de un sinclinal tumbado de orden hectométrico. La columna VB1 se sitúa en el flanco normal de este sinforme, mientras que la columna VB2 está en el flanco invertido. Las otras dos columnas, denominadas Torroja 1 (TO1) y Torroja 2 (TO2), se han levantado al NW de Torroja del Priorat en el paraje de Les Crivelles (Figura 5-2), a 3 km al sureste de las columnas VB1 y VB2.

A nivel regional, se pone de manifiesto que en estas columnas los materiales del Devónico se sitúan topográficamente por encima de los materiales del Carbonífero confirmando una polaridad invertida para la serie carbonífera.

Columna Vilella Baixa 1 (VB1)

La columna VB1 es la más próxima al río de Escaladei (Figura 5-2, Figura 5-3). Tiene una potencia de 105 m y su polaridad regional es normal. El tramo comienza con materiales lutíticos en capas centimétricas con laminación plano paralela (máx. 15 a 20 cm) con Dyctiodora sp. asignados a la unidad de Scala Dei (14 m iniciales). Sobre éstos, cabalgan los materiales detríticos de la unidad de Les Bassetes a través de un plano subhorizontal de falla invertida. El nivel de areniscas de 70 m, se disponen formando bancos de potencia métrica y extensión lateral decamétrica con bases canaliformes y con clay chips y granoclasificación decreciente. Hacia techo pasa a una alternancia de areniscas y lutitas con ripples, herring bones, laminación planoparalela de orden milimétrico y niveles de *convolute lamination* y micro-slumps. En el tercio superior del tramo aparece intercalado un paquete métrico de calizas micríticas gris-azuladas en capas centimétricas (máx. 40 cm) parcialmente dolomitizadas. Este banco es utilizado como nivel guía para correlacionar lateralmente con las columnas TO1 y TO2 levantadas en el sector de Torroja (Figura 5-3). El techo de la columna presenta una alternancia rítmica de areniscas finas y lutitas en secuencias de Bouma. Debido a la existencia de un cabalgamiento en su base, esta columna sólo representa parte de la unidad de Les Bassetes y de la unidad de Scala Dei, no siendo posible establecer las potencias totales en ninguna de las dos.

La columna Vilella Baixa 2 (VB2)

La columna VB2 tiene una potencia de 220 m (Figura 5-2, Figura 5-3) y está formada, en su base, por 5 m de limolitas silíceas versicolores en capas centimétricas del Devónico (unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles). Estos materiales se encuentran fuertemente antropizados en el paraje de Les Solanes para su aprovechamiento como campos de cultivo de vid, almendro y olivo. Hacia el norte quedan fosilizados por las areniscas y lutitas rojas de facies Buntsandstein del Triásico.

Sobre las limonitas y *cherts* devónicos, yace en aparente concordancia un nivel de 20 m de potencia de *cherts* bandeados en capas centimétricas – decimétricas muy deformadas atribuidos a la unidad de Torroja.

En concordancia, sobre aquellos *cherts* se disponen 125 m de areniscas ocres de grano medio, bien clasificadas y estratificadas en bancos métricos atribuidas a la unidad

de Les Bassetes. Este tramo presenta, en su base y localmente hacia su techo, intercalaciones de *cherts* bandeados en paquetes de potencia decimétrica – métrica con morfologías lenticulares y poca continuidad lateral. El mayor de estos bancos se sitúa a 45 m por encima del contacto D-C, tiene una potencia máxima de 2 m y una extensión lateral de 10 m. Los otros bancos, situados hacia techo, tienen una potencia inferior a medio metro y una continuidad lateral de orden métrico. Estas intercalaciones fueron interpretadas por Sáez (1982) como niveles olistostrómicos.

Sobre las areniscas de la unidad de Les Bassetes se sitúa concordante un tramo de 64 m de lutitas y areniscas finas dispuestas en sucesiones de Bouma. Dicho tramo es atribuido a la parte inferior de la unidad de Scala Dei, que queda truncado al alcanzarse el eje del pliegue sinclinal tumbado (Figura 5-2).



Figura 5-3: Panel de correlación de las unidades litoestratigráficas construido a partir de las cuatro columnas estratigráficas levantadas en las zonas de la Vilella Baixa y de Torroja del Priorat. EV \neq EH.

La columna de Torroja 1 (TO1)

La columna TO1 tiene una potencia de 117 m (Figura 5-2, Figura 5-3). Comienza con 5 m de materiales limolíticos silícicos atribuidos al Devónico caracterizados por sus coloraciones ferruginosas y versicolores y sus capas centimétricas. Sobre éstos yace en aparente concordancia un paquete decamétrico de *cherts* tableados (12 m de potencia) que muestran intensa deformación dúctil idéntica a la observada y descrita en la columna VB2. Este nivel, de nuevo es atribuido a la unidad de Torroja. Sobre él se alzan casi un centenar de metros (98 m) de areniscas ocres en bancos de orden métrico, localmente con bases acanaladas erosivas y de morfología lateral canaliforme separados por intercalaciones centimétricas – decimétricas de niveles lutíticos. Como sucede en la columna VB2, hacia la mitad inferior del tramo se observan intercalaciones de orden métrico (máximo 2 m) de *cherts*, que en este caso se interdigitan con las areniscas. A techo de esta unidad, aparece de nuevo el paquete métrico de calizas micríticas gris – azuladas en capas decimétricas, y que constituye uno de los niveles guía de correlación con la columna TO2 y VB1.

La columna Torroja 2 (TO2)

La columna TO2 tiene una potencia total de 105 m (Figura 5-2, Figura 5-3). Comienza, en base, con un banco de 5 m de calizas micríticas gris–azuladas formado por capas centimétricas – decimétricas con laminación planoparalela continua. Este banco ha sido utilizado como horizonte guía para la correlación de las columnas TO1 y VB1. Sobre las calizas se sitúa concordantemente un tramo de 19 m de areniscas finas – medias en capas de orden métrico con bases erosivas y morfología canaliforme con extensión lateral decamétrica que dan paso hacia techo a 81 m de facies más lutíticas caracterizadas por una alternancia rítmica de areniscas finas y lutitas en sucesiones de Bouma bien estructuradas, similares a las descritas en las columnas VB1 y VB2.

Correlación litoestratigráfica

Para la correlación litoestratigráfica se ha utilizado como *datum* el contacto, aparentemente concordante, entre los materiales silícicos de la unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles del Devónico y los *cherts* de la unidad de Torroja, también denominado en límite D-C. Este nivel permite establecer una correspondencia

entre las dos zonas estudiadas: Torroja y La Vilella Baixa, a través de la correlación de las columnas de los dos extremos, VB2 y TO1.

Por debajo este *datum*, se encuentran las limolitas silíceas versicolores con *cherts* de la unidad Les Vilelles. La potencia de esta unidad es desconocida, no obstante se ha estimado un espesor mínimo de 250 m.

Sobre el citado *datum*, se dispone un cuerpo sedimentario de morfología tabular formado por *cherts*, denominado unidad de Torroja. Este cuerpo tabular tiene una potencia mínima de 12 m y máxima de 20 m, y presenta cierto acuñamiento o pérdida de potencia en dirección SE.

Sobre este cuerpo sedimentario, se dispone la unidad de Les Bassetes. Ésta también parece definir un cuerpo tabular con una potencia constante entorno los 125 m. Dentro de este cuerpo, ha sido posible utilizar como nivel guía de correlación el banco de calizas gris-azuladas depositado en el tramo superior de la unidad de Areniscas de Les Bassetes. Esto permite correlacionar las columnas TO1, TO2 y VB1. Este banco calcáreo muestra una pérdida de potencia hacia el noroeste, pasando de tener 5 m en la columna TO2 a 2 m en VB1, desapareciendo o no habiendo sido reconocido en VB2. Destaca la ausencia del banco calcáreo en la columna VB2, por causas tectónicas o sedimentarias.

Próximo a la base del cuerpo sedimentario de la unidad de Les Bassetes se reconocen niveles decimétricos - métricos de *cherts*. Estos *cherts* tienen una potencia máxima de 2 m y definen geometrías lenticulares de escasa continuidad lateral. Si bien es cierto que no se ha observado una continuidad lateral directa entre ellos, su presencia en las columnas VB2 y TO1, el mantenimiento de las potencias y de su ubicación en la posición estratigráfica hace pensar en una cierta posible correlación de dichos niveles. Es por ello que, a estos niveles se les ha denominado Liditas intrabassetes.

La última unidad litoestratigráfica identificada en el panel de correlación litoestratigráfica es la unidad Scala Dei. Esta unidad está formada por un cuerpo de geometría desconocida, posiblemente tabular, y con una potencia mínima conocida de hasta 81 m. Dada la intensa tectonización observada en los materiales lutítico, la potencia máxima de 380 m atribuida por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989) resulta cuestionable.

5.3 Unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles

La unidad litoestratigráfica más antigua reconocida en la zona del Priorat Central es la denominada la unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles. Esta unidad se corresponde, en su mayor parte, con la Unidad basal de las Vilellas definida por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989).

Esta unidad aflora en el núcleo de la zona de estudio, a lo largo dos sectores. Un sector occidental dispuesto entre las poblaciones de La Vilella Baixa y La Vilella Alta y elongado en dirección N – S. Y un sector oriental, también alargado, en dirección E – W desde la población de Torroja del Priorat. El estratotipo de la unidad se sitúa en la base de la columna VB2 y puede ser bien observado en el PK 17 entre las poblaciones de La Vilella Alta.

Aunque no se reconoce la base de esta unidad, la potencia mínima estimada de aprox. 250 m. Esta potencia es coincidente con la propuesta por Sáez & Anadón (1989).

En general, se trata de una unidad predominantemente detrítica silícea de tamaño de grano limo y arcilla. Forma tramos alternados de limolitas silíceas ferruginizadas, argilitas silíceas verdes y versicolores, niveles de arenas cuarcíticas muy finas verdosas, areniscas de radiolarios silicificadas (radiolaritas) y *cherts* bandeados oscuros (liditas negras). Puntualmente, hacia la parte inferior de la unidad se observa algún nivel de brechas intraclásticas con clastos centimétricos (máx. 2 cm) de limolitas silíceas.

A pesar de la intensa deformación mostrada, a partir de las observaciones de campo se ha construido una sucesión ideal formada por tres tramos: un tramo inferior, un tramo medio y un tramo superior (Figura 5-4).



Figura 5-4: Columna estratigráfica sintética idealizada de la unidad de Limolitas silíceas y cherts de les Vilelles.

5.3.1 El tramo inferior

El tramo inferior de la unidad Les Vilelles puede observarse en el PK 17 de la ctra. T-702 entre la Vilella Baixa y la Vilella Alta. Dentro de éste, se han diferenciado dos partes.

La parte inferior tiene una potencia aflorante no superior a 10 m observable en el Pont dels Voltons, en la carretera y descendiendo desde ésta hasta el talveg del río de Escaladei. Este subtramo está formado por argilitas y limolitas negras silíceas foliadas en capas milimétricas físiles y deformadas (Figura 5-5 a y b). Son ricas en materia orgánica y en sulfuros metálicos. Y presentan abundantes pátinas de alteración con precipitación de minerales sulfatados. Aunque estos materiales no han sido identificados claramente en otras zonas de la región estudiada, pueden tener su equivalente en un pequeño afloramiento situado al norte de Torroja en la confluencia del Barranco de Poboleda y el camino de Poboleda a Torroja (coordenadas UTM 316923 - 464906), donde se expone un material negro silícico muy físil con disgregación en forma de estructuras *pencil*. Esta unidad también se correlacionaría con parte inferior de la unidad Torroja, definida por Maestro-Maideu *et al.* (1998), aflorante en las inmediaciones de Porrera y formada por pizarras negras con andalucita y cordierita.

El subtramo superior tiene una potencia estimada entre 6 y 20 m, y constituye el grueso de la serie aflorante del tramo inferior (Figura 5-5 a). Como sucede con el subtramo inferior, no ha sido identificado en algún otro afloramiento de la zona de estudio. Este subtramo se caracteriza por una alternancia de capas duras y competentes centimétricas a decimétricas de limolitas oscuras versicolores y *cherts* negros con radiolarios intercalados con capas finas de orden centimétrico (inferior a 5 cm) de materiales silíceos de tamaño de grano arcilla, principalmente, argilitas silíceas.

5.3.2 El tramo medio

El tramo medio corresponde a la mayor parte de la unidad Les Vilelles. Con una potencia estimada de 150 a 200 m, está formado por una heterogeneidad de materiales siliciclásticos de tamaño de grano muy fino (limo y arcilla) deformados.


Figura 5-5: Unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de les Vilelles en el PK 17 de la Ctra. T-702, entre la Vilella Baixa y la Vilella Alta. (a) Panorámica del tramo inferior de la unidad donde se observa la parte inferior caracterizada por argilitas y limolitas negras y la parte superior formada por la alternancia de capas de limolitas silíceas versicolores, areniscas muy finas y *cherts* negros con radiolarios. (b) Detalle de la parte inferior de argilitas y limolitas silíceas foliadas en capas milimétricas. (c) Nivel competente formado por una alternancia de capas centimétricas – decimétricas de cuarcitas de tamaño de grano muy fino, *cherts* con radiolarios y limolitas silíceas en el tramo medio de la unidad. (d) Nivel pelítico formado por limolitas silíceas, areniscas de grano muy fino verdosas y pelitas muy laminadas en capas centimétricas – decimétricas en el tramo medio. (e) Niveles de intrabrechas con clastos centimétricos de limolitas silíceas en el tramo medio.

En los afloramientos donde se observa una mayor deformación, como en las inmediaciones de La Vilella Alta, la preservación de las series y de las estructuras sedimentarias originales es pobre, de manera que los materiales aparecen como una alternancia centimétrica – decimétrica poco reconocible de niveles duro y blandos de limolitas versicolores, *cherts* bandeados, areniscas de tamaño de grano muy fino y pelitas silíceas blancas, purpuras o versicolores limonitizadas y ferruginizadas (Figura 5-5 c y d y Figura 5-6 a, c y d).

En los afloramientos menos deformados tectónicamente, como los situados al norte de Torroja, se puede observar como esta alternancia de capas duras y blancas se agrupa en una sucesiones sedimentarias formadas por niveles métricos competentes duros (1 o 2 m de potencia) dispuestas en capas centimétricas – decimétricas de limolitas silíceas, areniscas de grano muy fino y *cherts* de radiolarios con pasadas de pelitas silíceas (Figura 5-5 c y Figura 5-6 b) y niveles menos competentes de potencia hemimétrica – métrica (< 1m) dispuestos en capas centimétricas de limolitas y pelitas silíceas de colores verdosos y purpuras finamente laminadas (Figura 5-5 d).

De forma local, hacia la base de este tramo se localiza algún nivel o capa centimétrico – decimétrico (máx. 15 cm) de brechas intraclásticas de escasa continuidad lateral con clastos centimétricos (máx. 2 cm) de limolitas silíceas (Figura 5-5 e).

5.3.3 El tramo superior

El tramo superior de la unidad de Les Vilelles está bien representado en la finca del Trio Infernal, al este del Bco. dels Solans, situada al norte de Torroja y en el PK 4 de la Ctra. T-711 de Torroja a Gratallops.

En ambas localizaciones este tramo aparece representado por una sucesión regular de capas centimétricas – decimétricas (máx. 1 dm) duras de limolitas silíceas, areniscas de grano muy fino con radiolarios y *cherts* bandeados grises y versicolores con predominio de los colores morados, violetas, rojos y de alteración como amarillos, ocres, ferruginizados. Internamente, esta capas junto con el bandeado composicional muestra laminación planoparalela continua y regular (Figura 5-6 b). Estas capas duras están separadas por capas menos competentes milimétricas a centimétricas (máx. 5 cm) de limolitas y pelitas silíceas moradas y ocres (oxidados) finamente foliadas (Figura 5-6 b, e y f).



Figura 5-6: Unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de les Vilelles al norte de Torroja del Priorat. (a) Alternancia de niveles métricos competentes de limolitas, areniscas de grano muy fino y *cherts* con radiolarios en capas cm - dm y niveles hemimétricos de limolitas y lutitas silíceas laminadas de capas centimétricas en el paraje de les Saleres al NW de Torroja. (b) Capas de limolitas silíceas duras bandeadas con laminación planoparalela continúa. (c) Limolitas silíceas negras laminadas con fracturación *pencil* en la confluencia del camino de Poboleda a Torroja con el bco. de Poboleda. (d) Vista general del tramo superior de la unidad Les Vilelles formado por una alternancia rítmica de *cherts* morados y rojizos (*hàbit de frare*) y limolitas ocres y versicolores. (e) Detalle del contacto entre el subtramo inferior caracterizado por pliegues sinsedimentarios laxos y el subtramo superior con estratificación plana. (f) Detalle de la alternancia rítmica de capas centimétricas de *cherts* bandeados de tonalidades vinosas, púrpuras y moradas separadas por capas mm – cm de limolitas silíceas laminadas ocres en el subtramo inferior de la unidad.

Dentro de este tramo, y atendiendo a características deposicionales, se han diferenciados dos subtramos. Un subtramo inferior caracterizado por una mayor potencia

de las capas menos competentes (orden cm) y por presentar ondulaciones laxas de orden métrico atribuidas a deformación sinsedimentaria. Por encima, se identifica el subtramo superior, donde las capas menos competentes tienen escasa potencia (orden mm) y la estratificación es plana, constante y continua, sin mostrar deformación interna sinsedimentaria.

Como curiosidad etimológica, a nivel coloquial en la región del Priorat Central esta litología es conocida como *"hàbit de frare"* por las tonalidades violáceas y moradas que recuerdan los colores del hábito de un monje y también del vino tinto.

5.4 Unidad de Cherts de Torroja

En la región del Priorat Central, la unidad de *Cherts* de Torroja se sitúa entre las limolitas y *cherts* del Devónico y las areniscas del Carbonífero, constituyendo el límite físico entre las series pre-carboníferas y las carboníferas. El estratotipo se sitúa en la base de la columnas VB2 al E de la población de La Vilella Baixa en el paraje de Les Fiblotes. Se trata de un nivel continuo constituido por una litología competente dura, dispuesto de forma concéntrica entorno los materiales devónicos, quedando tan sólo interrumpido por la incidencia de accidentes tectónicos frágiles puntuales. Este nivel de potencia variable de 2 a 20 m está formado al 99% por *cherts*, una roca siliciclástica cuarcítica de tamaño de grano limo con radiolarios, como componentes esqueléticos. La presencia abundante de estos restos fósiles justificaría, en algunas ocasiones, la utilización del término radiolarita para definirlas. Originalmente, estos *cherts* fueron incluidos en la parte superior de la unidad de Les Vilelles (Sáez, 1982 y Sáez & Anadón, 1989), pero en trabajos posteriores fueron tratados como un nivel individualizado (Melgarejo, 1987; Ayora, *et al.*, 1990) y llegaron a asignarle un tímido carácter de unidad, dándole el nombre de Unidad de Torroja (Canet, 2001).

A nivel geomorfológico, esta unidad destaca por generar resaltes abruptos y dar un relieve positivo, que contrastan sobre el resto de terrenos, mucho más blandos y de fácil erosión (Figura 5-7).

Al norte de la zona de estudio, esta unidad define la cresta de la pequeña sierra de 356 m de altura y de dirección NNW – SSE en el paraje de les Fiblotes entre las poblaciones de la Vilella Baixa y la Vilella Alta (Figura 5-7 a). En este mismo sector, también aflora en el talud de la cta. TV-7111 en el acceso a la Vilella Alta (Figura 5-7 b).

Hacia el sur y sureste, los *cherts* tableados de la unidad afloran dando resaltes en el paraje de les Crivelles y en la inmediaciones del Mas del Damià (Figura 5-7 c). Sobresaliendo también al W y E de Torroja (Figura 5-7 d y e).

Dada su continuidad, la unidad presenta buenos afloramientos en otras localizaciones como: en el paraje de los Castellets al oeste del Mas d'en Doix y frente a les Planes Cegues en el límite de los términos de Poboleda y de Torroja, donde la unidad culmina los bordes abruptos de un anticlinal desventrado de escala hectométricas (Figura 5-7 d); o los afloramientos situados al oeste y al este del Mas del Sastre (término de la Vilella Baixa) o los situados al norte del Mas de Rocamora, en la parte alta del bco. dels Pardelses en dirección a Lo Pas de l'Ase (término de la Vilella Alta).

Dentro de esta unidad se han diferenciado dos facies: una facies tableada y una masiva. Cuando se presentan ambas juntas, la primera aparece en la parte inferior de la serie, mientras que la segunda ocupa la parte superior.

La facies tableada es la mejor representada y la más extensa. Se caracteriza por la presencia de *cherts* de coloraciones variables (negros, gris, gris – azulados, marrones, crema y/o, blancos) con estructura tableada definida por capas centimétricas a decimétricas (máxima de 40 cm) de extensión lateral decamétrica – hectométrica separadas por capas milimétricas de limolita silícea y chert (Figura 5-8 a, b y c). Localmente, en alguna de estas capas se observa interestratificada una banda de tamaño centimétrico (máx. 2 cm) de color blanco lechoso con estructuras interna laminada y microclastos de orden milimétrico. Estas bandas han sido interpretadas como niveles cineríticos o cineritas (Figura 5-8 b). De forma puntual y siempre hacia techo de la facies tableada en el contacto con las areniscas de la unidad suprayacente, las capas presentan estructuras sedimentarias ligadas a corrientes tractivas (*ripples*, laminaciones cruzadas y rizaduras). Más escasamente, también se localizan estructuras nodulares de tamaño centimétrico (máx. 5 cm) recristalizadas y silicificadas (Figura 5-8 d).



Figura 5-7: Traza cartográfica de la Unidad de Torroja en el Priorat Central. (a) Vista panorámica en dirección sureste donde se aprecia el escarpe de 15 a 20 m producido por los *cherts* de la unidad de Torroja, y la polaridad invertida de la serie. (b) *Cherts* negros de la unidad de Torroja en contacto con las areniscas ocres de la unidad de Les Bassetes en la ctra. TV-702 de acceso a La Vilella Alta (c) Vista panorámica hacia el noroeste del afloramiento de les Crivelles al NW de Torroja donde se observa la parte inferior de la secuencia sedimentaria en polaridad regional invertida. (d) Vista panorámica desde el pico de 506 m al este de Els Bessons en dirección

noreste donde se observa la disposición de la unidad de Torroja circundando los materiales del Devónico. (e) Contacto concordante entre los *cherts* en capas cm – dm de la unidad de Torroja y las areniscas ocres de la unidad de Les Bassetes en el talud de la ctra. TP-7403 a la entrada del Torroja.



Figura 5-8: Unidad de Torroja. (a) Facies tableada caracterizada por *cherts* bandeados gris azulado en capas cm – dm. (b) Nivel centimétrico de cineritas interestratificado dentro de una capa de chert de color gris-azulado. (c) *Cherts* bandeados claros en capas cm – dm con laminación planoparalela continua en la zona de Les Crivelles. (d) Estructuras nodulares de tamaño centimétrico en la superficie de capa de los *cherts* aflorantes al oeste de Torroja.

5.5 Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes

En general, se trata de una unidad detrítica siliciclástica grosera, formada en su mayor parte por areniscas, aunque también incluye otras litologías como: lutitas (argilitas), microconglomerados cuarcíticos, conglomerados polimícticos, *cherts* bandeados, calizas y dolomías. Esta unidad tiene una potencia mínima de 150 m en el sector de La Vilella Baixa y La Vilella Alta. Yace concordante sobre la unidad de Torroja y junto con ésta, a nivel geomorfológico, es la responsable de generar los relieves montañosos del Priorat Central donde produce realces positivos abruptos y escarpados (Figura 5-7). Esta unidad se correspondiente con la unidad arenosa de Les Bassetes de Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989), quienes establecieron su estratotipo en la ctra. T-702 de La Vilella Alta a Escaladei.

La unidad de Les Bassetes aflora de forma extensa en el Priorat Central. Así, al norte se expone entre La Vilella Alta y Escaladei, donde da un relieve prominente culminado con la Punta de les Bassetes (514 m). Fue en este sector donde fue definida por Sáez (1982), quien la denominó en referencia a la menciona cima. Los afloramientos se extienden por la ctra. T-702, desde la Vilella Alta hasta las inmediaciones de la Masia del Tancat, continúan más al este, entre Escaladei y Poboleda. Hacia el sur de Escaladei, esta unidad de areniscas aflora en la ctra. de servicio a Torroja y origina los relieves de Els Bessons (480 m) y La Roca de L'Eloi (547 m), hacia el noreste en dirección a Poboleda. Hacia el oeste de Torroja, continúa alternando con las lutitas de la unidad Scala Dei, hasta Gratallops. Y desde aquí, sigue aflorando hacia norte en dirección a La Vilella Baixa y hacia el oeste.

Estratigráficamente, la unidad de Les Bassetes está formada bancos de areniscas ocres y grises, separados por intercalaciones de niveles pelíticos de potencia decimétrica a hemimétrica. En la ctra. T-702, estos bancos tienen una potencia métrica (hasta 5 m) y una extensión lateral decamétrica a hectométrica. Definen una morfología canaliforme y se caracterizan por presentar bases y cicatrices erosivas (Figura 5-9 a).

Estos bancos tienen bases canaliformes erosivas e internamente está formada por sucesiones estratocrecientes, con estratificación cruzada de relleno de surco y granoclasificación normal como se puede observar entre Torroja y Gratallops (Figura 5-9 b). Localmente, hacia la base de los bancos se observan pasadas centimétricas de microconglomerados de clastos angulosos de cuarzo y otros líticos de tamaño inferior a 1 cm (Figura 5-9 c).



Figura 5-9: Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes en el sector nororiental. (a) Areniscas grises en bancos masivos de potencia métrica y bases erosivas con extensión lateral decamétrica en la ctra. T-702 en las inmediaciones de la Vilella Alta. (b) Bancos de areniscas de extensión lateral decamétrica, con disposición canaliforme remarcados por bases erosivas, las laminaciones cruzadas de gran escala y granoclasificación normal aflorando próximo al acceso al Mas de la Coma. (c) Cicatriz erosiva de la base del canal y niveles centimétricos de microconglomerados dispuestos en estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo. (d) Niveles métricos de conglomerados clasto-soportados polimícticos con clastos centimétricos de *cherts*, carbonatos, areniscas y limolitas silíceas.

Más raramente, se localizan bolsadas métricas de conglomerados polimícticos de fábrica clasto-soportadas orientada con granoclasificación normal. Estos conglomerados presentan gran variabilidad granulométrica con tamaños, normalmente, inferiores a *pebbles* (cantos entre 4 y 64 mm), aunque excepcionalmente, se han encontrado pasadas de conglomerados con clastos de tamaño *cobbles* (entre 64 y 256 mm). El grado de redondez de los clastos también muestra cierto rango de variabilidad, desde morfologías subangulosas a redondeadas que son función de la composición.

Composicionalmente los conglomerados polimícticos están formados por clastos de cuarzo, de feldespato y fragmentos líticos. Los clastos de cuarzo son de color blanco lechoso o transparente, tienen un tamaño milimétrico (máx. 10 mm) y la forma es variable de subangulosos a angulosos. Los clastos de feldespato son de color blanco o blanco verdoso, tiene un tamaño milimétrico (< 5 mm) inferior a los de cuarzo y el hábito es hábito prismático con formas muy angulosas (Figura 5-10 a, b y c). Los fragmentos líticos tienen tamaños desde milimétrico – centimétrico (máx. 15 cm) y son de rocas metamórficas y sedimentarias. Los metamórficos son principalmente fragmentos de filita y pizarra, muestran coloraciones ocres o marronosas y tienen hábito tabular debido a que se fracturan según foliaciones previas (Figura 5-10 d y g). Los sedimentarios son fragmentos de chert, calizas, areniscas e intraclastos de lutitas. Los cherts se presenta en tamaño de gránulos mezclados con el cuarzo, pero también aparecen como clastos de tamaño decimétrico y morfología tabular (Figura 5-10 c); por la composición, forma y tamaño procederían de los cherts tableados de la unidad de Torroja (Figura 5-10 d y f). Las calizas son fragmentos centimétricos muy angulosos de color gris-azulado, que por su coloración y textura micrítica procederían de la desmantelación de los bancos de calizas gris-azuladas micríticas localizados hacia la base de la unidad de Les Bassetes (Figura 5-10 a, d, e y f). Los clastos de rocas metamórficas son principalmente de filita y pizarra; tienen coloraciones ocres o marronosas y hábito tabular debido a que se fracturan según foliaciones previas (Figura 5-10 d). Los clastos de areniscas y los intraclastos de lutitas presentan coloraciones ocres, marrones y rojizas, sobrepasan el tamaño centimétrico (< 10 cm) y su morfología es subredondeada. En casos excepcionales, algunos clastos de arenisca muestras en su interior intraclastos de lutita y restos vegetales (Figura 5-10 f).



Figura 5-10: Conglomerado polimíctico de la unidad Areniscas ocres de Les Bassetes. (a) Conglomerado clastosoportado y con granoclasificación normal. (b) Parte superior de microconglomerado de cuarzo, *chert* y feldespato. (c) Clastos de *chert* de tamaño centimétrico y forma tabular. (d) Clastos alargados centimétricos de rocas metamórficas. (d) Clastos de caliza gris-azulada. (f) Clasto centimétrico de arenisca con intraclastos de lutita y restos vegetales acumulados en parte inferior.

Excepcionalmente, en la parte baja de la unidad de Les Bassetes y próximos al contacto con los *cherts* de la unidad de Torroja, se observan niveles centimétricos – decimétricos de arcosas de grano grueso (Figura 5-11 a y b). Estos niveles de coloración blanquecina están situados a techo de los bancos decimétricos de areniscas y presentan una base erosiva incidida y limpia (Figura 5-11 b). Tienen una granulometría superior a las areniscas infrayacentes y están formadas por cuarzo y feldespato casi al 50%. A nivel interno, estas arcosas de grano grueso preservan granoclasificación normal y tienen cierta laminación cruzada. Este tipo de niveles se observan en la ctra. de servicio entre Escaladei y Torroja.

Otra característica destacable de estos bancos métricos de areniscas es la presencia de abundantes restos vegetales grafitizados. Estos restos pueden encontrarse dispersos por el banco o estar concentrados en sus bases, asociados a las cicatrices erosivas. Más raramente, estos restos se encuentran concentrados a techo de los bancos métricos de areniscas, asociados a capas centimétricas con estructuras sedimentaria debidas a flujos tractivos como se observa entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta.



Figura 5-11: Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes. (a) Nivel de arcosas a techo de una capa decimétrica de areniscas ocres en la ctra. de servicio entre Escaladei y Torroja. (b) Detalle de la granoclasificación y de la laminación de las arcosas de grano grueso. (c) Estratificación cruzada *hummocky* en los niveles de arenas finas hacia techo de la unidad de Les Bassetes en el Bco. de les Fiblotes. (d) Capas centimétricas de areniscas finas con intraclastos de tamaño centimétrico. (e) Capas decimétricas de areniscas de grano fino con laminación *herringbone*. (f) Banco de *cherts* bandeados en capas centimétricas próximo al contacto con la unidad de Torroja en la ctra. de servicio entre Escaladei y Torroja. (g) Detalle del chert bandeado gris – azulando con laminación planoparalela regular y continua de orden mm – cm.

Hacia techo de la unidad, los bancos pasan a capas centimétricas – decimétricas de areniscas finas donde se observa una alternancia de niveles con estratificación planoparalela, con *ripples*, con estratificación cruzada *hummocky*, con *herringbones* y/o

Hay que destacar uno de los últimos afloramientos de esta unidad que está localizado entre los PK 10 y 11 de ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda. Aquí, la unidad forma un tramo de 60 m de potencia intercalado entre las pelitas de la unidad Scala Dei, que fue individualizado por Sáez (1982). Este tramo está formado por bancos métricos de areniscas ocres de grano grueso, que de forma ocasional y hacia la base, presentan pasadas conglomeráticas. Estos conglomerados están mal clasificados y tienen una fábrica de tipo matriz – soportada con clastos redondeados a subredondeados de hasta 10 cm. Estos clastos son de caliza negra dolomitizada, de filitas, de *chert* y de cuarzo, siendo los dos últimos los más abundantes, angulosos y de tamaño menor, entre milimétricos a centimétricos (máx. 2 cm). En la superficie de capa, estos bancos presentan abundantes manchas de oxidación que suelen coincidir con la presencia de restos vegetales de tamaño centimétrico – decimétrico (máx. 2 dm de largo) atribuidos a *Archeocalamites* sp.

Otra de las litologías presentes en esta unidad son los cherts bandeados interestratificados entre los bancos de areniscas. En este trabajo, estos niveles son denominados cherts intrabassetes y como se observa en la ctra. de servicio de Escaladei a Torroja, se ubican en la parte inferior de la unidad (columna TO1), próximos al contacto con la unidad infrayacente de Torroja (Figura 5-9 d). Los cherts intrabassetes forman cuerpos de potencia centimétrica a métrica (máx. 1,5 a 2 m) y de extensión lateral variable, de métrica a decamétrica (Figura 5-11 f). Internamente, están formados por capas centimétricas - decimétricas (máx. 1 dm) de cherts bandeados gris azulados. Estas bandas de orden milimétrico – centimétrico muestra una fina laminación planoparalela continua y regular (Figura 5-11 g). A menudo, estos niveles de cherts están fuertemente deformados y plegados. Algunos de estos niveles, en concreto los situados entre los PK 14 y 15 de la ctra. T-702, fueron estudiados por Raymond & Caridroit (1993). Pero estos autores fueron incapaces de proporcionar una datación precisa mediante los radiolarios, en gran medida por la mala preservación de los mismos, consecuencia de la intensa deformación y silicificación sufrida. En conjunto estos niveles han sido interpretados como olistostromas o cuerpos olistostrómicos (Sáez, 1982; Melgarejo, 1987, 1992; Melgarejo & Ayora, 1992).

Además de las areniscas, las arcosas y los cherts también se ha constatado la presencia de calizas micríticas gris-azuladas tableadas y de dolomías marrones. Las calizas se presentan en forma de bancos métricos de potencia variables, desde centímetros a varios metros (máximo 5 metros), y están interestratificadas con las areniscas grises, como se observa en la proximidad del cruce de las ctras. T-702 y TV-7111 de acceso a La Vilella Alta (Figura 5-12 a). Tienen una extensión lateral también variable, desde algunos decenas de metros a hectómetros (máx. 200 a 300 m), como en el paraje de la Finca del Pau Mestres al este de La Vilella Alta, donde el banco calcáreo tiene una continuidad lateral cartografiable superior a 200 m (Figura 5-12 c). Estos bancos calcáreos se componen de una alternancia de capas centimétricas - decimétricas de calizas gris-azuladas micríticas (máximo 40 cm) y capas milimétricas - centimétricas (máximo 3 cm) de pelitas carbonatadas de color gris-verdoso o azulado finamente laminadas. Apareciendo localmente, alguna capas decimétrica (máx. 30 cm) de areniscas ocres de grano medio con laminación cruzada y convolute lamination como se observa al oeste del Mas d'Alsera en Torroja (Figura 5-12 f). Esta caliza es de tipo micrita y, a visu, resulta azoica. Resalta también su extrema dureza y la fractura concoidea. Internamente, las capas muestran una laminación planoparalela y ondulada continua y/o laminación cruzada, resaltada por alteración meteórica diferencial (Figura 5-12 b). Localmente, alguna de estas capas presentan en su interior algún pequeño nivel centimétrico (máx. 5 cm) de chert bandeado gris ocre (Figura 5-12 b) que puede estar boudinado o no. Es común encontrar dolomías de grano grueso de color marrón ferruginoso intenso que reemplazan la parte superior de los bancos de caliza.

Como se ha indicado, estas calizas presentan una importante continuidad lateral no constatada por las cartografías pre-existente. No obstante, en la cartografía que se presenta en este trabajo se aprecia como el banco de calizas tableadas aflorante en la ctra. T-702 al norte de La Vilella Alta tiene continuidad hacia el sureste. Aflora de forma amplia y continua en el paraje de la Finca de Pau Mestres (Figura 5-12 c) al este de La Vilella Alta, y desaparece hacia el sureste en dirección a Torroja. Ya en la zona suroccidental, reaparecen entorno el Mas del Damià, continúan hacia el sur y son cortados en varios puntos de la ctra. entre Torroja del Priorat a Gratallops.



Figura 5-12: Calizas micríticas gris-azuladas de la Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes. (a) Banco métrico de calizas micríticas en capas cm – dm en el talud la ctra. T-702 en las proximidades de la Vilella Alta. (b) Alternancia de capas de calizas micríticas con laminación planoparalela (PL), ondulada (LC) y niveles de chert y capas de pelitas carbonatadas gris-verdosas. (c) Banco métrico cartografiable de calizas y extensión lateral hectométrica en el paraje de la Finca del Pau Mestres al este de la Vilella Alta. (d) Detalle del banco de calizas formado por capas decimétricas y parcialmente dolomitizado a techo. (e) Dolomías marrones y calizas - con *cherts* bandeados. (f) Banco de calizas con intercalaciones de areniscas con laminación cruzada y *convolute* aflorando al oeste de Torroja en dirección al Collet de Pere Joan.

Como ya ha sido comentado anteriormente, estos bancos de caliza micrítica gris azula carbonífera en capas decimétricas fueron explotados de forma generalizada e intensa en el Priorat Central para su aprovechamiento en la fabricación de dinteles de las portaladas de las masías y de la cartuja de Escaladei. Esta explotación y aprovechamiento como recurso de construcción fue favorecido en gran medida por tres factores geológicos: la extensión lateral, la potencia constante y la homogeneidad de facies. Así, respecto la extensión lateral de este nivel calcáreo queda manifiesta su continuidad de afloramiento gracias a la nueva cartografía que se ha realizado, donde está bien representada en dos áreas: al norte y este de La Vilella Alta y al oeste de Torroja. Como esta extensión y continuidad está pobremente reflejada en las cartografías previas, excepto en Colodrón *et al.* (1979), en este trabajo se propone el empleo de este nivel carbonatado como un nivel guía cartografiable. En cuanto a la potencia, a lo largo de los diversos afloramientos se constata la existencia de potencias métricas a decamétrica casi constantes, siendo los afloramientos con mayores potencias los explotados más intensamente. Por último, respecto las facies, también se confirma un gran homogeneidad de la misma, en forma de caliza gris-azulada micrítica dura y azoica en capas centimétricas – decimétrica separadas por niveles pelíticos. Esta facies sedimentaria explica también la facilidad de explotación del banco calcáreo empleando tan sólo herramientas de cantería manuales (picos, cuñas, barras, mazos, martillos, escarpes, etc.).

A pesar de esta aparente homogeneidad de la unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes, la observación en detalle revela variaciones geográficas significativas a nivel de las potencias, del *stacking pattern* (patrón de apilamiento), de las granulometrías, de la composición mineral de las areniscas, de las litologías acompañantes y del contenido paleontológico.

Así, respecto las variaciones de potencia, se observa una potencia máxima de 200 metros (VB2) hacia el suroeste en La Vilella Baixa que aumenta hacia el noreste en dirección a Escaladei, donde Sáez (1982) llegó a atribuirle hasta 400 m. Variaciones de potencia, también se observan en los paquetes de calizas, de forma que aumentan de centimétricos – decimétricos a métrico – decamétricos en dirección noreste de La Vilella Alta a Poboleda. Esta variación de potencia de las calizas también se observa dirección este, a lo largo de la ctra. T-711 de Gratallops a Torroja.

A nivel sedimentológico, existen variaciones granulométricas significativas, de manera que, el tamaño de grano de los clastos es mayor hacia el suroeste de La Vilella Baixa y disminuye hacia el noreste en dirección a Escaladei. Pasándose de términos conglomeráticos y microconglomeráticos a arenas muy gruesas, que pasan a arenas finas y finalmente alcanzan términos pelíticos.

Respecto el contenido paleontológico, los restos vegetales parecen tener un tamaño menor y una mayor concentración hacia La Vilella Baixa, disminuyendo en concentración y tamaño en dirección a Escaladei hacia el noreste y en dirección a Torroja hacia el este.

Todas estas variaciones implican cambios en los ambientes deposicionales, muy probablemente en relación con el importante régimen tectónico extensivo regional. Sobre todo en lo referente a las variaciones del espacio de acomodación, que estarían producidas por los importantes cambios en el espacio disponible relacionado con la extensión, dando lugar a las consecuentes variaciones de potencia observadas en las unidades sedimentarias.

5.5.1 Interpretación estratigráfico-secuencial de la unidad de areniscas ocres de Les Bassetes

En la columna VB2 y dentro de la unidad de areniscas ocres de Les Bassetes se han interpretado dos secuencias deposicionales transgresivo – regresivas, T-R1 y T-R2, atendiendo a los modelos de apilamiento (*Stacking pattern*) que presentan. Se caracterizan por presentar ambas un tramo basal transgresivo (T1 y T2), representado por *chert*, que se interpreta como depósitos de pro-delta y un tramo superior de areniscas (R1, R2) que se interpreta como facies de frente deltaico, porque presentan estructuras sedimentarias mareales como *herring bones*, *ripples* y canales mareales, bien representado en la columna VB1. Sedimentológicamente, el modelo de apilamiento descrito correspondería a la progradación de un sistema deltaico.



Figura 5-13: Modelo secuencial para la unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes

5.6 Unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei

La unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei se dispone en aparente concordancia sobre la unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes. Esta unidad fue descrita por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989), quienes estimaron su potencia en 380 m. No obstante, en este trabajo la potencia mínima observada es de 81 m. El estratotipo de esta unidad fue definido por Sáez & Anadón (1989) en los afloramientos ubicados en la ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda.

Esta unidad aflora de forma continua hacia el noroeste de la zona de estudio, entorno a Escaladei, donde aparece muy tectonizada y antropizada. Hacia el este en dirección a Poboleda, aparece también de forma continua por la ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda aunque, como se comentó en la unidad anterior, presenta intercalado el tramo de 60 m de areniscas atribuido a la unidad de Les Bassetes. Al sur y suroeste, la unidad Scala Dei aflora de forma más discontinua, presentándose intercalada y alternada con las areniscas de la unidad de Les Bassetes y estando asociada a los núcleos de las estructuras sinclinales hercínicas.

En general, se trata de una unidad lutítica caracterizada por capas centimétrica – decimétricas (Figura 5-14 a y b). Estas capas suelen estar formadas por dos tramos diferenciables. Un tramo inferior detrítico de coloración clara formados por areniscas de grano muy fino a fino con estructuras sedimentarias de tipo *convolute lamination* (Figura 5-14 c), laminación cruzada (Figura 5-14 d) y laminación planoparalela. Y un tramo superior de lutitas de color verdoso muy físiles donde predomina la laminación planoparalela (Figura 5-14 e). Esta disposición responde a una repetición de secuencias de Bouma más o menos completas. Localmente, a lo largo de la unidad se observan intercalaciones centimétricas – decimétricas (máx. 50 cm) de calizas gris-azuladas semejantes a las halladas en la unidad de Les Bassetes y de niveles centimétricos (máx. 5 cm) de calizas negras fétidas dolomitizadas con escasa continuidad lateral y boudinados. Interestratificados los tramos lutíticos caracterizados por las repeticiones de sucesiones de Bouma es común encontrar también tramos decimétricos a métricos de areniscas ocres.



Figura 5-14: Unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei. (a) Tramo predominantemente lutítico en la ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda. (b) Capas formadas por tramos detríticos de color ocre y tramos lutíticos de color verde. (c) Convolute lamination en la base de un tramo detrítico. (d) Laminación cruzada en el techo de un tramo detrítico. (e) Tramo lutítico de color verdoso con laminación planoparalela.

La unidad de Scala Dei es, con diferencia, la más fosilífera de todo el sector estudiado. En sus lutitas es común observar una intensa bioturbación con abundantes icnitas como *Dictyodora* sp. (Figura 5-15 a y b), *Nereites* sp, *Paleodiction* sp., *Chondrites* sp. y otros tipos de pistas y trazas fósiles. También es posible encontrar otros restos de crinoideos (placas pedunculares y fragmentos de tallos), gasterópodos, bivalvos y trilobites.



Figura 5-15: Icnitas de la unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei. (a) Traza de *Dictyodora* sp. sobre la superficie de capa. (b) Estructura tridimensional de la *Dictyodora* sp. en sección perpendicular a la estratificación.

5.7 Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda

La unidad de areniscas y lutitas de Poboleda es la más joven de las unidades litoestratigráficas estudiadas en el Priorat Central. Presenta una gran extensión hacia el noreste (ver cartografía) y aflora de forma casi continua desde la población de Poboleda hasta la Venta del Pubill, en la confluencia de las ctras. T-702 y C-242, donde fue definido el estratotipo por Sáez & Anadón (1989).

Se trata de una unidad detrítica de origen turbidítico constituida por tres megasucesiones negativas que yace concordante sobre la unidad infrayacente de Scala Dei. Su potencia atribuida superaría los 1500 m (Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989).

El tramo inferior forma la primera de estas megasucesiones turbidíticas de facies Culm y está caracterizado por una alternancia de capas de orden decimétrico – métrico (Figura 5-16 a) de areniscas y capas decimétricas de lutitas. Las capas métrica de areniscas gruesas tienen una extensión lateral decamétrica – hectométrica y en su base presentan cicatrices de erosión y abundantes marcas de base de tipo *flutte* (Figura 5-16 b), *grouve* (Figura 5-16 c), *prood* y *load* (Figura 5-16 d). Las areniscas que las forman tienen granoclasificación normal y su fábrica es de tipo matriz – soporta (Figura 5-16 e). En estos niveles abundas los restos vegetales dispersos (Figura 5-16 f). Las capas de lutitas presentan laminación planoparalela continua y abundan las pistas fósiles.

Cabe indicar que el trabajo estratigráfico y petrográfico de esta unidad es de menor extensión en comparación con el realizado en las otras unidades y se ha centrado especialmente en la obtención de parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos de las fracciones lutíticas para emplearlos en la caracterización del metamorfismo de grado muy bajo.



Figura 5-16: Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda. (a) Alternancia de capas métricas de areniscas y decimétricas de lutitas. (b) Marca de base de tipo *flutte*. (c) Marca de base de tipo *grouve*. (d) Marca de base de tipo *proad* y *load*. (e) Areniscas de fábrica matriz – soportada. (f) Restos vegetales de tamaño centimétrico.

5.8 Bioestratigrafía

La característica sedimentación detrítica, siliciclástica, general de las unidades precarboníferas y carboníferas observadas en el Priorat Central no favorece la presencia y preservación de un buen registro paleontológico. No obstante, en estos materiales se observan y reconocen algunos restos vegetales, gasterópodos, crinoideos, bivalvos, trilobites e icnitas, que están acompañados por microfauna de radiolarios y conodontos.

La pobre preservación del material fósil explicaría, al menos en parte, las discrepancias observadas en las dataciones del conjunto de materiales paleozoicos del suroeste de las Cordilleras Costeras Catalanas realizadas por diversos autores (Mallada, 1890; Faura, 1913; Vilaseca, 1917, 1919; Font i Sagué 1909, 1910; Ashauer & Teichmuller, 1935; Julivert, 1955; Colodrón *et al.*,1978, 1979; Anadón *et al.*,1983, 1985; Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989; Raymond & Caridroit, 1993; Villalba & Martín-Closas, 2009). Por este motivo, y aprovechando el contenido fosilífero obtenido originariamente para estudio del metamorfismo, se han realizado nuevas dataciones en base a los radiolarios y conodontos obtenidos de los materiales silíceos (limolitas silíceas y *cherts*) y a los conodontos extraídos de los carbonatados intercalados en las unidades detríticas carboníferas.

Además, se han integrado las últimas edades obtenidas a partir de la caracterización y datación de los restos vegetales estudiados por Villalba & Martín-Closas (2009), trilobites (Gandl *et al.*, 2015) y esporas y quitinozoos (González *et al.*, 2015).

5.8.1 Radiolarios de los *cherts* de las unidades de Les Vilelles y de Torroja

Los radiolarios han sido los fósiles empleados en este trabajo para la datación de los niveles de *cherts* en las unidades de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles y de Torroja. Ambas ubicadas en el tramo que representa el intervalo de tiempo Devónico – Carbonífero.

Los radiolarios se han obtenido de cinco muestras, tres de la unidad de Les Vilelles y dos de Torroja, recogidas en los sectores de Torroja del Priorat y al E de La Vilella Baixa (Figura 5-17).



Figura 5-17: Mapa de localización de las muestras para la obtención de radiolarios y de conodontos estudiados en este trabajo.

Descripción de los radiolarios

En general, los radiolarios hallados en ambas unidades litoestratigráficas son del orden Espumeláridos (orden Spumellaria), caracterizados por tener una morfología esférica y una simetría radial Figura 5-18 a). También se ha encontrado alguno del orden Naseláridos (orden Nassellaria) con simetría axial.

En lámina delgada, y dependiendo del grado de preservación, los restos de radiolarios permiten identificar además de su morfología (Figura 5-18 b, c y d), estructuras ornamentales como las espinas primarias (Figura 5-18 b) y secundarias, los poros de la concha cortical externa (Figura 5-18 c), las barras radiales y las conchas primaria y secundaria (Figura 5-18 d).



Figura 5-18: Radiolarios espumeláridos en *chert* de la unidad de Torroja en lámina delgada (muestra PR-05). (a) Esquema de las partes de un radiolario espumelarido. (b) Espina principal, poros y corteza cortical [NP]. (c) Poros de la corteza cortical [N//]. (d) Concha cortical, primera concha medular, segunda concha medular y barras radiales [NP].

En general, al microscopio electrónico, los radiolarios tienen un tamaño entre 300 y 600 μ m y muestran un grado de preservación bastante elevado, que permite la observación de delicadas estructuras ornamentales y detalles de las mismas como acanaladuras en las espinas o la superficie porosa de las concha cortical (Figura 5-19 y Figura 5-20).

Entre los radiolarios de la unidad de Les Vilelles abundan las morfologías estrelladas con 6 espinas esbeltas (Figura 5-19 a, b, d y e) acompañadas por otras formas con un única espina (Figura 5-19 c y f). Algunos ejemplares fragmentado ha permitido también la observación de las estructuras internas como las barras radiales y la primera concha medular (Figura 5-19 c).



Figura 5-19: Asociación de radiolarios de la unidad de Les Vilelles. (a) *Entactinia* sp. (b) *Entactinia* cf. *bogdanovi* Afanasieva. (c) *Entactinosphaera echinata* (Hinde). (d) *Entactinosphaera* cf. *guangxiensis* Li & Wang. (e) *Radiobisphaera* aff. *domanicensis* (Bykova). (f) *Entactinosphaera* sp.

Mientras que en las unidad de Torroja, los radiolarios presentan mayor diversidad morfológica. Así, además de la morfología estrellada (Figura 5-20 a) también se observan formas con la concha cortical muy desarrollada con poros y con cuatro espinas (Figura 5-20 b, c y d) o dos espinas (Figura 5-20 e). Excepcionalmente, también se ha encontrado un ejemplar con morfología campaniforme identificado como forma *Albaillella* sp. (Figura 5-20 f).



Figura 5-20: Asociación de radiolarios de la unidad de Torroja. (a) *Entactinia vulgaris* Won. (b) *Entactinia* sp. cf. *variospina* (Won). (c) *Archocyrtium riedeli* Deflandre. (d) *Pylentonema* sp. (e) *Staurodruppa* aff. *prolata* (Foreman) in Aitchison 1988. (f) *Albaillella* sp.

Datación con los radiolarios

El muestreo se realizó en los niveles ricos en radiolarios de las limolitas silíceas y *cherts* de la unidad de Les Vilelles y de los *cherts* de la unidad de Torroja. Y se focalizó en el contacto entre ambas litologías, reconocido en dos sectores. El primer sector está situado en las inmediaciones de Torroja del Priorat y el segundo está entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta (Tabla 5-1).

La unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles ha sido datada como Devónico Tardío (Frasniense – Fameniense). Esta edad se ha fijado a partir de la asociación de *Entactinosphaera echinata* (Hinde) Nazarov, 1975, *Entactinia* cf. *bogdanovi* Afanasieva, 2000 y *Radiobisphaera* aff. *domanicensis* (Bykova, 1955) obtenida en el sector de Torroja (Tabla 5-1) y de *Entactinia* sp., *Entactinosphaera* sp.y *Entactinosphaera* cf. *guangxiensis* Li & Wang, 1991extraida en el sector de La Vilella Baixa - La Vilella Alta (Tabla 5-1).

	Unidad de Les Vilelles			Unidad de Torroja			
	Тоггоја	del Priorat	La Vilella Baixa - La Vilella Alta	Torroja del Priorat	La Vilella Baixa - La Vilella Alta PR-59		
Radiolario	PR-52	PR-54	PR-57	PR-49			
Entactinia sp.	Х		х		х		
Entactinosphaera sp.			х				
Entactinosphaera echinat		х					
Entactinosphaera cf. guangxiensis			х				
Entactinia cf. bogdanovi		x					
Radiobisphaera aff. domanicensis		х					
Albaillella sp.					х		
Archocyrtium cf. lagabriellei				X	х		
Archocyrtium riedeli					х		
Ceratoikiscum sp.					х		
Entactinia cf. variospina					х		
Entactinia vulgaris					х		
Entactinia aff. vulgaris					х		
Pylentonema sp.				х			
Staurodruppa aff. prolata					Х		
	Devónico Superior	Devónico superior (Frasniense o	Devónico superior	Tournaisiense - Viseense inferior	- Tournaisiense medio - superior		

Tabla 5	-1: Es	pecies (le radio	olarios	s ident	tificados	s en la	s unida	des de	e Les	Vilelles	v de	Torroi	a v ed	lades asi	gnada	as
I upiu c	1.10	peeres .	ac i auto	14110	, 1000110	mean		5 united	aco ac		, memes	,	- ULL U	.,	and ob abi	5	~ D

La unidad de Torroja ha sido datada como Tournaisiense medio – tardío a Viseense temprano en base a la asociación de *Pylentonema* sp. y de *Archocyrtium* cf. *lagabriellei* Gourmelon 1987, obtenida en el sector de Torroja (Tabla 5-1) y la asociación de *Entactinia* cf. *variospina* (Won) sensu Li et Wang, 1991, *Entactinia vulgaris* Won Moon-Zoo, 1983, *Entactinia* aff. *vulgaris* Won Moon-Zoo, 1983, *Albaillella* sp., *Archocyrtium riedeli* Deflandre, 1960, *Archocyrtium* cf. *riedeli* Deflandre, 1960, *Staurodruppa* aff. *prolata* (Foreman) in Aitchison 1988 y *Ceratoikiscum* sp. extraida del sector de La Vilella Baixa – La Vilella Alta (Tabla 5-1).

5.8.2 Conodontos de los *cherts* de las unidades Les Vilelles y de Torroja

Excepcionalmente, durante el tratamiento y la separación de radiolarios en los *cherts* de las unidades Les Vilelles y de Torroja se han obtenido algunos ejemplares de conodontos. En concreto, se han obtenido cuatro ejemplares que han podido ser atribuidos a un género a pesar del bajo grado de preservación que presentan.

Descripción de los conodontos en cherts

Estas piezas conodontales tienen un tamaño entorno a las 500 µ micras y presentan dos morfologías diferentes. Por un lado, dos piezas muy deterioradas son conodontos

compuestos (Blanco & Sanz-López, 2012) caracterizados por una morfología alargados con un borde serrado lleno de dentículos (Figura 5-21 a). Dicha morfología se ha identificado como formas S, que se dispondrían en la parte frontal del aparato conodontal (ver capítulo de metodología).

Las otras dos piezas muestran un grado de preservación algo mejor. Son conodontos simples (Blanco & Sanz-López, 2012) y tienen una morfología dentiforme que recuerda un colmillo y una cúspide prominente (Figura 5-21 b y c). Estos elementos han sido identificados como formas M, que también estarías dispuestas en la parte frontal del aparato conodontal (ver capítulo de metodología).



Figura 5-21: Conodontos de los *cherts* de las unidades de Les Vilelles y de Torroja. (a) Elemento S del orden Ozarkodinida. (b) Elemento M del género *Idiopriniodus*. (c) Elemento M del género *Lochriea*.

Datación de los conodontos en cherts

El conodonto serrado obtenido en la unidad Les Vilelles ha sido identificado, posiblemente, como un elemento S del orden Ozarkodinida (Figura 5-21 a). A pesar que este elemento no proporciona demasiada información bioestratigráfica, su distribución va desde el Silúrico al Pérmico (comunicación personal del Dr. Sanz-López). Este amplio rango, encaja bien con la edad de Devónico superior (Frasniense – Fameniense) proporcionada por los radiolarios.

Los dos ejemplares recuperados en la unidad de Torroja se han identificados como elementos M de los géneros *Idiopriniodus* y *Lochriea* (Figura 5-21 b y c), proporcionan un rango de dispersión comprendido desde el Viseense inferior al Viseense superior (Comunicación personal del Dr. Sanz-López). Este rango también es concordante con

las edades de Tournaisiense medio – tardío a Viseense temprano obtenidas a partir de radiolarios.

5.8.3 Conodontos de las calizas de las unidades Bassetes, Scala Dei y Poboleda

Aunque de forma excepcional se han encontrado algunos conodontos en los *cherts* de la unidad de Torroja, el mayor volumen de éstos se ha obtenido de las calizas de las unidades de Les Bassetes, Scala Dei y la base de Poboleda (Figura 5-17). No obstante cabe indicar que el rendimiento obtenido es bajísimo, con un máximo de 166 ejemplares por 3,675 kg de roca tratada en la muestra PR-61. Su cantidad y calidad, entendida como el grado de preservación mostrado, es muy variable de unas muestras a otras.

Descripción de los conodontos en calizas

En general, los conodontos obtenidos están muy fragmentados y son piezas de tamaño inferior a 500 μ m, de color variable entre el gris y el negro. Además de los conodontos compuestos y simples ya observados en los *cherts*, se han identificado otras morfologías correspondientes a conodontos de plataforma (Figura 5-22 y Figura 5-23) o a fragmentos correspondientes a la lámina libre de los mismos. Estos ejemplares más ornamentados y complejos corresponden a formas P. Estas son las que evolucionan más rápido en los aparatos de conodontos, por lo que se utilizan para la determinación de las especies. En cambio, los otros elementos más esbeltos son los más utilizados para estimar el índice de alteración del color de los conodontos (CAI).



Figura 5-22: Selección de elementos P1 de los conodontos obtenidos de las calizas del Priorat. Barra de escala de 200 µm. (A–B) *Gnathodus praebilineatus* Belka, 1985, especímenes de la muestra PR-44 y PR-45, respectivamente. (C–F) *Gnathodus joseramoni* Sanz-López, Blanco-Ferrera y García-López, 2004; especímenes C y E de la muestra PR-61, espécimen D de la muestra PR-45 y espécimen F de la muestra Va31a en la colección de J.R. Menéndez Álvarez. (G) *Gnathodus romulus* Nemyrovska y Meischner, 1999, espécimen de la muestra PR-61. (H–I) *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926). Especímenes de las muestras PR-44 y PR-61. (J–K) *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960), especímenes de las muestras PR-45 y PR-77, respectivamente.



Figura 5-23: Selección de conodontos de las calizas del Priorat. Barra de escala de 200 µm. (A–B) *Lochriea* saharae Nemyrovska, Perret-Mirouse and Weyant, 2006, espécimen de la muestra PR-45. (C) *Lochriea* commutata (Branson and Mehl, 1941), espécimen de la muestra PR-51. (D) *Lochriea nodosa* (Rhodes, Austin and Druce, 1969), espécimen de la muestra PR-77. (E) *Lochriea cf. costata* (Pazukhin and Nemirovskaya, 1992), espécimen de la muestra PR-77. (F–H) *Idiopriniodus* sp.; F, Elemento P2 de la muestra PR-45; G, Elemento S2/3 de la muestra PR-61, y H, Elemento P1 de la muestra PR-61. (I–K) *Kladognatus* sp.; I, elemento M de la muestra PR-45; J–K, P y elemento S2/3 de la muestra PR-61.

Bioestratigrafía a partir de los conodontos en calizas

Las calizas micríticas (PR-61, PR-70 y PR-95) interestratificadas en la base de la unidad de Les Bassetes fueron muestreadas en ambos flancos del anticlinal de Les Vilelles (Figura 5-17, Tabla 5-2). Estas calizas se correlacionan con la parte inferior del Viseense superior, entre 337 y 335 Ma, en base a la presencia de *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926) (Figura 5-22 H – I) en la Biozona *Gnathodus bilineatus* en asociación con *Gnathodus praebilineatus* Belka, 1985 (Figura 5-22 A – B), *Gnathodus joseramoni* Sanz-López, Blanco-Ferrera y García-López, 2004 (Figura 5-22 C – F), *Gnathodus romulus* Nemyrovska y Meischner, 1999 (Figura 5-22 G), *Kladognathus* sp., *Idiopriniodus* sp., *Lochriea commutata*(Branson y Mehl, 1941), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960) (Figura 5-22 J – K), *Vogelgnathus cf. campbelli* (Rexroad, 1957). Esta edad es coincidente con la proporcionada por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989), Viseense medio – superior en base al reconocimiento de *Gnathodus bilineatus* (determinación J.R. Menéndez).

Tabla 5-2: Especies de conodontos identificadas en las calizas de las unidades de Les Bassetes, de Scala Dei y de Poboleda

				10.00	U. de Poboleda		
	U	. de Les Basset	tes	U. de S			
Conodonto	PR-61	PR-70	PR-95	PR-44	PR-45	PR-77	
Gnathodus sp.		Х	Х				
Gnathodus bilineatus	х			х			
Gnathodus cf bilineatus						х	
Gnathodus joseramoni	X			X	X		
Gnathodus praebilineatus	х			х	х		
Gnathodus romulus	Х						
Kladognathus sp.	х			Х	Х		
Idiopriniodus sp.	Х			Х	Х	х	
Lochriea commutata	х			х	X	х	
Lochriea mononodosa						х	
Lochriea cf. nodosa						х	
Lochriea saharae					Х		
Pseudognathodus homopunctatus	Х					х	
Vogelgnathus cf. campbelli	Х			Х			

Las calizas interestratificadas con las lutitas de la unidad de Scala Dei (Tabla 5-2) han proporcionado una edad similar a la obtenida para las situadas en la unidad de Les Bassetes: Viseense tardio, entre 337 y 335 Ma, en base a la asociación de conodontos *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926), *Gnathodus joseramoni* Sanz-López, Blanco-Ferrera y García-López, 2004, *Gnathodus praebilineatus* Belka, 1985, *Idiopriniodus* sp. (Figura 5-23 F – H), *Kladognathus* sp. (Figura 5-23 I – K), *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941) (Figura 5-23 C), *Lochriea saharae* Nemyrovska, Perret-Mirouse and Weyant, 2006 (Figura 5-23 A – B), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960) *Vogelgnathus* cf. *campbelli* (Rexroad, 1957).

Por último, las calizas fétidas atribuidas a la base de la unidad de Poboleda (Tabla 5-2) han sido datadas como Viseense superior, entre 332 y 331 Ma, en base a la presencia de algunos fragmentos de *Lochriea cf. nodosa* especie que indica la Biozona de *Lochriea nodosa* ((Figura 5-23 D y Tabla 5-2). Este conodonto está asociado a diversos ejemplares de *Gnathodus* cf. *bilineatus* (Roundy, 1926), *Idiopriniodus* sp. (Figura 5-23 F – H), *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941), *Lochriea mononodosa* (Rhodes, Austin y Druce, 1969), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960) y abundante fauna acompañante de ostrácodos y foraminíferos silicificados.

La edad Viseense obtenida para la base de la unidad Poboleda no coincide con la atribuida por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989), quienes afirmaron un intervalo Namuriense – Westfaliense (actualmente, Serpukhoviense – Moscoviense), y sugiere una alta tasa de sedimentación. No obstante, las dataciones realizadas por dichos autores implicaban un salto considerable desde la biozona G. bilineatus a G. bollandensis, sin haber descrito ni identificado ejemplares correspondientes al resto de biozonas.

Paleogeográficamente, en conjunto, todos los conodontos obtenidos son típicos de medios de aguas marinas de una cierta profundidad y alejadas de la costa. Correspondiendo a las zonas de *Gnathodus bilineatus* y *L. nodosa*, y por tanto del Viseense superior. Se trataría de niveles equivalentes a los que en Pirineos o en la Cadena Costera Catalana se sitúan por encima de los *cherts* de la Formación Aiguafreda de Sanz-López *et al.* (en Martínez Chacón *et al.*, 2003). Anadón *et al.* (1985) indicaron que *G. bilineatus* y *Lochriea* cf. *commutata* se encuentran en la Unidad de Les Bassetes (determinación J.R. Menéndez) y corresponden a una asociación similar, aunque con una diversidad menor. En el techo de la Unidad de Scala Dei registraron *L. commutata*, *Ps. homopunctatus*, *G. bollandensis* y *Apathognathus* sp. (Determinaciones de M.F. Perret y J.R. Menéndez), que se parece también a las de las muestras, siempre y cuando determinaran los ejemplares de *G. joseramoni* correspondan a los que fueron identificados como *G. bollandensis* Higgins y Bouckaert, 1968.
5.8.4 Restos vegetales de la Unidad de Les Bassetes

La unidad de Les Bassetes se caracteriza por presentar abundantes restos vegetales dispersos, pero sobre todo entorno las bases erosivas. En ocasiones, estos restos vegetales forman acumulaciones centimétricas a techo de los paquetes métricos de arenisca (Figura 5-24 a y b). Estos niveles están asociados a estratificación cruzada hummocky, como se observa por ejemplo en las inmediaciones del Mas de Cal Cosi entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta (Figura 5-24 c). Este afloramiento, originalmente descubierto por Colodrón et al. (1979) fue re-descubierto por mí mismo y colaboradores (Dr. Ramon Vaquer y Jordi Llorens) en las campañas realizadas en el 2005, donde se obtuvieron abundantes restos vegetales carbonizados. Estos restos son fragmentos centimétricos decimétricos de troncos, no diferenciándose otras estructuras vegetales. Villalba & Martín-Closas (2009) estudiaron estos vegetales junto con otros recopilados por ellos mismo. Dichos autores determinaron los taxones Archaeocalamites cf. Radiatus y Mesocalamites cf. Ramifer, que atribuyeron al Viseense medio - superior. Esta atribución corrige la edad mucho más joven que el Westfaliense - Estefanisense (actualmente Baskiriense superior - Gzheliense) determinada por Colodrón et al. (1979) y aceptada por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989).



Figura 5-24: Restos vegetales de la Unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes en la ctra. T-702 entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta. (a) Superficie de capa con marcas de corriente y restos vegetales orientados. (b) Detalle de las rizaduras en la superficie de capa. (c) Banco métrico de areniscas con estratificación *hummocky* de orden centimétrico – decimétrico y acumulación de 20 cm de restos vegetales a techo. (d) Muestra de mano rica en restos vegetales de tamaño centimétrico. (e) Detalle de los nudos de sutura y de crecimiento de los tallos en los *Archaeocalamites* sp, similares a los descritos por Villalba & Martín-Closas (2009).

5.8.5 Bioestratigrafía de la etapa Devónico Superior – Viseense superior

El gráfico de distribución de especies de radiolarios y de conodontos (Figura 5-25), revela que la sedimentación de las cinco unidades litoestratigráficas reconocidas en el Priorat Central y tratadas en este trabajo, tuvo lugar entre el Devónico Superior (Frasniense – Fameniense) y el Viseense superior – Serpukhoviense inferior dentro del Misisipiense (Carbonífero inferior).



Figura 5-25: Gráfico de distribución de los radiolarios y conodontos en la zona del Priorat Central.

Así, a través de los radiolarios se establece que las limolitas silíceas y *cherts* de la unidad Les Vilelles se depositaron durante en Devónico Superior (Frasniense – Fameniense). Mientras que los *cherts* de la unidad de Torroja se depositaron sin aparente discordancia durante el Tournaisiense – Viseense inferior. Posteriormente, el resto de unidades se sedimentaron entre el Viseense medio y el superior como revelan las asociaciones de conodontos. En concreto, las areniscas de la unidad de Les Bassetes se depositaron durante el Viseense medio y la parte baja del superior, mientras que las lutitas y areniscas finas de la unidad Scala Dei se sedimentaron durante el Viseense

superior. Para finalmente, iniciarse la sedimentación de las areniscas de la unidad Poboleda en la parte alta del Viseense superior.

Estas dataciones permiten afirmar que la sucesión sedimentaria paleozoica del Priorat Central se depositó en el Devónico superior y durante el Misisipiense (o Carbonífero inferior). Mientras que, la inexistencia de un registro paleontológico más joven puede indicar la falta de actividad sedimentaria durante el Pensilvaniense (o Carbonífero superior) en el área de estudio, aunque la sucesión de las canteras de Valls indica una edad al menos Bashkiriense inferior (Pensilvaniense inferior) o Namuriense B según Sanz-López *et al.* (2000). Este gap sedimentario del Carbonífero superior en el Priorat Central podría estar relacionado con el efecto de la orogenia hercínica en la zona.

5.9 Modelo estratigráfico secuencial del Carbonífero del Priorat Central

El modelo estratigráfico secuencia que se propone está formado por dos grandes ciclos transgresivos – regresivos, cada uno con sus respectivos cortejos o tramos transgresivo y regresivo (Tabla 5-3). La interpretación de cada tramo se ha realizado a partir de las características sedimentarias de las unidades litoestratigráficas reconocidas en el Priorat Central, de la correlación litoestratigráfica, de la distribución lateral de facies y de la localización de los olistostromas de *cherts* o la presencia de raíces y de acumulaciones de restos de vegetación (troncos y hojas) de la unidad de Les Bassetes se ha establecido un modelo deposicional de costa, donde las acumulaciones de restos vegetales marcarían la línea de costa.

En el primer ciclo transgresivo – regresivo, la primera transgresión aconteció durante el Tournaisiense – Viseense inferior y se inició con la sedimentaron de los *cherts* de la unidad de Torroja sobre los materiales silícicos de la unidad de Les Vilelles.

A este tramo transgresivo T1 le siguió un primer tramo regresivo R1 de edad Viseense medio. En esta primera regresión, se sedimentaron las areniscas de la unidad de Les Bassetes con olistostromas de *cherts* de la unidad infrayacente. Dichos olistostromas, situados en la base de la unidad Les Bassetes, indicarían una exposición y erosión de parte de la unidad de Torroja. La superficie de máxima regresión de este primer conjunto regresivo está marcado por las acumulaciones de restos vegetales de *Archaeocalamites* sp., que serían las indicadoras del límite de costa en esta cuenca sedimentaria carbonífera.

Tras la primera regresión R1, tuvo lugar una nueva subida relativa del nivel del mar con la consecuente generación del segundo tramo transgresivo T2 y el inicio del segundo megaciclo transgresivo – regresivo. Durante este segundo evento transgresivo, las areniscas fueron recubiertas por los depósitos de lutitas y areniscas finas ordenadas en sucesiones de Bouma de la unidad de Scala Dei. Este segundo cortejo transgresivo habría tenido lugar durante el Viseense superior.

Por último, una nueva caída relativa del nivel del mar dio lugar al segundo tramo regresivo R2. Este tramo tendría su inicio en el Viseense superior – Serpukhoviense inferior y dio lugar a los depósitos de facies Culm de la unidad Poboleda, caracterizada por sucesiones estrato y grano decrecientes de conglomerados y areniscas (megasucesiones negativas), que se podrían relacionar con un pulso significativo de la actividad orogénica herciniana (Sáez, 1982; Anadón & Sáez, 1989).

Ciclo/tramo	Edad	Unidades	Litología predominante	Características	Medio sedimentario Continental	
REGRESIVO 2	Viseense superior - Serpukhoviense	Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda	Areniscas y conglomerados	Secuencias estrato y granodecrecientes (megasecuencias negativas)		
TRANSGRESIVO 2	Viseense medio	Unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei	Lutitas	Secuencias de Bouma e icnitas	Hemipelágico - pelágico	
REGRESIVO 1	Viseense medio	Unidad de Areniscas ocres de Bassetes	Areniscas	Olistostromas de <i>cherts</i> (liditas) Restos vegetales (raices, troncos y hojas)	Continental, intermareal y submareal somero	
TRANSGRESIVO 1	Tournaisiense - Viseense inferior	Unidad de <i>Cherts</i> de Torroja	Cherts	Radiolarios	Hemipelágico - pelágico	
	Devónico Tardio (Frasniense - Fameniense)	Zócalo - unidad de Limolitas silíceas y <i>cherts</i> de Les Vilelles	Limolitas			

Tabla 5-3 Resumen de los ciclos del modelo deposicional para el Carbonífero del Priorat Central

5.10 Discusión

Este apartado de discusión centra su atención en tres aspectos: un primer apartado se ajusta a la sucesión estratigráfica paleozoica del Priorat Central y en las unidades litoestratigráficas que la componen. El segundo apartado se focaliza en los aspectos sedimentarios y de ambiente deposicional de parte de la secuencia, en concreto, de las unidades de *cherts* de Torroja y de areniscas de Les Bassetes. El último punto a tratar es la datación de las unidades litoestratigráficas.

5.10.1 Las unidades litoestratigráficas propuestas

En este trabajo se presenta por primera vez una sucesión estratigráfica del Devónico y Carbonífero del Priorat Central formada por cinco unidades litoestratigráficas (Figura 5-26). Esta propuesta contrasta con las cuatro unidades establecidas en los trabajos de autores previos (Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989; Melgarejo, 1987, 1992).



Figura 5-26: Columna sintética para la base de la secuencia paleozoica del Priorat Central.

La sucesión devónico – carbonífera del Priorat Central comienza, al igual que la serie de Sáez (1982), por la misma unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles. El techo de esta unidad ha sido datada con radiolarios y ha proporcionado una edad de Frasniense – Fameniense, es decir, Devónico superior.

A esta unidad le sigue, en aparente concordancia, la unidad de Torroja. Esta unidad, formada por *cherts*, está constituida por un nivel de hasta 20 m de potencia y tiene una extensión kilométrica cartografiable. Esta nueva unidad ha sido datada mediante radiolarios y ha sido atribuida al Tournaisiense, coincidiendo parcialmente con edades proporcionadas por Raymond & Caridroit (1993).

Originalmente, este nivel fue incluido a techo de la unidad de Les Vilelles (Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989), aunque fue individualizada por Melgarejo (1987, 1990) y designada por Canet (2001). Entorno al Priorat Central, la unidad se corresponde con las liditas definidas en la base de la Unidad de Bellmunt en el dominio del Baix Priorat, donde se presenta con una potencia total de 10 m y muestran un tramo basal, de 1 m de potencia, de mineralización estratiforme masiva de carbonatos y silicatos de manganeso con diseminación de sulfuros y schelita (Melgarejo, 1987; Canet 2001). También se corresponde con el banco de 5 a 10 m de potencia de liditas localizadas a techo de la unidad inferior descrita por Canals & Ayora (1988) en el sector de l'Argentera (Baixa Camp) al sureste del Priorat Central. Estos niveles también se reconocieron al SE de Falset (Melgarejo 1992).

En el Priorat Central las liditas de la unidad basal constituyen una unidad autónoma y bien diferenciada, con una potencia variable de pocos decímetros a 20 m. Las dataciones realizadas por Raymond & Caridroit (1993) no son precisas en cuanto a la localización de las muestras y en cuanto a la edad de las mismas, sobre todo al no coincidir con las edades obtenidas para conodontos en las calizas suprayacentes. Las nuevas dataciones efectuadas (Dr. Cordey) han proporcionado una edad de Tournaisiense coincidiendo con las edad propuesta por Crespo & Michel (1980), para este nivel guía de escala suprarregional en las Cadenas Costeras Catalana, en los Pirineos y en Montagne Noire.

El restos de unidades de la sucesión carbonífera, la unidad de Areniscas ocres de Les Bassetes, la unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei y la unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda son las mismas que las descritas en los trabajo previos, aunque cabe señalar que en este trabajo sean cambiado considerablemente sus potencias y las edades.

Así, en el caso de la unidad de Bassetes, la potencia obtenida en el sector de La Vilella Baixa y La Vilella Alta, en el flanco sur invertido del anticlinal de les Vilelles, es de 150 m. Esta potencia dista considerablemente de los 380 m, es la mitad, de la estimada por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989). Esta reducción tan drástica es debida a la identificación de las estructuras tectónicas, cabalgamientos, que habrían producido una repetición y engrosamiento aparente de la serie en varios puntos a lo largo del flanco norte del anticlinorio de Les Vilelles estudiado por dichos autores.

Lo mismo sucede con la unidad de Scala Dei, en la cual se ha obtenido una potencia mínima de 81 m, que está aún más alejado de los 380 m propuestos por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989). Como sucede con la unidad predecesora, la existencia de estructura tectónica de tipo cabalgamiento habría producido una superposición y repetición de partes de esta unidad, como puede observarse entre Escaladei y Poboleda donde el cabalgamiento de Les Crestes dispone parte de la unidad de Les Bassetes sobre la unidad de Scala Dei o en el camino de Escaladei a La Vilella Alta, donde se observa una sucesión de escamas de cabalgamiento superpuestas que afectan los materiales pelíticos de la unidad de Scala Dei.

En cuanto a la unidad de Poboleda y a falta de nuevos datos estratigráficos, la potencia aceptada serían los 1500 m propuestos por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989). No obstante, y atendiendo a la deformación estructural que manifiestan las unidades infrayacentes, sería posible que las tres sucesiones de 500 m identificadas por estos autores, en realidad respondieran también a una duplicación de la serie estratigráfica original como consecuencia de la estructura tectónica sobreimpuesta.

5.10.2 Aspectos sedimentarios y ambientes deposicionales

A nivel sedimentológico la discusión se centra en dos aspectos. Por un lado, en la existencia y continuidad de un nivel guía de ámbito regional constituido por los *cherts* de la unidad de Torroja, tradicionalmente denominados como las liditas basales del Carbonífero; y por otro, el modelo deposicional de la areniscas de la unidad de Les Bassetes.

Los cherts de la unidad de Torroja

La primera cuestión a discutir se refiere a la continuidad espacial e importancia de los niveles de *cherts* situados en el límite Devónico Carbonífero, individualizados y caracterizados en este trabajo en la nueva unidad litoestratigráfica denominada de Torroja.

En primer lugar, contrastan las discrepancias respecto a la abundancia, continuidad y relevancia de los niveles de *cherts* en la zona del Priorat Central dado que Sáez (1982), Anadón *et al.* (1983) y Sáez & Anadón (1989) llegan a indicar que es un nivel inexistente en el Priorat y consideran que el Carbonífero del Priorat es anómalo respecto al observable en otras regiones próximas (Anadón *et al.*, 1983). Mientras que Crespo y Michel (1980) atribuían al banco métrico de liditas discordante sobre la formación de Les Pinyeres, atribuida al Ordovícico un carácter suprarregional en la Cadena Costera Catalana y en el Pirineo. Esta misma idea es expresada por Melgarejo (1987, 1992), quien destacó que estos los tramos basales de liditas de la base del Carbonífero están bien representados en el SW de la Cadena Costera Catalana y también en el sector del Priorat Central, de manera que concluye un auténtico nivel guía al encontrarse a escala regional (Cadena Costera Catalana, Pirineos, *Montagne Noire* o norte de Argelia). La cartografía realizada en el presente trabajo constata la existencia de este nivel de *cherts* y su buena continuidad espacial en la zona del Priorat Central, y corrobora así su carácter suprarregional y a indicado por Crespo & Michel (1980) o Melgarejo (1989, 1992).

Respecto el origen y el ambiente deposicional de este nivel, Melgarejo (1987, 1992) cuestiona que la existencia de radiolarios sea un criterio suficiente para afirmar que estos niveles se formen necesariamente a profundidades abisales. Esta misma idea es sustentada en este trabajo, en base a la existencia de abundantes estructuras tractivas, a la intercalación e interdigitación de niveles detríticos y de *chert* en el límite entre las unidades de Torroja y de Les Bassetes o por la abundancia y predominancia de radiolarios de tipo espumeláridos que son asociaciones características de mares someros (comunicación personal de F. Cordey). Por todo lo dicho, estos *cherts* podrían haberse formado en mares con batimetrías no superiores a 200 m.

Las areniscas de la unidad de Les Bassetes

En relación a la distribución paleográfica y características sedimentológicas, las areniscas de la unidad de Les Bassetes presentan variaciones significativas en dirección SW – NE y coincidiendo con los flancos del Anticlinal de Les Vilelles. Así, se ha observado un cambio de distribución granulométrica, de manera que, hacia el SW en las proximidades de La Vilella Baixa (en el flanco sur del Anticlinal de Les Vilelles), predominan las litologías gruesas formadas por conglomerados y microconglomerados o areniscas gruesas cuarcíticas muy bien clasificadas. A nivel sedimentológico, estos conglomerados y areniscas destacan por contener grandes cantos de chert, de calizas y de arenisca (Figura 5-9 d), abundantes clastos blandos, y restos vegetales, intercalan bancos decimétricos de lutitas con restos de posibles rizomas y tienen estructuras de carga de base, cicatrices erosivas, ripples, laminación cruzada y herringbones (Figura 5-11 b, c y d) y laminación cruzada hummocky (Figura 5-24 a, b y c). En cambio, hacia el NE (en el flanco normal de anticlinal de Les Vilelles) esta unidad está formada por litologías de granulometría inferior (areniscas medias) que se interdigitan con bancos de lutitas y areniscas finas, e intercalan bancos de calizas micríticas azules y niveles de cherts interpretados como cuerpos olistostrómicos. Además, las estructuras sedimentarias observables son las cicatrices y bases erosivas, niveles canaliformes, laminaciones cruzadas de gran radio, laminaciones planoparalelas, granoclasificaciones normales y hay presencia de restos vegetales.

Esta distribución de las litologías que conforman la unidad y el tipo de estructura sedimentaria observada sugieren un ambiente deposicional de costero, en el sector SW, que se profundizaría hacia un mar más abierto en dirección NE. Este tipo de ambiente, al menos en la parte más profunda y abierta, coincidiría (en el flanco norte del Anticlinal de Les Vilelles), con el ambiente de talud *apron* propuesto por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989).

Los cherts intrabassetes

Los niveles de *cherts* localizados en la base de la unidad de Les Bassetes tradicionalmente han sido interpretados como olistostromas o cuerpos olistostrómicos (Sáez, 1982; Melgarejo, 1987, 1992; Melgarejo & Ayora, 1992). No obstante, estos depósitos se caracterizan por preservar el tableado sedimentario, por disponerse en

cuerpos tabulares métricos – decamétricos paralelos a las capas de areniscas y lutitas con las que están intercalados, estar plegados y no mostrar brechificación o fragmentación. Todas estas características inducen a pensar que se trata de niveles interestratificados o, a lo sumo, *slumpizados* procedentes de la erosión de la unidad infrayacente, más que niveles olistostrómicos.

5.10.3 Datación de las series

La datación de los materiales paleozoicos del Priorat central siempre ha planteado problemas debido a la existencia de un registro fósil extremadamente escaso y mal preservado. Este registro está restringido a microflora, mioesporas, radiolarios y algún conodonto para el Devónico (Colodrón *et al.* 1978,1979; Raymond & Caridroit, 1993; González *et al.*, 2015) y es algo más rico en la parte inferior de la serie carbonífera, donde además de radiolarios y conodontos en los *cherts* de la unidad de Torroja, en la misma base del Carbonífero, también existen foraminíferos, conodontos y crinoideos en los niveles calcáreos de las unidades Bassetes y Scala Dei que están acompañados por algunos trilobites, gasterópodos, bivalvos y crinoideos (Sáez, 1982; Sáez & Anadón 1989); Gandl *et al.*, 2015) junto con restos vegetales (Colodrón *et al.* 1978,1979; Villalba & Martín-Closas, 2009). A pesar de esta manifiesta escasez de fósiles, el registro existente ha permitido realizar una datación de las cuatro primeras unidades la sucesión, a pesar de que se continua sin poderse asignar de una edad a la unidad de Poboleda.

En este trabajo los radiolarios y conodontos de los *cherts* de la unidad de Les Vilelles han permitido datarla como Devónico Tardío (Frasniense – Fameniense) (Figura 5-27). Esta edad restringe la edad Eifeliense a Fameniense atribuida por Chateauneuf (en Colodrón *et al.*, 1979) a esta unidad, según su contenido en esporas, acritarcos y algas. A su vez es coincidente con la edad recientemente asignada por González *et al.* (2015) para la unidad de Les Vilelles cerca de la población de La Vilella Alta. Estos autores reconocen miosporas, acritarcos, algas prasinófitas y quitinozoos del Frasniense final.

La unidad de Torroja ha sido datada mediante radiolarios como Tournaisiense medio – tardío a Viseense temprano y los dos ejemplares de conodontos proporcionan un rango más amplio comprendido desde el Viseense inferior al Viseense superior (Figura 5-27). Esta edad es similar a la atribuida por Raymond & Caridroit (1993) en base a radiolarios en una sección entre La Vilella Baixa y la Vilella Alta y el ejemplar P1 de *Polygnathus* sp. obtenido pertenece a un género cuya distribución estratigráfica tan sólo alcanza la parte más baja del Viseense.

La unidad de Les Bassetes ha sido datada como la parte inferior del Viseense superior (entre 337 y 335 Ma) de acuerdo a la presencia de *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926) en la Biozona *Gnathodus bilineatus* en asociación con *Gnathodus joseramoni* Sanz-López, Blanco-Ferrera y García-López, 2004, *Gnathodus praebilineatus* Belka, 1985, *Gnathodus romulus* Nemyrovska y Meischner, 1999, *Kladognathus* sp., *Idiopriniodus* sp., *Lochriea commutata*(Branson y Mehl, 1941), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960), *Vogelgnathus cf. campbelli* (Rexroad, 1957) (Figura 5-27). Esta edad es coincidente con la proporcionada por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989) quienes la atribuyeron al Viseense medio – superior por la presencia de *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926) y *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941) de la Biozona de *Gnathodus bilineatus* (determinación J.R. Menéndez).

La unidad de Scala Dei ha proporcionado una edad similar a la obtenida para las situadas en la unidad de Les Bassetes: Viseense tardio, entre 337 y 335 Ma, según la asociación de conodontos *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926), *Gnathodus joseramoni* Sanz-López, Blanco-Ferrera y García-López, 2004, *Gnathodus praebilineatus* Belka, 1985, *Kladognathus* sp., *Idiopriniodus* sp., *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941), *Lochriea saharae* Nemyrovska, Perret-Mirouse and Weyant, 2006, *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960) *Vogelgnathus* cf. *campbelli* (Rexroad, 1957) (Figura 5-27).

Esta edad no coincide con la proporcionada por Sáez (1982) y Anadón & Sáez (1989) quienes las atribuyeron a la Zona de *G. bollandensis* en el Viseense – Namuriense, o ya en el Namuriense A inferior (actualmente Viseense – Serpukhoviense) por la presencia de los conodontos *Lochriea commutata* (Branson y Mehl, 1941), *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler, 1960) y *Gnathodus bollandensis* Higgins & Bouckaert, 1968, de la Biozona de *Gnathodus bollandensis* (determinaciones de M.-F. Perret y J.R. Menéndez-Álvarez). Dicha zona fue definida en localidades del Reino Unido consideradas como de edad equivalente al actual Serpukhoviense superior y en donde no se encuentra *P. homopunctatus*. Además, el ejemplar de *G. bollandensis* guardado en la colección de J.R. Menéndez del Departamento de Geología de la

Universidad de Oviedo (muestra VA-31a) corresponde a *Gnathodus joseramoni* (com. personal J. Sanz-López).

En coincidencia con la atribución a la parte baja del Viseense superior de las capas de la unidad de Scala Dei, Gandl *et al.* (2015) revisaron los trilobites previamente atribuidos a *Drevermania* n. sp. A, aff. *pruvosti* R. & E, Richter 1939 (determinación J. Gandl in Anadón *et al.*, 1985) como *Menorcaspis* cf. *papiolensis* Gandl. 2015. La especie es característica del Viseense superior de la Formación El Papiol en los alrededores de Barcelona.

Respecto la datación unidad Poboleda, en este trabajo se han realizado una datación con los conodontos obtenidos de las calizas fétidas situadas en la base de la unidad de Poboleda (Figura 5-27). Las cuales han sido datadas como Viseense superior (entre 332 y 331 Ma) por la presencia de algunos fragmentos de *Lochriea cf. nodosa*, especie que indica la Biozona de *Lochriea nodosa* (Tabla 5-2). Esta edad no coincide con la atribuida por Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989), quienes interpretaron un intervalo Namuriense – Westfaliense (actualmente, Serpukhoviense – Moscoviense), y sugieren una alta tasa de sedimentación. No obstante, recientemente la datación absoluta de los circones obtenidos de un clasto de esquisto, datan esta unidad más joven de los 334 ± 4 Ma, es decir, posterior al Serpukhoviense (Martínez *et al.*, 2015).

Val			Conodontos	Conodon & icm Conodontos	Radiolarios & conodontos	Radiolarios &	conodontos					í.
González et al. (2015)							Esporas, acritarcos & quitinozoos					U. de Poboleda
Villalba & Martin-Closas (2009)				Plantas *								U. de Scala Dei
Sanz-López (1995)	Sáez (1982) Sáez (1982) Conodontos						Colodrón et di. (1979)					es Bassetes
Raymond & Caridroit (1993)				Radiolarios	Conodontos & radiolarios							L U. de L
Sáez & Anadón (1989)		Crinoideos & icnitas	Conodontos &	Conodontos & radiolarios			Colodrón et al. (1979)					U. de Torroja (lidit
Sáez (1982)		lenitas Colodrón et al. (1979)	Comodontos &	Condontos & radiolarios	11		Colodrón et al. (1979)	1				U. de Les Vilelles
Colodrón et al. (1979)	Planas *					Microflora					1_	
Europa occidental	Estefa- niense	Westfa- liense Vomm	Facies									0
bebJ	Gzheliense Kasimoviense	Moscoviense Bashkiriense	Serpukhoviense	Viscense	Tournaisiense	Fameniense	Frasniense	Givetiense	Eifeliense	Emsiense	Pragiense	Lochkoviense
Ęboca	Superior Mississipiense Pennsilvaniense Mississipiense Pennsilvaniense Medio Sup, Inf. Med. Sup.					oi	bəM		ionajn			
Periodo	CYKBONIEEKO					DEAONICO						

Figura 5-27. Panel de dataciones cronoestratigráficas del intervalo Devónico – Carbonífero del Priorat Central.

134

6. Estructura

Este apartado trata sobre la estructura del suroeste de las Cadena Costera Catalana y en él se aportan nuevos datos e interpretaciones sobre la deformación de los materiales paleozoicos en la región del Priorat Central.

Se han caracterizado diversas fases deformativas que se han sido correlacionadas con los episodios orogénicos hercínico y alpino.

6.1 Conocimiento previo

Ashauer & Teichmüller (1935) fueron los primeros en estudiar la tectónica del zócalo paleozoico del suroeste de la Cadena Costera Catalana, con el objetivo de demostrar la existencia de un antiguo macizo situado ahora bajo la depresión del Ebro basándose en las direcciones y vergencias de los sistema de pliegues variscos (Schriel, 1929; Stille, 1934) y aclarar así su evolución paleogeográfica y magmática.

A nivel regional, Ashauer & Teichmüller (1935) establecieron en el suroeste de la Cadena Costera Catalana la existencia de dos áreas distintas: "el pequeño horst de capas paleozoicas", al este de Picamoixons, y la "amplia extensión del Culm" del Priorat, entre los ríos Francolí y Ebro (Figura 6-1). En el primero describieron los materiales mutuamente imbricados atribuidos al Silúrico y Devónico, con buzamiento hacia el norte. En el segundo, detallaron la existencia de una alternancia de anticlinales y sinclinales, en cuyos núcleos afloran respectivamente grauvacas y pizarras (Figura 6-1). Además, remarcaron que la dirección de los pliegues (*arrumbamiento* en la terminología clásica de la época) observable no era uniforme, de forma que entre Reus y Falset tiene una dirección E – W; mientras que entre Poboleda y Alforja es NW – SE y entre Cornudella – Prades es NNW – SSE. Además, en el nordeste de Prades, en las inmediaciones de Poblet, identificaron una discordancia angular de 20° entre los materiales atribuidos al Silúrico que estarían fosilizados por los materiales del Viseense.

No obstante, dicha discordancia no fue corroborada en los trabajos posteriores de Solé Sugrañes (1973) y Melgarejo (1983, 1987, 1992).



Figura 6-1: Reinterpretación del mapa de Ashauer & Teichmüller (1935) del Paleozoico del SW de la Cordillera Costera Catalana en el que se han incorporado las trazas axiales de los pliegues.

A nivel más local, Ashauer & Teichmüller (1935) describieron en el Priorat Central una estructura más sencilla que la de Picamoixons, en base a las capas menos transformadas, sin evidenciadas de recristalización ni apizarramiento. Resaltaron que los potentes materiales de facies Culm no muestran pliegues isoclinales, mientras que los materiales infrayacentes, descritos como pizarras arcillosas silíceas del Culm, presentan intensa imbricación y pliegues subordinados vergentes hacia el SW (Figura 6-2).



Figura 6-2: Reproducción de la Fig.2, pág.13, Ashauer & Teichmüller (1935) descrita como "Plegamiento accesorio de las pizarras silíceas del Culm. Afloramiento en la carretera de Vilella a Poboleda".

A partir de mediados de siglo XX, los avances en los conocimientos de la tectónica comportó la definición de diferentes fases deformativas. De esta manera, en la Sierra de Miramar al este del río Francolí, Julivert (1955) identificó dos fases de plegamiento hercínico, una de máxima intensidad anterior al Viseense y otra posterior menos intensa.

Sobreimpuestas a estas se habría producido una tectónica de escamas de edad alpina, que lateralmente hacia el nordeste pasa a fracturas.

Solé Sugrañés (1973) estudió en detalle la tectónica hercínica del Carbonífero de las Sierras de Prades al nordeste del Priorat Central e identificó también la existencia de dos fases de plegamiento hercínicas previas a una intrusión granodiorítica. La primera corresponde a la fase principal y afecta a los sedimentos carboníferos sinorogénicos. Esta fase principal se caracteriza por el desarrollo de una esquistosidad de fractura grosera con planos subverticales o de buzamiento ligeramente hacia el sur. Sobre los planos de estratificación observó una crenulación subhorizontal de dirección variable N120E y N145E. Los pliegues asociados a esta esquistosidad son centimétricos a decimétricos, con cierto engrosamiento de charnela y ejes subhorizontales, atribuyéndolos a la clase 1B de Ramsay (1977). En cuanto a la segunda fase, describió pliegues de curvatura de gran radio, muy laxos, orientados NW – SE, superpuestos a la primera fase y formando un ángulo de 15 a 20° con ésta. El aspecto de estos pliegues varía hacia el sureste, y en el Priorat se presentan como pliegues apretados, con flancos inclinados más de 60° y ejes inclinados 50° hacia el noroeste.

Casi una década después, Crespo & Michel (1980) en su estudio sobre las mineralizaciones de Bellmunt del Priorat y el Molar, al suroeste del Priorat Central, describieron tres niveles estructurales: uno inferior, representado por la Formación de Les Pinyeres atribuida al Ordovícico, uno intermedio formado por materiales carboníferos y otro superior correspondiente a los materiales triásicos afectados solamente por la orogenia alpina.

La Formación de Les Pinyeres está deformada por varias fases de plegamiento, no representadas en los otros niveles. La primera (F1) presenta superficies axiales verticales a subverticales y ejes con inclinación entre 20 y 45° hacia el noroeste. La segunda fase (F2) es subparalela a la F1 pero en cambio presenta superficies axiales subhorizontales con una esquistosidad asociada. Estos autores deducen que esta deformación se corresponde con la Fase Bretona¹⁰ ya que los materiales del Tournaisiense se disponen

¹⁰ Fase Bretona - Del alemán bretonische Genirgsbidung). Fase tectónica (u orogénesis) paleohercínica, definida por H. Stille (1934) en la Bretaña (Francia), situada en el límite entre el Devónico y el Carbonífero. Para algunos autores comprende diversas fases: masiana, nassauiana y selkiana; colocadas

discordantes sobre la Formación de Les Pinyeres y no están afectados por estas fases deformativas.

Los materiales del Carbonífero, en cambio, presentan dos fases deformativas diferentes: la fase 3 (F3) caracterizada por pliegues decimétricos a hectométricos de dirección NW – SE y vergencia hacia el suroeste y la fase 4 (F4) de dirección NE – SW y vergencia hacia el sureste. La edad de estas deformaciones es poco precisa, situándola en el post-Viseense y pre-Estefaniense, dado que los materiales triásicos de la facies Buntsandstein fosilizan los del Carbonífero. De estas dos fases deformativas, sólo la F4 fue identificada también en la Formación de Les Pinyeres.

Además de esta deformación, Crespo & Michel (1980) describieron la existencia de dos sistemas de facturas, una asociada a la orogenia hercínica y otra a la alpina. Dentro del primer sistema, distinguen dos familias: una primera de fallas conjugadas de dirección N35 – 45W y N15 – 30E, y una segunda, también conjugada, de dirección N70° E con un buzamiento de 45° hacia el norte y N30E verticales o con buzamiento fuerte hacia el sureste, intruido por los pórfidos granodioríticos tardihercínicos. El segundo sistema lo conforman fallas, mayoritariamente inversas, de dirección nordeste, que fueron rejugadas como normales durante la etapa de relajación miocena.

Por su parte, Sáez (1982) para el Priorat Central estableció tres fases de deformación: una primera en la que se forman pliegues de gran radio con vergencia hacia el SW; una segunda fase representada por estructuras de tipo kink con superficies axiales de bajo ángulo, y dirección N120 – 140E y buzamiento variables; y por último, una tercera fase caracterizada por fallas direccionales, de orientación variable con predominio de N30E, coincidente con la fractura de desgarre levógira Cornudella – Porrera – Falset. Según Sáez (1982), estos sistemas de fracturas formarían parte del sistema tardihercínico que afectó a la Cadena Hercínica de la Europa occidental y su edad sería Westfaliense – Pérmico Inferior. En cuanto a la deformación asociada a la orogenia alpina, Sáez (1982) sostiene que tiene poca importancia y que sólo las fases

cerca de este límite. La primera, aún devónica, la mársica, es denominada pre-bretona. Stille las consideraba como hercínicas. La fase bretona es, en parte, contemporánea de la fase acadiana de América del Norte.

más importantes deben haber producido una reactivación del sistema de fracturas hercínicas.

A finales de los 80, Melgarejo (1987) realizó su tesis doctoral sobre la geología y metalogenia del Paleozoico del Sur de la Cordillera Costera Catalana donde dedicó un capítulo dedicado a la tectónica en el que describió una deformación pre-carbonífera observable en el sector de El Molar y caracterizada por pliegues de morfología de tendencia "similar" con una notoria dispersión de sus ejes. Esta dispersión y la existencia de figuras de interferencia le hicieron pensar en un sistema de superposición de pliegues comparables al modelo de tipo 2 de Ramsay (1977). Posterior a estas fases precarboníferas, coincidente con las identificadas por Crespo y Michel (1980), describió un plegamiento intracarbonífero atribuido a la fase astúrica del hercínico. Este plegamiento astúrico tiene una fase 1 caracterizada por pliegues de gran radio, a veces apretados, vergentes hacia el SW, de dirección NNW - SSE y con sus ejes inclinados 10º hacia el NNW. Estos pliegues tienen, localmente, una esquistosidad descrita como muy poco penetrativa y desarrollada preferentemente en los materiales lutíticos. Este plegamiento tiene asociado un conjunto de cabalgamientos y retrocabalgamientos. Melgarejo (1987) describió una fase 2 con pliegues, a menudo de tipo chevron, de radio medio y con vergencia NE. Esta fase tiene asociada estructuras centimétricas de tipo kink-bands. Posterior a este plegamiento intracarbonífero, Melgarejo (1987) describió una fracturación tardihercínica constituida por los sistemas de fracturación NNE a NE y E – W a ENE – WSW senestras de gran salto y el sistema NW – SE a NNW – SSE dextras de pequeño salto. Estas fallas están acompañadas por el desarrollo de pliegues de acomodación de dirección NE - SW. En cuanto al Alpino, Melgarejo (1987) describió el predominio en el macizo de grandes fracturas de dirección NE – SW y extensión kilométricas, interceptadas por un sistema menos extenso de fallas de menor tamaño de dirección NW - SE.

6.2 Estructura del Priorat Central

La nueva cartografía del Priorat Central revela una estructura más compleja que la expresada en trabajos anteriores. Destacan por un lado, la gran dispersión que presentan las direcciones de capa y por otro lado la existencia de abundantes buzamientos invertidos. Estos datos contrastan con la aparente constancia y homogeneidad de las

direcciones y los buzamientos, casi siempre normales, representados en las cartografías previas de Colodrón *et al.* (1978, 1979), de Sáez (1982) y del ICGC hoja nº 29 (2006), que conducen a pensar en una estructura sencilla donde las capas definían una serie monoclinal con buzamientos constantes hacia el noreste.

La cartografía geológica muestra que los materiales más antiguos, de edad devónica superior afloran en el núcleo de una estructura antiformal de orden kilométrico de dirección NW – SE cuyo núcleo sigue la traza Les Vilelles – Torroja – Porrera. Esta estructura ha sido tradicionalmente asociada a la fase deformativa principal hercínica que, en general, se caracteriza por la formación de pliegues tumbados, niveles de despegue y láminas de cabalgamiento con vergencia hacia el SW. Por su parte, los materiales carboníferos sedimentados originariamente sobre los devónicos, ahora aparecen delimitando la morfología del anticlinorio, disponiéndose en el caso de la unidad de Torroja de forma perimetral y concéntricamente entorno al núcleo más antiguo. A ambos lados de la estructura antiformal y paralelas a su eje, afloran el resto de las unidades del Carbonífero en una alternancia de anticlinales y sinclinales que definen un conjunto de franjas alternadas y repetidas dispuestas según una dirección predominante NW - SE. Esta alternancia manifiesta entre las unidades Les Bassetes y Scala Dei muestra una mayor frecuencia en su repetición y una menor anchura en el flanco meridional, mientras que en el flanco septentrional las franjas alternantes aparecen engrosadas y desdibujadas, adoptando morfologías complejas de dirección variable. Además, en este mismo flanco, y afectando especialmente a la unidad Poboleda, aparecen estructuras con vergencia hacia el NE.

La cartografía muestra también la existencia de morfologías interpretables como estructuras de tipo de sillas de montar y de cajas de huevos. La presencia de este tipo de estructuras a nivel cartográfico es indicativa de existencia de superposición de pliegues. Este extremo es apoyado por la distribución de las proyecciones equiareales y de los diagramas de contornos de los polos de la estratificación (Figura 6-3), de las superficies axiales de los pliegues (Pax) y de los ejes de los pliegues (L_b).



Figura 6-3: Diagrama de contornos de los polos de la estratificación (S0) de los materiales del Paleozoico del Priorat Central.

Así, la proyección estereográfica de los polos de la estratificación, medida en todas las unidades paleozoicas, muestra una distribución a lo largo de un círculo mayor definido por el plano 056/67SE. Estas medidas muestran, sin embargo, una marcada dispersión en una franja de anchura variable entre los 60° y 95° (Figura 6-3). Esta distribución de los polos se ajusta mejor a una distribución cónica que a una distribución cilíndrica.

A mesoescala, las estructuras menores asociadas al pliegue antiformal de gran escala son pliegues tumbados asimétricos de dirección NW – SE, de superficies axiales subhorizontales vergentes hacia el SW y, localmente, al NE. Estos pliegues están afectados por otros pliegues laxos de direcciones NE – SW con superficies axiales subverticales y vergencias oscilantes entre NW y SE. Las representaciones estereográficas de las superficies axiales de todos estos pliegues produce el agrupamiento de las mismas en dos poblaciones diferentes (Figura 6-4 a, b). Las proyecciones de los ejes de los pliegues también muestran una distribución según dos orientaciones preferentes (Figura 6-4 c, d).



Figura 6-4: Diagrama de contornos. (a) Polos de las superficies axiales de los pliegues tumbados de F1. (b) Polos de las superficies axiales de los pliegues de F2. (c) Ejes de los pliegues de F1. (d) Ejes de los pliegues de F2.

Esta agrupación de las superficies axiales y de los ejes de los pliegues refleja la existencia de dos sistemas de pliegues de direcciones diferentes y ortogonales. Un primer sistema al que corresponden las estructuras de plegamiento de dirección NW – SE y un segundo sistema, ortogonal, que agrupa las estructura de dirección NE – SW.

Todas estas evidencias cartográficas y estructurales, nos alejan de la idea de una estructura monoclinal con buzamiento hacia el nordeste propuesta por las cartografías más antiguas, y nos permiten interpretar la existencia de al menos dos sistemas de pliegues ortogonales que se han asociado con dos fases deformativas: una primera fase principal (F1) y una segunda fase posterior (F2).

A estas fases deformativas, cabría sumar un sistema de fallas de dirección NE – SW que cortan las estructuras de F1, son paralelas a las de F2 y cuya máxima expresión se encuentra a lo largo de la ctra. T-710 entre Gratallops y La Vilella Baixa.

6.3 Cortes geológicos

En base a la cartografía geológica confeccionada y a fin de representar las diferentes estructuras identificadas se han realizado tres cortes geológicos de carácter regional. Dos de estos cortes, A - A' y B - B', tienen una dirección SW – NE y son perpendiculares a las macroestructuras geológicas de dirección NW – SE. El tercer corte, C - C', es perpendicular a los dos anteriores y pretende representar las macroestructuras de dirección NE – SW.

6.3.1 Corte geológico A – A'

El corte geológico A – A' tiene una extensión de 9,5 km y está definido por tres sectores. Comienza al suroeste de La Morera del Montsant, se prolonga en dirección suroeste hasta Escaladei donde cambia ligueramente de dirección. El segundo tramo continúa en dirección suroeste, discurre sobre La Vilella Alta y al situarse al sur de La Vilella Baixa vuelve a cambiar de dirección para virar hacia el oeste-suroeste para acabar en los escarpes de las calizas mesozoicas al sureste de La Figuera.



CORTE A - A'

Figura 6-5: Corte geológico regional A - A'.

Este corte es perpendicular a todas las unidades litoestratigráficas paleozoicas descritas en este trabajo y alcanza también la cobertera cenozoica en su extremo noreste y la mesozoica en el suroeste (Figura 6-5). Asimismo, el corte es perpendicular a las macroestructuras estructuras deformativas de la fase principal, y más concretamente, al antiformal de Les Vilelles de dirección NW – SE cuyo eje discurre entre Les Vilelles – Torroja– Porrera.

6.3.2 Corte geológico B – B'

El corte geológico B – B' se dispone paralelo al corte geológico A – A', tiene una longitud de 7 km y está truncado en dos partes. Comienza al noroeste de Poboleda en dirección ENE – WSW hasta el Barranc dels Pardelases y continúa en dirección NE – SW hasta finalizar en el Xalets del Reinaldo al norte de Gratallops.

Este corte es transversal a todas las unidades litoestratigráficas paleozoicas y perpendicular a las macroestructuras deformativas de la fase principal, y al doble anticlinorio truncado de Les Planes Cegues y al anclinorio de Les Vilelles (Figura 6-6).



Figura 6-6: Corte geológico regional B - B'.

6.3.3 Corte geológico C – C'

El corte geológico C – C' está formado por un único tramo de 7,5 km de longitud perpendicular a los cortes A – A' y B – B'. Comienza al sur del Collet de Pere Joan y se dirige en dirección NW hacia el Molí del Marimon, hasta interceptar corte B – B', y sigue hasta La Vilella Alta donde secciona al corte A – A'. Se prolonga a través de paraje de Los Pics y se adentra en el Parque Natural del Montsant.



Figura 6-7: Corte geológico regional C - C'.

En este corte geológico sólo están representadas las unidades litoestratigráficas paleozoica de Les Vilelles, Torroja, Les Bassetes y Scala Dei. Además, en su extremo noroeste, muestra la parte inferior de la cobertera mesozoica y se alcanza la cobertera cenozoica que forma parte de la cuenca del Ebro (Figura 6-7). A nivel estructural, este corte es paralelo a las estructuras deformativas de las fase principal, y al mismo tiempo es perpendicular a las estructuras deformativas de F2, que han afectado tanto al zócalo como la cobertera.

6.4 Fases deformativas y estructuras asociadas

En este apartado se describen las tres fases deformativas observadas en los materiales Paleozoicos del Priorat central: la fase principal de dirección NW – SE, la segunda fase prácticamente ortogonal de dirección NE – SW y la fase tercera que agrupa las fracturas de dirección NE – SW.

6.4.1 Fase deformativa principal (F1)

La primera fase deformativa, denominada también fase principal (F1), se caracteriza por tener asociadas tres tipos de estructuras: pliegues tumbados asimétricos, que localmente pasan a pliegues recumbentes fallados, cabalgamientos y fallas inversas y estructuras retrovergentes.

Todas estas estructuras son observables a diferentes escalas y tienen en común el presentar una dirección general NW – SE y una vergencia predominante hacia el SW.

En cambio, las estructuras retrovergentes presentan una vergencia opuesta a la general, hacia el NE o NNE.

Pliegues tumbados y recumbentes

A nivel cartográfico, destacan tres sectores que presentan estructuras con características diferentes: el sector central del área de estudio, donde aflora el núcleo de la gran estructura anticlinal de orden kilométrico, y los sectores meridional y septentrional a ambos lados de dicha estructura.

En el sector central, se expone el denominado Anticlinal de Les Vilelles, que constituye la estructura de plegamiento y más importante del Priorat Central y observable a escala cartográfica. Se trata de un pliegue antiformal asimétrico cerrado, de orden kilométrico, con una longitud de onda de 2 km vergente hacia el SW (Figura 6-5 y Figura 6-6). En su núcleo afloran los materiales más antiguos que corresponden a la unidad de Les Vilelles. La traza axial de este anticlinal está flexionada, de manera que en el extremo occidental, muestra una dirección NW – SE, entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta, hasta las inmediaciones del Mas del Sastre donde cambia de rumbo de forma abrupta, en dirección NE – SW, en el paraje de las Planes del Carter de la Vilella, para retomar una dirección WNW – ESE hacia Torroja del Priorat.

En su núcleo, esta estructura tiene asociada pliegues de segundo orden de tamaño decamétricos – hectométricos dispuestos en una serie de anticlinales y sinclinales vergentes hacia el SW. Éstos, igual que el pliegue mayor, también son asimétricos con morfologías de flanco largo con buzamiento suave – flanco corto de buzamiento elevado orientado según las direcciones de esta fase. Estos pliegues de segundo orden son apretados con un ángulo entre flancos de 0 a 30°, a menudo fracturados en su núcleo. A escala menor, de muestra de mano o al microscopio, llegan a presentarse como pliegues isoclinales. Localmente estos pliegues asimétricos tumbados han evolucionado a pliegues recumbentes con núcleo fallado con el flanco corto invertido o fuertemente verticalizado.

Dentro de estas estructuras de segundo orden, destacan los pliegues recumbentes fallados del núcleo del anticlinal tumbado de Les Vilelles, aflorantes en el PK 17 de la ctra. T-702 entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta (Figura 6-8 a y b). Estas estructuras están desarrolladas en las limolitas y *cherts* de la unidad de Les Vilelles y se caracterizan

por ser pliegues métricos a decamétricos muy apretados a isoclinales vergentes hacia el SW, con una longitud de onda inferior a 3 m. Los núcleos de estos pliegues, a menudo, se muestran fracturados y deslizados según sus superficies axiales. Sus flancos largos buzan suavemente hacia el NNE entorno a los 13°, paralelizándose a las superficies axiales y a las superficies de deslizamiento, mientras que sus flancos cortos se presentan a menudo invertidos, con un buzamiento elevado hacia NNE (Figura 6-8 c, d). En la proyección estereográfica de los polos de la estratificación se observan dos núcleos de máxima intensidad que corresponden a los dos flancos mencionados.



Figura 6-8: Pliegues tumbados y recumbentes fallados de F1 en el PK17 de la ctra. T-702. (a) Afloramiento de las limolitas y *cherts* de la unidad de Les Vilelles plegadas. (b) Interpretación de la estructura. (c) Estereograma de los polos de la estructura. (d) Estereograma de los polos de las superficies axiales de los pliegues de F1.

La erosión diferencial de las limolitas silíceas de la unidad de Les Vilelles (Figura 6-9 a, b), del núcleo del anticlinal ha producido un desventramiento del mismo, y en

consecuencia, una inversión del relieve. De manera que, el relieve tectónico erosionado ha dado lugar a unas zonas deprimidas protegidas donde afloran los materiales más blandos, rodeadas y flanqueadas por relieves más elevados correspondientes a los materiales más duros de las unidades de Torroja y de Les Bassetes. Estas zonas estructurales deprimidas son de gran interés socio-económico en la región del Priorat Central, que son aprovechas como terrenos de cultivo en el sector vitivinícola, junto con las zonas donde afloran las lutitas y areniscas finas de las unidades de Scala Dei o de Poboleda.



Figura 6-9: Anticlinal de F1 desventrado con las limolitas silíceas de la unidad de Les Vilelles aflorando en sus núcleos. (a) Vista de paisaje desde l'Aiguàs en dirección NE. (b) Interpretación litoestratigráfica sobre el paisaje.

En el sector septentrional, se expone a lo largo de varios kilómetros el flanco largo de este antiforme, formado por la parte alta de la unidad de Les Vilelles y el resto de unidades carboníferas. Este flanco presenta un buzamiento suave, entre 15 y 30° hacia el NE o NNE, y está ondulado por pliegues de segundo orden de estilo diferentes a los del sector de Les Vilelles. Estos pliegues son de tamaño decamétrico – hectométrico, entre abiertos y suaves, con una longitud de onda entorno los 500 a 600 m y mayoritariamente son vergentes hacia el SW (Figura 6-5 y Figura 6-6). Sus ejes están orientados 20/340, hecho que provoca un basculamiento de las unidades litoestratigráficas hacia el NNW con la consecuente exhumación de la Unidad de Les Vilelles en el sector del Mas d'En Doix, en la parte más oriental.

En asociación a estos pliegues, existen un conjunto de cabalgamientos con desplazamiento hacia el SW y pliegues de segundo orden, isoclinales y recumbentes de tamaño centimétricos – métricos. Estos pliegues están bien desarrollados y tienen su máxima expresión en las limolitas silíceas de la unidad Les Vilelles (Figura 6-10 a), en los *cherts* de la unidad de Torroja (Figura 6-10 c) y en las lutitas de la unidad de Scala Dei (Figura 6-10 d), y son inapreciables en las litologías más detríticas como las areniscas de la unidad de Les Bassetes. En general, son pliegues muy apretados, con ángulos entre flancos inferiores a 30°, a isoclinales (Figura 6-10 a), con engrosamientos de las charnelas, con núcleos fracturados y una longitud de onda variable desde 20 cm a 2 m (Figura 6-10 b).



Figura 6-10: Pliegues apretados e isoclinales de F1 de segundo orden. (a) Pliegues decimétricos isoclinales en los *chert* y limolitas silíceas de la unidad de Les Vilelles. (b) Pliegues decimétricos recumbentes en las lutitas de la unidad Scala Dei.

En el sector meridional, al suroeste de la estructura antiformal de Les Vilelles, aflora una alternancia de pliegues anticlinales y sinclinales vergentes hacia el SW, mucho más abundantes que en el sector septentrional. Esta secuencia de pliegues enlaza a través de un sinclinal tumbado y fallado, adyacente con el Anticlinal de Les Vilelles, cuyo eje de pliegue cabecea fuerte ente 15 y 20° hacia el NW, hundiéndose bajo los materiales de la cobertera mesozoica (Figura 6-11 a, b).



Figura 6-11: Sinclinal tumbado de F1 adyacente al anticlinal de Les Vilelles al NE de La Vilella Baixa.

Estos pliegues son asimétricos, más abiertos que en el flanco septentrional (entorno a 70° de apertura), entre inclinados a tumbados de longitud de onda inferior a 400 m, que cartográficamente se visualizan como una alternancia subparalela de las areniscas y lutitas de las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei, respectivamente. Esta alternancia litológica están bien expuesta a lo largo de las carreteras entre La Vilella Baixa – Gratallops y entre Gratallops – Torroja del Priorat.

En afloramiento, frecuentemente, las areniscas de Les Bassetes sobresalen entre las lutitas de la unidad de Scala Dei como charnelas de los pliegues, hecho que ha provocado que, a menudo, las areniscas de Les Bassetes hayan sido confundidas con capas duras intercaladas entre las lutitas de la unidad de Scala Dei (Figura 6-12 a, b).



Figura 6-12: Alternancia de anticlinales y sinclinales de F1 en el flanco sur del antiforme de Les Vilelles. (a) Pliegue anticlinal tumbado y fallado en areniscas ocres de la unidad de Les Bassetes en las inmediaciones de cruce de las ctras. T-711 y T-710. (b) Areniscas de la unidad de Les Bassetes en el núcleo de un anticlinal y lutitas verdes de la unidad de Scala Dei en los flancos en el PK 1 de la ctra. T-711 entre Gratallops y Torroja.

Las superficies axiales de los pliegues de F1 tienen una la dirección variable comprendida entre los 130 – 150° N, con un máximo en la dirección 140° (Figura 6-13 a). Por otro lado, los buzamientos varían entre los 30° y los 70° (Figura 6-13 b).



Figura 6-13: Superficies axiales (Pax) de los pliegues tumbados de la fase deformativa principal (F1). (a) Diagrama de rosa de distribución de la dirección de los Pax de F1. (b) Histograma de distribución de los buzamientos de los Pax de F1.

Asociado a los pliegues de F1 se desarrolla muy localmente un clivaje de plano axial, el cual muestra diferentes grados de desarrollo, desde muy penetrativo a discontinuo o anastomosado (Figura 6-14 a, b). La intersección de este clivaje con la estratificación da lugar a estructuras de tipo pencil, con prismas de hasta 20 cm, muy bien representadas en las lutitas de Scala Dei. Localmente, en las areniscas de la unidad de Les Bassetes, esteclivaje presenta un espaciado mucho mayor, de orden decimétrico a menudo relleno de cuarzo.



Figura 6-14: Clivaje asociado a los pliegues de F1. (a) Clivaje desarrollado en los *cherts* de la undiad de Torroja al NE de Torroja en el camino de Poboleda a Torroja. (b) Clivaje milimétrico - centimétrico en las lutitas de la undiad Scala Dei al W de Torroja.

Además de los pliegues recumbentes, también se han observado pliegues de tipo *kink-bands* con igual orientación, pero con planos axiales más verticalizados. Estos pliegues están muy poco desarrolladas y en sólo se observan en los tramos más lutíticos de la unidad de Scala Dei en el sector entre Escaladei y Poboleda. Se trata de una estructura menor, asociada a los pliegues y cabalgamiento de segundo orden. Son pliegues de orden centimétrico – decimétrico asimétricos, apretados e inclinados, con superficies axiales que vergen hacia el SW.

Cabalgamientos y fallas inversas

Estas estructuras tienen una dirección NNW – SSE con sentido de desplazamiento hacia el SW y están asociadas a los pliegues de F1. No tienen una expresión cartográfica relevante, sin embargo a nivel de afloramiento, suelen concentrarse en zonas de mayor deformación, paralelas a las superficies axiales de los pliegues, como puede observarse en los PK 14-15 y 17 de la ctra. T-702 (Figura 6-8), en la carretera TV-7022 en la entrada del pueblo de Escaladei o en el camino de Escaladei a la Vilella Alta, entre otros.

En la zona de estudio, únicamente se ha cartografiado con cierta continuidad, a lo largo de unos tres kilómetros, el Cabalgamiento de Les Crestes, al este del sector septentrional. Su traza comienza en los abruptos y escarpados relieves conocidos como Les Crestes, se dirige hacia el NW donde continua entre los PK 10 y 11 de la ctra. T-702 (Figura 6-15 a, b) hasta el cruce de las ctras. T-702 y TV-7022. Esta estructura queda desplazada por una falla de dirección NE – SW que discurre por el barranco dels Crosos. En la zona de Les Crestes, este cabalgamiento sitúa los *cherts* de la unidad de Torroja por encima de las areniscas de la unidad de Les Bassetes mediante una zona de falla con cuarzos y brechas de falla asociadas. Lateralmente, hacia el NW este cabalgamiento pone en contacto las areniscas de Les Bassetes sobre las lutitas de la Unidad de Scala Dei (Figura 6-15 b).

Asimismo, a partir de los cortes geológicos, se ha interpretado también la existencia de un conjunto de cabalgamientos ciegos asociados al anticlinal de Les Vilelles, del mismo orden de magnitud o mayor que el de Les Crestes (Figura 6-5 y Figura 6-6).



Figura 6-15: Frente del cabalgamiento de Les Crestes donde las areniscas ocres de la unidad de Les Bassetes cabalgan sobre las lutitas verdes de Scala Dei en el PK 10.5 de la ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda.

Por otro lado, se han cartografiado pequeños cabalgamientos ubicados mayoritariamente en el flanco nordeste del anticlinal de Les Vilelles. Estos cabalgamientos tienen dimensiones decamétricas, forman un sistema imbricado y están concentrados en áreas inferiores a 20 m, con una separación de 1,5 a 2 m. Estos cabalgamientos se localizan en todas la unidades, salvo la Unidad de Poboleda (Figura 6-16 a, b, c). Así, se han observado cabalgamientos que superponen los *cherts* de la unidad de Torroja sobre las areniscas de la unidad de Les Bassetes, o estas sobre las lutitas de la Unidad Scala Dei o repeticiones entre las mismas areniscas de la unidad de Les Bassetes. Estos cabalgamientos tienen poco desplazamiento que oscila entre los pocos centímetros y un máximo de un metro. En las zonas de cizalla de estos cabalgamientos se desarrollan estructuras S-C' (Figura 6-16 d y Figura 6-17 a, b). Localmente se han observado indicadores cinemáticos de reactivación de movimiento en el plano de falla con comportamiento normal (Figura 6-17 c).



Figura 6-16: Cabalgamientos decamétricos con desplazamiento hacia el SW en las lutitas de la unidad Scala Dei con escamas pinzadas de areniscas de la unidad de Les Bassetes. Camino de Escaladei a La Vilella Alta. (a y b) Esquemas geológicos de campo de los afloramientos. (c) Contacto mecánico por cabalgamiento de areniscas de la unidad de Les Bassetes sobre las lutitas plegadas y falladas de la unidad Scala Dei. (d) Zona deformada con formación de *shears* indicadores de movimiento inverso. S₀ es la estratificación y estructuras S-C'.


Figura 6-17: Falla inversa de F1 que pone en contacto las arenisca de la unidad de Les Bassetes y los *cherts* de la unidad de Torroja en la ctra. de acceso a La Vilella Alta. (a) Falla inversa cortada por una falla normal. (b) Indicadores cinemáticos de movimiento inverso en el núcleo de la falla. (c) Indicadores cinemáticos de movimiento normal producto del rejuego de la falla inversa.



Figura 6-18: (a) *Cherts* de la unidad de Torroja afectados por cabalgamientos y retrocabalgamientos en el PK15.2. (b) *Cherts* plegados y fallados entre el PK14 y 15.

Estructuras retrovergentes

Estas estructuras están asociadas a los pliegues y cabalgamientos de dirección NW – SE aunque su vergencia, hacia el NE, es opuesta a la dominante. En general, se trata de pliegues y fallas, ubicadas en el flanco nordeste del Anticlinal de Les Vilelles A macroescala, destaca el gran pliegue retrovergente, denominado en este trabajo el Anticlinal invertido de Poboleda.



Figura 6-19: Flanco NE del anticlinal invertido de Poboleda. (a) Capas de areniscas con marcas de base del flanco invertido. (b) Detalle de las marcas de base. (c) Diagrama de contornos de los polos de estratificación de la unidad Poboleda. (d) Diagrama de contornos de la esquistosidad de superficie axial asociada a los pliegues existentes en los materiales de la unidad Poboleda.

La traza axial de este pliegue discurre paralela a la ctra. T-702 en el PK 7 entre Escaladei y Poboleda y se dispone paralela al contacto concordante entre las unidades Scala Dei y Poboleda. La manifestación cartográfica en superficie de esta estructura se traduce en una inversión de la unidad Poboleda, que aflora vertical, con un buzamiento de más de 70° hacia el SW (Figura 6-19). Este anticlinal podría estar relacionado con un cabalgamiento ciego retrovergente que se enraizaría en profundidad, con el que da lugar al Anticlinal invertido de Poboleda (Figura 6-5 y Figura 6-6). Asociado al flanco normal de este pliegue hay pliegues de cerrados a abiertos con plano axial subvertical y con desarrollo local de clivajes espaciados, de entre 3 a 8 mm, y estructuras pencil asociadas. En el flanco invertido se observan pliegues suaves, decamétricos, de plano axial subhorizontal; los cuales presentan un diaclasado abierto, de espaciado cm a dm, a menudo relleno de cuarzo, con orientaciones de 358/12. (Figura 6-19 b). Las capas con fuerte buzamiento del flanco invertido enlazan con el sinclinal situado más hacia el E de Poboleda ya descrito en los trabajos previos de Colodrón *et al.* (1978, 1979), de Sáez (1982), Sáez & Anadón (1989), Melgarejo (1987, 1992).

Más hacia el SW, a menos de un kilómetro, del anticlinal invertido de Poboleda, también se observa, a mesoescala, pliegues y cabalgamientos retrovergentes que afectan las unidades de Les Vilelles, de Les Bassetes y de Scala Dei. Se trata de pliegues antiformales cerrados, de tumbados a inclinados, con tamaños de orden métrico – decamétrico y amplitudes de onda métricas sitos en las areniscas de la unidad de Les Bassetes, si bien en las lutitas de la unidad de Scala Dei son pliegues asimétricos a tumbados, de cerrados a apretados y de tamaño inferior con menor longitud de onda que los existentes en las areniscas. Un buen ejemplo de este tipo de pliegues en la unidad de Les Bassetes se observa en el Maset del Just al norte del PK 10 de la ctra. T-702 (Figura 6-20 a). Ejemplos de estos pliegues retrovergentes en la unidad de Scala Dei se observan en la ctra. de servicio entre Escaladei y Torroja (Figura 6-20 b) y en la ctra. T-702 entre La Vilella Alta y Escaladei (Figura 6-20 c).



Figura 6-20: Estructuras retrovergentes de F1. (a) Pliegue métrico desarrollado en areniscas de la unidad de Les Bassetes en la ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda. (b) Pliegue métrico desarrollado en lutitas de la unidad Scala Dei en la ctra. de servicio de Escaladei a Torroja.

6.4.2 Fase deformativa 2 (F2)

La segunda fase deformativa está definida por estructuras de dirección NE - SW que se disponen ortogonalmente a la fase deformativa principal. Estas estructuras son, principalmente, pliegues abiertos con superficies axiales subverticales y, en menor proporción, pliegues de tipo *chevron* y en cofre.

Pliegues abiertos

Este tipo de pliegues se observa a todas las escalas. A nivel cartográfico, destacan en dos zonas, en la parte central de la cartografía y en el extremo más oriental (Anexo 1. Mapa). En la parte central, la estructura es un sinforme de orden kilométrico denominado el Sinclinal del Mas del Sastre. Se trata de un pliegue asimétrico, de dirección NE – SW, vergente hacia el SE, con una superficie axial con buzamientos superiores a los 55° hacia el NW o subverticales y con una longitud de onda aproximada de unos 750 m. Esta estructura sinclinal muestra en su núcleo las unidades más modernas de Scala Dei y Les Bassetes, y por debajo las unidades de Torroja y de Les Vilelles (Figura 6-7). Hacia el extremo suroccidental, el sinclinal se desdobla en dos pequeños sinclinales cerrados (30°) cuyos ejes se inclinan fuertemente hacia el NE; por el contrario, hacia el extremo nororiental, el pliegue se vuelve más abierto (120°) y su traza axial desaparece en los campos de cultivo del paraje de Cabanets formados por las lutitas de la unidad Scala Dei.

En el extremo más oriental de la zona estudiada, entorno al Mas d'En Doix y Les Planes Cegues, al suroeste de Poboleda, se observa otra macroestructura de F2. Se trata de un anticlinal, de dirección NE - SW, abierto y asimétrico, ligeramente vergente hacia el SE, con una longitud de onda que no excede los 400 m.

A nivel mesoestructural, los pliegues de F2 se reconocen en todas las unidades litoestratigráficas, aunque están mejor desarrollados en las unidades de Torroja y de Scala Dei (Figura 6-21). Son de gran radio, suaves o abiertos, de orden métrico a decamétrico con longitudes de onda entre 2 y 10 m. Comúnmente, mantienen el grosor de las capas y muestran localmente geometrías disharmónicas en los contactos entre litologías de diferente competencia. En general, estos pliegues tienen asociado un diaclasado, con espaciado de orden centimétrico – decimétrico (Figura 6-22) y localmente un clivaje poco penetrativo.



Figura 6-21: Esquema geológico de los pliegues de F2 sobreimpuestos a pliegues de F1, en la cantera de calizas gris-azuladas del PK 2 de la ctra. T-711. S₁ es el clivaje asociado a las superficies axiales (Pax_{F1}) de los pliegues de F1 y S₂ es el clivaje asociado las superficies axiales (Pax_{F2}) de los pliegues de F2.



Figura 6-22: Esquema geológico de pliegues de F1 y pliegues de F2 superpuestos en el PK 1 de la ctra. T-711 de Gratallops a Torroja.

Pliegues de tipo chevron y en cofre

Los pliegues *chevron* y en cofre son estructuras poco desarrolladas en el Priorat Central. Los primeros son observables sólo a mesoescala en las unidades de Torroja y de Scala Dei. Uno de los mejores ejemplos de estos pliegues se encuentra en los *cherts* de la unidad de Torroja al sureste de la Vilella Alta, en el flanco oeste del Sinclinal del Mas del Sastre. En esta litología, los pliegues son apretados, simétricos, con buzamiento de los flancos superiores a 70° (Figura 6-23 a). La longitud de onda es de 50 cm y la amplitud es del mismo orden de magnitud. En las lutitas y areniscas finas de la unidad Scala Dei, estos pliegues son más abiertos, con ángulos de buzamiento, en ambos flancos, del orden de 30°. La longitud de onda es mayor, entorno los 3 m (Figura 6-23 b).



Figura 6-23: Pliegues *chevron* de F2. (a) Pliegues desarrollados en los *cherts* de la unidad de Torroja en las inmediaciones del La Vilella Alta. (b) Pliegues desarrollados en las lutitas de la unidad de Scala Dei en la ctra. de servicio entre Escaladei y Torroja.

Estos pliegues *chevron* tienen asociado un sistema de diaclasas muy irregular, dispuesto en forma de abanico respecto a la superficie axial del pliegue, con un espaciado de orden centimétrico – decimétrico.

Los pliegues en cofre se han observado en las unidades de Les Vilelles, de Torroja (Figura 6-24) y de Les Bassetes (Figura 6-24 a). Se trata de pliegues concéntricos que forman anticlinales y sinclinales, de orden decimétrico – métrico, con una amplia charnela plana, aproximadamente entre 2 y 3 veces el largo de los flancos, los cuales son subverticales.



Figura 6-24: Pliegues en cofre de F2. (a) Pliegue en los *cherts* de la unidad de Les Bassetes en la ctra. de servicio de Escaladei a Torroja del Priorat. (b) Pliegues en las calizas gris-azuladas, parcialmente dolomitizadas, de la unidad de Les Bassetes en el PK 10.5 de la ctra. T-702 entre Escaladei y Poboleda.

6.4.1 Fracturas

Se ha detectado un conjunto de fallas de dirección NE – SW que cortan perpendicularmente las estructuras de F1 y siguen la misma dirección de la F2. Se trata de fallas inversas y normales de poco salto que afectan a los materiales del zócalo paleozoico. A nivel cartográfico, se distinguen dos tipos de fracturas según su longitud. Unas de dimensiones hectométricas y kilométricas y otras de menor longitud, de dimensiones decamétricas. Las primeras se localizan predominantemente en la zona norte de estudio mientras que las segundas están mejor desarrolladas en el flanco meridional del Anticlinal de Les Vilelles paralelas a la traza del Sinclinal del Mas de Sastre.

De todo este conjunto, las fallas normales son más abundantes que las inversas. Las fallas normales buzan indistintamente hacia el NW o el SE (Figura 6-7) y pueden dar lugar a planos discretos con estrías o bien a brechas o harinas de falla con grosores que oscilan entre los pocos centímetros (20 cm) hasta varios metros (6 m) (Figura 6-25). Las fallas inversa buzan fuertemente hacia el SE y dan lugar a amplias zonas de deformación que pueden alcanzar los 50 m de anchura con harinas de falla asociadas. Localmente, se ha observado en los planos de falla indicadores cinemáticos que indican movimiento normal y direccional.



Figura 6-25: Fallas normales en las inmediaciones del PK 12 de la ctra. T-710 entre Gratallops y La Vilella Baixa. (a) Conjunto de fallas normales en areniscas de la unidad de Les Bassetes. (b) Brecha de falla con bloques de orden decimétrico. (c) Harina de falla con un espesor de 2 m.

6.5 Estructuras de interferencia

Los pliegues de F1, de dirección NW – SE, y los pliegues ortogonales, de dirección NE – SW de F2, dan como resultado la generación de estructuras de interferencia. A macro y mesoescala, estas estructuras se observan en tres sectores: en el Mas del Sastre, en el Mas d'En Doix - Les Planes Cegues y en los alrededores de Torroja del Priorat.

6.5.1 El sector del Mas del Sastre

A nivel cartográfico, se observa que la traza axial del Anticlinal de Les Vilelles sufre un abrupto cambio de rumbo de dirección de NNW – SSE a W – E y a NE – SW a consecuencia de la superposición del sinclinal del Mas del Sastre, atribuido a la F2 (Figura 6-26 a). Este sinclinal es vergente hacia el SE ya que sus dos flancos buzan hacia el NW (Corte C – C', Figura 6-7); en el flanco W del sinclinal las capas están invertidas con buzamientos superiores a los 60° hacia el NW. En el flanco E las capas presentan buzamientos alrededor de 50 – 60° hacia el NW (Corte E – E', Figura 6-28 b). Esta disposición se pone de manifiesto en el diagrama de contornos de estratificación donde se observa una concentración de los polos en el cuadrante SE y otra en el SW (Figura 6-26 b) que refleja el pliegue de F2. Sin embargo, no se trata de una distribución cilíndrica sencilla, sino que el máximo del cuadrante SE presenta una dispersión entre 50 – 70° resultado de los pliegues de F1. Esta disposición es muy similar a la que presentan en conjunto todos los polos de los planos del área estudiada (ver Figura 6-3).



Figura 6-26: Sector del Mas del Sastre. (a) El polígono remarcado delimita la zona analizada en el sector del Mas del Sastre. (b) Diagrama de contornos de la estratificación de los materiales paleozoicos.



Figura 6-27: Cortes geológicos en el sector del Mas del Sastre. (a) Corte D – D' (NE – SW) perpendicular a las estructuras de F1. (b) Corte E - E' (WNW – ESE) perpendicular a las estructuras de F2. (c) Corte F - F' (NW - SE perpendicular a las estructuras de F2.



Figura 6-28: Proyecciones de las superficies axiales y de los ejes de los pliegues observados en el sector del Mas del Sastre. (a) Superficies axiales de los pliegues de F1. (b) Ejes de los pliegues de F1. (c) Superficies axiales de los pliegues de F2. (d) Ejes de los pliegues de F2.

Las superficies axiales de los pliegues de F1 muestran dirección y buzamientos variables, entre los 20 y 90°, hacia el N (Figura 6-28 a). Los ejes de estos pliegues presentan una inclinación variable de 20 a 70° hacia el NE (Figura 6-28 b). Por el contrario, las superficies axiales de los pliegues de F2 son subverticales o buzan fuertemente hacia el SE (Figura 6-28 c). Por otro lado, si bien se desprende de la cartografía y del diagrama de contornos que el eje de este sinclinal presenta una inmersión de unos 30° hacia el NNE, también se observan pliegues menores de F2 inclinados hacia el SW (Figura 6-28 d).

6.5.2 El sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues

A nivel cartográfico, en el sector de Mas d'En Doix – Les Planes Cegues, se reconoce una estructura caracterizada por dos domos, una cubeta y un cierre periclinal (Figura 6-29 y Figura 6-30).

Los domos están elongados según la dirección NW – SE y tienen unas dimensiones que oscilan entre 540 - 610 m de largo por 250 - 330 m de ancho. Las cúspides de ambos domos han sido fuertemente erosionadas, de manera que en su núcleo afloran las limolitas silíceas de la unidad de Les Vilelles. Los domos se forman en la intersección de los anticlinales de F1 vergentes hacia el SW, con un anticlinal de F2 de superficie axial subvertical. Esta estructura está representada en los cortes B – B' (Figura 6-6) y G – G' (Figura 6-31 a); además es observable en el paisaje desde el pico de Els Bessons, al NE de Torroja del Priorat (Figura 6-29).

Estos anticlinales de F1 son pliegues tumbados apretados, con una longitud de onda inferior a aprox. 500 m, y vergentes hacia el SW (Corte G – G', Figura 6-31 a y Figura 6-32 a, b).

El anticlinal de F2 tiene una dirección NE – SW y es de orden hectométrico – kilométrico, abierto, y su longitud de onda es de entorno 400 m (Corte H – H', Figura 6-31 b y Figura 6-32 c, d).

La longitud de onda para esta secuencia de pliegues coincide con la establecida para los pliegues de segundo orden descritos en el sector meridional del Antiforme de Les Vilelles. Esta coincidencia, junto con su posición cartográfica, indica que la estructura corresponde a la continuación en dirección SE de los pliegues del sector meridional e implica una exhumación de niveles más profundos de las mismas estructuras antiformales.

La cubeta tiene orientación NE – SW y unas dimensiones de 250 m de largo por 150 m de ancho. Constituye el nivel más deprimido del terreno, donde afloran los *cherts* de la unidad de Torroja, en los cuales se ha encauzado el rio Siurana. Esta cubeta resulta de la interferencia de un sinclinal de F1 y un sinclinal de F2 (Figura 6-32 d). En el sector SW se observa un cierre periclinal de un anticlinal de F1 orientado NW – SE. Este anticlinal se divide en dos dando lugar a los dos pliegues de F1 que al interferir con un pliegue de F2 da lugar a los dos domos elongados (Figura 6-30 a).



Figura 6-29: Vista de paisaje de la interferencia de pliegues de F1 y F2 en el sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues.



Figura 6-30: Sector del Mas d'En Doix. (a) Mapa geológico del sector del Mas d'En Doix - Les Planes Cegues. (b) Diagrama de contornos de la estratificación de los materiales paleozoicos.



Figura 6-31: Cortes geológicos en el sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues. (a) Corte G - G' (NE - SW) perpendicular a las estructuras de F1. (b) Corte H - H' (NW - SE) perpendicular a las estructuras de F2.



Figura 6-32: Proyecciones de las superficies axiales y de los ejes de los pliegues observados en el sector del Mas d'En Doix – Les Planes Cegues. (a) Superficies axiales de los pliegues de F1. (b) Eje de pliegue de F1. (c) Superficies de los pliegues de F2. (d) Ejes de los pliegues de F2.

Las superficies axiales de los pliegues de F1 tienen unas direcciones comprendidas entre 50° - 140° con buzamientos variables de 20° a 90° hacia el NE y los ejes de estos pliegues muestran una fuerte inclinación hacia el NW como se observa en el Mas del Sastre (Figura 6-32 a y b). En contraste, los pocos pliegues de F2 medidos presentan unas superficies axiales de dirección NE – SW con buzamientos variables, pero generalmente subverticales (Figura 6-32 c y d) y los ejes medidos tienen un cabeceo muy bajo.

6.5.3 El sector de Torroja del Priorat

El sector de Torroja del Priorat es un lugar excepcional para el estudio de las estructuras de interferencia de pliegues de F1 y F2 y, más concretamente, el afloramiento situado al norte de esta población. La continuidad cartográfica de los *cherts* de la unidad de Torroja y su análisis a nivel mesoescala ha permitido resolver la estructura compleja des este sector y ha sido clave en la comprensión del resto de la estructura del Priorat Central.

A nivel cartográfico, se observa un conjunto de pliegues y cabalgamientos con sentido de desplazamiento SW y dirección general NNW – SSE (Figura 6-33). Estas estructuras son de F1 y afectan los materiales de las unidades de Les Vilelles, de Torroja y de Les Bassetes. Los pliegues son un sinclinal y un anticlinal, de tipo asimétricos, de orden hectométrico, con una longitud de onda entorno los 400 m, vergentes hacia el WSW. Sus ejes muestran orientaciones variables hacia el NW y el SE y están cortados y desplazados por fracturas de orientación NE – SW. Estos pliegues están localmente fracturados en los flancos, aunque en sus flancos invertidos llegan a dar cabalgamientos de extensión hectométrica, entre 300 y 800 m y buzamientos variables entre 13 y 50°. En las areniscas de la unidad de Les Bassetes, estas fracturas se caracterizan por dar lugar a brechas hidráulicas.

Estas estructuras de F1 están interferidas ortogonalmente por pliegues abiertos de F2, de orden decamétrico – hectométrico, de dirección NE – SW y con longitud de onda entorno los 200 m (Figura 6-33).

A mesoescala, las estructuras de interferencia entre pliegues de F1 y F2 están bien representadas en el flanco oriental del pliegue sinclinal, al norte de Torroja del Priorat. Aquí, los *cherts* de la unidad de Torroja están deformados por pliegues cerrados y asimétricos de F1, de dirección NNW – SSE. Estos pliegues son de orden decimétrico a decamétrico, con longitudes de onda de 50 cm a 2 m y superficies axiales con buzamientos variables entre verticales e inclinados (Figura 6-34). Su culminación, que coincide con la charnela, genera a menudo formas en lomo muy característica. Las superficies axiales de F1 presentan importantes variaciones de buzamiento, desde prácticamente subhorizontales a buzamientos inferiores a 45° (Figura 6-35 a). Lo mismo se observa en la dirección e inclinación de sus ejes, que presentan una amplia dispersión entre NNW o N y SSE o S y con inclinaciones que van desde 1° hasta 56° (Figura 6-35 b). Asociados a estos pliegues se desarrollan pliegues de segundo orden más pequeños de tamaño decimétrico a métrico menores. Todos estos pliegues, independientemente de su tamaño, presentan un diaclasado muy bien desarrollado de orden centimétrico – decimétrico que es paralelo al superficie axial de los pliegues de F1.

Los pliegues de F1 están deformados por pliegues de F2, de orientación ENE – WSW a E – W, y superficies axiales subverticales (Figura 6-35 c). Estos pliegues son bastante homogéneos en cuanto a forma y tamaño. Son pliegues abiertos de gran radio,

con un tamaño decamétrico y una longitud de onda entorno a los 5 m (Figura 6-36 a, b y Figura 6-37 a). Los ejes presentan una cierta dispersión dentro del cuadrante SW probablemente ligada a la disposición previa de las capas (Figura 6-35 d). Asociado a estos pliegues de F2 también se observa un diaclasado centimétrico – decimétrico muy regular a lo largo de todo el afloramiento.



Figura 6-33: Sector de Torroja. (a) Mapa geológico. La flecha roja y el recuadro menor indican los afloramientos de máxima concentración de medidas estructurales. (b) Diagrama de contornos de la estratificación de los materiales paleozoicos.



Figura 6-34: Pliegues de F1 en el sector de Torroja. (a) Pliegues métricos – decamétricos desventrados por la erosión de sus charnelas. (b) Charnela de pliegue deformada por la interferencia de F2.



Figura 6-35: Sector de Torroja. (a) Polos y diagrama de contornos de las superficies axiales de los pliegues de F1. (b) Polos y diagrama de contornos de los ejes de los pliegues de F1. (c) Polos y diagrama de contornos de las superficies axiales de los pliegues de F2. (d) Polos y diagrama de contornos de los ejes de los pliegues de F2.



Figura 6-36: Sector de Torroja. (a) Charnela de un pliegue de F1 con doble vergencia de su eje como consecuencia de la interferencia del pliegue de F2 subvertical. (b) Pliegues de F1 interferidos por los pliegues de F2 subverticales.

La interferencia de ambos sistemas de pliegues produce el cambio de inclinación de los ejes de los pliegues de F1 (Figura 6-35 b) y da lugar a la formación de estructuras con morfologías de cajas de huevos, con domos y sillas de montar (Figura 6-37 a, b).

Igualmente, la interferencia de ambos sistemas de pliegues produce una fracturación de los *cherts* de la unidad de Torroja muy característica en prismas de tamaño centimétrico – decimétrico casi perfectos, como consecuencia de la disposición ortogonal entres la estratificación y los dos sistema de diaclasas asociadas a las superficies axiales de los pliegues de F1 y F2 montar (Figura 6-37 c).



Figura 6-37: Sector de Torroja. (a) Estructuras en silla de montar y domo resultado de la interferencia de los pliegues de F1 con los pliegues de F2. (b) Detalle de la estructura dómica de orden métrico existente en el núcleo de la interferencia de pliegues de F1 y F2. (c) Diaclasados asociados a las superficies axiales de F1 y F2 ortogonales entre ellos y con la estratificación (S0) que produce la fracturación de los *cherts* en bloques prismáticos de tamaño centimétrico – decimétrico perfectos.

6.5.4 Tipo de interferencia

Las formas de domo, de media luna y de champiñón cartografiadas, junto con el análisis de la disposición de los elementos estructurales (superficies axiales y ejes de pliegue) y la secuencia deformativa relativa hacen pensar en un modelo de interferencia de Ramsay (1977) intermedio entre tipo 1 y tipo 2 (Figura 6-38).

Siguiendo este modelo, los pliegues inclinados y tumbados asimétricos de dirección NW – SE, de superficies axiales con buzamientos hacia el NE y vergentes hacia el SW o S, atribuidos a la primera fase deformativa, son plegados por los pliegues laxos abiertos de dirección NE – SW y superficies axiales subverticales.



Figura 6-38: Modelos de interferencia tipo 1 y tipo 2 de Ramsay (1977).

6.6 Discusión

La discusión se ha centrado en dos aspectos. El primero dedicado a la comparación de las estructuras obtenidas con las observadas por otros autores y su relación con el ambiente geodinámico. El según aspecto tratado es la datación de las estructuras y su atribución a eventos geológicos que han afectado esta esta región de SW de la Cadena Costera Catalana.

6.6.1 Revisión de la estructura tectónica

En este trabajo se ha puesto de manifiesto una estructura tectónica relativamente compleja en el Priorat Central que contrasta con las cartografías y los trabajos previos de Ashauer & Teichmüller (1935), Solé Sugranes (1973), Colodrón *et al.* (1978, 1979), Crespo & Michel (1980), Sáez (1982), Melgarejo (1987), Sáez & Anadón (1989) e ICGC hoja n°29 (2006) (Figura 6-39). En estos trabajos se describía la existencia de un gran antiforme con una traza axial de dirección NW – SE, según la alineación de las

poblaciones de La Vilella Alta – Torroja– Porrera, y de una serie estratigráfica con buzamientos normales dispuesta de forma monoclinal paralela a dicha traza. La estructura definida en este trabajo se caracteriza, en cambio, por una serie de anticlinales y sinclinales de dirección NW – SE vergentes hacia el SW con cabalgamientos asociados, la presencia de estructuras retrovergentes y la interferencia de pliegues de dirección NE – SW. Todo ello ha dado lugar a una cartografía rica en formas variadas (de domo, en cubeta, de media luna o de champiñón), con una importante variación en la orientación y buzamiento de la estratificación, interceptadas por un importante sistema de fracturas de dirección NE – SW. Estas fracturas afectan a todas las litologías, desde los materiales devónicos y carboníferos del zócalo paleozoico, hasta los materiales sedimentarios de la cobertera mesozoica y cenozoica.

Ashauer & Teichmüller (1935), en su tiempo, ya pusieron de manifiesto el cambio en las direcciones de las trazas axiales de los pliegues de dirección NW – SE, aunque no llegaron a explicar el motivo de dicho cambio (Figura 6-1, Figura 6-39). No obstante, los trabajos posteriores obviaron dichas observaciones y realizaron una simplificación de la estructura para el conjunto del Paleozoico del Priorat Central hasta la actualidad.

La mayor parte de autores (Solé Sugranes, 1973; Crespo & Michel, 1980; Sáez, 1982; Melgarejo, 1987) identificaron el sistema de pliegues principal de dirección NW – SE, vergentes hacia el SW, correspondientes a la F1 de este trabajo, y que afecta los materiales devónicos y carboníferos del Priorat Central. Esta F1 parece mantener la misma dirección y vergencia que la esquistosidad de plano axial identificada en los materiales paleozoicos en la parte NE de la Cadena Costera Catalana, desde los afloramientos de Collserola (Barcelona) hasta los del Montseny y Les Guilleries (Julivert & Duran, 1990).

No obstante, las diferentes orientaciones de las trazas axiales no son el único elemento de discriminación entre las diferentes fases, pues como se ha demostrado a lo largo del trabajo presentado existe una amplia diversidad de direcciones y buzamientos resultado de la interferencia de pliegues, que en muchos casos ha sido interpretadas como fases deformativas diferentes a la principal (Solé Sugranes, 1973; Sáez, 1982; Melgarejo, 1987). De igual forma, la existencia de estructuras menores con vergencia NE, que han sido justificadas como otra fase deformativa (Melgarejo, 1992) pueden ser explicadas por su relación con los retrocabalgamientos de F1. Lo mismo sucede con las estructuras

181

menores de tipo kink, descritas por diversos autores (Solé Sugranes, 1973; Sáez, 1982; Melgarejo, 1987), que son poco abundantes y están condicionadas por aspectos litológicos, como sucede la unidad de Scala Dei donde existe un fuerte contraste en la alternancia de capas centimétricas – decimétricas de lutitas y areniscas.

La F2 está caracterizada por pliegues abiertos de dirección general NE – SW con superficies axiales subverticales y estructuras menores de tipo chevron y en cofre asociadas y fallas. Esta fase deformativa sólo había sido descrita en la zona de Bellmunt donde Crespo & Michel (1980) la identificaron como F4, aunque también se puede corresponder con la fracturación tardihercínica de Melgarejo (1987). En el caso de este último cabe destacar que considera los pliegues de dirección NE – SW como estructuras asociadas a la acomodación de accidentes frágiles de orden kilométrico. No obstante, el estudio de la deformación a macroescala, en los sectores del Mas del Sastre y del Mas d'En Doix, demuestran la existencia de grandes pliegues de dirección NE -SW que deforman los pliegues de F1 y que las fallas, cuando existen son de corto recorrido y están asociadas a la fracturación de las charnelas de dichos pliegues. En relación a estas fallas de dirección NE – SW, y de movimiento normal predominantemente, debe resaltarse su gran densidad en el flanco SW del anticlinal de Les Vilelles que contrasta con las escasa representación y largo recorrido en el flanco NE. Esta diferencia en la densidad de la fracturación puede ser explicada como consecuencia de los pliegues de dirección NE - SW que producirían un estiramiento en del flanco SW del gran pliegues kilométrico de F1 y una compresión simultánea del flanco NE.

El sistema de fracturas de dirección NE – SW es considerado una fase deformativa (F3) cuando dichas estructuras afectan tanto los materiales del zócalo paleozoico como los materiales de las coberteras mesozoicas y cenozoicas. Esta F3 ha sido identificada en la región, de forma generalizada, por varios autores (Crespo & Michel, 1980; Sáez, 1982; Melgarejo, 1987).

			Dental Fight Contra			
shauer &	Pliegues isoclinale No definen fase	ss, vergencia SW s deformativas				
(1935)	Afecta materiale Deformación	s carboniferos HERCÍNICA				
			Sector Prades - Sur de Poblei (Al NE de	A Prioral Central)		
	FI	F2				
é Sugrañes (1973)	NW – SE Pliegues Pax subvertical S de fractura / crenulación	NNW - SSE Pliegues de gran radio				
	Afecta materiale Deformación	s carboníferos HERCÍNICA				
		Sech	or Belmunt del Priorat y El Molar (Al SI	W del Priorat Central)		2
	FI	F2	F3	F4	FS	F6
respo & thel (1980)	NW – SE Pliegues Pax vertical	NW – SE Pliegues Pax subhorizontal	NW – SE Pliegues vergencia SW	NE – SW Pliegues vergencia SE	Sistemas fracturas conjugadas [N35 – 45W/NI5 – 30E] [N70E/N30E]	NE – SW Fallas inversas Reactivación durante el Miocenc
	Afecta material Deformación	es ordovicicos BRETONA	Afecta materiales Deformación H	carboní feros ERCÍNICA	Deformación HERCÍNICA	Deformación ALPINA Reactivación NEÓGENA
			Sector Prioral Central			
	FI	F2	F3			
ez (1982)	NW – SE Pliegues gran radio Vergencia SW	N120 - 140E Estructuras tipo kink Buzamiento variable	N30E Fallas direccionales			
	Afècta materiale Deformación	s carboníferos HERCÍNICA				
			Sector SW de la Cadena Costera	r Catalana		
	Plegamiento Pre-Carbonífero	н	F2	Fracturación tardihecínica	Tectónica alpina	
lelgarejo (1987)	NNE - SSW Interferencia de pliegues	NNW - SSE Pliegues de gran radio Vergencia SW	NNW - SSE Pliegues e radio medio y distribución desigual Vergencia NE Chevron y kink-bands	NE – SW Pliegues y fallas	NE – SW Fallas inversas Reactivación durante el Mioceno	
	Afecta materiales ordovícicos Deformación BRETONA		Afecta materiales carboniferos Deformación HERCÍNICA		Deformación ALPINA Reactivación NEÓGENA	200
			Sector Priorat Central			
	FI	F2	F3			
Presente Dajo (2015)	NW – SE Pliegues isoclinales y de gran radio según el flanco Vergencia SW	NE – SW Pliegues y fallas Vergencia SE	NE – SW Fallas			
	Afecta materiales carboníferos Deformación HERCÍNICA	Afecta materiales carboníferos y trásicos	Afecta materiales carboniferos, trásicos y cenozoicos Prantinación NEIÓCENO			

Figura 6-39: Correlación de fases deformativas citadas en la bibliografía y el presente trabajo.

En cuanto a las fases deformativas identificadas en los materiales pre-carboníferos sólo han sido constatadas por Crespo & Michel (1980) y Melgarejo (1987) en la zona de Bellmunt, en el dominio del Baix Priorat, donde afloran materiales atribuidos al

Ordovícico. En los materiales precarboniferos aflorantes en el Priorat Central atribuidos al Devónico superior, la intensa deformación observada solo ha permitido identificar las estructuras deformativas producidas por la misma F1 que ha afectado a los materiales Carboníferos.

Las diversas estructuras deformativas de las F1 y F2, y más concretamente, los pliegues recumbentes y los cabalgamientos de despegue asociados, junto con el clivaje de plano axial poco desarrollado son, como ya apuntó Melgarejo (1992), indicadores de una deformación muy superficial acontecida en el límite dúctil – frágil. Esta deformación se habría producido en un contexto de colisión orogénica.

6.6.2 Datación de las estructuras

Respecto a la cronología relativa de estas fases deformativas, la F1 afecta a todas las unidades litoestratigráficas paleozoicas (devónicas y carboníferas) del Priorat Central y está ausente en los materiales de las coberteras mesozoicas y cenozoicas. La edad atribuible es claramente post-Serpukhoviense pues los materiales de la base de la unidad de Poboleda han sido datados como Viseense superior – Serpukhoviense inferior. Sin embargo, la deformación podría ser posterior al Bashkiriense superior – Moscoviense (antiguamente Westfaliense) atendiendo a la atribución que Sáez & Anadón (1989) hacen de los niveles superiores de la unidad de Poboleda. Aunque cabe remarcar que dichos niveles continúan sin estar datados. Esta F1 se corresponde por tanto con la fase principal de la orogenia Hercínica, equivalente a la otorgada por otros autores quienes también la databan como post-Viseense (Solé Sugrañes, 1973; Crespo & Michel, 1980; Sáez, 1982; Melgarejo, 1987; Martínez *et al.*, 2015).

La F2 deforma las estructuras de la F1 y afecta tanto a los materiales paleozoicos como a los materiales de la cobertera mesozoica, donde también se observan pliegues de dirección NE – SW. Esta orientación y la deformación conjunta de zócalo y cobertera hacen pensar que esta fase deformativa está asociada a la orogenia alpina. Sin embargo, no se descarta, tal y como ya apuntaba Melgarejo (1987), que estas estructuras se hayan aprovechado anisotropías o estructuras pre-existentes asociadas a la orogenia hercínica y anteriores a la intrusión de cuerpos ígneos tardi-hercínicos. Esta hipótesis se sostendría, a priori, por la existencia intrusiones de diques de pórfido que se disponen siguiendo la dirección NE – SW como los observables hacia el suroeste en la zona de Bellmunt del

Priorat (Crespo & Michel, 1980; Melgarejo, 1987), al sur de Gratallops y en el Mas de Martinet o al sureste de Poboleda en las inmediaciones del Mas Perinet (Martínez *et al.*, 2015).

Por último, las fallas normales del sistema de fracturación de dirección NE – SW parece coherente asociarlo a la distensión neógena, dado que afecta todos los materiales tanto del zócalo como de las coberteras mesozoica y cenozoica, cortan las estructuras de F1 y por su orientación, se aprovecharían de las estructuras de F2 de la orogenia alpina mediante reactivación de las mismas.

7. Estudio petrográfico

Este capítulo aborda la caracterización petrológica clásica de las rocas siliciclásticas y de precipitación químicas que forman parte de las unidades litoestratigráficas definidas en el Priorat Central. Y al final se hace una discusión de ciertos aspectos relevantes evidenciados por la petrología.

El estudio petrográfico de las rocas pelíticas, carbonatadas y silíceas se ha realizado mediante microscopia óptica sobre láminas delgadas y SEM sobre chips de roca orientados (Tabla 7-1). En general, estas rocas están definidas por unas microestructuras atribuidas a un origen sedimentario a las cuales se les han sobreimpuesto otras atribuidas a la diagénesis profunda y al metamorfismo hercínico.

A mesoescala, las rocas del Priorat Central presentan unas características texturales de origen sedimentario muy evidentes y bien preservadas. Es por este motivo que, tradicionalmente, han sido denominadas por medio de la terminología usada en la petrología sedimentaria. Así, en los últimos y más recientes trabajos son clasificadas como lutitas, areniscas, microconglomerados, grauvacas o calizas (Sáez, 1982; Sáez & Anadón, 1989; Melgarejo, 1987, 1992; Julivert & Martínez, 1999; Canet, 2001). Sin embargo, en los primeros trabajos de geología regional (Gombau, 1877 en Sáez, 1982; Mallada, 1890; Vilaseca, 1919; Ashauer & Teichmuller, 1935 y otros) a estas mismas rocas, y más concretamente las facies más pelíticas, las habían clasificado como pizarras y cuarcitas, términos procedentes de la petrología metamórfica.

Litofacies	Metodologia						
	Microscopía		DRX				
	Óptica	SEM-EDS	KI	ChC	\mathbf{B}_0		
Lutitas	х		х	х	х		
Areniscas	x		x	х	x		
Lutitas	x	х	х	x	x		
Areniscas finas	x		x	x	x		
Calizas	х						
Lutitas	x	x	x	x	х		
Areniscas finas	х	х	x	x	х		
Calizas	х						
Cherts	х						
Limolitas silíceas	x		х	х	х		
Cherts	x						
	Litofacies Lutitas Areniscas Lutitas Areniscas finas Calizas Lutitas Areniscas finas Calizas Calizas Cherts Limolitas silíceas Cherts	MicroLitofaciesÓpticaLutitasXAreniscasXLutitasXAreniscas finasXCalizasXLutitasXCalizasXCalizasXChertsXLimolitas silíceasXChertsX	MicroscopíaLitofaciesÓpticaSEM-EDSLutitasXAreniscasXLutitasXAreniscas finasXCalizasXLutitasXAreniscas finasXCalizasXCalizasXCalizasXXXCalizasXXXCalizasXXXCalizasXXXChertsXXXChertsXXXXXXXXX	MetodologiaMicroscopiaMicroscopiaLitofaciesÓpticaSEM-EDSKILutitasXXXAreniscasXXXLutitasXXXAreniscas finasXXXCalizasXXXLutitasXXXCalizasXXXChertsXXXChertsXXXLimolitas silíceasXXXXX	MetodologiaMicroscopiaDRXLitofaciesÓpticaSEM-EDSKIChCLutitasXXXXAreniscasXXXXLutitasXXXXAreniscasXXXXCalizasXXXXLutitasXXXXCalizasXXXXCalizasXXXXChertsXXXXChertsXXXXChertsXXXXChertsXXXX		

Tabla 7-1: Técnicas analíticas aplicadas a las diferentes litologías de las unidades litoestratigráficas definidas en el Priorat Central

En el presente trabajo, la terminología y clasificación de las rocas utilizada sigue la propuesta por la petrología sedimentaria según las características petrográficas observables a visu y no a la metamórfica.

Con el fin de caracterizar los diferentes tipos texturales de una misma fase mineral se ha procedido a una indexación que no obedece necesariamente a un criterio cronológico.

7.1 Petrografía de la unidad de Les Vilelles

A nivel petrográfico y mineralógico esta unidad resulta homogénea y monótona, pues está constituida casi exclusivamente por materiales detríticos siliciclásticos de tamaño de grano muy fino (tamaños limo – arcilla) y por *cherts*. Se describen a continuación dos litofacies: la facies de las limolitas silíceas y la facies de los *cherts* con radiolarios.

7.1.1 Facies de las limolitas silíceas

Componentes petrográficos

Los componentes petrográficos son mayoritariamente clastos detríticos y una matriz microcristalina, reconocida y más abundantes en los niveles de tamaño de grano mayor.

No obstante, en general, y dado el tamaño limo y arcilla de la roca ha obligado a hacer una semicuantificación de los componentes a partir de los análisis de difracción de rayos X (DRX) de roca total. Estos resultados evidencian contenidos de cuarzo elevados comprendidos entre el 51% y el 96,5% (Tabla 7-2 y Figura 7-1). Acompañan al cuarzo proporciones bajas de feldespato de composición albítica, con contenidos inferiores al 6%, y micas blancas y clorita con contenidos muy variables que oscilan entre un 1,2% y un 49,4%. Además de estos componentes, se han identificado ópticamente otros minerales en las rocas con contenidos de cuarzo inferiores al 95%, como feldespato potásico, biotita, hematites, opacos y zircones.

Tabla 7-2: Estimación de las fases minerales identificadas por DRX en polvo de roca total de la limolitas silíceas de la unidad de Les Vilelles (porcentaje calculado considerando el área de los picos de difracción)

Muestra	Litología	%Qtz (d4,26Å)	%Ab (d3,196Å)	%MB (d10Å)	%Chl (d7Å)	% Fase filosilicatada total
PR-69	Limolita	50,6	0,0	49,4	0,0	49,4
PR-91	Limolita	53,4	3,5	25,0	18,2	43,2
PR-92	Limolita	58,0	0,0	26,6	15,4	42,0
TO-01*	Limolita	67,4	0,0	32,6	0,0	32,6
TO-02*	Limolita	68,3	0,0	31,7	0,0	31,7
TO-04-1*	Limolita	74,2	6,3	5,4	14,2	19,5
TO-04-2*	Limolita	82,1	0,0	10,2	7,7	17,9
TS-01*	Limolita	87,5	0,0	12,5	0,0	12,5
TS-01*	Limolita	87,2	4,9	7,2	0,7	8,0
VI-02-1*	Limolita	95,0	0,0	5,0	0,0	5,0
VI-02-2*	Limolita	93,2	2,7	4,1	0,0	4,1
VI-03*	Limolita	96,5	2,3	1,2	0,0	1,2
	Máx	96,5	6,3	49,4	18,2	49,4
	Min	50,6	0,0	1,2	0,0	1,2
	Media	76,1	1,6	17.6	4.7	22,3

* - Muestras analizadas con el equipo SIEMENS modelo D-500 en 1995 (Ver apartado metodología)



Figura 7-1: Difractograma de polvo desorientado de roca total de la limolita silícea (PR-69). El cuarzo (pico de difracción en la posición 20 de 26,64° y espaciado de 3,34Å) constituye la fase mineral mayoritaria, acompañado por cantidades menores de feldespato y mica.

Microestructura

Estas rocas se caracterizan por preservar microestructuras de origen sedimentario (Figura 7-2 a y b). La principal microestructura es el bandeado composicional caracterizado por una alternancia milimétrica de bandas claras ricas en microclastos de cuarzo, feldespatos y micas detríticas de tamaño inferior a 75 μ m (Figura 7-2 b y c) y bandas más oscuras o de coloraciones marronosas o rojizas formadas por minerales arcillosos y cuarzo de tamaño de grano inferior a 30 μ m (Figura 7-2 b y d). Las primeras presentan fábrica clasto-soportada (Figura 7-2 c), y se han denominado bandas cuarcíticas; mientras que las segundas muestran una fábrica matriz-soportada con presencia de microclastos flotantes aislados, siendo denominadas bandas filosilicatadas (Figura 7-2 d).



Figura 7-2: Facies de limolitas silíceas en la unidad de Les Vilelles, muestra PR-91. (a) Esquema interpretativo de la microestructura bandeada sobre lámina delgada en un corte perpendicular a la estratificación (S₀). (b) Fotomicrografía de la alternancia de bandas cuarcíticas de color claro y bandas filosilicatadas de color marrón con laminación ondulada y venas de cuarzo truncadas oblicuas a la S₀ [NP]. (c) Fotomicrografía de la banda cuarcítica con clivaje de crenulación gradacional asimétrico (S₁) [NC]. (d) Fotomicrografía de la banda filosilicatada con fábrica planar definida por filosilicatos y con clastos de feldespatos potásico fragmentados, cuarzo elongados y clorita deformados por un clivaje de crenulación gradacional asimétrico (S₁) [NC].

Esta microestructura bandeada, en los niveles más cuarcíticos, está acompañada por una laminación ondulada continua no paralela, mientras que en los niveles más filosilicatados es una laminación planoparalela continua de orden milimétrico. Estas bandas están remarcadas por la orientación preferente de los minerales filosilicatados detríticos de tamaño inferior a 50 μ m que definen una fábrica planar de origen sedimentario paralela a la S₀ (Figura 7-2 c y d).

En esta facies a mesoescala y de forma local, se observa algún nivel milimétrico centimétrico caracterizado por la presencia de cavidades de tamaño micrométrico (< 1 mm) vacías o parcialmente rellenas de óxidos de hierro limonitizados. Estas cavidades han sido interpretadas como los restos de los esqueletos silícicos de radiolarios afectados por procesos de disolución diferencial. Sobreimpuestas a las microestructuras de origen sedimentario se han observado un conjunto de microestructuras asociadas a procesos de deformación como: micropliegues de F1, clivajes y venas de cuarzo

Los micropliegues se observan en lámina delgada de forma excepcional (Figura 7-3 a y b) y deforman la alternancia de las bandas cuarcíticas y filosilicatadas de origen sedimentario Son pliegues isoclinales de orden mm – cm, muy apretados y fracturados que muestran charnelas engordadas y flancos con fracturas rellenas de cuarzo.



Figura 7-3: Micropliegues isoclinales sobreimpuestos al bandeado sedimentario en las limolitas de la Unidad de Les Vilelles, muestra PR-92 (a) Fotomicrografía del núcleo del pliegue apretado resaltado por la alternancia de bandas cuarcíticas y filosilicatadas de origen sedimentario (S₀), donde destaca el plano axial definido por un clivaje de tipo *rough cleavage* (S₁) y *seams* en las zonas de flanco [NP]. (b) Fotomicrografía de detalle de las refracciones sufridas por el clivaje de tipo *rough cleavage* al desarrollarse en las bandas con diferente competencia [NC].

En asociación a estos pliegues se observa el desarrollo de un clivaje disyuntivo de tipo *rough cleavage* según la clasificación de Borradaile *et al.* (1982), que se dispone subparalelo a las superficies axiales de los pliegues y que a mesoescala se corresponde con un diaclasado. Este clivaje está bien representado en las bandas filosilicatadas, donde forma planos discontinuos e irregulares, resaltados por la acumulación de óxidos y de arcillas en las bandas filosilicatadas. En cambio, en las bandas cuarcíticas están peor definidos o son inexistente, pero en cambio se observa reorientación mecánica de los clastos de cuarzo y de filosilicatos detríticos. Estos planos, se disponen subparalelos a la fábrica planar (S₀) en las zonas de flanco (Figura 7-3 a y b), mientras que son perpendiculares u oblicuos en la zonas de charnela. De forma local y excepcional, en las zonas de charnela se observa un clivaje de crenulación gradacional asimétrico y los filosilicatos detríticos muestran micropliegues de tipo kink con una longitud de onda inferior a 75 μ m (Figura 7-3 b). La confluencia de estas microestructuras da lugar a suturas muy remarcadas en las zonas de contraste litológico y remarcadas por una gran

acumulación de insolubles (Figura 7-3 a). Además, de forma general, estas superficies están refractadas al atravesar las diferentes bandas composicionales.

En contraste, en las zonas sin presencia de micropliegues, se observa un clivaje espaciado disyuntivo gradacional en las bandas cuarcíticas cuyo dominio de microliton es inferior a 75 μ m y un clivaje de crenulación gradacional asimétrico en las bandas filosilicatadas, donde los microlitones tienen un tamaño inferior a 20 μ m. En ambas bandas, el dominio de clivaje se caracteriza por las orientación preferente de filosilicatos de neoformación (sericitas) de tamaño inferior a 2 μ m. Asociado a este clivaje también se observa la reorientación mecánica de los filosilicatos detríticos, en las bandas cuarcíticas (Figura 7-2 c), y la elongación de los clastos de cuarzo y la fragmentación de los clastos de feldespato en las bandas filosilicatadas (Figura 7-2 d).

Las venas rellenas de cuarzo también son comunes y tienen anchuras inferiores a $300 \,\mu\text{m}$, aunque localmente llegan a sobrepasar el mm. Estas venas se disponen oblicuas a la estratificación (S₀) y muestran morfologías curvadas y están truncadas por el clivaje que dan lugar a fragmentos separados y desplazados respecto éstos (Figura 7-2 b).

Textura

<u>Cuarzo</u>

El cuarzo es el mineral principal en estas rocas. Se encuentra en forma de microclastos tanto en las bandas cuarcíticas como en las filosilicatadas. Aunque en estas últimas, también se presenta en forma microcristalina.

Como componente mayoritario en las bandas cuarcíticas, conforma la fábrica clasto-soportada junto con el feldespato y los filosilicatos detríticos. Los clastos son de tamaño inferior a 150 μ m y su forma varía desde muy angulosa a sub-redondeada con cierta elongación. Los clastos elongados tienden a disponerse de forma paralela – subparalela a la fábrica planar asociada a las laminaciones sedimentarias y a la estratificación (S₀). Los contactos intergranulares son suturados y cóncavo-convexos, indicadores de procesos de disolución por presión (Figura 7-2 c) y en la superficie de los granos, a menudo, se observan sobrecrecimiento.
En las bandas filosilicatadas, el cuarzo generalmente es de tamaño de grano inferior a 2 μ m, aunque también se observan clastos aislados angulosos a sub-angulosos de tamaño inferior a 50 μ m, con extinción ondulante (Figura 7-2 d) y elongados paralelamente a la fábrica planar asociada a la estratificación (S₀).

Feldespatos

Los feldespatos acompañan al cuarzo como microclastos. En las bandas cuarcíticas son clastos de tamaño inferior a 75 µm con morfologías irregulares y muy angulosas, con bordes de grano lobulados. Al igual que el cuarzo, presentan coronas de sobrecrecimiento.

En las bandas filosilicatadas, son de tamaño más pequeño y no superan las 50 μ m. Tienen morfologías angulosas, que preservan bordes de grano rectilíneos y están fracturados según los planos de exfoliación (Figura 7-2 d).

Micas (moscovita y biotita)

Las micas identificadas ópticamente en estas rocas son moscovita y biotita, a menudo, retrograda. En general, aparecen como componentes dentro del armazón de las bandas cuarcíticas y como clastos aislados flotando en la matriz en las bandas filosilicatadas.

La moscovita es el filosilicato predominante en las bandas cuarcíticas. Se presenta como cristales tabulares de tamaño inferior a 100 μ m, a veces, deformados con micropliegues de tipo kink y con extremos deshilachados (Figura 7-2 d).

La biotita está en menor proporción que las moscovitas. También se concentra en las bandas cuarcíticas donde forman granos tabulares deformados y kinkados de tamaño inferior a 50 µm retrogradados y alterados a clorita.

Clorita

La clorita se presenta como mineral de alteración pseudomorfizando las biotitas en las bandas cuarcíticas. También forma cristales de clorita pleocroicas de color verde en posiciones intergranulares. En cambio, en las bandas filosilicatadas es habitual observar clastos de clorita *(chlorite stacks)* elongados y de un tamaño inferior a 120 µm (Figura 7-4 a), cuyas caras (001) están dispuestas de forma oblicua o perpendicular a la superficie definida por el clivaje de tipo *rough cleavage* o/y por los *seams* (Figura 7-4 b). Estos clastos a menudo muestran estructuras de sombra de presión con acumulación de opacos, óxidos y hematites.



Figura 7-4: Clastos de clorita en las limolitas de la unidad de Les Vilelles, muestra PR-92. (a) Fotomicrografía del clasto de clorita afectado por clivaje de tipo *rough cleavage* y la formación de sombras de presión remarcadas por la acumulación de minerales opacos y hematites [NP]. (b) Fotomicrografía de los planos de exfoliación oblicuos al clivaje de tipo *rough cleavage* [NC].

La presencia de estos clastos en materiales de grado bajo ha sido interpretada como productos de la transformación de minerales de la arcilla durante el metamorfismo de enterramiento (Craig *et al.*, 1982; Weaver & Broekstra, 1984; Dimberline, 1986; Bons, 1988; Jiang & Peacor, 1994). A partir de las relaciones descritas, estos clastos se habrían originado durante la diagénesis profunda y serían previos a la S₁ asociada a los pliegues apretados de la F1.

Minerales accesorios

Los minerales accesorios identificados ópticamente son: minerales opacos, hematites, óxidos de hierro y zircones. Estos minerales son relativamente poco abundantes, tienen contenidos inferiores al 2%, que no son detectables a través de DRX de roca total.

En general, los minerales opacos se encuentran tanto en las bandas cuarcíticas como en las filosilicatadas y presentan tamaños de grano pequeños, no superiores a las 100 μ m. Sus formas varían desde amorfas hasta completamente idiomorfas equidimensionales con hábito cúbico a esférico. Es frecuente encontrarlos alterados a hematites.

Las hematites y otros óxidos de hierro alcanzan tamaños de hasta 50 µm en las bandas cuarcíticas, disponiéndose paralelos a la fábrica planar de origen sedimentario y remarcando las laminaciones. Su morfología varía desde alotriomorfas a hipidiomorfas con desarrollo de caras cristalinas. En las bandas filosilicatadas, se concentran en masas amorfas que resaltan la fábrica planar de la rocas así como otras microestructuras planares a la deformación sobreimpuestas (*seams* y clivaje de tipo *rough cleavage*).

Los zircones se han observado en las bandas cuarcíticas, donde se presentan como cristales individuales con tamaño máximo de 35 µm, idiomorfos a sub-idiomorfos y de hábito prismático a redondeado.

7.1.2 Facies de cherts con radiolarios

Composición mineral

Al igual que en la facies de limolitas silíceas, el mineral predominante de esta facies es el cuarzo en casi un 98% (Figura 7-5). Éste se presenta principalmente en forma microcristalina y criptocristalina. Pero también aparece como calcedonia rellenando las cavidades de los radiolarios o como cuarzo monocristalino en el relleno de las venas y fracturas.

Otros minerales accesorios acompañantes son los minerales opacos y hematites en proporciones anecdóticas inferiores al 2%.

Como mineral secundario de alteración destaca el yeso, con proporciones significativas del mismo en orden al 2% detectable mediante DRX (Figura 7-5).



Figura 7-5: Difractograma de polvo desorientado de roca total de un chert con radiolarios (muestra VI-18). El cuarzo (pico de difracción en la posición 2θ de 26,64° y espaciado de 3,34Å) constituye la fase mineral mayoritaria acompañada por yeso como mineral secundario.

Microestructura

Si bien a nivel macroscópico, la roca presenta un aspecto masivo con cierto bandeado caracterizado por una alternancia milimétrica – centimétrica de bandas de diferentes tonos oscuros, a nivel microscópico se observa como este bandeado es también textural resultado de la acumulación diferencial de radiolarios. Así, las bandas más claras presentan abundantes restos de radiolarios silicificados, mientras que las bandas más oscuras muestran menor presencia de los mismos y son más ricas en materia orgánica y óxidos (Figura 7-6 a y b).

Localmente, los restos de radiolarios muestran un grado de preservación alto que permite identificar estructuras ornamentales como las espinas de un tamaño inferior a $100 \ \mu m$ (Figura 7-6 c).

Dispuestas de forma oblicua o perpendicular al bandeado sedimentario se observa un sistema de microfracturas rellenas de cuarzo y de grosor inferior a 50 µm.



Figura 7-6: Facies de *cherts* con radiolarios del tramo inferior de la unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles. (a) Bandeado textural remarcado por bandas de acumulación de radiolarios. Encuadrado, un radiolario de 0,4 mm. (b) Fotomicrografía de la alternancia de bandas claras ricas en restos esqueléticos de radiolario y bandas más oscuras sin radiolarios y ricas en materia orgánica [NP]. (c) Fotomicrografía de las estructuras ornamentales de los radiolarios (espinas) preservadas a pesar de la recristalización [NP]. (d) Fotomicrografía del radiolario silicificado y relleno de cristales de cuarzo idiomorfos [NP/NC].

Textura

<u>Cuarzo</u>

El cuarzo de la matriz es micro y criptocristalino con un tamaño sub-micrométrico (< 2 μ m). Mientras que el cuarzo de relleno de los radiolarios aparece como cristales de hábito prismático plumosos característicos de la calcedonia o como cristales individuales idiomorfos de tamaño inferior a 50 μ m dispuestos perpendicularmente a las paredes del radiolario (Figura 7-6 d).

Minerales accesorios

El principal grupo de minerales accesorios son los minerales opacos, concretamente, pirita y limonita, identificadas a visu. La coloración y tonalidades

oscuras de la roca es consecuencia de la alta concentración de estos minerales opacos con tamaño de grano submicroscópico.

Minerales secundarios

El mineral secundario identificado a visu y a través de DRX es el yeso. Este mineral es producto de alteración de los sulfuros metálicos presentes en la roca.

7.2 Petrografía de la unidad de Torroja

La unidad de Torroja está formada casi exclusivamente por *cherts*, aunque entre las capas es común encontrar nivelillos de argilitas. No obstante en este trabajo sólo se ha estudiado la facies predominante.

7.2.1 Facies de cherts

Composición mineral

Estos *cherts*, al igual que los estudiados en la unidad de Les Vilelles, están formados en más de un 95 % por cuarzo microcristalino y criptocristalino presente en los componentes esqueléticos y/o formando la matriz. Puntualmente, aparecen otras formas del cuarzo como calcedonia, que ocupa las cavidades internas de los radiolarios, como microclastos o como cristales que rellenan y sellan las fracturas.

También se han observado filosilicatos dispersos en la matriz y en algunas de las superficies generadas por procesos de presión – disolución.

Los minerales accesorios identificados son: minerales opacos, hematites y óxidos de manganeso, éste último identificado a visu.

Microestructura

Estos *cherts* tienen una microestructura bandeada de tipo textural y composicional, observable a meso y microescala (Figura 7-7 a). El bandeado corresponde a una alternancia rítmica de orden milimétrico – centimétrico de bandas de colores claros, ricas en restos esqueléticos de radiolarios y microclastos de cuarzo en una fábrica de tipo matriz-soportada, a menudo, granoclasificada (Figura 7-7 b y c), y otras bandas de color oscuro, compuestas por cuarzo criptocristalino, con escasos radiolarios y con acumulación de minerales opacos y hematites (Figura 7-7 b y d).



Figura 7-7: Cherts de la unidad de Torroja (a) Chert con bandas claras ricas en radiolarios y bandas oscuras con óxidos, muestra PR-05. (b) Fotomicrografía del bandeado composicional y textural resultado de la alternancia de bandas claras ricas en radiolarios con laminación planoparalela y bandas oscuras con acumulación de minerales opacos y hematites con laminación cruzada, muestra PR-35 [NP]. (c) Fotomicrografía de los componentes esqueléticos (radiolarios) de las bandas claras, muestra PR-35 [NP]. (d) Fotomicrografía de los cristales de hematites en las bandas oscuras [NP] y detalle del sobrecrecimiento de las caras de los cristales de hematites [NC], muestra PR-35.

En las bandas claras se observa una laminación planoparalela continua de orden milimétrico (Figura 7-7 b) que tiene asociada una fábrica planar definida por la orientación preferente de los restos esqueléticos. Esta laminación ha sido interpretada como una estratificación sedimentaria original (S₀). En las bandas oscuras, además de esta laminación, y remarcado por la acumulación de minerales opacos y hematites, se observa la existencia de laminaciones cruzadas interpretadas como restos de estructuras sedimentarias asociadas a flujos tractivos.

Cabe destacar también que en ciertas bandas o en parte de ellas, existe un excelente estado de preservación de los restos de radiolarios. Este hecho ha permitido obtener ejemplares de radiolarios enteros que han sido utilizados en la datación de los *cherts*. Igualmente, en lámina delgada se observan estructuras ornamentales delicadas como los poros y las espinas de la superficie de la concha cortical y aspectos morfológicos de los radiolarios como la estructura interna formada por diversas cámaras concéntricas (Figura 7-7 c).

Estas microestructuras están acompañadas por un aplastamiento de los componentes esqueléticos (*flattening*) y estructuras asociadas a procesos de presión – disolución y microfracturaciones.

El aplastamiento da lugar a morfologías elipsoidales, donde el eje largo tiende a ser paralelo o subparalelo al bandeado (S₀). No obstante, este aplastamiento se aprecia heterogéneo dentro de una misma muestra, tanto en la distribución como en el grado de afectación. De esta manera, se observan bandas donde los radiolarios están más aplastados y otras en las cuales el grado de aplastamiento es menor. La medición de las anchuras (eje largo) y alturas (eje corto) de los radiolarios elipsoidales sobre fotomicrografías ha permitido realizar el cálculo de la relación de forma, también llamada relación de aplastamiento (f), según la fórmula de $f = \frac{(ancho-alto)}{ancho}$. Este parámetro indica que el proceso de aplastamiento ha sido significativo, pues alcanza valores máximos del 55% y 58% de aplastamiento, no obstante también hace patente que el proceso ha sido muy heterogéneo con valores promedios que oscilan desde el 19% al 34% (Tabla 7-3, Figura 7-8 y Figura 7-9).

Tabla 7-3 - Estadística descriptiva de la relación de forma de los radiolarios en dos bandas de la muestra la lámina delgada de la PR-05

	Media	Error tipico	Mediana	Desviación estándar	Varianza de la muestra	Curtosis	Coeficiente de asimetría	Minimo	Máximo	Suma	Número medidas	Nivel de confianza (95,0%)
(a) Banda con radiolarios	34%	1%	34%	13%	2%	-0,5716	-0,2361	3%	58%	3098%	92	3%
(b) Banda con microclastos de Qtz	19%	2%	17%	12%	1%	0,4427	0,7504	0%	55%	1119%	60	3%

Esta heterogeneidad del aplastamiento puede ser explicada, en parte, por el tamaño de los radiolarios. Así, el gráfico que relaciona la anchura respecto la altura muestra que las formas de mayor tamaño están más deformadas, mientras que los de menor tamaño tienden a preservar su esfericidad (Figura 7-8).



Figura 7-8: Gráfico de relación de anchura vs altura de los radiolarios de los *cherts* de la unidad de Torroja y líneas de tendencia calculadas en la banda de radiolarios y en la banda de microclastos de Qtz, muestra PR-05.

Otra de las causas de la heterogeneidad del aplastamiento es la diferente composición de la banda y la existencia o no de componentes clásticos detríticos. Así, se observa, en las bandas compuestas exclusivamente por radiolarios, como el histograma de frecuencias define una campana de Gauss asimétrica con el máximo centrado hacia porcentajes de aplastamiento por encima del 34% (Tabla 7-3, Figura 7-9 a), lo cual indica una alta tasa de aplastamiento. En cambio, en las bandas donde se observan microclastos de cuarzo de tamaño igual o superior al tamaño de los radiolarios, el histograma de frecuencias presenta una campana de Gauss asimétrica hacia porcentajes más bajos y centrada hacia tasas de aplastamiento entorno el 19% o inferior (Tabla 7-3, Figura 7-9 b). De estas observaciones se deduce que la heterogeneidad de componentes, tales como la presencia de microclastos de cuarzo, produce un efecto refractario frente al aplastamiento y, en consecuencia, tiene un efecto de preservación de los radiolarios.



Figura 7-9: Aplastamiento en los *cherts* de la unidad de Torroja, muestra PR-05. a) Fotomicrografías de las bandas con radiolarios y el histograma de frecuencias con la línea de frecuencia acumulada de la relación de forma de los radiolarios (debajo). b) Fotomicrografía de la banda con microclastos de cuarzo (Qtz) y el histograma de frecuencias con la línea acumulada de la relación de forma de los radiolarios (debajo).

De acuerdo con la clasificación de Koepnick (1988) las estructuras asociadas a procesos de presión – disolución observadas en los *cherts* de la unidad de Torroja son suturas (*solution seams*) y estilolitos de tipo columnar y ondulados. Todas estas microestructuras están muy localizadas y se disponen paralelas o subparalelas a los bandeados (S₀). Además de estas estructuras de presión – disolución se observan varios sistemas de microfracturas.

Las suturas son onduladas y tienen un grosor superior a 500 μ m y hasta varios mm dado por la acumulación significativa de material insoluble (opacos, hematites y arcillas) (Figura 7-10 a). La mayoría son paralelas al bandeado (S₀) aunque algunas interceptan y segmentan al menos a un sistema de venas de cuarzo oblicuo a la S₀ (Figura 7-10 a).

Los estilolitos de tipo columnar tienen una amplitud entorno las $75 - 80 \mu m$ y sus crestas y canales son serrados (Figura 7-10 b), mientras que los estilolitos de tipo onda sencilla son asimétricos, tienen una amplitud mayor de hasta 300 μm y manifiestan, de forma local, la presencia de filosilicatos en las caras largas de estos (Figura 7-10 c y d).

Los filosilicatos son moscovita y clorita de tamaño inferior a 150 µm. De esta disposición de los filosilicatos se infiere cierta componente de cizalla, la cual habría proporcionado direccionalidad al proceso de disolución por presión y habría favorecido la generación de una porosidad por descompresión donde tuvo lugar la cristalización (Figura 7-10 d).



Figura 7-10: Microestructuras asociadas a procesos de presión – disolución en los *cherts* de la unidad de Torroja. (a) Fotomicrografía de suturas remarcadas por acumulación de insolubles, muestra PR-35 [NP]. (b) Fotomicrografía de estilolitos de tipo columnar, muestra PR-35 [NP] (c) Fotomicrografía de estilolitos de tipo onda simple asimétrica, muestra PR-05 [NP, color invertido]. (d) Fotomicrografía de los filosilicatos (moscovita y clorita) cristalizados en las caras largas de los estilolitos, , muestra PR-05 [NC].

Por lo que respecta a las microfracturas, se han observado varios sistemas en función de su orientación y relación con el resto de microestructuras. Un primer sistema con una disposición perpendicular al bandeado (S₀), son microfracturas individuales o ramificadas con una apertura de 250 μ m o superior, hasta algún mm. Están onduladas y pueden estar cortadas o no por las suturas y los estilolitos. La disposición y la relación de corte respecto las estructuras de presión – disolución hacen pensar en estructuras coetáneas o parcialmente coetáneas formadas durante los procesos diagenéticos.

El segundo sistema también tiene una disposición perpendicular u oblicua al bandeado (S_0) y corta al primer sistema de microfracturación. En general, son estructuras

individuales con una apertura inferior a 50 μ m rellenas de cuarzo microcristalino y con una separación entre fracturas de orden mm (1 o 2 mm). La relación de corte con el resto de estructuras observadas hace pensar que este sistema probablemente esté asociado a la primera fase deformativa (F1).



Figura 7-11: Microfracturación en los *cherts* de la unidad de Torroja. (a) Microfracturas rellenas de cuarzo que seccionan el bandeado (S_0) y son interceptadas por la superficie de presión - disolución de tipo sutura, muestra PR-35. (b) Fotomicrografía del primer sistema de microfracturas seccionadas por la sutura, muestra PR-35 [50% NP / NC]. (c) Segundo sistema de microfracturas asociadas a la F1 que seccionan y segmentan la banda rica en materia orgánica, muestra VI-25. (d) Fotomicrografía de las microfracturas de F1 que segmentan y desplazan el bandeado (S_0), muestra VI-25 [NC].

Textura

<u>Cuarzo</u>

El cuarzo es el mineral principal de estas rocas, se presenta en forma micro y criptocristalina con tamaños de grano inferior a 2 μ m en la matriz o en los componentes esqueléticos. También aparece en forma de calcedonia, ocupando y rellenando la porosidad interna de los radiolarios (Figura 7-12 a), como resultado de procesos de recristalización y silicificación de la roca original. Ambas variedades son idénticas a las observadas en la facies de *cherts* con radiolarios de la unidad de Les Vilelles.

Raramente, el cuarzo también aparece como granos monocristalinos y policristalinos de tamaño inferior a 250 µm, angulosos a sub-angulosos y con bordes de grano redondeados (Figura 7-12 b).



Figura 7-12: Cuarzo en los *cherts* de la unidad Torroja. (a) Resto esquelético de un radiolario pseudomorfizado por óxidos y rellenado con calcedonia [microfotografía al 50% NC/ NP]. (b) Microclastos de cuarzo monocristalino y policristalino (Qtz) subangulosos y con borde de grano redondeados y otros componentes detríticos indeterminados [NP]. Las ampliaciones son NC.

El cuarzo también rellena fracturas de orientación NE-SW / que cortan a todas las microestructuras previas. En estas fracturas, se observa una primera generación de cuarzos alargados, de tamaño inferior a $10 - 15 \mu m$ que crecen perpendicularmente a la pared de la vena, de forma discontinua; en el centro de la vena se halla una segunda generación de cuarzo de tipo *blocky* con cristales monocristalinos de tamaño inferior a 90 μm y bordes lobulados.

<u>Micas</u>

La mica blanca (Ms₁) es posiblemente sericita o illita. Este componente se encuentra en forma de cristales individuales de tamaño inferior a $10 - 15 \mu m$ dispersas por la matriz microcristalina de cuarzo. La mica blanca (Ms₂) se ha observado ubicada de forma selectiva en ciertas caras de los estilolitos, donde forman cristales tabulares con tamaño inferior a 150 μm .



Figura 7-13: Filosilicatos en los estilolitos de los *cherts* de la unidad de Torroja, muestra PR-05. (a y b) Fotomicrografías de las micas blancas y de las cloritas crecidas en su interior situadas de forma selectiva en unas caras de los estilolitos [NP, NC, respectivamente].

<u>Clorita</u>

Las cloritas (Chl₁) son escasas y se localizan en ciertas caras de los estilolitos o ubicadas en el interior de las micas blancas. Son cristales de un tamaño inferior a 50 μ m con tonalidad verdosa tenue, pleocroica y a nicoles cruzados dan colores de polarización grises y gris – azulados.

Minerales accesorios

Los minerales accesorios principales son los minerales opacos y las hematites. Ambos son comunes y aunque se les encuentra de forma dispersa por toda la roca, localmente se presentan pseudomorfizando los restos de radiolarios o están concentrados en las bandas oscuras, donde confiere tonalidades marrones y rojizas a la roca (Figura 7-7 b y d).

Los opacos forman masas amorfas situados en las suturas en forma de acumulados insolubles como residuos de los procesos de presión – disolución.

El hematites disperso por la roca forma cristales individuales idiomorfos – hipidiomorfos, de tamaño variable, desde unas pocas μ m hasta 160 μ m, y de hábito equidimensional con caras bien formadas (Figura 7-7 d).

También es común encontrarlo pseudomorfizando las estructuras biogenéticas preexistentes. Son cristales peor formados, hipidiomorfos o alotriomorfos de tamaño inferior a 50 µm.

Por último, se han observado hematites como relleno del primer sistema de microfracturas. En este caso, son cristales idiomorfos de hábito prismático y tamaño que alcanza con facilidad las 75 μ m.

7.3 Petrografía de la unidad de Les Bassetes

Las areniscas *sensu lato* son, con diferencia, la litología más abundante y característica de esta unidad y suele estar acompañada por conglomerados, grauvacas, lutitas, *cherts* y calizas.

Este apartado aborda la descripción petrográfica de los términos siliciclásticos finos, y más concretamente, tres tipos de facies: la facies de areniscas, la facies de lutita y la facies de grauvaca. También se incluye la descripción de la facies de calizas gris – azulada, pero no se aborda el estudio de los *cherts* por tener unas características idénticas a las facies de *cherts* de la unidad de Torroja.

7.3.1 Facies de areniscas

Esta facies es la más común y abundante en la unidad de Les Bassetes, donde constituye más del 85% de la misma. En esta litofacies se incluyen las arcosas, pues suponen una litología muy escasa.

Componentes petrográficos

A nivel composicional, estas areniscas están formadas en más de un 95% por granos de origen detrítico (clástico), casi no presentan matriz (representa menos del 2%), tienen muy baja porosidad y escaso cemento.

Los granos son, principalmente, fragmentos de cuarzo con valores comprendidos entre un 26% y 53%, feldespatos con porcentajes entre 22% al 48%, filosilicatos con rangos del 1% a 12% y fragmentos líticos (metacuarcitas, filitas y pizarras, calizas y chert) con valores máximos del 13% (Tabla 7-4, Figura 7-14 a y b). Junto a estos componentes, se encuentran otros más exóticos como fragmentos de materia orgánica (troncos y madera grafitizados), minerales pesados como turmalinas, granates, zircones, hematites y opacos y, ocasionalmente, bioclastos de composición carbonatadas. Estos clastos exóticos localmente aparecen concentrados en niveles de acumulación, donde llegan a alcanzar proporciones del 22%.

Microestructura

Las areniscas prácticamente abarcan todos los tamaños de grano del intervalo clastométrico 0,064 - 2 mm. Tienen una mala clasificación y un grado de ordenamiento pobre. No obstante, a veces de forma local, se observa cierta bimodalidad granulométrica (Figura 7-14 a y b). En general, son areniscas inmaduras.

El grado de redondez de los clastos es bajo y las morfologías son subangulosas a muy angulosas (Figura 7-14), con bordes de grano suturado indicadores de procesos de presión – disolución. Su fábrica es de tipo clasto – soportada, y localmente se aprecia una orientación preferente de los clastos líticos y de filosilicatos detríticos que definen una fábrica planar asociada a la estratificación sedimentaria (S₀) (Figura 7-14 c y d).



Figura 7-14: Areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a y b) Fotomicrografía de una arenisca heterométrica con mala clasificacion, muestra PR-74 [NP y NC, respectivamente]. (c y d) Fotomicrografía de la orientación preferente de los clastos líticos y los filosilicatos detríticos, muestra PR-29 [NP y NC, respectivamente].

A nivel de microscopio, la microestructura más evidente son los bandeados y laminaciones planoparalelas continuas y/o las cruzada de un orden de magnitud mm – cm (Figura 7-15 a y b). Todas ellas están resaltadas por cambios granulométricos más o menos bruscos, y de forma excepcional, por la acumulación selectiva de minerales

Image: State of the second second

pesados y opacos (Figura 7-15 c y d) o la orientación preferente de los clastos de morfología elongada.

Figura 7-15: Microestructuras bandeadas y laminaciones en las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a) Laminación planoparalela de orden mm – cm resaltadas por cambios del tamaño de los clastos y clivaje tosco discontinuo (S₁), muestra PR-30. (b) Bandas cm granoclasificadas con laminación planoparalela de orden mm, muestra PR-73, (c y d) Fotomicrografía de la laminación planoparalela remarcada por la acumulación de opacos, muestra PR-73 [NP y NP, respectivamente].

Además de estas microestructuras se observan otras posteriores como las superficies de sutura (*seams*) y el clivaje de tipo *rough cleavage* asociadas a procesos de presión – disolución. Pero también se advierten microestructuras a nivel de grano como las extinciones ondulantes, la microfragmentación, la microfracturación o la formación de micropliegues de tipo kink, todas ellas asociadas a la fenómenos de deformación intracristalina.

Las superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución son superficies anastomosadas y onduladas, que se disponen paralelos o subparalelos a la fábrica planar (S₀). Estos planos, localmente están resaltados por la acumulación de material insoluble, en concreto, hematites, minerales opacos y material arcilloso de grano



muy fino (Figura 7-16 a y c). Excepcionalmente, se observa reorientación de los filosilicatos detríticos en contacto con dichas superficies (Figura 7-16 b y d).

Figura 7-16: Superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución y clivaje de tipo *rough cleavage* en las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a y b). Fotomicrografía de las superficies de sutura (*seams*) subparalelos a S₀ y del clivaje de tipo *rough cleavage* (S₁), muestra PR-33 [NP y NC, respectivamente]. (c y d) Fotomicrografía de la reorientación mecánica de los granos según el clivaje de tipo rough *cleavage* y relación con las superficies de sutura (*seams*) paralelos a S₀, muestra PR-30 [NP y NC, respectivamente].

El clivaje de tipo *rough cleavage* está definido por superficies rugosas, onduladas y discontinuas, en general, muy poco definida (Figura 7-15 a). De forma local, están remarcadas por significativas acumulaciones de minerales opacos y minerales filosilicatados, y también se observa reorientación mecánica y elongación de los componentes clásticos (Figura 7-16). Estas superficies se disponen de forma oblicua a la fábrica planar paralela (S₀) y a las superficies de sutura (Figura 7-16 a y c).

Textura

<u>Cuarzo</u>

Los granos de cuarzo como componente detrítico terrígeno constituyen entre el 26% y el 53% en porcentaje modal (Tabla 7-4) y de acuerdo con la propuesta Dickinson

et al. (1983) para la construcción de los diagramas ternarios de QFL, se incluyen tres tipos: monocristalinos, policristalinos y chert. Las dos primeras tipologías son las más abundantes, con unas abundancias relativas del 19% al 39% para los cuarzos monocristalinos y entre el 3% y el 27% para los policristalinos. Los granos de chert son escasos y representan tan sólo un 3%.

En general, los cuarzos monocristalinos y policristalinos (Qtz₁) presentan una elevada variabilidad granulométrica (Figura 7-14, Figura 7-15 b y c y Figura 7-16). Su redondez también muestra una alta variabilidad, desde clastos muy angulosos a subredondeados (Figura 7-14 y Figura 7-16). Su morfología es equidimensional con tendencia a la elongación y sus bordes de grano varían desde rectilíneos a suturados serrados. A nicoles cruzados muestran extinción ondulante que indica una importante deformación intracristalina.

Muy localmente, se ha observado cuarzo (Qtz₂) de sobrecrecimiento entorno los granos de cuarzo detrítico.

Los granos de chert son fragmentos con tamaño inferior a 1 mm, de morfología angulosa a subangulosa y los bordes de grano son rectilíneos (Figura 7-14 a y b). A menudo, en su interior es posible reconocer restos de radiolarios silicificados. Estos granos procederían de las rocas sedimentarias que forman las unidades inferiores, la unidad de Les Vilelles o la unidad de Torroja.

Además de los cuarzos detríticos y del de sobrecrecimiento, por medio del SEM y en base a su posición respecto el resto de componentes petrográficos y por su morfología se han descrito dos tipos más. El primero es el cuarzo (Qtz₃) observado como cristales con crecimiento esquelético de tamaño inferior a 25 μ m en asociación con albita e illita que reemplazan los granos de feldespato potásico (Figura 7-17 a). El segundo es el cuarzo (Qtz₄) en forma cristales idiomorfos bipiramidales de tamaño inferior a 150 μ m, que tapizan y crecen en el interior de porosidad (Figura 7-17 b).



Figura 7-17: Cuarzo, albita e illita de las areniscas de la unidad de Les Bassetes en microscópio electrónico SEM. (a) Fotomicrografía de cuarzo esquelético (Qtz₃) junto con albita e illita reemplazando un grano de feldespato potásico, muestra PR-94. (b) Fotomicrografía de cristales bipiramidales de cuarzo (Qtz₄) que rellenan porosidad intraclástica, PR-89. (c) Fotomicrografía de cristales idiomorfos de albita (Ab), muestra PR-73. (d) Fotomicrografía de la illita (Ill₁) sobrecrecienco los granos de moscovita detrítivos (Ms₁), muestra PR-94. (e) Fotomicrografía de los cristales de illita (Ill₃) junto con cuarzo esquelético (Qtz₃) y albita (Ab₂) que reemplazan los granos de feldespato (Kfs₁), muestra PR-94. (f) Fotomicrografía de la illita (Ill₄) en las charnelas de los micropliegues de F1 de las moscovitas detríticas (Ms₁), muestra PR-73.

Feldespatos

Los granos de feldespato son el segundo componente terrígeno más abundante, con valores que oscilan entre el 22% y el 48% (Tabla 7-4). Estos son mayoritariamente feldespatos potásicos y plagioclasas de tipo albita y oligoclasa, según el método de Michel-Lévy.

Como sucede con el cuarzo, los granos de feldespato presentan gran variabilidad granulométrica. Tienen morfologías de grano muy angulosas y, sobre todo en el caso de las plagioclasas, conservan morfologías hipidiomorfas. Los bordes de grano son rectilíneos y están suturados en contacto con otros granos. Al microscopio óptico los feldespatos potásicos (Kfs₁) están total o parcialmente alterados a sericita (Figura 7-17 e), aunque mediante SEM se observa que esta alteración corresponde a un agregado de illita, cuarzo y albita. Las plagioclasas (Ab₁) están mejor preservadas y conservan las maclas polisintéticas (Figura 7-18 a y b). A menudo, las deformaciones intracristalinas producidas a nivel de grano se observan como micropliegues de las maclas polisintéticas o por microfracturación de los granos de plagioclasa (Figura 7-18 b).



Figura 7-18: Granos de feldespatos de las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a) Fotomicrografía de las plagioclasas de composición albítica (Ab₁) con maclas polisintéticas, muestra PR-79 [NP] (d) Fotomicrografía de un grano de plagioclasa (Ab1) con deformación intracristalina visible en la deformación de las maclas polisintéticas, muestra PR-29 [NC].

En general, la morfología de los granos y las características petrográficas observadas indicarían una procedencia ígnea.

Junto a los feldespatos detríticos (Kfs₁ o Ab₁), se han observado dos tipologías más de feldespatos, sólo detectadas mediante SEM. En base a su posición respecto el resto de componentes, el primer tipo son albitas (Ab₂) que, en asociación con cuarzo e illita o bien en asociación con clorita, reemplazan los granos de feldespato potásico. Estas Ab₂ forman dominantemente cristales idiomorfos de tamaño comprendido entre las 5 y 25 μ m (Figura 7-17 a). El segundo tipo también son feldespatos sódicos, albitas (Ab₃), que forman cristales idiomorfos de tamaño inferior a 5 μ m situados en posiciones interpartícula junto a illita (Figura 7-17 d).

Micas (moscovita, biotita e illita)

El tercer grupo en abundancia son las micas detríticas, en concreto, fragmentos de moscovita y de biotita retrograda.

Los granos de moscovita (Ms₁) son los más abundantes. Son fragmentos laminares y tabulares con bordes de grano rectilíneo de tamaño inferior al 1 mm, a menudo deformados (Figura 7-19 a y b). Estos granos, a veces, presentan intercrecimientos con cloritas.



Figura 7-19: Filosilicatos de las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a y b) Fotomicrografía de granos de moscovita y clorita (Chl₂)de retrogradación deformada por pliegues de tipo kink, PR-29 [NP y NC, respectivamente]. (f) Fotomicrografías de un grano de biotita cloritizada (Bt_{Chl}) con deformación intracristalina visible por el desarrollo de pliegues de tipo kink, muestra PR-33 [NP y NC, respectivamente].

Los grano de biotita (Bt₁) tienen un tamaño inferior a los de moscovita, no superando habitualmente, las 500 μ m (Figura 7-19 c y d). Son clastos de hábito laminar,

con morfologías variables desde cristales individuales hipidiomorfos con bordes de grano rectilíneo a fragmentos irregulares. Siempre tienen un grado variable de retrogradación a clorita y no se han observado motas asociadas a zircones.

Aunque todos las micas muestran signos de deformación intracristalina, evidenciados por la extinción ondulante en nicoles cruzados (Figura 7-19 b y d) o por el desarrollo de micropliegues, en general, se aprecia que los granos de biotita manifiestan mayor grado de deformación que los granos de moscovita (Figura 7-19 c y d).

Junto con las micas detríticas, a través de la microscopía electrónica se han reconocido cinco tipologías de illita en función de su posición respecto el resto de componentes petrográficos.

La illita (Ill₁) se ha identificado como sobrecrecimiento en forma de penacho en los bordes de los granos de las moscovitas detríticas con un tamaño inferior a 5 μ m (Figura 7-17 d). La illita (Ill₂) son cristales tabulares idiomorfos de tamaño inferior a 50 μ m englobados en el cuarzo de sobrecrecimiento (Qtz₂). Las illitas (Ill₃) adoptan varias formas, aunque todas reemplazan los clastos detríticos de feldespato potásico en asociación con cuarzo (Qtz₃) y albita (Ab₂). Las formas de las Ill₃ observadas son: cristales idiomorfos hexagonales de tamaño inferior a 10 μ m, cristales individuales fibrosos de un tamaño inferior de 20 μ m o como agregados fibrosos de tamaño inferior a 40 μ m (Figura 7-17 e). De forma excepcional, se observa illita (Ill₄) como cristales tabulares de tamaño inferior a 25 μ m localizada en los interestratificados de las moscovitas detríticas que se encuentran en las charnelas de los micropliegues de F1 (Figura 7-17 f). Por último, muy localmente, se ha constatado la existencia de illita (Ill₅) como cristales individuales tabulares e idiomorfos de tamaño inferior a 5 μ m junto con albita (Ab₃) que ocupan la porosidad entre las partículas clásticas filosilicatadas y las cloritas de menor tamaño.

<u>Clorita</u>

La microscopía óptica revela la existencia de tres tipologías de clorita. La clorita detrítica (Chl₁) son fragmentos de un tamaño inferior a 300 μ m y con morfología variables, desde granos amorfos a hipidiomorfos de hábito laminar y bordes de grano rectilíneos en las facetas paralelas a la exfoliación y deshilachada en sus extremos. (Figura 7-20). Su color es verde claro intenso y homogéneo, muestra un fuerte

pleocroísmo y los colores de polarización son anómalos. Respecto su localización, esta clorita ocupa las mismas posiciones que filosilicatos detríticos.



Figura 7-20: Clorita en arenisca de la unidad de Les Bassetes. (a y b) Fotomicrografías de clorita detrítica (Chl₁), muestra PR-06 [NP y NC, respectivamente].

Como mineral de retrogradación (Chl₂) pseudomorfizan total o parcialmente los granos de biotita (Bt₁) a través de interestratificados (Figura 7-19 a). Su color es variable desde verde o marrón verdoso, presenta algo de pleocroísmo y los colores de polarización son anómalos desde gris azulado a azul oscuro. Excepcionalmente, estas cloritas son poiquilíticas, atrapando en su interior granos de cuarzo y feldespato.

Localmente, se ha observado clorita (Chl₃) que forma interestratificados con la moscovita detrítica (Ms₁). En este caso, son incoloras o de un verde pálido, poco pleocroicas y con colores de polarización azules (Figura 7-19 c).

Los otros dos tipos de cloritas han sido observadas con ayuda del SEM. La clorita (Chl₄) son cristales tabulares hexagonales idiomorfos de tamaño inferior a 10 μ m que están reemplazando los granos de feldespato (Figura 7-21 a y b) junto con cuarzo (Qtz₃), albita (Ab₂) e illita (Ill₃). La clorita (Chl₅) se encuentra en posiciones interpartícula donde forma agregados hojosos o de copos que alcanzan con facilidad las 50 μ m (Figura 7-21 c y d) o aparece como cristales individuales hexagonales de hábito tabular y agregados de tamaño superior a los cristales de illita (Ill₅) y de albita (Ab₃).



Figura 7-21: Clorita de las areniscas de la unidad de Les Bassetes, muestra PR-73 [SEM]. (a) Fotomicrografía de un grano de feldespato (Kfs₁) reemplazado por clorita (Chl₄) y albita (Ab₂). (b) Fotomicrografía del cristal idiomorfo de clorita (Chl₄) intercrecido con la albita (Ab₂). (c) Fotomicrografía de las cloritas (Chl₅) ubicadas en posiciones entre granos detríticos. (d) Fotomicrografía de copos de clorita (Chl₅).

Fragmentos líticos

Los fragmentos líticos están en proporciones inferiores al 13%. Predominan, además de los *cherts* incluidos en el grupo de los cuarzos (Dickinson *et al.*, 1983), los fragmentos de rocas metamórficas como cuarcitas y filitas. Ocasionalmente, se observan restos bioclásticos silicificados o carbonatados, y más raramente, se encuentran fragmentos de carbonato.

Las cuarcitas son los fragmentos líticos más abundantes. Son fragmentos de tamaño inferior a 800 µm con morfología muy angulosa a angulosa, con forma prismática elongada. Internamente, muestran cristales de cuarzo cizallado o cuarzo

Qtzm Qtz 250 µm 250 µm 250 µm 250 µm 150 µm 150 µm

metamórfico con formas alargadas, extinción ondulante y contactos indentados indicadores de procesos de recristalización metamórficos (Figura 7-22 a y b).

Figura 7-22: Componentes líticos de las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a y b) Fotomicrografía de los granos de cuarcita, muestra PR-29 [NP y NC, respectivamente]. (c y d) Fotomicrografía de un grano de filita con cristales de cuarzo, moscovita y biotita definiendo un clivaje, muestra PR-06 [NP y NC, respectivamente]. (e y f) Fotomicrografía de un bioclasto silicificado interpretado como la sección de una espícula, muestra PR-06 [NP y NC, respectivamente].

Los clastos de filitas y pizarras son fragmentos de tamaño inferior a 1 mm con morfologías fusiformes o elongadas. En su interior, se aprecian cristales de cuarzo, biotita y moscovita que definen una alineación preferente indicadora de clivaje de crenulación preexistente (Figura 7-22 c y d).



Figura 7-23: Componentes líticos y minerales accesorios de las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a y b) Fotomicrografía de un bioclasto carbonatado interpretado como el fragmento de placa peduncular. (c) Fotomicrografía de un cristal idiomorfo de granate, muestra PR-74 [NP]. (d) Fotomicrografía de un cristal de zircón, muestra PR-30 [NC] (e) Fotomicrografía de la sección basal de un cristal de turmalina, muestra PR-06 [NP]. (f) Fotomicrografía de un fragmento de titanita, muestra PR-30 [NC].

Los bioclastos son escasos, muestran morfologías geométricas y tienen un tamaño inferior a 750 μ m. Dentro de éstos, se han observado algunos reemplazados por sílice microcristalina y calcedonia interpretados como espículas (Figura 7-22 e y f), y otros de composición carbonatada interpretados como restos de placas pedunculares de crinoideos (Figura 7-23 ay b).

Componentes accesorios

Los componentes accesorios, por orden de abundancia, son: opacos, granates, turmalinas, zircones, titanitas y apatitos.

Los opacos aunque presentan proporciones muy variables alcanzan hasta un máximo del 22%. Son tamaño inferior a $250 - 300 \,\mu\text{m}$ y su morfología varía de idiomorfa a alotriomorfa. Pueden aparecer como clastos aislados u ocupar posiciones interclástica. Algunos de estos opacos se han encontrado de forma muy local como botroides de tamaño inferior a 10 μ m en las superficies del cuarzo (Qtz₄).

Los granates se presentan comúnmente como fragmentos de cristales angulosos a subangulosos de tamaño inferior a 500 μ m (Figura 7-18 c y e). Excepcionalmente también está como cristales idiomorfos equidimensionales de tamaño inferior a 50 μ m (Figura 7-23 c).

En la mayoría de muestras siliciclásticas se observan cantidades significativas de fragmentos y cristales de zircón (Figura 7-23 d), de tamaños inferiores a 50 µm, hábito prismático y morfología hipidiomorfa.

Las turmalinas también son un componente accesorio relativamente abundante. Son fragmentos de cristales, con morfología hipidiomorfa a amorfa de tamaño inferior a 300 µm (Figura 7-23 e).



Figura 7-24: Minerales accesorios. (a) Fotomicrografía de SEM de un fragmento de apatito. (b) Espectro químico obtenido del EDS. Muestra PR-73.

Por último, se han observado fragmentos de cristales de titanita que alcanzan con facilidad tamaños de hasta 250 μ m (Figura 7-23 f) y mediante SEM se han identificado clastos de apatito de tamaño inferior a 100 μ m (Figura 7-24).

Minerales secundarios

De forma excepcional se ha detectado la presencia de calcita y yeso sobre la superficie de clastos. La calcita forma pequeños botroides de tamaño inferior a 20 μ m y el yeso forma cristales prismáticos idiomorfos de tamaño inferior a 25 μ m. Por su posición y su composición se atribuyen a procesos meteóricos.



Figura 7-25: Minerales accesorios en las areniscas de la unidad de Les Bassetes. (a) Fotomicrografía de botroides de hematites, muestra PR-89. (b) Fotomicrografía de botroides de calcita, muestra PR-94. (c) Fotomicrografía de cristales idiomorfos de yeso, muestra PR-74.

Clasificación de las areniscas de Les Bassetes

La clasificación de las areniscas terrígenas de la unidad de Les Bassetes se ha realizado en base a los componentes principales definidos según Pettijohn *et al.* (1972), los cuales son los granos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos.

El estudio basado en aspectos composicionales se ha realizado sobre un total de 11 láminas delgadas obtenidas de 9 muestras de areniscas, 1 muestra de arcosa y 1 muestra de grauvaca. En todas las láminas se realizó un contaje de entre 316 y 343 puntos de los componentes esqueléticos definidos como: cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), feldespato (F), fragmentos líticos (R), filosilicatos (M), opacos (Op), chert (Chert), matriz (ma) y porosidad (Por). Los datos obtenidos fueron representados en diagrama triangulares de composición modal QFR de Pettijohn *et al.* (1972) para realizar la clasificación y los diagrama triangulares QtFL y QmFLt de Dickinson *et al.* (1983) para analizar la procedencia.

Tabla 7-4: Porcentaje de componentes de las areniscas de Les Bassetes y cálculo de la composición modal QFR de Pettijohn *et al.* (1972) y QmFLt de Dickinson *et al.* (1983)

				Clastos			Matriz										
Muestra	Roca	%Qm	%Qp	%F	%R	%M	%Ор	%Chert	%ma	%Qt	%Total QFR	Q%	F%	R%	Qm%	F%	Lt%
PR-29	Arenisca	23	26	27	8	12	4	0	0	49	84	58	32	9	27	32	41
PR-30	Arenisca	24	27	32	6	7	4	0	0	52	89	58	35	7	27	35	37
PR-33	Arenisca	19	20	38	5	9	10	0	0	39	81	48	47	6	23	47	30
PR-73	Arenisca	27	8	35	1	7	22	0	0	36	72	50	49	1	38	49	13
PR-74	Arenisca	24	21	39	3	6	5	3	0	47	90	53	43	4	27	43	30
PR-79	Arenisca	19	18	35	10	12	6	0	0	37	82	45	43	12	23	43	34
PR-89	Arcosa	21	23	48	0	1	8	0	0	44	91	48	52	0	23	52	25
PR-90	Arenisca	39	3	36	8	5	8	0	0	42	86	49	42	9	45	42	13
PR-06	Arenisca	38	14	27	13	5	0	0	2	52	93	57	29	14	41	29	30
PR-18	Grauvacka	24	3	22	6	5	15	0	27	26	54	48	41	11	44	41	16
PR-94	Arenisca	28	24	28	4	5	10	0	0	53	85	62	33	5	34	33	33
	Máx	39	27	48	13	12	22	3	27	53	93	62	52	14	45	52	41
	Min	19	3	22	0	1	0	0	0	26	54	45	29	0	23	29	13

 $\begin{array}{l} Qm-Cuarzo\ monocristalino;\ Qp-Cuarzo\ policristalino;\ F-Feldespatos;\ R-Liticos;\ M-Micas\ detriticas\ (Bt+Ms+Chl);\ Op-Opacos\ ma-matriz;\ Qt-Cuarzo\ total\ (=\ Qm+Qp+Chert);\ Total\ QFR=Qt+F+R;\ Lt\ -Liticos\ totales\ (=\ Qp+R+Chert);\ Totales\ (=\ Qp+R+$

Las areniscas de la unidad de Les Bassetes por su composición modal media de Q₅₃, F₄₀, R₇, (Tabla 7-4 y Figura 7-26) y por las proporciones de feldespato comprendidas entre el 29% y el 52%, son clasificadas como arcosas según la clasificación de las arenitas de Pettijohn *et al.* (1972). No obstante, algunas de las muestras pueden ser clasificadas como arcosas líticas con composiciones modales de Q₄₅, F₄₃, R₁₂ y Q₅₇, F₂₉, R₁₄, aunque las proporciones de fragmentos líticos resulten algo bajas al no superar el

14% (Tabla 7-4). La muestra PR-18 es claramente una grauvaca dado que tiene un 27% de matriz y es de tipo arcósica por el contenido de un 22% de feldespato.



Figura 7-26: Composición modal de las areniscas de la unidad de Les Bassetes representadas en el diagrama QFL de Pettijohn *et al.* (1972).

7.3.2 Facies de lutitas

Las lutitas están restringidas a niveles que separan los bancos de areniscas y son más abundantes hacia la parte superior de la unidad, al aproximarse al contacto con la superior, la unidad de Scala Dei.

Componentes petrográficos

Estas rocas están formadas casi exclusivamente por granos detríticos. Los granos son mayoritariamente filosilicatos, en más de un 75%, seguidos de granos de cuarzo y feldespatos, y de minerales accesorios como zircones, hematites y opacos. Ópticamente, la matriz es inexistente, al igual que sucede con la porosidad y el cemento. Los filosilicatos son la clorita que está acompañada por moscovita y por cantidades muy inferiores de biotita.

Microestructura

Las microestructuras predominantes en esta facies son los bandeados texturales y composicionales y las laminaciones de origen sedimentario, donde los filosilicatos definen una fábrica planar (FP) paralela a la estratificación (S_0). También es habitual observar importantes indicios de bioturbación que han producido la desestructuración de la fábrica planar sedimentaria original.

Junto a estas microestructuras se observan estructuras asociadas a las fases deformativas F1 y F2, observables tanto a mesoescala como al microscopio óptico y mediante SEM. Las primeras están representadas por micropliegues con una longitud de onda entre 500 a 750 μ m y una amplitud de aproximadamente ½ la longitud de onda (Figura 7-27 a y b) y de clivaje de crenulación (S₁) que se caracteriza por la reorientación mecánica de los componentes siliciclásticos que definen la fábrica planar (Figura 7-27 a y b); Figura 7-28 a).



Figura 7-27: Lutitas de la unidad de Les Bassetes, muestra PR-96A. (a y b) Micropliegues de F1 y clivaje de crenulación (S_1) [NP y NC, respectivamente]. (c y d) Clivaje de crenulación (S_2) asociado a la F2.



Figura 7-28: Lutitas de la unidad de Les Bassetes, muestra PR-96A, SEM. (a) Fotomicrografía de los micropliegues y del clivaje de crenulación (S₁) de F1. (b) Fotomicrografía del clivaje de crenulación (S₂) de F2 que deforma el clivaje (S₁) de F1 y la fábrica planar asociada a la S₀.

Las estructuras de F2 consisten en micropliegues muy abiertos o de tipo *chevron* y clivaje de crenulación. Este último es de tipo gradacional asimétrico (S₂), remarcado por la orientación mecánica de filosilicatos de tamaño inferior a 20 μ m y un tamaño del microliton inferior a 150 μ m. Este clivaje corta de forma oblicua los micropliegues de F1 y a la fábrica planar asociada a la S₀.

La intersección entre las estructuras S_0 /FP y S_1 da lugar, a mesoescala, a estructuras pencil, cuyas longitudes dependen de la frecuencia de la S_2 . Cuanto mejor desarrollada está la S2 mayor es la longitud del pencil.

Textura

<u>Cuarzo</u>

Los clastos de cuarzo (Qtz_1) tienen un tamaño inferior a 50 μ m, son angulosos y con tendencia a formas alargadas o equidimensionales.

Feldespatos

Los feldespatos (Kfs₁ / Ab₁) son menos abundantes que los cuarzos. Su tamaño también es inferior a 50 μ m, son angulosos a subangulosos y muestran formas con tendencia alargada o prismática.

Filosilicatos

La distribución de abundancia relativa de los filosilicatos detríticos al microscopio es clorita (Chl₁/Chl₂), moscovita (Ms₁) y biotita (Bt₁), con un porcentaje estimado visualmente del 60%, 30% y 10%, respectivamente. Estos filosilicatos forman granos de hábito tabular y de tamaño inferior a 75 μ m. A menudo están deformados por micropliegues laxos o de tipo kink y, en general, presentan evidencias de deformación intracristalina (extinción ondulante).

Minerales accesorios

Como en el resto de las litologías siliciclásticas de la unidad de Les Bassetes, los componentes minerales accesorios son zircones, hematites y opacos. Los primeros tienen un tamaño, en general, inferior a 20 μ m y tienden a ser hipiomorfos a idiomorfos. Los hematites y opacos muestra un tamaño inferior a 75 μ m, y sus formas varían desde alotriomorfos a idiomorfos, respectivamente.

7.3.3 Facies de grauvacas

Las grauvacas son rocas de colores gris oscuro o gris – azulado en fractura fresca y ocre – marrones en superficie alterada. Como litología detrítica es la menos representada en la unidad de Areniscas de Les Bassetes, aunque Sáez (1982) y Sáez & Anadón (1989) las consideraron la litología predominante.

Componentes petrográficos

Los componentes petrográficos de estas rocas son, por orden de abundancia, una matriz y granos de cuarzo, feldespato, filosilicatos, fragmentos líticos y materia orgánica. Al microscopio la porosidad y los cementos son imperceptibles. La matriz es filosilicatada y constituye el componente más significativo en una proporción que alcanza el 27% (Tabla 7-4).

Microestructura

Las grauvacas tienen un aspecto masivo, con una fábrica de tipo matriz – soportada (Figura 7-29 a). Los clastos muestran todo el intervalo clastométrico de las arenas desde 0,063 hasta los 2 mm, la morfología es variada desde muy angulosos a subredondeados
dependiendo de la composición y presentan cierta orientación preferente que define una fábrica planar paralela a la estratificación (FP/S₀). La matriz es microcristalina, muy ferruginosa y presentan microestructuras planares como superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución (*seams*) y clivaje de tipo *rough cleavage*. Ambos son muy similares a los observados en los niveles filosilicatados de la facies de areniscas. Los *seams* son estructuras onduladas y anastomosadas discontinuas, que envuelven y se adaptan a la morfología de la fracción clástica más gruesa. Estos planos están resaltados por la acumulación de insolubles y tienden a ser paralelos a la FP/S₀ (Figura 7-29 a, b y c; Figura 7-31 a). El clivaje es muy local, se dispone de forma oblicua a la FP y también está remarcado por una gran acumulación de opacos (Figura 7-29 b).



Figura 7-29: Facies de grauvacas de la unidad de Les Bassetes, muestra PR-18. (a) Fotomicrografía de la orientación preferente de los clastos (FP/S₀) y de las superficies de sutura (*seams*), [NP]. (b) Fotomicrografía la relación entre FP/S0 definida por la alineación de los clastos líticos, los planos de presión – disolución (*seams*) y el clivaje de tipo *rough – cleavage* (S₁), [NC]. (c) Fotomicrografía de poliminerálicos de cuarzo y feldespato, [NC]. (d) Fotomicrografía de un clasto de cuarcita con cuarzos cizallados, [NC].

Textura

<u>Cuarzo</u>

El cuarzo detrítico (Qtz_1) se presenta como clastos monocristalinos y policristalinos de tamaño inferior a 1 mm (Figura 7-29 a), con morfologías muy angulosas y con extinción ondulante a nicoles cruzados.

Como en las areniscas, de forma local y mediante el SEM, se ha observado cuarzo (Qtz₂) sobrecrecido entorno los granos de cuarzo detrítico que engloba a micas y cloritas (Figura 7-30 a) y cuarzo (Qtz₃) en forma de cristales amorfos en asociación con albita (Ab₂) e illita (Ill₃) reemplazando clastos de feldespato.



Figura 7-30: Cuarzo, albita e illitas de las grauvacas de la unidad de Les Bassetes en microscopio electrónico SEM, muestra PR-18. (a) Fotomicrografías del cuarzo (Qtz₂) sobrecreciendo un grano de cuarzo y englobando cristales de illita. (b) Fotomicrografía de cristales de illita (Ill₅) junto con albita (Ab₃) en porosidad interpartícula.

Feldespato

Los feldespatos (Kfs₁ / Ab₁) aparecen como fragmentos aislados de tamaño inferior a 300 µm o forman clastos poliminerálicos junto con granos de cuarzo (Figura 7-29 c). Los fragmentos son angulosos, aunque algunos conservan el hábito prismático. Están parcialmente alterados a sericita.

Como en la facies de areniscas, a través del SEM se ha observado albita (Ab₂) en forma de cristales hipidiomorfos de tamaño inferior a 5 μ m en asociación con cuarzo (Qtz₃) e illita (Ill₃) que reemplazan los granos de feldespato potásico. También se ha discriminado albita (Ab₃) en forma de cristales tabulares idiomorfos a hipidiomorfos de tamaño inferior a 5 μ m que rellenan la porosidad en posiciones de sombra de presión (Figura 7-30 b).

Filosilicatos

Los filosilicatos detríticos identificados son moscovita, biotita retrogradada y clorita. Todos presentan hábito tabular y su tamaño es inferior a 250 μ m, aunque excepcionalmente se han observado cristales de biotita de 500 μ m de longitud. En general, están deformados y muestra micropliegues de tipo kink y deformación intracristalina (Figura 7-29 b; Figura 7-31 b).



Figura 7-31: Microestructura de las grauvacas de la unidad de Les Bassetes, muestra PR-18, SEM (a) Fotomicrografía de la matriz filosilicatada adaptan a los granos. (b) Fotomicrografía de los clastos de filosilicatos detríticos deformados por pliegues de tipos kink.

Mediante microscopia electrónica se han observado dos tipos de illita. El primer tipo son la illita (Ill₂) que forman cristales tabulares idiomorfos de tamaño inferior a 50 μ m englobados en el cuarzo de sobrecrecimiento (Qtz₂) (Figura 7-30 a). El segundo tipo, la illita (Ill₅) se observa muy localmente y son cristales individuales tabulares e idiomorfos de tamaño inferior a 5 μ m junto con albita (Ab₃) que ocupan la porosidad entre las partículas clásticas (Figura 7-30 b).

Respecto las cloritas se han identificado cuatro tipos. La clorita (Chl₁) detrítica son granos de color verde pleocroicos visibles al microscopio. La clorita (Chl₂) de retrogradación tiene coloraciones marronosas y pseudomorfiza los granos de biotita. A través del SEM se ha observado clorita (Chl₄) en asociación con albita e illita reemplazando fragmentos de feldespato. Esta Chl₄ forma cristales hipidiomorfos de bordes deshilachados de tamaño inferior a 10 μ m. También se ha observado clorita (Chl5) que forma copos o estructuras hojosas en contacto con los clastos de Chl₁.

Fragmentos líticos

Los fragmentos líticos más abundantes son de rocas metamórficas (Figura 7-29 b y d). Destacan los clastos de tamaño inferior al milímetro de cuarcita, de formas redondeadas a tabulares con bordes de grano subangulosos a subredondeados (Figura 7-29 d). También abundan los clastos de filitas y esquisto, con tamaños inferior a 500 μ m, de morfología tabular elongada. Todos los clastos muestran evidencias de estructuras de deformación preexistentes.

<u>Matriz</u>

La matriz de las grauvacas tiene coloraciones oscuras y rojizas. Su tamaño de grano es submicroscópico o criptocristalina. Está formada por una fracción de tamaño limo y arcilla de cuarzo, feldespato, moscovita, clorita, biotita, opacos y hematites.

Componentes accesorios

Los componentes accesorios son: minerales opacos, hematites y restos de materia orgánica.

Los opacos y las hematites se encuentran dispersos por la roca, con tamaños de grano inferior a 150 μ m. Su morfología es muy variable desde alotriomorfos a idiomorfos.

La materia orgánica son fragmentos de restos vegetales grafitizados, con coloraciones oscuras, a menudo rodeados por hematites y óxidos de hierro. Su tamaño es muy variable, pudiendo alcanzar tamaños centimétricos en muestra de mano.

7.3.4 Facies de caliza gris-azuladas

Intercalados entre las areniscas de la unidad de Les Bassetes aparecen niveles de calizas gris – azuladas micríticas con espesores variables desde centimétricos a métricos.

Componentes petrográficos

El componente petrográfico principal es la matriz, aunque también es posible encontrar microclastos de cuarzo y de filosilicatos, minerales opacos y restos de origen biogénico como calciesferas y conodontos (detectados al extraerlos por disolución de la roca).

Microestructura

Se trata de una caliza micrítica de colores claros, que presentan una fábrica de tipo matriz – soportada muy compacta (Figura 7-32 a y b), que localmente tiene laminación planoparalela y ondulada continua.

Las microestructuras sedimentaria están afectada y distorsionadas por planos estilolíticos subparalelos y oblicuos a la S_0 . En general, estos estilolitos son de tipo onda simple asimétrica y están resaltados por acumulación de hematites y de material insoluble. También es evidente una intensa microfracturación, que se traduce en varias familias de venas rellenas de calcita. Una primera familia son venas oblicuas a la S_0 y, a mesoescala, se ha podido observar que se dispone paralela a los planos axiales de los pliegues de F1. La segunda familia corta todas las estructuras previas, y a mesoescala se ha constatado que concuerda con las direcciones de las estructuras distensivas neógenas.



Figura 7-32: Caliza micrítica de la unidad de Areniscas de Les Bassetes, muestra PR-24. (a) Fotomicrografía de la matriz y de las calciesferas afectados por estilolíticos y venas de calcita. (b) Fotomicrografía de una calciesfera con estructura geopetal y cementos *rim* y *blocky*.

Textura

<u>Matriz</u>

La matriz es de calcita (Cal₁), cuyo tamaño de grano es micro a criptocristalino (Figura 7-32 a). Esta matriz presenta evidencias de reemplazamiento total o parcial a dolomía, por procesos de dolomitización.

Calcita

Además de la calcita de la matriz, ópticamente se han observado otros dos tipos de calcitas. La calcita (Cal₂) forma cristales hipidiotópicos prismáticos de hasta 450 μ m de largo, que localmente están microplegados y se encuentra ocupando la primera familia de venas asociada a las estructuras de la F1. La calcita (Cal₃) forma cristales xenotópicos a hipidiotópicos de tamaño inferior a 150 μ m sin deformar y está rellenando la segunda familia de venas asociadas a episodios distensivos.

Componentes esqueléticos

Las calciesferas son el componente esquelético más representativo de esta roca. Son estructuras semicirculares o elipsoidales de tamaño inferior a 200 μ m (Figura 7-32b). Esta morfología alargada es similar a la observada en los radiolarios de los *cherts* infrayacentes, y al igual que en ese caso, es una evidencia de aplastamiento. A menudo están rellenas por varias generaciones de cemento de calcita. Una primera generación es un cemento de tipo *rim* dispuesto entorno las paredes de la calciesfera formado por cristales de tamaño inferior a 25 – 30 μ m. La segunda generación produce el relleno completo de la cavidad con cristales *blocky* de tamaño entorno las 50 – 75 μ m. Estas estructuras circulares presentan acumulaciones de opacos en su interior, que muy a menudo, están dispuestos gravitacionalmente, dando lugar a estructuras geopetales indicadoras de polaridad y que coincide con la polaridad normal de la roca.

Componentes accesorios

Como componentes accesorios en esta litología destacan los microclastos de cuarzo y de filosilicato. Los primeros son grano de tamaño inferior a 50 μ m, muy angulosos a angulosos y con morfología prismática o amorfa. Los segundos, son granos tabulares de moscovita de tamaño inferior a 75 μ m, con morfología de pajuelas alargadas y deformadas.

Dolomitización

A nivel de afloramiento se ha observado que los niveles de calizas de la unidad de Les Bassetes presentan diferentes grados de reemplazamiento por dolomitización.

La observación de las láminas delgadas ha revelado que donde la dolomitización es menos intensa, la dolomita se muestra como cristales individuales marrones euhedrales con forma romboédrica de tamaño inferior a 75 μ m, los cuales están dispersos en la matriz o se localizan concentrados próximos a las superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución (Figura 7-32 b).

En cambio, donde la dolomitización ha sido más intensa y ha alcanzado el 100% de la roca, la recristalización a dolomita ha sustituido por completo la matriz como el resto de los componentes petrográficos, a la vez que ha producido la preservación mimética de las microestructuras preexistentes (Figura 7-33 a). En este caso, se observa la formación de un mosaico equidimensional de cristales xenotópicos a hidiotópicos de tamaño entre 250 μ m y 500 μ m, muy poiquilíticos con inclusiones opacas, que han favorecido la creación de un 5% de porosidad intercristalina (Figura 7-33 b).



Figura 7-33: Calizas dolomitizadas de la unidad de Les Bassetes. (a) Fotomicrografía del mosaico equidimensional de cristales de dolomita que mimetizan las microestructuras preexistentes, muestra PR-23A [NP]. (b) Fotomicrografía de los cristales hipidiomorfos de dolomita y de la porosidad intercristalina, muestra PR-23B [NC].

7.4 Petrografía de la unidad Scala Dei

La unidad de Scala Dei está formada, esencialmente, por una alternancia de lutitas y areniscas de grano muy fino dispuestas según secuencias de Bouma, definida como facies de lutitas, y ocupa una gran extensión entre Escala Dei y Poboleda. De forma local, existen otras litologías como calizas gris-azuladas, similares a las observadas en la unidad de Les Bassetes, calizas negras fétidas y, de forma excepcional, algún nivel de conglomerados polimícticos.

El estudio petrográfico se ha centrado en la facies de lutitas y los resultados se exponen de forma conjunta, aunque existen diferencias significativas en cuanto a la proporción del tipo de componentes esquelético (filosilicatos vs cuarzo y feldespato) entre las bandas filosilicatadas y las cuarcíticas.

7.4.1 Facies de lutitas

La facies de lutitas constituye más del 90 % de la unidad de Scala Dei y se caracteriza por ser litologías siliciclásticas muy finas (lutitas y areniscas).

Componentes petrográficos

Dado el tamaño de grano tan pequeño, la estimación de sus componentes petrográficos se ha asimilado a la composición mineral obtenida mediante DRX de polvo de roca total (Tabla 7-5) y se ha verificado mediante examen óptico.

Los componentes petrográficos semicuantificados son granos de cuarzo, filosilicatos, feldespatos y, excepcionalmente calcita. Los granos de cuarzo tienen una proporción variable entre el 40,5% y el 79,7 %. Los filosilicatos incluyen granos de micas blancas potásicas (moscovita e illita) en proporciones variables desde un 6,2% a un 32,4% y de clorita o interestratificados del tipo vermiculita, en proporciones variables del 2,6% al 24,7%, acompañados por biotita, identificada por microscopía y con proporciones inferiores al 2%. Los feldespatos se han identificado como albitas y tienen unos contenidos comprendidos entre el 6,3% y el 18,5%. También se ha observado, en una de las muestras, un contenido alto de calcita con un máximo del 12,6% (Tabla 7-5).

Muestra	Litología	%Qtz (Área d4.26Å)	%Ab (Área d3.196Å)	%Cal (Área d3.035Å	%MB (Área d10Å)	%Chl (Área d7Å)	% Fase filosilicatada total
PR-07	Lutitas	55,2	16,2	0,0	13,0	15,5	28,6
PR-10	Lutitas	44,1	15,5	0,0	15,7	24,7	40,4
PR-63	Lutitas	64,3	18,4	0,0	12,8	4,5	17,3
PR-65	Lutitas	79,7	11,6	0,0	6,2	2,6	8,7
PR-66	Lutitas	50,6	11,5	0,0	32,4	5,5	38,0
PR-67	Lutitas	68,4	13,0	0,0	7,6	11,0	18,6
PR-71	Lutitas	48,1	14,3	0,0	20,6	16,9	37,6
PR-75	Lutitas	67,0	6,3	0,0	12,1	14,6	26,7
PR-81	Lutitas	49,2	15,8	0,0	17,2	17,7	34,9
PR-82	Lutitas	52,0	11,2	0,0	24,9	12,0	36,9
PR-83	Lutitas	40,5	12,3	0,0	26,4	20,9	47,2
PR-84	Lutitas	50,4	9,9	12,6	14,2	12,8	27,1
PR-85	Lutitas	59,6	14,7	0,0	16,0	9,8	25,8
PR-93	Lutitas	55,9	8,9	0,0	24,3	10,9	35,2
TS-03	Lutitas	50,6	14,6	0,0	25,0	9,8	34,7
TS-03*	Lutitas	54,8	18,0	0,0	15,8	11,5	27,2
TS-04*	Lutitas	62,2	17,5	0,0	11,3	9,1	20,4
TS-05	Lutitas	46,8	13,7	0,0	26,1	13,5	39,5
TS-05*	Lutitas	50,6	16,7	0,0	18,9	13,8	32,7
VI-07	Lutitas	49,8	18,5	0,0	8,7	23,0	31,7
VI-07_1	Lutitas	50,2	18,2	0,0	8,5	23,1	31,5
VI-07	Lutitas	48,9	17,6	0,0	9,9	23,5	33,4
	Máx	79,7	18,5	12,6	32,4	24,7	47,2
	Min	40,5	6,3	0,0	6,2	2,6	8,7
	Media	54,5	14,3	0,6	16,7	13,9	30,6

Tabla 7-5: Estimación de las fases minerales identificadas por DRX en polvo de roca total de las lutitas de la unidad de Scala Dei

* - Muestras analizadas con el equipo SIEMENS modelo D-500 en 1995 (Ver apartado metodología)

(a) La muestra VI-07 es el patrón interno utilizado en el control de los analisis de las rocas del Priorat Central

La característica más importante de estas rocas es el alto contenido de filosilicatos, que alcanza valores promedio del 30,6%. Sin embargo, se observa como este contenido presenta un rango amplio situado entre un mínimo del 8,7% (muestra PR-65) y un máximo del 47,2% (PR-83). Esta dispersión puede atribuirse por un lado a la presencia de un número mayor o menor de bandas de composición cuarcítica (Figura 7-34) y por otro a la preparación de la muestra para el análisis de roca total por DRX que implica la inevitable mezcla de las bandas filosilicatadas y cuarcíticas.

Microestructura

Las lutitas de la unidad Scala Dei son rocas de tamaño de grano muy fino y homogéneo, tienen una buena clasificación y selección y su fábrica es de tipo clasto – soportada.

Como sucede en la facies de lutitas de la unidad de Les Bassetes, la microestructura más destacable es el bandeado composicional y textural paralelo a la S_0 (Figura 7-34 a y b), que también es visible a mesoescala, en forma de secuencias de Bouma. Las bandas

filosilicatadas son más ricas en filosilicatos ($F_{>30\%}$) y tienen un tamaño de grano promedio inferior a 20 µm. En contraste, las bandas cuarcíticas tienen ($Q_{>50\%}$) están formadas por partículas de mayor tamaño, que alcanzan las 100 µm, aunque el promedio es de 50 µm. Todas estas bandas presentan una alineación muy marcada de los filosilicatos detríticos, la cual definen una fábrica planar paralela a las estructuras sedimentarias y a la estratificación (FP \approx S₀) responsable de la fisilidad de la roca.

Los bandeados están acompañados por laminaciones planoparalelas continuas (Figura 7-34 c) y cruzadas (Figura 7-34 d). También resulta destacable la acumulación de materia orgánica (MO) en forma de motas o aglomerados y la perturbación de la fábrica planar como resultado de procesos de bioturbación.



Figura 7-34: Microestructuras de las lutitas de la unidad Scala Dei. (a) Bandeado composicional y textural, muestra TS-7. (b) Alternancia centimétrica de bandas filosilicatadas con acumulación de materia orgánica y bandas cuarcíticas con laminación plano paralela y cruzada, muestra PR-81. (c) Banda cuarcítica con laminación planoparalela continua, muestra VI-16-2. (d) Laminación cruzada, muestra TS-4.

Además de las microestructuras de origen sedimentario se observan las superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución, venas de cuarzo, micropliegues y clivajes de crenulación.

Las superficies de sutura (*seams*) son fácilmente observables en los niveles cuarcíticos donde destacan por la acumulación de hematites y opacos subparalelos a las laminaciones y bandeados. Son niveles discontinuos y anastomosados con un grosor que no supera las 75 μ m (Figura 7-35 a y b). Localmente, estos planos están deformados y presentan evidencias de crenulación y cortan otras microestructuras como las venas de cuarzo oblicuas o subverticales (Figura 7-35 c y d).



Figura 7-35: Superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución (*seams*) en las lutitas de la unidad de Scala Dei. (a y b) Superficies de sutura subparalelas a la laminación (S₀) y deformadas por un clivaje poco desarrollado oblicuo (S₁), muestra PR-81 [NP y NC, respectivamente]. (c y d) Superficies de sutura subparalelas a la S0 y que cortan y segmentan las venas de cuarzo microplegadas oblicuas a S₀, muestra TS-4 [NP y NC, respectivamente].

Las venas de cuarzo se agrupan en dos sistemas, igual que se ha observado en las areniscas de la unidad de Les Bassetes. El primer sistema está formado por venas rellenas de cuarzo con grosor inferior a 250 μ m y una longitud mm – cm. A menudo están *boudinadas*, y localmente, están crenuladas y microplegadas. Estas venas se disponen de forma subparalela al bandeado sedimentario (Figura 7-36 a y b). El segundo sistema de venas corta al primero, también están rellenas de cuarzo y tienen un grosor y una longitud similar a las subparalelas, aunque su disposición geométrica es oblicua a las

microestructuras paralelas a la S₀. A menudo, están onduladas (Figura 7-36 c y d) y segmentadas por los *seams* (Figura 7-35 c y d).



Figura 7-36: Venas de cuarzo en las lutitas de la unidad Scala Dei. (a y b) Fotomicrografía de la vena de cuarzo subparalelas al bandeado (FP/S0), muestra PR-81 [NP y NC, respectivamente]. (c y d) Venas de cuarzo oblicuas la fábrica planar (FP) subparalela a la estratificación (S0), muestra VI-7-1 [NP y NC, respectivamente].

El clivaje de crenulación es de tipo gradacional asimétrico y tiene dimensiones variables, desde tamaño micrométrico hasta milimétrico. El clivaje de menor tamaño está asociado a micropliegues discontinuos y distribuidos irregularmente de una longitud de onda inferior a 100 μ m. El dominio de clivaje tienen un tamaño que oscilan entre 10 y 20 μ m con reorientación mecánica de filosilicatos y acumulación de opacos, mientras que los microlitones tienen un espaciado entre 75 y 80 μ m (Figura 7-37 a y b).

El clivaje de tamaño mayor es visible, a mesoescala, como lineaciones de intersección en las superficies de capa. Este clivaje está asociado a pliegues de crenulación muy asimétricos y de longitud de onda variable entre las 800 μ m y los 5 mm (Figura 7-37 c y d), que presentan una evidente reorientación de la fábrica planar definida por los filosilicatos detríticos. El dominio de clivaje está poco desarrollado, tienen un tamaño variable entre las 50 y 75 μ m y, a nicoles cruzados, revela una fuerte

reorientación mecánica de los filosilicatos detríticos y elongación de los componentes esqueléticos. Los microlitones tienen un espaciado variable desde 150 μ m hasta 2 o 3 mm y destacan (Figura 7-37 d).



Figura 7-37: Clivaje de crenulación en las lutitas de la unidad de Scala Dei. (a) Clivaje de crenulación gradacional asimétrico discontinuo, muestra PR-71A [NC]. (b) Clivaje de crenulación gradacional asimétrico, muestra con fenómenos de refracción, muestra TS-3 [NC]. (c) Clivaje de crenulación asimétrico, muestra PR-82 [NC]. (d) Lineación de intersección de la S₁ sobre la S₀ visible a mesoescala, muestra PR-82. (e) Crenulación y clivaje de crenulación que pliega la fábrica planar paralela a la S₀, muestra PR-82 [NP].

Textura

Los componentes petrográficos identificados en las lutitas de la unidad de Scala Dei son los mismos que los identificados en las facies lutíticas de la unidad de Les Bassetes.

<u>Cuarzo</u>

La semicuantifición a partir de difractogramas revela que el cuarzo (Qtz_1) es el mineral o componente esquelético principal en roca. No obstante, sus proporciones son muy variables desde el 40,5% al 79,7, con un valor promedio del 54,5% que es función de la proporción de filosilicato (Tabla 7-5).

Los granos son de tamaño inferior a 20 μ m, en los tramos filosilicatados, y hasta 100 μ m en los cuarcíticos. Su forma es subredondeada a redondeada, con bordes de grano rectilíneos que definen contactos poligonales con el resto de microclastos, en los tramos cuarcíticos.

Feldespatos

El feldespato (Kfs₁/Ab₁) identificado por DRX es de tipo sódico (albita) y tiene unas proporciones variable entre el 6,3% y el 18,5%, con un valor promedio del 14,3%. Son clastos subredondeados de tamaño inferior a 30 μ m. En los tramos más cuarcíticos definen una fábrica clasto – soportada poligonal junto con el cuarzo, mientras que en los filosilicatados quedan englobados en la fábrica clasto – soportada planar definida por los filosilicatos.

Filosilicatos

Los filosilicatos son el componente clástico más característico de esta roca pues condiciona su fisilidad. La microscopía óptica revela la presencia de moscovita, clorita y biotita retrograda. La semicuantificación por difractograma evidencia que la micas blancas potásicas (moscovita e illita) son las más abundantes, con proporciones muy variables entre el 6,2% y 32,4% y un valor promedio del 16,7%. La clorita también tiene proporciones muy variable, con valores algo más bajos situados entre 2,6% y 24,7% y un valor promedio de 13,9%, aunque su proporción es determinante pues dar la coloración verdosa de las rocas. La biotita es el tercer filosilicato identificado, con una proporción que escasamente supera el 2% pues sólo es detectado microscopía, donde se observa habitualmente retrogradado y reemplazado por clorita (Chl₂).

Los filosilicatos tienen un tamaño inferior a 20 μ m en los tramos filosilicatados y alcanzan tamaños mayores, entorno las 100 μ m, en los cuarcíticos. Son granos hipidiomorfos, de hábito tabular y tienen orientación preferente muy marcada que define una fábrica planar paralela a la estratificación de la roca (FP = S₀).

Además de los filosilicatos detríticos, el SEM ha revelado la existencia de otras filosilicatos, en concreto, illita y clorita que se ubican en la porosidad interpartícula y en las zonas de sombra de presión. La illita (Ill₅) son cristales idiomorfos hexagonales de

tamaño inferior a 3 μ m (Figura 7-38 a), mientras que la clorita (Chl₅) presenta hábitos plumoso y forma copos o glomérulos de tamaño inferior a 20 μ m (Figura 7-38 b).



Figura 7-38: Illita y clorita en las lutitas de la unidad de Scala Dei. (a) Fotomicrografía de los cristales idiomorfos de illitas (Ill₅) ubicados en zonas de sombra de presión, muestra PR-82. (b) Fotomicrografía de los cristales plumosos de clorita (Chl₅) que forman copos, muestra PR-71.

Bioclastos

Como componente secundario y exótico destaca la presencia de microfósiles, en concreto, de restos atribuidos a trilobites y restos de microforaminíferos plantónicos.

Los trilobites son de tamaño inferior a 300 μ m, con una envuelta oscura de materia orgánica y completamente silicificados en su interior. Las formas observables revelan estructuras biológicas que recuerdan a la sección transversal del cefalón (Figura 7-39 a) o a la sección longitudinal del tórax y de los apéndice (Figura 7-39 b).

Los restos atribuidos a microforaminíferos son formas alargadas y tubulares que pueden estar abiertas en alguno de sus extremos o totalmente cerradas, tienen una longitud inferior a 450 μ m y una anchura inferior a 50 μ m y están silicificados en su interior (Figura 7-39 c y d).



Figura 7-39: Trilobites y microforaminíferos en las lutitas de la unidad de Scala Dei. (a) Fotomicrografía de una sección transversal al cefalón de un trilobites, muestra TS-3. (b) Fotomicrografía de una sección longitudinal del tórax y apéndice de un trilobites, muestra TS-3. (c) Fotomicrografía de un microforaminífero abierto, muestra PR-71A. (d) Fotomicrografía de un microforaminífero cerrado, muestra PR-71B.

Componentes accesorios

Como componentes accesorios destacan los opacos y las hematites, acompañados por zircones y turnalinas. Los primeros son granos de tamaño inferior a 75 μ m, de alotriomorfos a idiomorfos, con hábito equidimensional a prismático y con la misma orientación que los filosilicatos. Los segundo, son granos amorfos y suelen reemplazar a los primeros o se concentran en las superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución.

Los zircones y las turmalinas se observan en los tramos más cuarcíticos como cristales idiomorfos o fragmentos clásticos de tamaño inferior a 20 µm.

7.5 Petrografía de la unidad Poboleda

La unidad de Poboleda está constituida exclusivamente por rocas siliciclásticas y las facies observadas son de lutitas, grauvacas, areniscas y conglomerados. El estudio petrográfico se ha centrado en las facies lutíticas de la base de esta unidad, pues son las más ricas en filosilicatos y las estudiadas mediante el análisis de DRX.

7.5.1 Facies de lutitas

Componentes petrográficos

A nivel petrográfico, estas facies lutíticas son muy parecidas a las descritas en las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei y al microscopio se reconocen los mismos componentes esqueléticos: cuarzo, feldespato y filosilicatos detríticos, acompañados de opacos, hematites y zircones.

Microestructura

Las microestructuras predominantes son los bandeados composicionales y texturales paralelos a la estratificación y las laminaciones (laminación planoparalela, cruzada y ondulada) resultado de las diferentes estructuras tractivas sedimentarias (Figura 7-40 a y b).



Figura 7-40: Microestructuras de las lutitas de la unidad Poboleda. (a) Bandeado composicional y textural con laminación planoparalela y cruzada deformadas por un clivaje de crenulación (S₁), muestra PV-07. (b) Microestructuras de bioturbación con formas concéntricas y motas de materia orgánica que ha destruido parcialmente el bandeado sedimentario, muestra PV-09,

También es de resaltar la intensa bioturbación observable en ciertos niveles, donde se han desarrollado estructuras concéntricas y acumulaciones de materia orgánica que han producido la completa destrucción de la fábrica planar sedimentaria (Figura 7-40 b). Como sucede en las facies lutíticas de las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei, junto a las microestructuras sedimentarias se observan superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución, venas de cuarzo, micropliegues y clivaje de crenulación.

Las superficies de sutura (*seams*) tienen las mismas características que las descritas anteriormente en las facies de lutitas de las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei. En general, están remarcados por la acumulación de hematites e insolubles y se disponen subparalelos a las microestructuras sedimentarias (laminaciones y límites entre las bandas cuarcíticas y filosilicatadas), y por tanto, a la fábrica planar definida por la alineación de los filosilicatos detríticos (Figura 7-41 a y b).



Figura 7-41: Superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución en las lutitas de la unidad de Poboleda, muestra PV-07REP. (a) Fotomicrografía del bandeado composicional y textura y de las superficies de sutura paralelas a la laminación cruzada [NP]. (b) Fotomicrografía de las superficies de sutura que cortan el bandeado sedimentario [NC].

Las venas de cuarzo oblicuas a la fábrica planar (FP/S₀) tienen grosores inferiores a 100 μ m y están fuertemente onduladas, con pliegues asimétricos de longitud onda variables desde la 500 μ m a los 2 mm. Su relleno principal es cuarzo, aunque también se han observa la presencia de filosilicatos (moscovita y clorita) con tamaño de cristal inferiores a 10 μ m.



Figura 7-42: Venas de cuarzo en las lutitas de la unidad de Poboleda, muestra PR-15a. (a) Venas de cuarzo plegadas, [NP]. (b) Detalle del microplegamiento de las venas de cuarzo.

El clivaje de crenulación se aprecia de forma muy local y en materiales muy filosilicatados asociado a micropliegues laxos de amplitud de onda entorno las 500 μ m. Es un clivaje gradacional asimétrico, como en el observado en las litologías lutíticas de las unidades infrayacentes, con un dominio de clivaje de pocas micras y unos microlitones entorno a las 250 μ m. Una característica, observable a mesoescala, son los fenómenos de refracción del clivajes al pasar de una banda filosilicatada a otra más cuarcítica (Figura 7-40 a).



Figura 7-43: Clivaje de crenulación en las lutitas de la unidad de Poboleda. (a y b) Fotomicrografía de la relación entre el clivaje de crenulación oblicuo a la fábrica planar (FP=S₀) y las superficies de sutura asociadas a procesos de presión – disolución (*seams*) y presencia de acumulados de materia orgánica de forma ovalada, muestra PR-09 [NP y NC, respectivamente].

Textura

La textura de los componentes petrográficos es la misma la descrita para las litologías lutíticas de las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei.

7.6 Discusión

La discusión de este capítulo se ha centrado en cuatro aspectos. En primer lugar se aborda la clasificación y procedencia de las areniscas de la unidad de Les Bassetes. En segundo lugar, se examina la secuenciación temporal de las microestructuras de las diferentes unidades litoestratigráficas y a continuación, se establece la secuenciación temporal y espacial de las fases minerales relacionada con los procesos sedimentarios – diagenéticos – metamorfismo. Finalmente, se realiza una comparación de las paragénesis minerales obtenidas con las descritas en otras regiones paleozoicas de la Península Ibérica.

7.6.1 Clasificación petrológica y procedencia de las areniscas de la unidad de Les Bassetes

La clasificación petrológica de las areniscas de la unidad de Les Bassetes a partir de los diagramas QFL de Pettijohn *et al.* (1972) determinaron estas rocas como arcosas con una composición modal media de Q_{53} , F_{40} , R_7 , y excepcionalmente como como arcosas líticas con porcentajes de líticos inferiores al 14%, mientras que Sáez (1982) las clasificó como grauvacas líticas con un contenido de matriz del 30 al 50% y unos granos mayoritariamente de cuarzo (85%), micas (biotitas y moscovitas) que alcanzaban el 20% y con presencia de plagioclasa y feldespato potásico.

Si se comparan estos datos con los de otras zonas próximas, como en los depósitos carboníferos de la isla de Menorca, se observa cierta semejanza en los valores de cuarzo obtenidos por Arribas *et al.* (1990) en la unidad inferior (UIC), quienes las clasifican como litoarenitas con una composición media original de Q₅₂, F₁₃, R₃₅. Pero existe una gran discrepancia en los contenidos de feldespatos y de fragmentos de roca.

Procedencia de las areniscas de Les Bassetes

Para el análisis de procedencia de las areniscas de la unidad de Les Bassetes se ha recurrido al sistema de clasificación propuesto por Dickinson *et al.* (1983). Estos autores realizaron la clasificación en base a la proyección de 233 areniscas fanerozoicas procedentes de Norte América que proyectaron en diagramas composicionales triangulares y acompañaron con mapas paleotectónicos. Estos diagramas son el QtFL y el QmFLt. En el primero, los polos son: el total de granos de cuarzo (Qt), que incluyen

los fragmentos líticos policristalinos, los *cherts* y cuarcitas; los granos de feldespato monocristalino (F) y los fragmentos líticos inestables (L). En el segundo, los polos representan: los granos de cuarzo monocristalinos (Qm); los granos de feldespato (F) y los fragmentos líticos que incluyen las cuarcitas (Lt).

Los diagramas QtFL y QmFLt para representar las areniscas terrígenas pueden dividirse en tres campos principales indicativos de terrenos de procedencia derivados bloques continentales, arcos magmáticos y orógenos derivados. Cada uno de estos campos puede ser subdividido en tres subcampos que representan variaciones en la clase de procedencia principal.

La representación de las composiciones modales de las areniscas de Les Bassetes en el diagrama triangular QtFL indica una procedencia mayoritaria de la desmantelación de un bloque continental (7 muestras), aunque parece existir cierta influencia procedente de los otros dos ambientes, de un arco magmático (2 muestras) y de un orógeno reciclado (2 muestras). Además, atendiendo a las subclasificación, se observa que la mayor coincidencia se establece con un origen asociado a un basamento elevado, con cierta aportación procedente de un ambiente transicional continental y más escasamente con un arco disectado (Figura 7-44 a).

Al representar los valores en el diagrama de QmFLt se obtiene un desplazamiento significativo hacia un ambiente de tipo arco magmático, aunque se continua manteniendo la componente de bloque continental. Respecto a la subclasificación, la fracción correspondiente a los líticos totales de estas areniscas se habrían formado en ambientes donde predomina el desmantelamiento de un basamento levantado con gran influencia de un límite entre un arco disectado y un arco transicional (Figura 7-44 b).



Figura 7-44: Composición modal de las areniscas de la unidad de Les Bassetes representada en diagrama de procedencia QtFL (a) y QmFLt (b) de Dickinson *et al.* (1983).

7.6.2 Secuenciación temporal de las microestructuras

El análisis de la distribución y de las relaciones entre las microestructuras revela una secuenciación temporal que responde a la sucesión de los procesos geológicos producidos desde la deposición en los ambientes sedimentarios marinos hasta llegar a la distensión neógena, que pasaría por los desarrollados durante la sedimentación y enterramiento (T0), la diagénesis (T1), el metamorfismo asociado a las diferentes fases deformativas (T2, T3) y los procesos distensivos (T4).

Para la secuenciación temporal de estas microestructuras se agrupado por un lado las limolitas y los *cherts* de las unidades de Les Vilelles y de Torroja, y por otro las litologías detríticas de las unidades de Les Bassetes, de Scala Dei y Poboleda.

Secuenciación temporal de las microestructuras de las unidades de Les Vilelles y Torroja

Este análisis de la secuenciación temporal se centra en las microestructuras observadas en las litologías detríticas siliciclásticas más finas (limolitas y argilitas) y en los *cherts* que conforman la unidad de Les Vilelles del Devónico superior y de los *cherts* de la unidad de Torroja del Tournaisiense (Carbonífero incipiente).

El ordenamiento temporal de las microestructuras se ha realizado en cinco estadios de acuerdo a las relaciones entre las microestructuras y los procesos geológicos a las cuales han sido atribuidas (Figura 7-45):

El primer evento (T0) se produjo en el momento de la deposición de los sedimentos finos de tamaño arcilla y limo y de los geles de sílice en forma de banda alternadas con laminaciones asociadas a las estructuras sedimentarias tractivas, que con el tiempo han dado lugar a las limolitas y los *cherts* de las unidades de Les Vilelles y de Torroja.

El evento T1 ha sido subdividido en dos subestadios, el inicial y el final. En el inicial se formó de la fábrica planar (FP) producto de la reorientación mecánica de los filosilicatos (Figura 7-45). No se descarta que esta estructura se iniciase en las etapas finales de la sedimentación. Simultáneamente al desarrollo de la FP y durante el subestadio inicial, comenzó el aplastamiento de los radiolarios contenidos en los *cherts*. Paralelamente o poco después, comenzó el desarrollo de estructuras asociadas a procesos de presión – disolución como las suturas (*seams*), que se desarrollan en las interfaces entre bandas cuarcíticas y bandas filosilicatadas de las limolitas silíceas y que a menudo, cortan los radiolarios aplastados. El máximo de aplastamiento y el desarrollo de suturas se sitúan en un subestadio T1 final. Junto a las suturas se desarrollaron estilolitos, sólo observados en los *cherts*. Asimismo, en respuesta al campo de la extensión asociado al aplastamiento se desarrollaron venas rellenas de cuarzo oblicuas a la estratificación que posteriormente fueron plegadas por el propio aplastamiento. En ocasiones, aparecen cortadas por las suturas.

El evento T2 también ha sido subdividido en otros dos, un inicial y otro final. En el momento inicial se habrían formado las venas de cuarzo anastomosadas y discontinuas subparalelas a la FP y al bandeado de las limolitas. Al mismo tiempo, en los *cherts* de la unidad de Torroja se formaron filosilicatos en las caras largas de los estilolitos, hecho

que podría marcar el comienzo de los procesos compresivos de F1 con componente de cizalla.

El incremento de deformación a lo largo del evento T2 dio lugar al desarrollo de pliegues isoclinales de orden milimétricos – centimétrico equiparables a los grandes pliegues métricos – decamétricos de F1. El desarrollo y secuenciación de estos micropliegues en las limolitas silíceas de la unidad de Les Vilelles tiene asociado la formación de un clivaje de tipo *rough cleavage* subparalelo a las superficies axiales de los pliegues, que presenta en máximo desarrollo en las bandas filosilicatadas y se convierte en un clivaje de crenulación discontinuo y atenuado en las cuarcíticas.

En el evento T3 se sitúa el desarrollo de las microfracturaciones observadas en los niveles de chert de la unidad de Torroja, los cuales cortan otros sistemas de venas previas y los bandeados. Este sistema ha sido relacionado con el sistema de diaclasado asociado a los pliegues laxos de F2.

Durante el evento T4 tuvo lugar el desarrollo de un relevante sistema de venas de cuarzo que cortan todas las estructuras previamente formadas. Estas venas, en general, presentan un grosor mayor que los sistemas de venas y fracturas previos y se habrían producido durante una etapa distensiva posterior con una circulación de fluidos significativa (Figura 7-45).



Figura 7-45: Secuenciación temporal de las microestructuras observadas en las litologias de las undiades de Les Vilelles y de Torroja.

Secuenciación temporal de las microestructuras de las unidades de Les Bassetes, de Scala Dei y de Poboleda

Este segundo análisis se focaliza de la secuenciación temporal de las microestructuras existentes en las litologías detríticas siliciclásticas que conforman las unidades de Les Bassetes, de Scala Dei y la parte inferior de Poboleda datadas desde el Viseense hasta el Serpukhoviense (Mississipiense, Carbonífero inferior).

Como en el primer análisis, las microestructuras se han clasificado y ordenado cronológicamente en cinco estadios, en función de las relaciones entre ellas y la atribución a procesos geológicos (Figura 7-46):

El estadio T0 está marcado por la sedimentación de los depósitos detríticos que conforman las litologías descritas en las unidades litoestratigráficas de Les Bassetes, Scala Dei y Poboleda. Es en este momento que se formaron los bandeados composicionales y texturales junto con laminaciones de diversos tipos.

El evento T1 ha sido subdividido en dos subestadios. En el subestadio inicial, tras la deposición, se inició la formación de una fábrica planar (FP) muy bien definida en las litologías ricas en filosilicatos y menos desarrolladas en las cuarcíticas, como consecuencia de la compactación por carga a la vez que se produjo el aplastamiento de los granos que conforman el armazón de los materiales siliciclásticos. El desarrollo de suturas (*seams*) tuvo lugar en el subestadio final como estructura asociada claramente a procesos de presión – disolución. Simultáneamente al desarrollo de la FP y del aplastamiento, y antes de la formación de las suturas, comenzó la formación de venas de cuarzo oblicuas como se observó en el análisis de microestructuras de las unidades de Les Vilelles y de Torroja. Estas venas tienen un inicio en el subestadio inicial del evento T1 pues están cortadas y plegadas por las suturas, pero continúan desarrollándose hasta el subestadio final del T1, dado que están afectadas por clivajes de crenulación posteriores.



Figura 7-46: Secuenciación temporal de las microestructuras observadas en las litologias de las undiades de Les Bassetes, de Scala Dei y de Poboleda.

El evento T2 está marcado por el desarrollo de estructuras asociadas a la deformación de F1 y ha sido subdividido en dos subestadios. En el inicial tuvo lugar la formación de venas anastomosadas dispuestas de forma subparalela a la FP, aunque este tipo de microestructura podría ser la forma más evolucionada de las venas oblicuas frente

al máximo de compactación. Durante el subestadio final se produjo la reorientación mecánica de los clastos de morfología tabular, como granos de filosilicato y de feldespato o fragmentos líticos de origen metamórfico, y el desarrollo de clivaje rugoso de tipo *rough cleavaje* apreciable en los niveles más cuarcíticos. Simultáneamente, en los niveles más filosilicatados tuvo lugar la formación de micropliegues asimétricos y simétricos de crenulación y el clivaje de crenulación asociado (S₁).

El evento T3 está marcado por el desarrollo micropliegues y clivaje de crenulación atribuidos a la segunda fase deformativa (F2). La formación de micropliegues abiertos laxos comportó el desarrollo de un clivaje de crenulación (S_2) que cortó tanto la FP y suturas del estadio T1, y distorsionó el clivaje de crenulación (S_1) y los micropliegues de F1 formados durante el estadio T2.

El evento T4 solo se ha caracterizado en las calizas de la unidad de Les Bassetes, donde se observa un sistema de venas de calcita que seccionan todas las estructuras previamente formadas. Estas venas se habrían formado, según su orientación, se han atribuido a la etapa distensiva neógena (Figura 7-45).

7.6.3 Secuenciación temporal de las paragénesis minerales

En este apartado se han establecido las diferentes asociaciones minerales de las rocas detríticas siliciclásticas de la unidad de Les Bassetes, para cada evento geológico descrito en este trabajo (de T0 a T4). Se ha escogido esta unidad dado que es la que presenta un mayor registro litológico y una mayor diversidad mineral de manera que sus resultados son extrapolables al resto de las otras unidades.

Los minerales utilizados en este estudio han sido el cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa (albita), las micas (moscovita, illita y biotita), la clorita y la calcita. Cada uno de estos minerales presentan diferentes tipos texturales que han sido ordenados temporalmente y se han correlacionado con alguno o varios de los cinco eventos geológicos establecidos.

Evento T0

En el primer evento T0 se ha constatado la presencia de la asociación mineral formada por cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita, biotita y clorita (Figura 7-47).

El cuarzo detrítico (Qtz₁) está en forma de granos monominerálicos o poliminerálicos a los cuales se les atribuye diferentes orígenes, principalmente ígneos y metamórficos, aunque también existen granos de origen sedimentario retrabajados.

El feldespato potásico (Kfs₁) aparece en forma de granos total o parcialmente alterados. Esta alteración denota una alta inestabilidad y junto con su aspecto textural permiten atribuirle un origen sedimentario en el evento T0.

La albita (Ab₁) por su aspecto textural tendría un origen sedimentario, comparable al Kfs₁, en el estadio T0. No obstante, prácticamente está inalterada de manera que se infiere una gran estabilidad a lo largo de los diferentes eventos.



Figura 7-47: Diagrama de blastesis mineral de la unidad de Les Bassetes.

Los filosilicatos son la moscovita (Ms_1), la biotita (Bt_1) y la clorita (Chl_1) y su origen detrítico se establece a partir de su aspecto textural en forma de granos y fragmentos más o menos deformados. La Ms_1 está bien preservada sin evidencias de alteración, por tanto se deduce estable a lo largo de los diferentes eventos. Localmente presenta extinción ondulante indicadora de deformación intracristalina y tiene micropliegues de tipo kink. En contraste, la Bt_1 está alterada parcial o totalmente a clorita (Chl_2), hecho interpretado como evidencia de gran inestabilidad de esta fase mineral. Al igual que la Ms₁, está deformada a nivel intracristalino (extinción ondulante) y tienen micropliegues de tipo kink. La Chl₁ es escasa, forma cristales individuales o agregados con claras evidencias de deformación como extinción ondulante y micropliegues.

La calcita sedimentaria (Cal₁) se corresponde con la micrita que es la forma principal de las rocas calizas existente en las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei.

Evento T1

La asociación mineral establecida para este evento está formada por cuarzo, albita, illita y clorita (Figura 7-47).

Entorno de los cuarzos detríticos (Qtz_1) se ha observado crecimiento de cuarzo (Qtz_2) que a su vez incluye, localmente, cristales tabulares de illita (III_2). Lo mismo se ha constatado de forma excepcional en los extremos de las moscovitas detríticas (Ms_1), donde se ha descrito la formación de illita (III_1). Todas estas fases (Qtz_2 , III_2 e III_1) se habrían formado de forma coetánea durante el evento T1y se han interpretado como cementación y sobrecrecimiento producidos entorno los granos detríticos.

Por otro lado, los feldespatos potásicos (Kfs₁/Pl₁), elongados de forma paralela a la S₀, están alterados parcial o totalmente a una paragénesis de cuarzo esquelético (Qtz₃), albita (Ab₂), illita (Ill₃) y, raramente, a otra de clorita (Chl₄) y albita (Ab₂). Los cristales de la primera asociación se presentan completamente desorientados hecho que se interpreta como una evidencia que la retrogradación el feldespato potásico tuvo lugar posteriormente al evento T1; sin embargo, las cloritas de la segunda se disponen preferentemente paralelas a la elongación del grano, y esto conduce a pensar que la cristalización de la clorita estuvo controlada por las direcciones de aplastamiento durante el subestadio final del evento T1.

Los granos de biotita (Bt₁) también se observan retrogradados; que en este caso la alteración es a clorita (Chl₂), y dado que ambos minerales aparecen plegados por compactación se infiere que su formación tuvo lugar durante en el evento T1 de forma simultánea al aplastamiento.

A parte de estas fases minerales de sobrecrecimiento y retrogradación, se han encontrado otras fases minerales que rellenan microporosidad, forman cristales idiomorfos y no presentan evidencias de deformación. Estas fases corresponden a cuarzo (Qtz₄), albita (Ab_{3),} illita (Ill₅) y clorita (Chl₅), que por su posición y textura se consideran autigénicas y se ha interpretado que su formación tuvo lugar en el evento T1.

También se ha constatado, ópticamente y mediante SEM, la presencia de clorita (Chl₃) en los interestratificados de moscovita (Ms₁) plegadas por compactación. En general, este tipo de interestratificados se desarrolla ocupando el espacio generado en las zonas de charnela asociada a la apertura de los planos basales de las micas detríticas (Ms₁) en respuesta a los procesos de compactación en una secuencia de formación equivalente a la descrita por Franceschelli *et al.* (1991) para los granos de filosilicatos interestratificados de las rocas clásticas de metamorfismo de grado bajo del norte de los Apeninos (Italia) y, para los interestratificados de Ms/Chl equivaldrían a los *stacks* de mica – clorita hallados por Milodowski & Zalasiewicz (1990) en rocas del Llandovery que forman las secuencias turbidíticas de Gales.

Grano de moscovita detrítica (Ms_1) sedimentado en el evento T0



Grano de moscovita detrítica (Ms_1) microplegado por compactación en el evento T1



Illita (III) y clorita (Chl₂) creciendo en la porosidad generada en las charnelas de los micropliegues como resultado de la apertura de los planos basales de la moscovita (Ms₂) en respuesta a la compactación.

Todos los procesos de sobrecrecimiento y cementación, de alteración y de autigénesis descritos se habrían producido durante el evento T1 en un entorno diagenético profundo donde predominaron los mecanismos de compactación y de presión – disolución y donde tuvieron lugar las primeras transformaciones de las fases minerales más inestables.

Paragénesis y reacciones

A partir de todas estas observaciones se verifica que la paragénesis estable durante el evento T1 es de cuarzo, illita, albita y clorita (Qtz + III/Ms + Ab + Chl). Estos minerales se habrían formado a partir de diversas reacciones producidas de forma simultánea y complementaria.

Figura 7-48: Esquema de la formación de interestratificados de moscovita/illita y moscovita/clorita en las rocas siliciclásticas del Priorat Central (basado en Franceschelli *et al.*, 1991).

Así, la reacción [1] más común reportada para las rocas pelíticas con el incremento de la temperatura asociado al enterramiento de las series (Hower *et al.*, 1976; Hoffman & Hower, 1979), comporta la completa destrucción del feldespato potásico y de la esmectita para dar lugar a illita, clorita y cuarzo.

$$Sme + Kfs = III + ChI + Qtz$$
[1]

En esta reacción, el aluminio y el potasio necesario para formar la illita lo suministra el feldespato potásico, mientras que el hierro y magnesio que forma la clorita procede de la esmectita.

Esta reacción [1] se habría producido en las rocas paleozoicas del Priorat Central dada la ausencia de esmectita y la completa alteración del feldespato potásico, observada a nivel de microscopio, a favor de la presencia de agregados de illita y cuarzo pseudomorfizando este mineral.

Simultáneamente, la alteración de la biotita detrítica (Bt₁) a clorita (Chl₂) podría explicarse por reacciones minerales como como las propuestas por Ernst (1964) o Velde (1965).

$$5Ms + 3Bt + 7Qtz + 4H_2O = 8Phg + Chl$$
[2]

Según esta reacción [4], la biotita inestable reaccionaria con moscovita y cuarzo en presencia de agua para dar lugar a fengita y clorita.

No obstante, la observación óptica de interestratificados podría implicar que la retrogradación de la biotita se realizó por procesos de transformación complejos basados en la formación de fases intermedias de corrensita y de interestratificados regulares a través de reacciones catiónicas [3] como las indicadas por Jiang & Peacor (1994).

$$1Bt + 0.2Na^{2+} + 0.4Ca^{2+} + 1.9Mg^{2+} + 7.2H_2O =$$

0.4Crr + 0.3Ttn + 0.2Qtz + 0.02Fe^{2+} + 1.5K^+ + 3.1H^+ [3]

Según esta reacción [3], la desestabilización de la biotita, formulada como $K_{1,7}[Fe_{2,8}Mg_{1, 8}Al_{0,8}T_{0,3})[Si_{5,5}Al_{2,5}]O_{20}(OH)_4$, daría lugar a corrensita (Crr), formulada como $K_{0,4}Na_{0,4}Ca_{0,2}[Fe_{6,4}Mg_{8,4}Al_{3,2}] x[Si_{11,6}Al_{4,4}]O_{40}(OH)_{20}$, y la titanita (Ttn), con fórmula CaTiSiO₅, a partir de la reacción con cationes de sodio, calcio y magnesio en

medio acuoso. Esta corrensita sería el interestratificado ordenado y estable en los procesos iniciales de la diagénesis profunda (De Segonzac, 1970), que continuaría evolucionando como precursor de clorita a través de nuevas reacciones catiónicas [4] (Jiang & Peacor, 1994). Así, la corrensita y titanita como productos de la reacción [3] reaccionarían con hierro y dióxido de carbono en medio ácido para dar clorita, [Fe_{5,1}Mg_{4,3}Al_{2,6})[Si_{5,4}Al_{2,6})O₂₀(OH)₁₆, rutilo (Rt, también denominado anatasa y expresado como TiO₂) y calcita.

$$1Crr + 1Ttn + 1,1Fe^{2+} + 1,2CO_2 + 3,6H +$$

= 1,5Chl + 1Rt + 1,2Cal + 4,7Qtz + 2,1Mg²⁺
+ 0,4K⁺ + 0,4Na²⁺ + 0,1H₂O [4]

En el caso de las rocas del Priorat, la inexistencia de corrensita podría indicar que los interestratificados formados inicialmente a través de la reacción [3] fueron consumidos en su totalidad a través de la reacción [4] para dar lugar a clorita como fase estable final, y calcita, ambas observadas con microscopía óptica. Mientras que la titanita y el rutilo no habrían sido consumidos en su total y por tanto, quedando presenten en la roca en forma de minerales accesorios y de opacos, también observables ópticamente.

La formación de los interestratificados de moscovita y clorita observados al microscopio, también podrían explicarse como resultado de reacciones catiónicas [5] como la formulada por Franceschelli *et al.* (1991), en la cual la clorita detrítica se enriquecería en potasio en un medio ácido, formando moscovita y cuarzo, y liberando el magnesio en disolución acuosa.

$$3Chl+2K^{+}+28H^{+}$$

= 2Ms + 15 Mg²⁺ + 3Qtz + 24H₂O [5]

La alteración de la plagioclasa cálcica da lugar a albita como fase más estable a través de las reacciones [6] concretada por Merino (1975). La albitización es un proceso de reemplazamiento pseudomórfico muy frecuente en condiciones diagenéticas que se da a través de un mecanismo de precipitación – disolución.

$$NaAlSi_{3}O_{8} \cdot CaAl_{2}Si_{2}O_{8} + H_{4}SiO_{4} + Na^{+}$$

$$= 2NaAlSi_{3}O_{8} + Al^{+3} + Ca^{+2} + 4OH^{-}$$
[6]

Evento T2

En el evento T2 se ha identificado texturalmente la neoformación de illita y calcita (Figura 7-47) asociadas a la fase deformativa principal hercínica (F1). Sin embargo, no se descarta que en este evento el cuarzo, la albita y la clorita del evento anterior continúen siendo estables en equilibrio con la illita/moscovita.

Se ha constatado, ópticamente y mediante SEM, la formación de illita (Ill₄) (Chl₃) en los interestratificados de moscovita (Ms₁) que ocupan preferentemente posiciones de charnela de micropliegues de F1 según el mecanismo descrito por Franceschelli *et al.* (1991).

Las venas de calcita (Cal₂) se disponen perpendiculares a S_0 , y cortan componentes como las calciesferas. A mesoescala, se observa que se disponen subparalelas a las superficies axiales de los pliegues de F1, de manera que, en base a estas observaciones se establece que esta Cal₂ se habría formado en este evento T2.

Evento T3

El evento T3 se corresponde con la segunda fase deformativa, pero no ha sido posible establecer alguna fase mineral formada durante este evento (Figura 7-47).

No obstante, a mesoescala y respecto al cuarzo, se ha constatado la formación de venas rellenas de esta fase mineral y desarrolladas paralelas a las superficies axiales de los pliegues de dirección NE – SW asociados a la F2.

Evento T4

El evento T4 se ha correlacionado con la distensión que formó el sistema de fracturas normales de dirección NE – SW. Este evento está representado por la formación de calcita.

La calcita (Cal₃) se halla en las calizas de la unidad de Les Bassetes en forma de relleno de las microfracturas de dirección NE – SW que cortan todas las microestructuras previas. Esta relación de corte y su dirección son los criterios empleados para atribuirlas a este evento.

7.6.4 Comparación de paragénesis mineral con zonas próximas

A nivel de asociación mineral se han diferenciado una paragénesis sedimentaria y otra de neoformación. La sedimentaria está representada por los minerales detríticos cuarzo (Qtz₁), feldespatos (Kfs₁ y Ab₁) y filosilicatos (Ms₁, Bt₁ y Chl₁). Esta paragénesis es congruente con unas condiciones situadas en el límite entre la diagénesis y el metamorfismo de grado muy bajo. Además la alteración observada en los feldespatos y las biotitas es indicadora de condiciones de inestabilidad de estas fases minerales y su secuenciación hacia las fases más estables correspondientes a las asociaciones de neoformación.

La asociación de neoformación está definida por cuarzo (Qtz₃), albita (Ab₂ y Ab₃), illita (IIl₂, IIl₃, IIl₄, IIl₅) y clorita (Chl₃, Chl₄, Chl₅) se corresponde con las fases minerales esperables en un proceso de retrogradación e hidratación de minerales inestables como el feldespato potásico y la biotita. Esta asociación general de Qtz + IIl + Ab \pm Chl se considera la representativa de las rocas de composición pelítica en condiciones de metamorfismo de muy grado bajo y se caracteriza por representar un campo de estabilidad definido por un rango de condiciones P – T muy amplio.

Todas las asociaciones minerales observadas en las rocas paleozoicas del Priorat Central, y en especial, las atribuidas a procesos de retrogradación y autigénesis, son parecidas y se corresponden con las identificadas y descritas en otras zonas de la Península Ibérica.

En la isla de Menorca, García *et al.* (1992) describen en la facies pelítica del Carbonífero la paragénesis mineral de Qtz + Ab + III + Kaol + Chl y en la Devónica la $representada por <math>Qtz + III + Kaol \pm Ab$.

Aparicio *et al.* (1991a) citan en las rocas del Precámbrico – Cámbrico – Ordovícico en la Sierra de la Demanda la paragénesis de Qtz + Kaol + IIl, sin Ab, Chl y Bt para las series del Carbonífero superior (Westfaliense) y la asociación de Qtz + Ill \pm Chl \pm Ab \pm Kaol. .

Asimismo, para las rocas del sector central de la Cordillera Ibérica se ha citado la paragénesis de Qtz + Ill \pm Kaol para las series del Carbonífero, de Qtz + Ill \pm Kfs / Ab \pm Chl \pm Prl para los datadas como Silúrico superior - Devónico y de Qtz + Ill \pm Chl \pm Kfs
\pm Pl \pm Interestratificados \pm Kaol \pm Sme \pm Bt para las del Pre-Cámbrico al Silúrico inferior (Aparicio *et al.*, 1991b).

En el área central del Macizo Hespérico, Aparicio & Gala (1978) identifican la paragénesis de $Qtz + Ms + Chl + Ab \pm Prl$ en las series del Cámbrico y Ordovícico.

La paragénesis de Qtz + Ms \pm Chl \pm Pg \pm Kaol es la más común en las facies pelíticas de los materiales paleozoicos de la Cordillera Bética, donde se han descrito unas condiciones de metamorfismo de grado bajo superiores a las observadas en el Priorat Central (Aparicio *et al.*, 1995).

En todos estos ejemplos, las paragénesis permiten acotar las condiciones P - Talcanzadas, de manera que el rango térmico queda fijado desde unos 145 – 155°C para el Carbonífero de la Sierra de la Demanda, a unos valores intermedios de 160 -190°C para los del Devónico y de 225 – 310°C para los carboníferos en la isla de Menorca hasta un máximo de 300 a >500°C en la Cordillera Bética y un rango bárico es fijado entorno 1 a 2 Kb para la Sierra de la Demanda y la isla de Menorca y un máximo de 4 a 4,5 Kb para la Cordillera Bética (Velde, 1965; Maxwell & Hower, 1967: Rao, 1977).

8. Condiciones de presión y temperatura

Este capítulo está centrado en la estimación mediante el uso de diferentes técnicas indirectas, complementarias a la petrología clásica, de las condiciones de presión y temperatura (P - T) alcanzadas por las rocas del paleozoico del Priorat Central posteriormente a su sedimentación.

Una primera estimación de las condiciones metamórficas, a partir de las texturas y de las asociaciones minerales, sitúa las rocas de este estudio en unas condiciones de diagénesis profunda o de metamorfismo de grado muy bajo. Sin embargo, no existe ningún estudio específico focalizado en la estimación cuantitativa de las condiciones P - T.

El capítulo comienza con una revisión histórica de la evolución de los estudios del metamorfismo de grado muy bajo en rocas siliciclásticas, y luego expone los antecedentes relativos al estudio del metamorfismo *sensu lator* en el área del Priorat Central.

Seguidamente se presentan los resultados referentes a la temperatura (T) obtenidos mediante diferentes técnicas: difracción de rayos X (DRX), el método de Pirólisis Rock-Eval, la reflectancia de la vitrinita y el análisis del Color de Alteración de los conodontos (CAI). Y a continuación, se presentan los resultados obtenidos para las condiciones de presión (P) a partir de la estimación del denominado parámetro b_0 de la mica blanca. Para los cálculos termométricos se ha considerado un margen de error de hasta 50°C según las estimaciones realizadas por Essene (1982) y en cambio para el parámetro b_0 se ha estimado una desviación estándar de 0,0073 y un error típico del 0,11% a partir de los datos obtenidos.

Tras la presentación de los resultados, se propone una correlación de los diferentes indicadores para delimitar el rango de metamorfismo regional dentro de las zonas metapelíticas y semicuantificar las condiciones P – T alcanzadas en dicha zona.

El último apartado constituye la discusión y las conclusiones de los resultados obtenidos en comparación con los escasos datos preexistentes y en comparación con otras regiones similares y próximas en el evento geológico y en el ambiente geodinámico tratado.

8.1 Estado de la cuestión

El estudio de la transición desde la diagénesis hasta el metamorfismo, y más concretamente, de los límites entre la diagénesis profunda y el metamorfismo de grado muy bajo (límite inferior) y entre el metamorfismo de grado muy bajo y el bajo (límite superior) ha venido planteando problemas metodológicos y analíticos, que han perdurado hasta nuestros días. Reflejo de esta problemática es la prolífica, aunque a veces imprecisa, terminología utilizada es este campo, así como la profusión de las técnicas analíticas, de parámetros cuantificados y la abundancia de correlaciones existentes entre los diferentes indicadores metamórficos caracterizados.

Martin Frey, uno de los pioneros de la petrología metamórfica de grado muy bajo, definió en 1987 de forma genérica el metamorfismo de grado muy bajo (VLGM¹¹) como: *"el conjunto de transformaciones de minerales y de la materia orgánicas que tienen lugar en el rango de temperaturas comprendido entre los 150 – 200°C y los 350 – 400°C"*. Esta definición es algo imprecisa y presenta unos límites que, a nivel térmico (Figura 8-1), coinciden con las facies zeolita, prehnita – pumpellyta y esquistos verdes de la SCMR (Smulikowski *et al.*, 2007), y no tiene en cuenta la presión ni hace referencia a las condiciones báricas definidas por los gradientes de Miyashiro (1961, 1973).

En el ámbito de esta definición general, el propio Frey reconoció y remarcó la existencia de una problemática en la terminología utilizada, consecuencia de tres factores principales:

¹¹ VLGM es el acrónimo de Very Low Grade Metamorphism, traducido en el texto como metamorfismo de grado muy bajo.



Figura 8-1: Diagrama P – T con representación de las facies metamórficas propuestas por la SCMR (Smulikowski *et al.*, 2007), los campos de estabilidad de los aluminosilicatos, los campos de estabilidad de los minerales índice en las metabasitas y la reacciones de estabilidad de la caolinita y de la pirofilita. El campo sombreado corresponde al rango térmico definido por Frey (1987) en el VLGM para todos los sistemas composicionales.

En primer lugar, las temperaturas y las presiones, a las cuales tienen lugar las transformaciones *s.l.* (mineralógicas, composicionales, estructurales, etc.), son dependientes del tipo de litología. Así, por ejemplo, las transformaciones en evaporitas, rocas volcánicas o de la materia orgánica se producen a bajas temperaturas, mientras que en las rocas pelíticas se dan a temperaturas relativamente más altas.

En segundo lugar, muchas de estas transformaciones son denominadas transformaciones diagenéticas o metamórficas indistintamente, porque se inician tras la sedimentación y se continúan a lo largo de la litificación. En este sentido, debe añadirse que el campo del metamorfismo de grado muy bajo, entendido como la zona de transición entre la diagénesis y el metamorfismo, está caracterizado por el cambio gradual y progresivo de las características de las rocas. Cambios que se producen a escala microscópica o submicroscópica, y por tanto, no son observables a simple vista. En consecuencia, a mesoescala, estas rocas muestran las mismas características que sus equivalentes no metamórficos (Frey, 1987; Frey & Robinson, 1999; Árkai *et al.*, 2007).

En tercer lugar, históricamente, el VLGM ha sido abordado por investigadores procedentes de diferentes disciplinas de la geología (sedimentólogos, petrólogos del carbón, petrólogos metamórficos). Estos investigadores han recurrido a técnicas instrumentales específicas como: la difracción de rayos X aplicada en la medición de la cristalinidad o en los politipos de los filosilicatos y de las arcillas; la reflectancia de la vitrinita (% R_o) utilizada en el estudio de la materia orgánica grafitizada; la termobarometría en inclusiones fluidas; las trazas de fisión en apatitos (*apatite fission-track*), etc. Toda esta diversidad ha favorecido la proliferación de una amplia terminología empleada en la subdivisión del VLGM con connotaciones, a veces, muy diferentes, y en ocasiones, contradictorias (Figura 8-2).

	(Kossvskaya & Shutov, 1958) En base a la materia orgănica	Müller (1964)	Kübler (1964)	Dunoyer de Segonzac (1970)	Arkai et al. (2007)	Descripción
	Diagėnesis (Diagenesis)	Estadio de enterramiento somero (Shallow burial stage)		Diagénesis temprana (Early diagenesis)	DIAGÉNESIS SOMERA (SHALLOW DIAGENESIS)	Minerales arcillosos estables Ausencia de alteración de los minerales detriticos Agradación por absorción de Mg y Na Neofromación de montmorillonitas
DIAGÉNESIS	Catagénesis temprana o Epigénesis temprana (Early catagenesis or Early epigenesis)	Estadio de enterramiento medio y profundo (Middle & deep hurial stage)		Diagénesis media (Middle diagenesis)	DIAGÉNESIS PROFUNDA	Compactación de sedimentos - Pérdida del 50% de las aguas connatas - Porosidad alta y circulación de fluidos - Minerales detríticos inestables (p. ej. Bt) - Minerales arcillosos estables, pero muchos son reemplazados Dicktización de kaolinitas y ililitización de montmorillonitas
	Catagénesis tardia o Epigénesis tardia (Late catagenesis or Late epigenesis)			Diagénesis tardia o profunda (Late or deep diagenesis)	(DEEP DIAGENESIS)	 T (°C) > 100 Incrementos de P y disminución de porosidad Montmorillonitas e interestratificados irregulares desaparecen Kaolinitas recristalizan como dickita en ambiente ácido Los cambios son irregulares
ANQUIMETA-	Metagénesis temprana (Early metagenesis)		Zona anquimetamòrfica (Zone Anchimetamorphique)	Anchizona (Anchizone)	ANQUIZONA (ANQUIZONE)	 T (*C) > 200 Zona de transición al metamorfismo Illita y clorita son los filosilicatos dominantes Dickita puede ser observada como pirofilita asociada como allevardita Los limites de la zona se definen por medio de paràmetros cristalonulminos
IRFISMO	Metagénesis tardia (Late metagenesis)	·····	~~~~~	Epimetamorfismo o Metamorfismo de grado muy bajo o Epizona metamórfica (Epimetamorphism or Very low grade metamorphism or Metamorphic epizone)	EPIZONA (EPIZONE)	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
METAMO					Zona de la clorita en Facies Esquistos Verdes Chlorite zone in Greenschist Facies	

Figura 8-2: Evolución histórica y equivalencias terminológicas para subdividir el metamorfismo de grado muy bajo. En sombreado se resalta la propuesta de la SCMR aceptada actualmente.

Frey & Kisch (1987) y Kisch (1987) concluyeron y aceptaron que en función de los materiales investigados (materia orgánica, rocas pelíticas, evaporitas, rocas volcánicas, etc.) pudieran emplearse diferentes terminologías y divisiones; pero también establecieron que era imprescindible una correlación entre las definiciones de los límites

establecieron que era imprescindible una correlación entre las definiciones de los límites establecidos. De igual forma, estos autores establecieron que, en el caso del estudio de las rocas pelíticas siliciclásticas, esta necesidad era perentoria.

En general, las rocas pelíticas se caracterizan por: un tamaño de grano muy pequeño (de orden micrométrico); una paragénesis mineral constante, monótona y estable, compuesta por cuarzo, filosilicatos y feldespatos; y, si la intensidad de la deformación ha sido insuficiente, la conservación de las fábricas de origen sedimentario. Estas características particulares constituyen un freno para aplicar las técnicas de la petrografía clásica basadas en la microscopia óptica, y por tanto, acabaron propiciando el desarrollo de técnicas específicas. Estas nuevas técnicas tuvieron su máximo desarrollo entre los años 70s y 90s, y en 1989 en Budapest se formalizó un grupo de trabajo sobre la cristalinidad de la illita en la reunión inaugural del International Geological Correlation Project (IGCP) 294 "metamorfismo de bajo grado" para estudiar y comparar los distintos métodos de preparación y medida de muestras (Brime, 1998). Su resultados y recomendaciones fueron presentados en la primera reunión internacional del IGCP 294 celebrada en Manchester en 1990 (Kisch, 1991). Estas recomendaciones fortalecieron el uso de la difracción de rayos X (DRX¹²) como principal fuente de identificación mineral y de obtención de parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos. Parámetros que permiten, entre otros, calcular los índices de cristalinidad (p.ej. de la illita o de la clorita), definir los politipos de los minerales arcillosos o cuantificar el índice b₀ de la mica blanca. La combinación y comparación de todos estos índices permiten estimar y definir de las condiciones geotermobarométricas alcanzadas por la roca.

Posteriormente, al empleo de la DRX, se han añadido el uso de la microscopia electrónica de rastreo (SEM y SEM-BSE¹³) y de transmisión (TEM). Estas técnicas han aportado avances significativos en el estudio de las microtexturas y de las microfábricas

¹² En este texto, DRX es el acrónimo de Difracción de Rayos X. En inglés, éste acrónimo es substituido por XRD, que procede de *X-ray Diffraction*.

¹³ SEM-BSE es el acrónimo de *Scaning Electron Microscope with back-scattered electrons* traducido como Microscopio electrónico de rastreo con detector de electrones retrodispersados.

en las rocas pelíticas en relación a los procesos de deformación y recristalización (Merriman & Peacor, 1999). El uso combinado de DRX, SEM y TEM ha permitido estudiar a nivel cristalino, no sólo el tamaño de las estructuras de los filosilicatos, sino también el grosor real de dichas estructuras laminares, los defectos e imperfecciones de las estructuras cristalinas o los intercrecimientos y combinaciones de los interestratificados. Además, ha permitido observar cómo cambian y evolucionan estos parámetros a los largo del proceso diagenético y metamórfico.

A pesar de estos avances, la problemática ha perdurado hasta nuestros días y en la actualidad, la Subcomisión de la Sistemática de Rocas metamórficas (SCMR)¹⁴ continúa trabajando en la clarificación de la terminología utilizable en el metamorfismo de grado muy bajo.

En este sentido, la SCMR define la diagénesis s.l. como: todo cambio químico, mineralógico, físico y biológico ocurrido a un sedimento después de su deposición, durante y después de su litificación, excluyendo los procesos de alteración meteórica superficial y el metamorfismo. Estos cambios son resultado de los procesos de compactación, cementación, retrabajamiento, autigénesis, remplazamiento, cristalización, lixiviación, hidratación, deshidratación, acción bacterial y formación de concreciones, que tienen lugar en condiciones de presión y temperatura próximas a las de la superficie terrestre o en la parte más externa de la corteza (Árkai et al., 2007).

La diagénesis se divide en: diagénesis somera (*shallow diagenesis*) y diagénesis profunda (*deep diagenesis*). Donde la primera se refiere a los aquellos cambios físicos, químicos, mineralógicos y biológicos que experimenta un sedimento en condiciones físicas que no difieren significativamente de aquellas en que se originó. Caracterizándose por la ausencia de alteración de minerales detríticos. Mientras que la segunda se vincula a los cambios que sufre el sedimento caracterizados por reacciones de los minerales de la arcilla (p. ej., la transformación de esmectita a illita, o de caolinita a dickita, etc., y el aumento de la proporción de capas de illita en los interestratificados).

¹⁴ SCMR es el acrónimo de la *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* (SCMR) traducida en el texto como Subcomisión de la Sistemática de Rocas metamórficas. Esta subcomisión es una rama de la *Commission on the Systematics in Petrology* (CSP) de la *International Union of Geological Sciences* (IUGS).

La subdivisión de la diagénesis, tradicionalmente, ha utilizado como sinónimos los términos temprana *(early)* y tardía *(late)*, pero la SCMR recomienda no emplearlos por sus connotaciones temporales.

En el otro extremo, la SCMR, definen el metamorfismo como: "un proceso que implica cambios en la composición y contenido mineral y/o microestructura de una roca, predominantemente en el estado sólido. Este proceso se debe principalmente a un reajuste de la roca a las condiciones físicas que difieren de aquellas en las que se formó originalmente, y que también difieren de las condiciones físicas que tienen lugar en la superficie de la Tierra y en la zona de la diagénesis. El proceso puede coexistir con la fusión parcial y también puede implicar cambios en la composición química total de la roca" (Smulikowski et al., 2007; Árkai et al., 2007).

8.1.1 Nomenclatura

Una de las consecuencias de esta problemática es la proliferación de terminología y de nomenclatura específica aplicada, en ocasiones de forma ambigua y poco clara, en el metamorfismo de grado muy bajo.

En este sentido, la SCMR realiza una serie de recomendaciones en la línea ya iniciada por Frey (1987). Según estas recomendaciones, cuando las características originales del protolito son fácilmente reconocibles debería usarse el prefijo "meta" delante del nombre original de la roca sedimentaria o ígnea (p. ej. metapelitas, metareniscas, metaconglomerado, metagrauvaca,...). Pero es inaceptable su utilización conjunta con rocas metamórficas (p. ej. no debe usarse el término metapizarra).

Respeto en empleo de la terminología específica para ciertas litologías, la SCMR acepta y promueve el uso del término pizarra (*slate*), filita (*phyllite*), espilita (*spilite*) o esquisto verde (*greenschist*). Pero descarta y recomienda dejar de emplear los términos catagénesis – epigénesis – metagénesis o metamorfismo críptico (*cryptic metamorphism*).

Sin embargo, la SCMR elude comentar el término *shale*, a mi entender de forma expresa. Este término, que apareció por primera vez en *"The Miners Dictionary"* (Hooson, 1747 en Wilkins, 2003), es comúnmente empleado en la industria del petróleo y del gas, y a veces en geología, aunque de forma escasa y poco acertada para referirse

a las pelíticas de grano más fino en el ámbito de la diagénesis y del VLGM. Resulta más complicado su uso justificado en español, pues este término es a menudo traducido como esquisto. Pero esta traducción resulta del todo incorrecta, pues un esquisto es una roca metamórfica. En cambio *shale* es una roca sedimentaria formada por arcillas y limos, compacta, físil y no metamórfica, según la clasificación de Twenhofel (1937) basada en la composición, el grado de compactación (*induration*) y el nivel de metamorfismo. Ésta última definición explica la utilización en petrología sedimentaria del término lutita pizarrosa o con pizarrosidad, en alusión su gran fisilidad que recuerda a la observable en las pizarras de origen metamórfico.

A pesar de esta clara definición, en los primeros trabajos sobre las rocas metapelíticas en VLGM eran habituales las referencias a *shales* como una roca precedente a la pizarra, sin entrar en mayor descripción (Weaver, 1961; Frey, 1987). En la actualidad, y como indica Wilkins (2003) este término ha sido abandonado por los geólogos debido a su ambigüedad y ha quedado restringido a usos muy concretos, como en la referencia a ciertas litologías que son roca madre del petróleo o del gas (*shale oil & shale gas*).

8.1.2 Comparativa de parámetros

Como sucede con la terminología, las propuestas de correlación y comparación entre diversos parámetros para caracterizar el VLGM es prolífica (Kübler, 1964; Kisch, 1974, 1987; Frey, 1987; Kisch, 1990, 1991; Árkai, 1991, 2007; Frey & Robinson, 1999; Merriman, & Peacor, 1999; Kübler & Jaboyedoff, 2000; Merriman, 2005, 2006; Merriman & Frey, 1999; Merriman & Kemp, 1996; Abad *et al.*, 2001a, b; Abad, 2007; Blanco-Ferrera & Sanz-López, 2012). No obstante, todas estas correlaciones, desarrolladas inicialmente en el campo de la exploración petrolífera, tienen como objetivo común el establecer una zonación desde la diagénesis hasta la epizona o parte más baja del metamorfismo de grado bajo. Esta zonación se establece a partir del índice de Kübler (KI), expresado como $\Delta^{\circ}2\theta$ Cu K α , y da lugar a las denominadas zonas metapelíticas (Kisch, 1990, 1991) que son: zona diagenética, anquizona y epizona. (Figura 8-3) Sin embargo, la precisión del KI permite subdividir las dos primeras. Así, dentro de la zona diagenética se distinguen la zona de diagénesis somera (*shallow diagenetic zone*) que se establece por valores de KI mayores de 1,0Å, y la zona de diagénesis profunda (*deep diagenetic zone*) que se caracteriza por valores de KI comprendidos entre 1,0 y 0,42Å. En la anquizona, definida por valores de KI entre 0,42 y 0,25Å, se diferencia la anquizona baja con valores restringidos entre 0,42 y 0,30Å y la anquizona alta que toma valores entre 0,30 y 0,25Å. Por último, la epizona está caracterizada por valores de KI más bajos de 0,25Å.

Zonas metapelíticas	Subdivisión de las zonas metapelíticas	Índice de Δ°2θ	Kübler (KI) Cu Ka
Zona diagenética	Zona diagenética somera (Shallowdiagenetic zone)	10Å	
(Diagenetic zone)	Zona diagenética profunda (Deep diagenetic zone)	1,0 A	0.42 Å
Anquizona	Anquizona baja (Lowanchizone)	— — — 0 30 Å	0,42 A
(Anchizone)	Anquizona alta (Hight anchizone)	0,00 A	0.05 Å
Epizona (Epizone)	Parte inferior de la zona de esquistos verdes (Lowgreenschist zone)		0,25 A

Figura 8-3: Zonas metapelíticas de Kübler establecidas en base al parámetro de cristalinidad de la illita expresado como anchura del pico a media altura (FWHM) del pico de 10Å de la illita medido mediante difracción de rayos X.

Kisch (1974) fue uno de los primeros investigadores que correlacionó los rangos de KI con las facies metamórficas y los rangos del carbón. Así, en primer lugar observó que los valores de aparición del rango diagenético o no metamórfico de la cristalinidad en la illita y de los interestratificados de illita/esmectita (I/S) coincidían con las facies zeolita y con el rango del carbón bituminoso y sub-bituminoso (*coal rank*), definido por la ASTM¹⁵ en base al contenido de materia orgánica volátil (*V.M.*) (Figura 8-4). En segundo lugar, advirtió el solapamiento de la zona anquimetamórfica de Kübler, definida en base a la cristalinidad de la illita y a la ausencia de caolinita e interestratificados de I/S, con las facies prehnita – pumpellyta y con los rangos de carbón antracítico y no antracítico. Por último, describió la concomitancia entre la epizona de Kübler, la parte

¹⁵ ASTM es el acrónimo de *American Society for Testing Materials* (Sociedad Americana para el Testeo de Materiales). La ASTM se constituyó como organización autónoma en 1902 y en la actualidad es uno de los mayores contribuyentes técnicos del ISO. Mantiene un sólido liderazgo en la definición de los materiales y métodos de prueba en casi todas las industrias, con un casi monopolio en las industrias petrolera y petroquímica. http://www.astm.org/

baja de la facies de esquistos verdes y el rango de la meta-antracita. No obstante, esta primera aproximación evidencia la heterogeneidad y las incoherencias respecto el uso de los diferentes indicadores, los criterios para clasificarlos y compararlos o la claridad de la nomenclatura empleada hasta el momento.



Figura 8-4: Relación esquemática de las zonas de Kübler con de las etapas de epigénesis regional y metagénesis y con las facies de metamorfismo de muy bajo grado con los rangos del carbón. También se incluyen los valores de la reflectancia de la vitrinita (Rm %) y el contenido de materia orgánica volátil (VR) (traducido de Kisch, 1987).

Más tarde, Kübler *et al.* (1979) establecieron la correlación de KI con determinadas asociaciones minerales y con los índices de la materia orgánica. Esta correlación fue precisada y actualizada, por Kübler & Jaboyedoff (2000), añadiendo la evolución de los politipos de la mica blanca (Figura 8-5). Esta tabla revela una buena correspondencia entre el aumento del KI, la evolución de los politipos de la mica blanca, las franjas de estabilidad y de aparición – desaparición de los minerales arcillosos, de las micas y de las zeolitas en rocas pelíticas, volcánicas y carbonatadas, de ciertos óxidos e hidróxidos en bauxitas, del potencial de hidrocarburos, del rango del carbón y de la reflectancia de la vitrinita, desde la diagénesis hasta la epizona.



Figura 8-5: Tabla de correlación entre las zonas metapelíticas de Kübler establecidas por el KI, las asociaciones minerales, los parámetros cristaloquímicos y los índices de la materia orgánicas (de Kübler & Jaboyedoff, 2000).

Por su parte Árkai (1991) propuso, en el marco del IGCP 294, una correlación entre los KI, la cristalinidad de la clorita (índice de Árkai), la distribución de los minerales de arcilla diagenéticos en rocas de composición pelítica, la reflectancia de la

vitrinita, el color de alteración de los conodontos (CAI) y las facies minerales en las metabasitas para el estudio y caracterización del VLGM. Además, introdujo una estimación de las condiciones térmicas alcanzadas por las rocas en la zona de transición entre la diagénesis y el metamorfismo (Figura 8-6).



Figura 8-6: Correlación de los KI con la cristalinidad de la clorita, las asociaciones de minerales de la arcilla, los rangos del carbón, el CAI y las facies minerales en las metabasitas (traducido de Árkai, 1991).

Más modernamente, Merriman (2005, 2006) aplicó las correlaciones entre los diferentes índices al análisis y estudio de la evolución de las cuentas sedimentarias detríticas, y a una escala mayor, a la caracterización de los ambientes geodinámicos terrestres. Para ello, combinó los KI y las zonas metapelíticas de Kübler (denominadas zonas de madurez de los minerales arcillosos) con el grado de madurez de la cuenca, con la procedencia de los minerales arcillosos sedimentarios, la reflectancia de la vitrinita, las zonas de hidrocarburos y el CAI (Figura 8-7) o con las litologías pelíticas típicas, las microfábricas y otros parámetros cristaloquímicos (Figura 8-8).

MADUREZ DE LA CUENCA	ORIGEN DE LOS MINERALES ARCILLOSOS	ZONAS DE MADUREZ DE LOS MINERALES ARCILLOSOS	ÍNDICE DE KÜBLER (Δ°2θ Cu Kα)	REFLECTAN- CIA DE LA VITRINITA (R,%)	ZONAS DE LOS HIDROCARBU- ROS	ÍNDICE DE ALTERACIÓN DE LOS CONODONTOS (CAI)
Inmadura	Heredado + Neoformado	Zona diagenética somera	~10	0.50	Inmaduro Pesado	(1) Amarillo
Madura	Heredado + Neoformado + Transformado	Zona diagenética profunda	- 1,0	0,50 0,75 1,35	acerte Ligero Gas	(2) Marrón claro (3) Marrón
Super-madura		Anchizona baja	0,42	2,50 2,50 3,00	Gas seco	(4) Marrón oscuro
o Metamórfica	Transformado	Anchizona alta	0,30		Sobremadurado	(5) Negro
		Epizona	0 25	-4,00		(5,5)

Figura 8-7: Panel de correlación del grado de madurez de una cuenca sedimentaria en función del origen de los minerales arcillosos y su grado de madurez, el índice de Kübler, la reflectancia de la vitrinita, la zona de los hidrocarburos y el índice de alteración de los conodontos (traducido de Merriman, 2005).

Zona Metapelítica	Indice de Kübler (Δ°2θ Cu Ka)	% Illita - moscovita en I-S	Tamaño medio illita TEM (Å)	Politipo Illita - moscovita	Ordena- miento reichweita en I-S	Esmectita - Chlorita	Caolínita - pirofilita	Litologias pelíticas típicas	Microfábricas características
Zona diagenética somera					R=0 R=1	Tri-esmectita	Caolinita	"Shale"/	
Zona diagenética profunda	0.40	- 60-80	220	(? 1 <i>M</i>)	R>1	Corrensita Clorita		argilita (Shale/mudstone) Argilita clivada	Estratificación paralela (Bedding-parallel) (S ₀)
Anchizona baja	0,42	- 90 -	- 220 -	(3T)		Corrensita -	Dickita (nacrita)	y pencil (Cleaved/pencilled mudstone) Pizarra (Slate)	Estratificación crenulada (Crenulated) (S _o)
Anchizona alta	0.25		520			Clorita	Pirofillita	Pizarra (Roofing slate)	Clivaje (<i>Cleavage</i>) (S ₁)
Epizona	0,25	-> 99-	- 520	2 <i>M</i> , (3 <i>T</i>)				Pizarra (<i>Slate)</i> Filita <i>(Phyllite)</i>	(S ₁)

Figura 8-8: Panel de correlación de las zonas metapelíticas, tal como se definen por el índice de Kübler. La distribución de la superposición de los productos de reacción de los minerales de la arcilla muestra la naturaleza metaestable de las paragénesis observables. El panel también correlaciona las litologías pelíticas típicas y sus microfábricas características (traducido de Merriman, 2006).

Cabe recordar que el Índice de Alteración de los Conodontos (CAI) fue desarrollado en el mundo de la exploración petrolífera en relación a la maduración de la materia orgánica (Epstein *et al.*, 1977; Rejebian *et al.*, 1987). En consecuencia, este indicador ya era empleado conjuntamente con otros parámetros de madurez microscópica como: la Thermal Alteration Index (TAI) medida en la esporinita, la reflectancia de la vitrinita, la reflectancia de los Graptolitos / Quitinozoos / Scoleconodontos, la reflectancia de los bitúmenes, la reflectancia de la Alginita, etc. O con parámetros de maduración química como: la Tmax obtenida por Pirólisis Rock-Eval; el Índice del Methylpenanthreno (*Methylpenanthrene Index, MP1*), el Ratio del Methyldibenzothiopheno (Methyldibenzothiopheno ratio, MDR), las trazas de fisión de los apatitos y otros indicadores empleados en el estudio de los reservorios de hidrocarburos (Mukhopadhyay, 1994).

A nivel de la Península Ibérica existen diversos grupos de investigadores que han empleado las técnicas recomendadas por el IGCP 294 en el estudio del VLGM de los materiales paleozoicos. Uno de estos grupos pertenece a la Universidad de Granada y destacan sus múltiples trabajos dedicados al estudio y caracterización de filosilicatos mediante DRX y TEM (Nieto, 1985, 2001; Nieto & Jiménez-Millán, 2007; Nieto & Sánchez-Navas, 1994; Warr & Nieto, 1998) y los centrados en su aplicación al VLGM (Abad, 2007; Abad *et al.*, 2001; Martínez Poyatos *et al.*, 2001). Entre todos estos, destaca el trabajo de Abad *et al.* (2001) que demuestra la utilidad de la correlación de los valores de KI y las zonas metapelíticas en combinación con los datos obtenidos por TEM, el % de illita en los interestratificados I/S, los politipos de la illita, las litologías pelíticas típicas y sus microfábricas, las facies metamórficas, la zona de fluidos, los estadios de maduración de la materia orgánica, Rmax% y CAI, y les asignaron rangos de temperaturas (Figura 8-9).

El otro grupo de investigadores que ha empleado las técnicas y correlaciones propuesta por el IGCP 294 para el VLGM es el de la Universidad de Oviedo. En este grupo destacan los trabajos de Álvarez & Brime (1982), Brime (1980, 1985, 1998), Brime *et al.* (2001) y más recientemente los de Blanco-Ferrera *et al.* (2011) y Blanco-Ferrera & Sanz-López (2012), quienes establecen correlaciones entre los KI y las zonas metamórficas con los diversos indicadores basados en los conodontos (CAI, color, tejido álbido e intervalo térmico) y en la materia orgánica (reflectancia de la vitrinita, %

Zona metapelítica (profundidad en km)	Temperatura (°C)	KI (∆°20)	% illita en I/S	Grosor medio de los cristales de illita en TEM (Å)	Politipos de la illita - moscovita	Litologias pelíticas tipicas	Microfabricas características	Fases metamórficas	Zona de fluidos	Estadios de maduración	Reflectancia de la vitrinita Rr%	Indice de alteración de los conodontos (CAI)
Zona diagenética somera	- 100	1.00	60.90		184	"Shale"/		Ceolita	UNC	Diagénesis	0.50	1
Zona diagenètica profunda	~200	0.42	00-00	200	(1M?)	argilita	Estratificación paralela (S _o)			Catagénesis	1,35	2 3
Anchizona baja	200	0,42		400	2M, (3T)	Pizarra	crenulada (S ₀)	prehnita - pumpellyta	СН₄	Metadánesis	.2.00	4
Anchizona alta	200	0,30	90	400			Clivaje (S,)			Metagenesis	4,00	5
Epizona	~300	0,25	···>90·	500	2M, (3T)	Pizarra (Filita)	(S ₁₊)	esquisto verde	H ₂ O			5,5

carbono fijado en la roca encajante, intervalos de los carbones e hidrocarburos, etc.) (Figura 8-10).

Figura 8-9: Panel de correlación de las zonas metapelíticas y estimación de temperarura a partir del KI, del % de intererstratificados J/S, del tamaño cristalino obtenido por TEM, de los politipos, de la litología tipo, de la microfábrica, de la facies metamórfica de rocas básicas, de las zonas de fluidos, del estado de maduración de la materia organica, del la reflectancia de la vitrinita y del CAI (traducido de Abad, 2007).

-	Cono	dontos			Vitr	inita	Int	avala		Facies	Índia	:0		Grado
CAI	Color (intervalos de color en la tabla de Munsell)	Tejido álbido	Intervalo térmico °C	Zonación	Reflectancia %Rm equiv. de la litologia oncajante	Carbono Riado en la roca encajante	de carbones Carburos		Meta- morfismo Organico	de Kübler (KI)		Facies minerales	meta- mórfico	
1	Amarillo claro (2,5Y 7/4 a 8/4)	Poco visible o	<50-80		<0,8	60%			Gas seco superficial, gas húmedo y aceite	Inmadura				
-	Marrón muy	Invisible							1	Maduración		A		
1,5	claro (10YR 7/3 a 10Y/R 8/4)		50-90	ONA	0,7-0,85	60-65%	So	C	Aceite pesado a liviano y gas	Maduro		NET	Facies de las	Diagé-
2	Marrón a marrón oscuro (10YR 4/2 a 10Y/R 3/2)	Visible apariencia lechosa	60-140	NACAIZ	0,85-1,4	65-73%	tumino	в	húmedo	ventana líquida		A DAGÉ	Zeolitas	nesis
3	Marrón muy oscuro grísáceo (10YR 4/2) a marrón oscuro rojizo (5YR 2,5/2) a marrón negro (10YR 2,5/1)	Oscurecido a marrón crema	110-200		1,3-1,95 (1,8)	73-84%	Di	A	Gas húmedo condensado		>0,42	NOZ		
4	Marrón negro (5YR 2,5/1) a negro (10YR 2,5/1)	Marrón cambiando a gris	190-300	NA	1,95-3,6 (1,8-3,5)	84-95%		Ē	Gas seco o estéril			NA	Sub occulator	Grada
5	Negro (7,5YR 2,5/0) a negro (2,5YR 2,5/0)	Gris negro si es visible; se reduce	300-480	NCAIZO	+3,60 (3,5-5,0)	+95%	antraci	antraci	antraci	Sobrema- duro	0,42- 0,25	NQUIZO	verdes	muy bajo
5,5		A veces más oscuro que el			<6.0		1	A	125.0			4	Clorita-moscovila	
6	Gris medio oscuro a gris medio (N4-N5)	Teato	360-550	A			A an y	Aeta- tracita grafito	estéril		<0,25	A		
6,5	Gris medio claro a gris claro (N6-N7)		440-610	CAIZON								EPIZOI	verdes	bajo
7	Gris muy claro a blanco (N8-N9)		490-720	EPI								NA	biotita-granate	
8	Sin color o cristal claro		>600									MESOZO	Anfibolita Granate	Grado medio

Figura 8-10: Correlación del KI con CAI, Vitrinita, intervalo de carbones e hidrocarburos, facies minerales y grado metamórfico (de Blanco-Ferrera & Sanz-López, 2012)

8.2 Antecedentes

El metamorfismo de los materiales del zócalo paleozoico, y más concretamente el metamorfismo regional hercínico, es uno de los aspectos geológicos más desconocidos y menos estudiados en la región del Priorat Central. La confluencia de varias causas explica esta situación. La primera, y tal vez la más relevante, es la sobreimposición del metamorfismo de contacto asociado a las intrusiones tardihercínicas. Este metamorfismo ha dado lugar importantes aureolas de contacto entorno los cuerpos ígneos presentes al este y sur del Priorat Central. En esas zonas, la sobreimpresión ha producido el borrado de las características mineralógicas y microtexturales resultado del metamorfismo regional previo (Sáez, 1982; Melgarejo, 1987, 1992). Una segunda causa tiene que ver con las características de las series paleozoicas, ya que se trata mayoritariamente de litologías siliciclásticas muy estables en condiciones metamórficas de grado muy bajo a bajo. Además, a visu, muestran un alto grado de preservación y un predominio de las microestructuras de origen sedimentario y del escaso contenido fosilífero por encima de las características microtexturales del metamorfismo regional. La tercera causa tiene que ver con el ámbito de procedencia de los especialistas que han abordado el estudio del metamorfismo del Priorat Central (estratigrafía, paleontología o yacimientos minerales). Este conjunto de motivos ha inducido a pensar a diversos autores que el grado metamórfico alcanzado durante la orogenia hercínica era muy poco relevante, posiblemente no sobrepasando el límite diagénesis-metamorfismo; o incluso, en algunos de estos trabajos se llegó se ha considerar que dichos materiales no habían sido metamorfizados. Esto ha fomentado la idea extendida de la irrelevancia, e incluso, de la inexistencia del metamorfismo regional hercínico de grado muy bajo.

En general, las primeras referencias geológicas en el ámbito del metamorfismo de la zona del Priorat son sobre el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de los cuerpos graníticos tardihercínicos. Esos trabajos se centraron en describir las tipologías de rocas y las asociaciones minerales observables a simple vista (Mallada, 1890; Vilaseca, 1917; Ashauer & Teichmuller, 1935; San Miguel de la Cámara & San Miguel Arribas, 1948).

Uno de los primeros trabajos donde se comenta la existencia de un metamorfismo regional pertenece a Weisflog (1961, en Sáez, 1982). Este autor realizó el estudio petrográfico de la parte baja de la serie estratigráfica del Priorat Central e hizo cartografías en Porrera y en La Vilella Alta. En la zona de Porrera describió los materiales como esquistos del Devónico superior y en La Vilella Alta habló de pizarras alumínicas de un "pre-Culm" pertenecientes al Carbonífero inferior.

Solé Sugrañes (1973) describió la existencia de una esquistosidad de fractura asociada a la fase principal de deformación hercínica que afectó tanto a los materiales del Silúrico como los del Carbonífero en el sector de Prades al este del Priorat Central. Esta esquistosidad dio lugar a una crenulación en los planos de estratificación. Respecto el metamorfismo de contacto, constató la existencia de aureolas de contacto entorno las intrusiones graníticas. Esta aureola tiene una amplitud entorno los dos mil metros de espesor y afecta tanto los materiales silúricos como a los carboníferos. También describió una zonación metamórfica desde las zonas proximales, donde existen corneanas silíceas con cuarzo, biotita, plagioclasa y cordierita en facies corneanas hornbléndicas, hasta las partes más externas caracterizadas por la paragénesis cuarzo y clorita. En las pizarras del Silúrico describió la existencia de grandes cristales de quiastolita (variedad de andalucita).

Al suroeste del Priorat Central, en Bellmunt, Crespo & Michel (1980) establecieron, para el metamorfismo regional hercínico, que las rocas de la Fm. Les Pinyeres del Ordovícico están en facies esquistos verdes con una paragénesis de cuarzo – albita – moscovita – clorita, mientras que los materiales del Carbonífero no. Además, el metamorfismo de contacto asociado a las intrusiones tardihercínicas transformó las primeras en corneanas piroxénicas y las segundas en corneanas albito-epidóticas con biotita, moscovita, turmalina y clorita.

Sáez (1982) reconoció, de nuevo, en los materiales paleozoicos del Priorat dos tipos de metamorfismo: uno regional hercínico de grado bajo de facies esquistos verdes y otro de contacto asociado a la intrusión de cuerpos ígneos tardihercínicos. Además, para la zona concreta del Priorat Central remarcó que sólo es observable el metamorfismo regional, aunque hacia el SE, en las inmediaciones de Porrera, se aprecia la existencia de moteados de recristalización metamórfica en las pizarras.

En trabajos posteriores, sólo centrados en el metamorfismo de contacto, destaca el trabajo de Serra (1985) que realizó el primer estudio y la caracterización de las rocas plutónicas del macizo de Alforja al este del Priorat Central. En dicho trabajo describió

un metamorfismo de contacto de grado medio, caracterizadas por la presencia de cordierita. Serra (1985) utilizó este mineral metamórfico para fijar la temperatura del encajante paleozoico, y así estimar las temperaturas de intrusión de las rocas ígneas, obteniendo unas temperaturas entre 567 y 767°C para presiones de 0,5 y 2 kbar, respectivamente.

Melgarejo (1987, 1992) y Melgarejo & Ayora (1992) destacaron la dificultad para estudiar del metamorfismo regional hercínico a causa de la superposición de metamorfismo de contacto asociado a las intrusiones plutónicas tardihercínicas. No obstante, a partir de las observaciones realizadas en la Serra de Prades – Miramar, al este del Priorat Central y de Prades, establecieron que el metamorfismo regional estaría, probablemente, entre el anquimetamorfismo y el grado muy bajo con unas condiciones de presión y temperatura situadas entre los 2 - 3 kbar y 200°C.

En el metamorfismo de contacto, Melgarejo (1987, 1992) estudió las aureolas metamórficas e hizo una cartografía de zonación metamórfica a escala 1:200.000 donde diferenció cuatro grados: anquimetamorfismo, grado muy bajo, bajo y medio (Figura 8-11). A grandes rasgos, esta zonación muestra una distribución concéntrica entorno los cuerpos ígneos, de manera que, hacia el oeste del Priorat, y más concretamente en la zona del Priorat Central, los materiales se sitúan en el anquimetamorfismo y hacia el este y el sur los materiales muestran un aumento progresivo del grado metamórfico hacia el contacto con el granito de Falset.

Las cartografías actuales del ICGC (2006) también reflejan la existencia de una aureola de contacto entorno los granitoides, aunque no llegan a diferenciar una zonación metamórfica como la establecida por Melgarejo (1987, 1992).



Figura 8-11: Zonación metamórfica asociada al metamorfismo de contacto tardihercínico de Melgarejo (1992). La región recuadrada sitúa la zona de estudio en el Priorat Central.

Una de las últimas referencias a condiciones térmicas y a metamorfismo es el trabajo de Juez-Larré & Andriessen (2002). Estos autores obtuvieron que el emplazamiento de los cuerpos magmáticos tardihercínicos alrededor de 290 Ma incrementó la temperatura de las rocas encajantes por encima de los 110 °C. Este calentamiento produjo un reseteo total de las trazas de fisión en apatitas (*Apatite fission-track o AFT*) para los metasedimentos carboníferos de los bloques de Miramar, Prades y Priorat.

8.3 Cristalinidad de la illita y de la clorita

En este apartado se introduce en primer lugar el concepto de cristalinidad, los índices de Kübler, de Árkai y de Esquevin. Seguidamente se presentan los resultados de las calibraciones realizadas y de la cristalinidad de la illita y de la clorita obtenidos de las muestras de rocas pelíticas del Priorat Central.

8.3.1 Base teórica de la cristalinidad

Frey (1987) y Frey & Robinson (1999) indican que fue Kübler (1964) quien propuso un método basado en la determinación de la cristalinidad de la illita a partir de los resultados analíticos (difractogramas) obtenidos mediante difracción de rayos y quien definió la cristalinidad como el grado de ordenamiento en una estructura cristalina, pero sin especificar que se entendía por ordenamiento (Kübler, 1967).

No obstante, fue el propio Kübler (1984) quien, en una revisión de la terminología, propuso reemplazar el término de cristalinidad de la illita por el término "anchura de Scherrer (*Scherrer width*), definido por la ecuación de Scherrer (Scherrer, 1918 en Frey, 1987) para estimar el anchura angular a mitad de la máxima intensidad del pico caracterizado.

$$B = \Delta^o 2\theta = \frac{K \cdot \lambda}{N \cdot d \cdot \cos \theta}$$

Dónde: B es la anchura angular a mitad de la máxima intensidad medida en radianes 2 Θ (2Theta); K es una constante próxima a la unidad (Klug & Alexander, 1974 proporcionan valores de 0,89 y 0,94); λ es la longitud de onda; d es el espaciado de los planos estructurales; N es el número de plano; N·d es el tamaño de los dominios de difracción (*domain size*) y θ es el ángulo de Bragg para una reflexión específica.

Este parámetro conocido como Índice de Kübler permite la identificación y la segmentación de la zona de transición entre la diagénesis y la epizona (la anquizona) en secuencias pelíticas de grado metamórfico muy bajo, dando lugar a las denominadas zonas metapelíticas o zonas de Kübler.

No obstante, en la actualidad, la cristalinidad, aunque es usada en referencia a la illita, también se determina para otros filosilicatos y minerales de la arcilla como son: la clorita, la caolinita o la pirofilita.

El índice de cristalinidad de la illita (IC) o índice de Kübler (KI)

En la mineralogía de las arcillas, los cambios de la forma del pico de difracción de rayos X de 10Å son diagnósticos de alteraciones en el grado de diagénesis y metamorfismo incipiente. El ratio de nitidez del pico de la illita (*The illite- sharpness ratio*) fue empleado por primera vez por Weaver (1961) para determinar el estadio del VLGM. El índice de Weaver se expresa como la relación de la intensidad del pico de 10Å, en cps¹⁶, respecto de la posición 10,5Å (Figura 8-12) y se aplica en la zona diagenética donde ha demostrado una alta sensibilidad para detectar pequeños cambios dentro de un grado diagenético (Weaver & Broekstra, 1984). En cambio, en la anquizona y en la epizona su sensibilidad es mucho menor que otros métodos como la zonación por paragénesis mineral o la maduración de la materia orgánica.



Figura 8-12: Comparación del índice de Kübler (FWHM o anchura del pico de 10Å medido a media altura) obtenido en difractogramas de una argilita y de una pizarra. Resaltar que a medida que incrementa la cristalinidad se produce un incremento de la intensidad del pico (I) y un aumento de la simetría del mismo. (A es el área del pico, I es la intensidad, I_1/I_1 , y I_2/I_2 , son los índices de Weaver de la argilita y de la pizarra, respectivamente)

¹⁶ Cps es el acrónimo de *counts per second*, traducido en el texto como cuentas por segundo.

Por este motivo, Kübler (1964) caracterizó un parámetro diagnóstico y continuo sensible para determinar el metamorfismo de grado bajo. Éste parámetro, denominado índice de cristalinidad de la illita (IC) o índice de Kübler (KI), lo obtuvo midiendo la anchura del pico medido a mitad de la altura del pico (FWHM¹⁷) de la primera reflexión basal de la illita, que en este mineral arcillo corresponde a la reflexión representada por los planos (001) en una posición de 10Å (Figura 8-12). En los primeros estudios, los valores de cristalinidad eran expresados mm, pero actualmente se expresan como $\Delta^{o}2\theta$ (incrementos de 2Theta expresado en grados). Sin embargo, debe considerarse que el FWHM es dependiente del tamaño de los dominios de difracción (N·d) en base a la ecuación de Scherrer, mientras que la posición del pico, la máxima intensidad de difracción, el ratio de nitidez (*sharpness ratio*) y la asimetría son dependientes de la absorción y superposición de las ondas electro-magnéticas de acuerdo con la ley de Bragg. Es decir, que según la teoría de difracción, la anchura de los picos de difracción dependiente del tamaño de dominio cristalino y de los defectos cristalinos, a la vez que es influenciada por factores instrumentales.

A pesar de estas dependencias, en un caso real, los picos de difracción de 10Å de la illita muestran una tendencia a disminuir su FWHM a medida que aumenta el metamorfismo (Figura 8-13). No obstante, el condiciones al aire libre este pico, además de estar controlado por las reflexiones basales de la mica blanca precursora de illita, se ve influenciado por los patrones de difracción de la esmectita y de los interestratificados de illita – esmectita, que en condiciones diagenéticas pueden alcanzar hasta un 5%. Por eso, en condiciones diagenéticas y de metamorfismo de grado muy bajo, este índice presenta ciertas limitaciones debidas a los fenómenos de defectos cristalinos como los interestratificados o la mezclas de capas de arcillas.

Con todo, la introducción del KI significó un avance importante en la petrología metamórfica de grado bajo de las rocas pelíticas y supuso la base para el *IGCP Project* 294 "Low Temperature Metamorphism" (1987 – 1993) en el cual se estableció la metodología y procedimientos estándares empleados actualmente.

¹⁷ FWHM es el acrónimo de *Full Width at Half Maximum peak intensity*, traducido en el texto como intensidad de pico medido a mitad de la altura.



Figura 8-13: Difractogramas que muestras la evolución de la "nitidez" del pico de 10Å de la illita desde la diagénesis somera hasta la epizona, expresada como FWHM (modificado de Ferreiro Mählmann *et al.*, 2012).

El índice de Esquevin

El índice de Esquevin (Esquevin, 1969) está definido por la relación entre la intensidad de las reflexiones 002 y 001 de la illita en la fracción $<2\mu$ m. Este valor es función del carácter ferromagnésico o alumínico de la illita (Tabla 8-1), de manera que si la relación I(002)/I(001) es menor a 0,25 la illita es ferromagnésica, mientras que si es mayor a 0,40 entonces es alumínica. Si el valor se encuentra entre 0,25 y 0,40, entonces es intermedia.

Mineral	Fórmula	Al	Mg
Biotita	K(Mg _{0,6-1,8} Fe _{2,4-1,2})(Si,Al)(O ₁₀ (OH,F) ₂	1	0,6 - 1,8
Fengita	$K[Al_{1,5}(Mg,Fe^{2+})_{0,5}](Si_{3,5},Al_{0,5})(O_{10}(OH,F)_{2})$	2	0,5
Illita	$K_{0,75}(Al_{1,75}R^{2+}_{0,25})(Si_{3,5},Al_{0,5})(O_{10}(OH,F)_{2})$	2,25	0,25
Moscovita	KAl ₂ (Si ₃ ,Al)(O ₁₀ (OH,F) ₂	3	0

Tabla 8-1: Variación de los cationes de Al y Mg según el tipo de mica

No obstante, se debe resaltar que la cristalografía de la illita es sensible a varios factores, y sin duda a la presión de fluidos.

El gráfico del índice de Esquevin vs el índice de cristalinidad de Kübler permite emplazar las illitas en los campos de diagénesis, anquizona y epizona a la vez que permite establecer la tendencia de su composición ferromagnésica intermedia o alumínica.

El índice de cristalinidad de la clorita (ChC) o índice de Árkai (AI)

Otro de los indicadores obtenido a partir del análisis de DRX y empleados en el estudio del metamorfismo de grado muy bajo en rocas pelíticas es el denominado índice de cristalinidad de la clorita o índice de Árkai. Este índice se define, al igual que el KI, como la anchura de pico a mitad de la altura de la máxima intensidad para la segunda reflexión basal de la clorita, es decir, es el FWHM 7Å.

Diversos estudios avalan la existencia de una buena correlación entre la cristalinidad de la illita y de la clorita (Abad *et al.*, 2001; Abad, 2007; Árkai, 1991; Árkai *et al.*, 1996; Árkai & Sadek, 1997; Frey, 1987; Kübler & Jaboyedoff, 2000; Merriman, 2005, 2006). Esta afirmación quedo corroborada por Árkai (1991), quien obtuvo correlaciones lineales entre los índices de cristalinidad de la illita y de la clorita para series de filitas, pizarras y esquistos de formaciones paleozoicas y mesozoicas del NE de Hungría. A partir de estos trabajos, Árkai (1991) dejó fijados unos valores para los límites de la anquizona entre 0,31 a 0,43 $\Delta^{\circ}2\theta$ para la reflexión (001) de la clorita en la posición de 14Å y de 0,262 a 0,331 $\Delta^{\circ}2\theta$ para la reflexión (002) de la clorita en la posición de 7Å (Figura 8-14).



Figura 8-14: Correlación entre las escalas de la cristalinidad de la illita y de la clorita a partir de los datos procedentes de muestras del Paleozoico y Mesozoico del NE de Hungría (modificado de Árkai, 1991).

Calibración de la cristalinidad de la illita y de la clorita con los patrones internacionales (CIS)

En sus inicios, la falta de una estandarización interlaboratorio fue una de las principales causas que impedían la comparación entre los resultados de metamorfismo de grado muy bajo obtenidos a través de técnicas de difracción de rayos X por los diferentes equipos de investigadores. Kisch (1991) propuso el empleo de láminas delgadas de pizarras, pero siempre existía el problema de la representatividad de las muestras.

Warr & Rice (1994) analizaron la problemática de la estandarización interlaboratorio y propusieron como solución la utilización de una calibración de los datos obtenidos de los filosilicatos. El método utiliza un conjunto de patrones estándares interlaboratorio constituidos por cuatro rocas trituradas en fragmentos de tamaño inferior a 20 mm y un cristal de moscovita de 5 cm y $60 - 80 \mu m$ de espesor procedente de una pegmatita de la India (localidad desconocida). Las cuatro rocas fueron recogidas por

Warr & Rice (1994) en una sección NE – SW perpendicular al cinturón varíscide de grado metamórfico muy bajo del norte de Cornwall, al SW de Inglaterra (Tabla 8-2).

Patrón	Edad	Litología	Zona	Mineralogía (<2 µm)
SW-1	Carbonífero superior	Argilita limosa	Diagénesis	Ill / Sme, Mg-Chl, ±Ab & ±Qtz Kln _{-Out}
SW-2	Carbonífero superior	Argilita limosa físil	Diagénesis - límite anquizona	Ill / Sme & Kln Chl _{-Out}
SW-4	Devónico medio	Pizarra gris	Anquizona (Facies Prehnita- Pimpellyita) Epizona	III / Ms, Fe-Chl & ±Pg, ±Qtz & ±Kfs
SW-6	Devónico superior	Pizarra gris verdosa	(Facies Esquistos Verdes)	III / Ms _{-2M1} , Fe-Chl & ±Qtz, ±Ab & ±Sme

Tabla 8-2.- Resumen de las características de las muestras que forman el patrón estándar CIS

El subindice (-Out) significa ausencia del mineral.

El subíndice 2M1 indica el politipo predominate de la moscovita.

Los prefijos (Mg-) y (Fe-) empleados en el minearl clorita (Chl) significan clorita magnésica y clorita férrica, respectivamente.

Estas muestras abarcan el rango zonal desde la diagénesis hasta la epizona en facies esquistos verdes, pasando por el límite diagénesis – anquizona y por la anquizona en facies prehnita – pumpellyta. El cristal de moscovita es empleado en la calibración de las condiciones instrumentales y analíticas de difracción.

La metodología propuesta por Warr & Rice (1994) consiste en preparar y analizar los patrones de roca empleando la misma metodología utilizada por los equipos investigadores, es decir, que se analizan con los mismos equipos de DRX y las mismas condiciones analíticas empleadas en las muestras problemas.

Posteriormente, se fabrica una resta de calibrado entre los valores de la cristalinidad de la illita (FWHM 10Å) y de la clorita (FWHM 7Å) obtenidos con los equipos y condiciones analíticas del laboratorio y los valores proporcionados por Warr & Rice (1994) (Tabla 8-3).

Finalmente, las rectas de calibrado obtenidas son utilizadas en la corrección y estandarización de los resultados de KI (FWHM 10Å) y de AI (FWHM 7Å) a fin de permitir la comparación de resultados de cristalinidad a nivel interlaboratorio.

	SV	SW-1		V-2	SV	V-4	SV	V-6	MF1	
1	AD	GY	AD	GY	AD	GY	AD	GY	AD	
FWHM pico 10Å de la illita	0,63	0,57	0,47	0,44	0,38	0,38	0,25	0,25	0,11	
% desviación típica de muestra	3,7%	4,6%	7,1%	6,8%	4,8%	5,7%	5,6%	6,9%	5,9%	
Intensidad media (c.p.s)	533	484	627	631	853	814	585	585	124550	
Espaciado d (Å)	10,146	10,103	10,101	10,072	10,081	10,071	10,082	10,080	9,946	
FWHM pico 7Å de la clorita	0,34	0,34	0,30	0,33	0,32	0,32	0,25	0,25	Ą	
% desviación típica de muestra	3,5%	3,4%	10,3%	12,7%	7,1%	6,6%	7,1%	6,9%	4	
Intensidad media (c.p.s)	326	295	104	95	626	561	886	863	ñ	
Espaciado d (Â)	7,131	7,140	7,198	7,217	7,124	7,123	7,106	7,104		

Tabla 8-3.- Resultados de los picos de 10Å y 7Å de los patrones CIS de Warr & Rice (1994)

(a) Los valores resaltados en negrita corresponden a los utilizados en los cálculos de las rectas de calibrado.

En este trabajo de aplicación de los índice KI y AI en las rocas paleozoicas del Priorat Central, la calibración se ha efectuado empleando sólo los resultados de FWHM de los picos de 10Å de la illita y 7Å de la clorita de los patrones SW-1, SW-4 y SW-6 preparadas en condiciones de secado al aire libre (identificados como AD). Los resultados de la muestra SW-2 fueron despreciados por existir un problema en la preparación del patrón, que no permitió la correcta separación por sedimentación de las partículas de tamaño inferior a 2 μ m. El estudio de la problemática reveló que la floculación de las arcillas y la imposibilidad de separación de la fracción determinada se producían por la presencia de sodio (Na) de origen marino.

8.3.2 Resultados del análisis de los patrones CIS y rectas de calibrado

Los resultados de cristalinidad de illita y clorita presentados en este trabajo se obtuvieron en los CCiTUB en dos períodos, entre 1995 – 1998 y 2013 – 2015, hecho que comportó el uso de dos equipamientos con prestaciones y resoluciones muy diferentes.

Todos los resultados de cristalinidad han sido ajustados a valores comparables mediante las rectas de calibrado confeccionadas a partir de los datos de cristalinidad obtenidos de tres de los patrones CIS de Warr & Rice (1994), los cuales fueron preparados y analizados usando la misma metodología que la aplicada a las muestras del Priorat Central.

En el presente trabajo se realizó, en primer lugar, un actualizado de los datos obtenidos antes del 2005. El reprocesado de los patrones CIS analizados entre 1995 – 1998 se realizó mediante el software PANalytical X'Pert HighScore Plus versión 2.2b, y proporcionó unos valores de cristalinidad de illita y clorita en condiciones de secado al aire libre (Tabla 8-4).

	Warr & Rice (1994)			Reprocesado de los difractogramas de 1998		
Análisis	19	094	Período 1995 - 1998			
Difractómetro	Siemens	s D-5000	Sin equipo	de análisis		
Software	Siemens DIFFR	AC-AT version 3	PANalytical X'Pert High Score Plus v.2.2b			
Patrón CIS	Illita _{(AD) CIS}	Clorita _{(AD) CIS}	Illita _{(AD) Lab} SCT, UB	Clorita _{(AD) Lab} SCT, UB		
SW1	0,63	0,34	0,576	0,286		
SW4	0,38	0,32	0,337	0,267		
SW6	0,25	0,25	0,179	0,176		

Tabla 8-4: Resumen de los datos de cristalinidad de illita y clorita para los análisis del periodo 1995 - 1998

A partir de estos nuevos valores de CIS reprocesados se confeccionaron dos rectas de calibrado, una para la cristalinidad de la illita y otra para la clorita (Tabla 8-5). Ambas rectas fueron utilizadas exclusivamente en el ajuste de las muestras analizadas antes de 2005 (período 1995 – 1998).

Mineral	Recta de calibrado	Coeficiente
-		R = 0,99792
Illita	Illita _{(AD) CIS} = $6,894053 + 0,964753$ x Illita _{(AD) Lab SCT,UB}	$R^2 = 0,99584$
		$R^2aj. = 0,99168$
1.2.1		R = 0,99857
Clorita	$Clorita_{(AD) CIS} = 0,109032 + 0,800241 x Clorita_{(AD) Lab SCT,UB}$	$R^2 = 0,99715$
		R ² aj. = 0,99430

 Tabla 8-5: Rectas de calibrado de los valores calculados de KI y AI para los análisis del período 1995 – 1998

 Mineral
 Deste de calibrado

 Confisionta
 Confisionta

En segundo lugar, se procedió a análisis de los agregados orientados originales, conservados desde 1998, de los patrones CIS mediante el difractómetro PANalytical X'Pert PRO. Los difractogramas se procesaron con el mismo software de PANalytical, que proporcionó unos nuevos datos de cristalinidad de la illita y de la clorita en condiciones de secado al aire libre (Tabla 8-6). El glicolado de estos agregados orientados recuperados se descartó a fin de garantizar la preservación para futuros análisis.

Tabla 8-6: Resumen de los datos de cristalinidad de illita y clorita para el periodo 2013 - 2015

Warr & Rice (1994)			Analisis DRX sobre los agregados orientados de 1998			
Análisis	19	994	Período 2013 - 2015			
Difractómetro	Siemens	: D-5000	PANalytica	ıl X'Pert Pro		
Software	Siemens DIFFR	AC-AT version 3	PANalytical X'Pert High Score Plus v.2.2b			
Patrón CIS	Illita _{(AD) CIS}	Clorita _{(AD) CIS}	Mlita _{(AD) Lab} CCiTUB	Clorita _{(AD) Lab} CCITUB		
SW1	0,63	0,34	0,567	0,235		
SW4	0,38	0,32	0,269	0,206		
SW6	0,25	0,25	0,132	0,115		

Con estos datos de cristalinidad se procedió a calcular dos nuevas rectas de calibrado, una de illita y otra de clorita, que han sido utilizadas en el ajuste de los datos obtenidos para las muestra analizadas en el período 2013 – 2015.

Mineral	Recta de calibrado	Coeficiente
		R = 0,99953
Illita	Illita _{(AD) CIS} = $0,140382 + 0,866613$ x Illita _{(AD) Lab CCITUB}	$R^2 = 0,99906$
		R ² aj. = 0,99813
	K	R = 0,99981
Clorita	Clorita _{(AD) CIS} = 0,163908 + 0,752473 x Clorita _{(AD) Lab CCiTUB}	$R^2 = 0,99963$
		$R^2aj. = 0,99926$

Tabla 8-7: Rectas de calibrado de los valores KI y AI para los análisis del período 2013 – 2015

8.3.3 Resultados de índice de Kübler y de Esquevin

La cristalinidad de la illita (KI) se ha obtenido a partir de los 80 agregados orientados (AO) secados al aire libre obtenidos a partir de 61 muestras de rocas, principalmente, limolitas y lutitas, aunque también de areniscas. Éstos corresponden a ocho de la unidad de Les Vilelles, un de la unidad de Torroja, dieciséis de la unidad de Les Bassetes, veinticinco de la unidad de la unidad de Scala Dei y quince de la unidad de Poboleda (Figura 8-15).



Figura 8-15: Mapa de localización de las muestra analizadas para obtener KI.

El análisis en conjunto de todos los datos de KI obtenidos y la representación en un histograma de frecuencias revela una concentración de valores en el rango 0,30 - 1,00 $\Delta^{o}2\theta$ con un manifiesto máximo en torno a $0,42 \Delta^{o}2\theta$ (Figura 8-16). Esta distribución de KI permite situar las rocas del Priorat Central en unas condiciones entre la zona diagenética profunda y la anquizona baja, y más concretamente, alrededor del límite entre la diagénesis y la anquizona.



Figura 8-16: Histograma de frecuencia de los valores de KI para las rocas del Priorat agruapadas según los límites de las zonas metapelíticas de Kübler.

Índice de Kübler en las unidades litoestratigráficas

Los AO de las limolitas de la unidad de Les Vilelles presentan unos contenidos muy variables de mica blanca, situado entre el 21% y el 98%, con un valor promedio de 57% y tienen rango composicional muy amplio representado por valores de índice de Esquevin (EI) comprendidos entre 0,19 y 0,52 con un valor promedio de 0,33. Los valores de KI están situados entre 0,57 y 0,92 $\Delta^{\circ}2\theta$ con un valor promedio de 0,74 $\Delta^{\circ}2\theta$, lo cual coloca a todas estas rocas en la zona diagenética profunda (Tabla 8-8).

Los *cherts* de la unidad de Torroja, por su composición, no pueden ser analizados para obtener el KI, no obstante en este trabajo se ha analizado el material arcilloso (harina de falla) obtenido de una zona de falla asociada a la deformación de F1. El AO proporcionó un contenido del 96% en mica de composición alumínica con un EI de 0,62 y un valor del KI de 1,01 $\Delta^{o}2\theta$ (Tabla 8-9). Este valor es muy próximo al valor máximo obtenido en las limolitas de la unidad de Les Vilelles y sitúa a este material en la zona diagenética somera.

Muestra	Litología	KI	KI(CIS)	Zona metapelítica	Índice de Esquevin	Composición mica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-69	Limolita	0,69	0,74	Diagenética profunda	0,33	Intermedia	.21	0	79	0	0
PR-91	Limolita	0,85	0,88	Diagenética profunda	0,37	Intermedia	65	0	35	0	0
PR-92	Limolita	0,49	0,57	Diagenética profunda	0,52	Alumínica	50	13	37	0	0
VI-01-1	Limolita	0,69	0,73	Diagenética profunda	0,40	Intermedia	64	35	1	0	0
VI-01-2	Limolita	0,72	0,77	Diagenética profunda	0,36	Intermedia	61	38	0	0	0
VI-01-3	Limolita	0,60	0,65	Diagenética profunda	0,19	Ferromagnésica	38	60	3	0	0
VI-02-1	Limolita	0,88	0,92	Diagenética profunda	0,28	Intermedia	98	0	2	0	0
VI-03	Limolita	0,68	0,72	Diagenética profunda	0,22	Ferromagnésica	60	40	1	0	0
Minimo		0,49	0,57		0,19		21	0	0	0	0
Máximo		0,88	0,92		0,52		98	60	79	0	0
Promedio		0,70	0,75		0,33		57	23	20	0	0
Mediana		0,69	0,74		0,35		61	24	2	0	0

Tabla 8-8: Micas blancas en los AO de las limolitas de la unidad de Les Vilelles

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Tabla 8-9: Micas blancas e	en los AO de la	harina de falla d	e la unidad de	Torroja
----------------------------	-----------------	-------------------	----------------	---------

Muestra	Litología	KI	KI(CIS)	Zona metapelítica	Índice de Esquevin	Composición mica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
VI-24	Lutita	0,98	1,01	Diagenética profunda	0,62	Alumínica	96	2	2	0	0

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Los AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Les Bassetes tienen unos contenidos de micas blancas situados entre 30% y 92%, con un valor promedio del 59% y la composición tiene una clara tendencia alumínica (Tabla 8-10) con valores de EI comprendidos entre 0,31 y 0,69. Los valores del KI están comprendidos entre 0,33 y 0,48 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio y una mediana de 0,46 y 0,43 $\Delta^{\circ}2\theta$, respectivamente (Tabla 8-10). Estos valores disponen a estas rocas en la parte alta de la zona diagenética profunda y la anquizona.

Muestra	Litología	KI	KI(CIS)	Zona metapelítica	Índice de Esquevin	Composición mica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-68	Lutita	0,38	0,47	Diagenética profunda	0,44	Alumínica	81	12	7	0	0
PR-72	Lutita	0,34	0,43	Diagenética profunda	0,47	Alumínica	69	23	8	0	0
PR-73	Arenisca	0,24	0,35	Anquizona baja	0,39	Intermedia	30	35	35	0	0
PR-74	Arenisca	0,40	0,48	Diagenética profunda	0,38	Intermedia	33	33	23	12	0
PR-79	Arenisca	0,21	0,33	Anquizona baja	0,45	Alumínica	36	38	18	8	0
PR-80	Lutita	0,29	0,39	Anquizona baja	0,42	Alumínica	38	45	16	0	0
PR-87	Lutita	0,36	0,45	Diagenética profunda	0,51	Alumínica	92	0	8	0	0
PR-88	Arenisca	0,32	0,42	Límite inferior anquizona	0,52	Alumínica	84	0	16	0	0
PR-94	Arenisca	0,25	0,36	Anquizona baja	0,37	Intermedia	34	31	23	11	0
PR-96	Lutita	0,28	0,39	Anquizona baja	0,45	Alumínica	60	28	12	0	0
SP-01	Arenisca	0,37	0,43	Diagenética profunda	0,40	Intermedia	90	9	ı	0	0
VI-20	Lutita	0,40	0,46	Diagenética profunda	0,32	Intermedia	60	38	2	0	0
VI-21	Lutita	0,40	0,46	Diagenética profunda	0,31	Intermedia	55	42	3	0	0
VI-22	Lutita	0,33	0,39	Anquizona baja	0,36	Intermedia	47	45	7	0	0
VI-26	Lutita	0,41	0,46	Diagenética profunda	0,57	Alumínica	55	43	2	0	0
VI-27	Arenisca	0,40	0,45	Diagenética profunda	0,69	Alumínica	73	24	3	0	0
Minimo		0,21	0,33		0,31		30	0	1	0	0
Máximo		0,41	0,48		0,69		92	45	35	12	0
Promedio		0,34	0,42		0,44		59	28	11	2	0
Mediana		0,35	0,43		0,43		58	32	8	0	0

Tabla 8-10: Micas blancas en los AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Les Bassetes

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Los AO de las lutitas de la unidad de Scala Dei tienen unos contenidos de micas situados entre 37% y 95%, con un valor promedio y una mediana coincidentes del 72% (Tabla 8-11). Estos contenidos son mayores que los obtenidos para las unidades infrayacentes, y la composición es entre intermedia y alumínica. Los valores KI están comprendidos entre 0,29 y 0,46 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio y una mediana de 0,39 y 0,41 $\Delta^{\circ}2\theta$, respectivamente (Tabla 8-11). Estos valores sitúan a estas rocas concentradas esencialmente en la anguizona baja.

Muestra	Litología	KI	KI(CIS)	Zona metapelítica	Índice de Esquevin	Composición mica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-63	Lutita	0,18	0,29	Anquizona alta	0,46	Alumínica	92	0	8	0	0
PR-65	Lutita	0,25	0,36	Anguizona baja	0,44	Alumínica	67	13	20	0	0
PR-66	Lutita	0,21	0,33	Anquizona baja	0,43	Alumínica	82	5	13	0	0
PR-67	Lutita	0,31	0,41	Anquizona baja	0,46	Alumínica	61	30	9	0	0
PR-71	Lutita	0,27	0,38	Anquizona baja	0,46	Alumínica	76	13	10	0	0
PR-75	Lutita	0,34	0,44	Diagenética profunda	0,43	Alumínica	66	25	9	0	0
PR-81	Lutita	0,27	0,37	Anquizona baja	0,41	Alumínica	59	30	11	0	0
PR-82	Lutita	0,26	0,37	Anquizona baja	0,56	Alumínica	92	0	8	0	0
PR-83	Lutita	0,27	0,38	Anquizona baja	0,44	Alumínica	72	20	7	0	0
PR-84	Lutita	0,32	0,41	Anquizona baja	0,48	Alumínica	64	23	13	0	0
PR-85	Lutita	0,35	0,45	Diagenética profunda	0,45	Alumínica	95	0	5	0	0
PR-86	Arenisca	0,32	0,41	Anquizona baja	0,42	Alumínica	55	25	21	0	0
PR-93	Lutita	0,31	0,41	Anquizona baja	0,46	Alumínica	89	0	11	0	0
SP-02	Lutita	0,34	0,39	Anquizona baja	0,38	Intermedia	84	14	2	0	0
SP-03	Lutita	0,28	0,34	Anquizona baja	0,38	Intermedia	90	9	1	0	0
SP-04	Lutita	0,29	0,35	Anquizona baja	0,37	Intermedia	90	9	1	0	0
SP-05	Lutita	0,36	0,42	Límite inferior anquizona	0,35	Intermedia	64	36	1	0	0
SP-06	Lutita	0,36	0,42	Límite inferior anquizona	0,37	Intermedia	75	25	0	0	0
SP-07	Lutita	0,37	0,43	Diagenética profunda	0,40	Intermedia	83	16	I	0	0
VI-06	Lutita	0,36	0,42	Límite inferior anquizona	0,34	Intermedia	74	25	1	0	0
VI-07	Lutita	0,35	0,41	Anquizona baja	0,34	Intermedia	38	61	1	0	0
VI-12	Lutita	0,38	0,44	Diagenética profunda	0,32	Intermedia	62	36	2	0	0
VI-16-1	Arenisca	0,33	0,39	Anquizona baja	0,42	Alumínica	43	54	4	0	0
VI-16-2	Arenisca	0,41	0,46	Diagenética profunda	0,36	Intermedia	68	31	0	0	0
VI-17	Lutita	0,36	0,41	Anquizona baja	0,33	Intermedia	59	41	0	0	0
Minimo		0,18	0,29		0,32	-	38	0	0	0	0
Máximo		0,41	0,46		0,56		95	61	21	0	0
Promedio		0,31	0,39		0,41		72	22	6	0	0
Mediana		0,32	0,41		0,42		72	23	5	0	0

Tabla 8-11: Micas blancas en los AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Scala Dei

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Los AO de las lutitas de la unidad de Poboleda tienen los mayores contenidos de micas observados en todas las muestras del Priorat Central, que están situados entre 49% y 99%, con un valor promedio del 80% y una mediana del 77% (Tabla 8-12). La composición está entre intermedia y alumínica con clara tendencia hacia las intermedias. Los valores cristalinidad de la illita están comprendidos entre 0,28 y 0,45 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio y una mediana de 0,39 y 0,40 $\Delta^{\circ}2\theta$, respectivamente (Tabla 8-12). Estos valores sitúan a estas rocas desde la anquizona baja hasta la parte inferior de la anquizona alta.
Muestra	Litología	KI	KI(CIS)	Zona metapelítica	Índice de Esquevin	Composición mica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-62*	Arenisca	0,17	0,28	Anquizona alta	0,41	Alumínica	49	18	19	13	0
PR-76	Arenisca	0,35	0,45	Diagenética profunda	0,47	Alumínica	75	18	7	0	0
PR-78	Lutita 0,35 0,45 Diagenética profunda		0,51	Alumínica	74	20	6	0	0		
PV-01	Lutita 0,35 0,40 Anquizona baja 0,4		0,48	Alumínica	80	20	0	0	0		
PV-02	Lutita	0,34	0,40	Anquizona baja	0,40	Intermedia	65	35	0	Ó	0
PV-04	Lutita	0,32	0,38	Anquizona baja	0,40	Intermedia	79	19	1	0	0
PV-06	Lutita	0,32	0,38	Anquizona baja	0,41	Alumínica	71	28	2	0	0
PV-07*	Lutita	0,31	0,37	Anquizona baja	0,40	Intermedia	73	27	1	0	0
PV-08*	Lutita	0,35	0,41	Anquizona baja	0,40	Intermedia	98	0	2	0	0
PV-09*	Lutita	0,34	0,40	Anquizona baja	0,37	Intermedia	77	22	0	0	0
PV-10	Lutita	0,33	0,39	Anquizona baja	0,38	Intermedia	75	25	0	0	0
SP-08	Lutita	0,34	0,40	Anquizona baja	0,38	Intermedia	92	7	1	0	0
SP-09	Arenisca	0,35	0,40	Anquizona baja	0,39	Intermedia	99	0	1	0	0
SP-10	Lutita	0,35	0,40	Anquizona baja	0,45	Alumínica	98	0	2	0	0
SP-11	Lutita	0,34	0,40	Anquizona baja	0,39	Intermedia	99	0	1	0	0
Minimo		0,17	0,28		0,37		49	0	0	0	0
Máximo		0,35	0,45		0,51		99	35	19	13	0
Promedio		0,33	0,39		0,42		80	16	3	1	0
Mediana		0,34	0,40		0,40		77	19	1	0	0

Tabla 8-12: Micas blancas en los AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Poboleda

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å) * Muestras fuera de la zona de estudio

Respecto las muestras situadas fuera de los límites de la zona de estudio (PR-62, PV-06, PV-07, PV-08) se han considerado sus resultados dentro del análisis de la unidad litoestratigráfica a la cual pertenecen.

Análisis comparativo del KI de las unidades litoestratigráficas

El gráfico estadístico de tipo caja (*box-whisker*¹⁸) resulta muy útil para comparar las medidas de KI para cada unidad litoestratigráfica ya que representa la distribución de un conjunto de datos a partir cuartiles. Así, se observa que la litología de la unidad de Les Vilelles, la más antigua, se sitúa plenamente en la zona diagenética profunda y tiene la mayor dispersión de valores de KI; mientras que la unidad de Les Bassetes está en el límite entre la zona diagenética profunda y la anquizona, y el resto de las unidades superiores tienen la máxima concentración de datos KI en la anquizona.

¹⁸ El diagrama estadístico de caja, también conocidos como diagrama de caja y bigotes (*box-whisker*) está formado por un rectángulo, la "caja", y dos brazos, los "bigotes". Este tipo de gráfico da información sobre los valores mínimo y máximo, los cuartiles Q1 (25%), Q2 o mediana (50%) y Q3 (75%), y sobre la simetría de la distribución.



Figura 8-17: Gráfico estádistico de caja para los KI de las unidades litoestratigráficas del Priorat Central. Dentro de cada caja se han señalado en negrita el número de muestras.

Índice de Esquevin vs índice de Kübler

El análisis de los valores del índice de Esquevin (EI) de las unidades litoestratigráficas mediante el gráfico estadístico de tipo caja muestra que de la unidad más antigua se sitúa plenamente en el campo de las fengitas con una amplia dispersión que va desde la Ms – Bt hasta la Ms, mientras que las unidades más modernas presentan micas de tipo Ms y Phg, en ausencia de Ms – Bt.



Figura 8-18: Gráfico estadístico de caja para los valores de EI agrupados por unidades litoestratigráficas.

Comparación de KI y EI

El gráfico de relación de la cristalinidad de la illita y el índice de Esquevin (Figura 8-19) evidencia, en primer lugar, que las rocas más antiguas, correspondientes a la unidad de Les Vilelles, se emplazan en el campo de la zona diagenética profunda, mientras que las rocas más modernas, de las unidades de Les Bassetes, de Scala Dei y de Poboleda, se sitúan en torno al límite diagénesis – anquizona, definido por la cristalinidad de $0,42 \ \Delta o 2\theta$, o en el campo de la anquizona baja. De manera que, se constata una inversión de la cristalinidad de la illita. En segundo lugar se observa como las micas de la unidad de Les Vilelles presentan un amplio rango composicional desde la mezcla de Bt + Ms hasta la Ms, mientras que las micas de las unidades carboníferas están concentradas en composiciones de Phg y Ms. En este sentido, el gráfico también parece indicar cierta tendencia general a que las micas blancas son más alumínicas conforme las rocas son más jóvenes.



Figura 8-19: Gráfico del índice de Esquevin vs el índice de Kübler para las unidades litoestratigráficas del Priorat Central.

Mapa de isolíneas del KI

A fin de analizar la distribución geoespacial de los valores de cristalinidad de la illita, los datos han sido tratados en un mapa de isolíneas, en cuya elaboración se han tenido en cuenta un conjunto de consideraciones. A nivel de datos, se han omitido del cálculo aquellos valores ubicados fuera de los límites de la zona de estudio, es decir, parte de las muestras recogidas entre la población de Poboleda y la Venta del Pubill (PV-06, PV-07, PV-08) y la muestra PR-62, situada al sur de Gratallops. Además en el caso de muestras situadas en el mismo punto geográfico, se ha representado el valor promedio. Respecto el mapa de isolíneas, éste se ha elaborado de forma manual atendiendo a la estructura geológica y, dado que el rango de valores KI-CIS está comprendido entre 1,01 y 0,29 Δ o2 θ , se ha tomado como isolínea de referencia la de valor 0,42 Δ o2 θ . Junto a esta isolínea, que constituye el límite entre la zona diagenéticas profunda y la anquizona baja, también se han representado las líneas de 0,35, 0,50 y 0,60 Δ o2 θ que no tienen correspondencia con ninguno de los valores considerados límites de las zonas metapelíticas.

El mapa de isocristalinidad de illita muestra que la disposición de las isolíneas se organiza siguiendo una dirección preferente NW – SE, aunque con un manifiesto grado de ondulación de dirección N – S a NE – SW (Figura 8-20).

Las isolíneas de menor KI se sitúan en tres sectores: al S de la zona de estudio (zona de Gratallops – La Figuera), en una franja estrecha al N de La Vilella Alta y un estrecho corredor al S de Escaladei que se abre hacia el E en la zona de Poboleda. En concreto, la isolínea de $0,42 \Delta^{\circ} 2\theta$ separa la anquizona baja (coincidente con los sectores anteriormente descritos) de la zona diagenética profunda que se extiende principalmente a lo largo de la zona central coincidiendo con la traza del anticlinal de Les Vilelles y al N de Escaladei (Figura 8-21).



Figura 8-20: Mapa de isolíneas de KI en el Priorat Central.



Figura 8-21: Mapa de zonas metapelíticas delimitadas por la isolínea del valor de KI de 0,42 Δ °2 θ en el Priorat Central.

El mapa de isocristalinidad muestra que la disposición de las zonas metapelíticas está controlada a grandes rasgos por la orientación de las estructuras de F1, las cuales están a su vez interferidas por las estructuras de F2. En particular, los valores de menor KI coinciden mayoritariamente con la unidad de Scala Dei, mientras que los valores de mayor KI corresponden a la unidad de Les Vilelles. Esta disposición sugiere una aparente inversión de la estructura térmica, hecho que ya se había puesto de manifiesto a través del gráfico de índice de Esquevin vs índice de Kübler. A priori, esta disposición es contraria a la premisa que las series más antiguas, y por tanto las más profundas en un modelo de apilamiento sedimentario no tectonizado, son las que presentan los valores de mayor cristalinidad.

Sin embargo, la representación de estos datos sobre el corte geológico A – A' evidencia que los valores de anquizona se ubican en las estructuras sinclinales de F1 (Figura 8-22). Del mismo modo, los valores más bajos de diagénesis profunda coinciden con los materiales del núcleo del Anticlinal de les Vilelles.

Por otro lado, los valores más bajos de cristalinidad de los sectores de Gratallops – La Figuera y de Poboleda podrían correlacionarse, por su lado, con la proximidad de los cuerpos ígneos de Falset y de Alforja, respectivamente. El primero se encuentra a unos 4 km al S de Gratallops, mientras que el plutón de Alforja se haya aprox. A 6 km al E de Poboleda, estas distancias podrían explicar los valores de cristalinidad más elevados (0,29 $\Delta^{o}2\theta$) en el sector de Gratallops y más bajos (0,40 $\Delta^{o}2\theta$) en el sector de Poboleda.



Figura 8-22: Corte geológico A-A' con isolínea del KI de 0,42 $\Delta^{\circ}2\theta$.

8.3.4 Resultados de cristalinidad de la clorita

La cristalinidad de la clorita se ha calculado en 67 de los agregados orientados (AO) obtenidos a partir de 61 muestras de rocas pelíticas. Éstos corresponden a cinco de la unidad de Les Vilelles, uno de la unidad de Torroja, catorce de la unidad de Les Bassetes, dieciocho de la unidad de la unidad de Scala Dei y cuatro de la unidad de Poboleda (Figura 8-23). Aunque este método se ha aplicado sobre las mismas muestras donde se ha obtenido el KI, la existencia de interestratificados ha impedido el cálculo del índice de Árkai (AI). Este hecho ha provocado que la distribución del muestreo no sea homogénea y los resultados están concentrados en el sector N del mapa.



Figura 8-23: Mapa de localización de las muestra analizadas para obtener cristalinidad de la clorita.

Los resultados de AI se encuentran en un rango comprendido entre 0,271 $\Delta^{\circ}2\theta$ y 1,14 $\Delta^{\circ}2\theta$, sin embargo el análisis de conjunto evidencia un máximo muy marcado en los valores próximos a 0,70 $\Delta^{\circ}2\theta$ en el histograma de frecuencias (Figura 8-24).



Figura 8-24: Histograma de frecuencia de los valores de AI para las rocas del Priorat agruapadas segín los límites equivalentes a las zonas metapelíticas de Kübler.

Estos valores de AI corresponden a unas condiciones diagenéticas y de anquizona, equiparables a las obtenidas por KI.

Índice de Árkai en las unidades litoestratigráficas

Los AO de las limolitas de la unidad de Les Vilelles presentan unos contenidos muy variables de clorita, situado entre el 13% y el 60%, con un valor promedio de 37%. Los valores de AI se encuentran entre 0,37 y 0,52 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio de 0,41 $\Delta^{\circ}2\theta$. Estos valores de AI sitúan a estas rocas en la zona diagenética, y más concretamente, en la zona diagenética profunda, igual que sucede con los valores de KI (Tabla 8-13).

Tabla 8-13: Clorita de AO de las limolitas de la unidad de Les Vilelles

Muestra	Litología	AI	AI(CIS)	Zona metapelítica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-92	Limolita	0,47	0,52	Zona diagénetica	50	13	37	0	0
VI-01-1	Limolita	0,35	0,39	Zona diagénetica	64	35	1	0	0
VI-01-2	Limolita	0,38	0,42	Zona diagénetica	61	38	0	0	0
VI-01-3	Limolita	0,33	0,38	Zona diagénetica	38	60	3	0	0
VI-03	Limolita	0,32	0,37	Zona diagénetica	60	40	1	0	0
Minimo		0,32	0,37		38	13	0	0	0
Máximo		0,47	0,52		64	60	37	0	0
Promedio		0,37	0,41		54	37	8	0	0
Mediana		0,35	0,39		60	38	1	0	0

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

El AO obtenido a partir el material arcilloso obtenido de una falla de F1 ubicada en los *cherts* de la unidad de Torroja tiene un contenido muy bajo de clorita del 2% y el valor de AI es de 0,51 $\Delta^{\circ}2\theta$ (Tabla 8-14). Este valor está muy próximo al máximo obtenido en la unidad infrayacente, y al igual que las limolitas de la unidad de Les Vilelles, también se situaría en la zona diagenética.

Tabla 8-14: Clorita en AO de la lutita de la unidad de Torroja

Muestra	Litología	AI	AI(CIS)	Zona metapelítica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
VI-24	Lutita	0,50	0,51	Zona diagénetica	96	2	2	0	0

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase míneral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Los AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Les Bassetes tienen unos contenidos de clorita entre 6% y 45%, con un valor promedio y una mediana del 32% y 34%, respectivamente (Tabla 8-15). Los valores AI muestran un rango amplio, que está comprendido entre 0,32 y 1,14 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio y una mediana de 0,47 y 0,38 $\Delta^{\circ}2\theta$, respectivamente (Tabla 8-15). La mayor parte de los valores de AI sitúa a estas rocas en la parte alta de la zona diagenética de Árkai.

Tabla 8-15: Cloritas en AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Les Bassetes

Muestra	Litología	AI	AI(CIS)	Zona metapelítica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-68	Lutita	0,77	0,74	Zona diagénetica	81	12	7	0	0
PR-72	Lutita	0,62	0,63	Zona diagénetica	69	23	8	0	0
PR-73	Arenisca	0,35	0,42	Zona diagénetica	30	35	35	0	0
PR-74	Arenisca	0,24	0,35	Zona diagénetica	33	33	23	12	0
PR-79	Arenisca	0,24	0,35	Zona diagénetica	36	38	18	8	0
PR-80	Lutita	0,25	0,35	Zona diagénetica	38	45	16	0	0
PR-94	Arenisca	0,33	0,41	Zona diagénetica	34	31	23	11	0
PR-96	Lutita	0,30	0,39	Zona diagénetica	60	28	12	0	0
SP-01	Arenisca	1,29	1,14	Zona diagénetica	90	9	1	0	0
VI-20	Lutita	0,38	0,41	Zona diagénetica	60	38	2	0	0
VI-21	Lutita	0,33	0,38	Zona diagénetica	55	42	3	0	0
VI-22	Lutita	0,28	0,34	Zona diagénetica	47	45	7	0	0
VI-26	Lutita	0,30	0,35	Zona diagénetica	55	43	2	0	0
VI-27	Arenisca	0,27	0,32	Anquizona	73	24	3	0	0
Minimo		0,24	0,32		30	9	1	0	0
Máximo		1,29	1,14		90	45	35	12	0
Promedio		0,43	0,47		54	32	11	2	0
Mediana		0,32	0,38		55	34	8	0	0

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Los AO de las lutitas de la unidad de Scala Dei tienen un contenido de clorita muy variable, con un rango amplio que varía entre 5% y 61%. No obstante resalta que el valor promedio y la mediana (26% y 25%, respectivamente) son casi la mitad que los obtenidos en las areniscas de la unidad de Les Bassetes (Tabla 8-16). Los valores de AI están entre

0,27 y 0,83 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio y una mediana de 0,49 y 0,46 $\Delta^{\circ}2\theta$, respectivamente (Tabla 8-16). Aunque la muestra VI-12 obtenida en las inmediaciones de Escaladei tiene una AI de 0,27 $\Delta^{\circ}2\theta$, valor que la emplaza en el campo de la anquizona, la mayoría de las muestras de esta unidad tienen una cristalinidad menor, con valores que las sitúan claramente en el ámbito de la zona diagenética.

Muestra	a Litología AI AI(CIS) Zona metapelítica		%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal		
PR-65	Lutita	0,56	0,58	Zona diagénetica	67	13	20	0	0
PR-66	Lutita	0,49	0,53	Zona diagénetica	82	5	13	0	0
PR-67	Lutita	0,39	0,46	Zona diagénetica	61	30	9	0	0
PR-71	Lutita	0,14	0,27	Anquizona	76	13	10	0	0
PR-75	Lutita	0,39	0,46	Zona diagénetica	66	25	9	0	0
PR-81	Lutita	0,35	0,43	Zona diagénetica	59	30	11	0	0
PR-83	Lutita	0,42	0,48	Zona diagénetica	72	20	7	0	0
PR-84	Lutita	0,29	0,39	Zona diagénetica	64	23	13	0	0
PR-86	Arenisca	0,55	0,58	Zona diagénetica	55	25	21	0	0
SP-02	Lutita	0,90	0,83	Zona diagénetica	84	14	2	0	0
SP-03	Lutita	0,76	0,72	Zona diagénetica	90	9	1	0	0
SP-04	Lutita	0,81	0,76	Zona diagénetica	90	9	1	0	0
SP-05	Lutita	0,33	0,37	Zona diagénetica	64	36	1	0	0
SP-06	Lutita	0,39	0,42	Zona diagénetica	75	25	0	0	0
SP-07	Lutita	0,48	0,49	Zona diagénetica	83	16	1	0	0
VI-06	Lutita	0,82	0,76	Zona diagénetica	74	25	1	0	0
VI-07	Lutita	0,41	0,43	Zona diagénetica	38	61	1	0	0
VI-12	Lutita	0,28	0,33	Anquizona	62	36	2	0	0
VI-16-1	Arenisca	0,31	0,35	Zona diagénetica	43	54	4	0	0
VI-16-2	Arenisca	0,36	0,40	Zona diagénetica	68	31	0	0	0
VI-17	Lutita	0,31	0,35	Zona diagénetica	59	41	0	0	0
Minimo		0,14	0,27		38	5	0	0	0
Máximo		0,90	0,83		90	61	21	0	0
Promedio		0,46	0,49		68	26	6	0	0
Mediana		0,39	0,46		67	25	2	0	0

Tabla 8-16: Cloritas en AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Scala Dei

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å)

Los AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Poboleda tienen un contenido bajo de clorita situado entre 7% y 35%, con un promedio y una mediana de 22% y 20%, respectivamente. Los valores de AI están entre 0,31 y 0,91 $\Delta^{\circ}2\theta$, con un valor promedio y una mediana de 0,49 y 0,43 $\Delta^{\circ}2\theta$, respectivamente (Tabla 8-17). Estos valores de AI sitúan estas rocas claramente en el ámbito de la zona diagenética.

Muestra	Litología	AI	AI(CIS)	Zona metapelítica	%MB	%Chl	%Qtz	%PL	%Cal
PR-62*	Arenisca	0,19	0,31	Anquizona	49	18	19	13	0
PR-76	Arenisca	0,38	0,45	Zona diagénetica	75	18	7	0	0
PR-78	Lutita	0,36	0,43	Zona diagénetica	74	20	6	0	0
PV-01	Lutita	0,40	0,43	Zona diagénetica	80	20	0	0	0
PV-02	Lutita	0,29	0,34	Zona diagénetica	65	35	0	0	0
PV-04	Lutita	1,01	0,91	Zona diagénetica	79	19	1	0	0
PV-06*	Lutita	0,51	0,52	Zona diagénetica	71	28	2	0	0
PV-07*	Lutita	0,35	0,39	Zona diagénetica	73	27	1	0	0
PV-09	Lutita	0,39	0,42	Zona diagénetica	77	22	0	0	0
PV-10	Lutita	0,37	0,40	Zona diagénetica	75	25	0	0	0
SP-08	Lutita	0,87	0,81	Zona diagénetica	92	7	1	0	0
Minimo		0,19	0,31		49	7	0	0	0
Máximo		1,01	0,91		92	35	19	13	0
Promedio		0,47	0,49		74	22	4	1	0
Mediana		0,38	0,43		75	20	1	0	0

Tabla 8-17: Cloritas en AO de las lutitas y areniscas de la unidad de Poboleda

AO - Agregados orientados

% - Estimación de la fase mineral a partir del área del pico característico: MB (d10Å), Chl (d7Å), Qtz (d4,26Å), Pl (d3,196Å), Cal (d3,035Å) * Muestras fuera de la zona de estudio

Análisis comparativo del AI de las unidades litoestratigráficas

La representación de valores del AI de las unidades litoestratigráficas mediante el gráfico de caja resalta la concentración de valores de AI en la parte alta de la zona diagenética. No obstante, a pesar de esta concentración las limolitas de la unidad de Les Vilelles muestran el menor rango de AI entre 0,37 y 0,52, mientras que el mayor rango, comprendido entre 0,32 y 1,14, se observa en las areniscas de la unidad de Les Bassetes.



Figura 8-25: Gráfico estádistico de caja para los AI de las unidades litoestratigráficas del Priorat Central.

Comparación valores KI vs AI

La comparación del índice de Kübler vs el índice de Árkai (Figura 8-26) muestra una baja correlación entre ambos, lo cual es interpretado como un indicador de independencia de estos índices.

No obstante, se aprecia cierta correlación en parte de las muestras de lutitas y areniscas de las unidades de Les Bassetes, Scala Dei y Poboleda, pero es muy baja en las muestras de limolitas de la unidad de Les Vilelles. De la misma manera, se observa que el rango de dispersión de la cristalinidad de la clorita es muy amplio para todas las unidades, mientras que la cristalinidad de la illita está concentrada en rango pequeño.



Figura 8-26: Correlación entre el índice de Kübler y el índice de Árkai.

Mapa de isolíneas del AI

La proyección de los datos AI en el mapa muestra una distribución aparentemente anárquica, con valores que muestran saltos significativos en un mismo afloramiento. No obstante se ha intentado realizar un análisis de la distribución geoespacial del AI mediante la isolíneas $0,331 \Delta o2\theta$ que constituye el límite entre la zona diagenéticas profunda y la anquizona baja. De este modo se observa un área de máxima cristalinidad distribuida a lo largo del eje NE – SW del sinclinal del Mas de Sastre, que afecta tanto a las unidades de Les Bassetes como Scala Dei. Si bien el valor AI de máxima cristalinidad coincide espacialmente con el valor KI, la forma cartográfica obtenida muestra una dirección completamente diferente.

Algunos de los valores de máxima cristalinidad de clorita (valores bajos de AI) corresponden a muestras ubicadas en zonas próximas a fallas inversas de F1, como sucede en las inmediaciones del Escaladei donde aflora el cabalgamiento de Les Crestes.



Figura 8-27: Mapa de valores de AI y esquema de la línea de isocristalinidad para el AI de 0,331 en el Priorat Central

8.4 Pirolisis Rock-Eval y reflectividad equivalente

El análisis por Pirólisis Rock-Eval se ha aplicado a 10 muestras procedentes de las unidades de Les Vilelles, Scala Dei y Poboleda, situadas mayoritariamente en el flanco norte del anticlinal de Les Vilelles y donde la materia orgánica pudo ser observada, en muestra de mano, como pequeños acumulados de color negro o como resto vegetal (Tabla 8-18, Figura 8-28).

Tabla 8-18 Resultados de Pirólisi	s Rock-Eval en muestras	del Priorat Central
-----------------------------------	-------------------------	---------------------

Muestra	Unidad	QTY	Tmax (°C)	S1 mg HC/g roca	S2 mg HC/g roca	S3 mg CO₂/g roca	TOC %	Req	HI (S2/TOC)	OI (S3/TOC)	PI (S1/S1+S2)	S2/S3
VI-18	Les Vilelles	101,30	439	0,03	0,03	0,62	3,1	0,74	0,97	20,00	0,50	0,05
SC-1	Scala Dei	101,00	563	0,00	0,03	0,05	0,16	2,97	18,75	31,25	0,00	0,60
SC-8	Scala Dei	100,60	546	0,00	0,03	0,20	0,14	2,67	21,43	142,86	0,00	0,15
PT-3	Scala Dei	100,90	453	0,00	0,01	0,06	0,1	0,99	10,00	60,00	0,00	0,17
SP-8	Poboleda	100,30	537	0,00	0,09	0,13	0,2	2,51	45,00	65,00	0,00	0,69
SP-11	Poboleda	100,30	546	0,00	0,03	0,18	0,24	2,67	12,50	75,00	0,00	0,17
PV-2	Poboleda	100,60	485	0,00	0,03	0,07	0,15	1,57	20,00	46,67	0,00	0,43
PV-4 rep	Poboleda	100,10	475	0,00	0,03	0,20	0,45	1,39	6,67	44,44	0,00	0,15
PV-5	Poboleda	99,80	551	0,00	0,10	0,29	0,21	2,76	47,62	138,10	0,00	0,34
SI-2	Poboleda	99,90	556	0,00	0,09	0,24	0,25	2,85	36,00	96,00	0,00	0,38
Mín.			439	0,00	0,01	0,05	0,1	0,74	0,97	20,00	0,00	0,05
Máx.			563	0,03	0,10	0,62	3,1	2,97	47,62	142,86	0,50	0,69



Figura 8-28: Mapa de localización de la muestras analizadas por Pirólisis Rock-Eval en el Priorat Central.

El diagrama de van Krevelen que relaciona el índice de Hidrógeno vs índice de Oxígeno (HI vs OI) posiciona todas las muestra en el campo del kerógeno de tipo III – IV (Figura 8-29). En general, este tipo de kerógeno procedería de fragmentos de plantas fibrosas y leñosas o de materia húmica sin estructura, coloidal y dispersa por la muestra. Así mismo, los valores bajos del Índice de Hidrógeno (inferiores a 50) frente a los altos del Índice de Oxígeno indicarían que, dentro de este tipo de kerógeno, procedería principalmente de celulosa y lignina derivada de plantas superiores. Este origen del kerógeno es consistente con el tipo de materia orgánica observada en las limolitas de la unidad de Les Vilelles del Devónico y con los restos fósiles vegetales encontrados en las areniscas de la unidad de Les Bassetes y de Scala Dei del Carbonífero.



Figura 8-29: Diagrama de van Krevelen de las muestras del Priorat Central analizadas por Pirólisis Rock-Eval.

El grafico HI vs Tmax (Figura 8-30) revela la distribución de las muestras agrupadas en torno a dos poblaciones. La primera población está formada por cuatro muestras (VI-18, PT-3, PV-2 y PV-4) y se caracteriza por tener gran dispersión alrededor la ventana de petróleo (*oil windows*), con Tmax comprendidas entre 439° y 485°C. La segunda familia está definida por seis muestras (SC-1, SC-8, SP-8, SP-11, PV-5, SI-2) y se caracteriza por presentar una concentración de valores en el límite entre el gas húmedo y el gas seco (*wet – dry gas limit*), con Tmax entre 537° y 563°C.





La reflectancia de la vitrinita equivalente (Req) calculada a partir de la Tmax ha proporcionado valores de comprendidos entre 0,74 y 2,97. Sin embargo en el diagrama HI vs Tmax se infiere que la población situada en el campo de gas seco muestra unos valores de Req (%) comprendidos entre 2,51 – 2,97, mientras que la población de la ventana del petróleo se dispersa entre los valores de 0,74 y 1,57.

La reflectancia de la vitrinita equivalente (Req) se ha calculado a partir de la Tmax (Jarvie *et al.*, 2004, 2011; Hackey *et al.*, 2009) y ha proporcionado valores comprendidos entre 0,74 y 2,97. Sin embargo en el diagrama HI vs Tmax se infiere que la población situada en el campo de gas seco muestra unos valores de Req (%) comprendidos entre 2,51 - 2,97, mientras que la población de la ventana del petróleo se dispersa entre los valores de 0,74 y 1,57.

A partir de los valores de Req se pueden inferir paleotemperaturas atribuidas al enterramiento o al metamorfismo hidrotermal, que son estimadas por el método de Barker – Pawlewicz (Barker & Pawlewicz, 1994). Los valores obtenidos oscilan en sus extremos entre 111,42° a 223,38°C y de 114,01° a 291,55°C, respectivamente (Tabla 8-19). De manera que los valores del gas seco proporcionan un mínimo y un máximo de temperatura de enterramiento de 111,42°C a 171,86° C y de metamorfismo hidrotermal de 114,01° a 209,86°C, mientras que los valores de la ventana del petróleo se emplazan entre 209,57 y 223,38°C (amplitud térmica de 13,81°C) y entre 269,65° y 291,55°C (amplitud de 21,9°C), respectivamente. Los valores de Req son consistentes con los valores obtenidos por medición directa de la reflectancia de vitrinitas presentes en las muestras y las temperaturas de enterramiento y/o hidrotermal se habrían alcanzado en los campos de la zona diagenética profunda y en la anquizona baja. En concreto, la población del gas seco coincide con la anquizona baja y la de la ventana del petróleo con la zona diagenética profunda.

Tabla 8-19: Temperaturas de enterramiento e hidrotermal calculadas a partir de Tmax para las rocas del Priorat Central

Muestra	Unidad	Tmax (°C)	Req	T _{peack} burial (⁰ C)	T _{peack} hidrotermal (°C)	Población	Zona (Merriman, 2005)
VI-18	Les Vilelles	439	0,74	111,42	114,01	Mantana	Zona diagenética profunda
PT-3	Scala Dei	453	0,99	135,00	151,40	ventana	Zona diagenética profunda
PV-4 rep	Poboleda	475	1,39	162,04	194,28	del	Zona diagenética profunda
PV-2	Poboleda	485	1,57	171,86	209,86	petroleo	Zona diagenética profunda
Min.		439	0,742	111,42	114,01		
Máx.		485	1,57	171,86	209,86	2	
SC-1	Scala Dei	563	2,97	223,38	291,55		Anquizona baja
SC-8	Scala Dei	546	2,67	214,62	277,66	Vantana	Anquizona baja
SP-8	Poboleda	537	2,51	209,57	269,65	ventana	Anquizona baja
SP-11	Poboleda	546	2,67	214,62	277,66	del gas	Anquizona baja
PV-5	Poboleda	551	2,76	217,30	281,91	seco	Anquizona baja
SI-2	Poboleda	556	2,85	219,89	286,01		Anquizona baja
Min.		537	2,506	209,57	269,65		
Máx.		563	2,974	223,38	291,55		

Los valores Req proyectados sobre el mapa geológico (Figura 8-31) muestran un incremento general en dirección NE, que se traduce en un incremento térmico en esa misma dirección (Figura 8-32). Además, se observa que dos de las muestras (VI-18 y PT-3) de la diagénesis profunda se sitúan a lo largo del flanco sur invertido del anticlinal de Les Vilelles, mientras que parte de las muestras pertenecientes a la anquizona baja (SC-1, SC-8, SP-8 y SP-14) se encuentran asociadas al flanco verticalizado del anticlinal invertido de Poboleda. El mapa también muestra un mínimo relativo con muestras de la

diagénesis profunda (PV-2, PV-4) situadas en el núcleo del sinclinal localizado más al E de Poboleda, aunque próximas a estas muestras también se proyecta una muestra de la anquizona baja (PV-5).



Figura 8-31: Mapa de isolíneas de valores de Req calculadas a partir de los datos de Pirólisis Rock-Eval.



Figura 8-32: Paleotemperaturas de enterramiento estimadas a partir de los valores de Req obtenidos a partir de la Tmax de la Pirólisis Rock-Eval en el Priorat Central.

8.5 Reflectancia de la vitrinita

La reflectancia de la vitrinita se ha intentado medir en un total de 34 muestras, de las cuales solamente 23 han proporcionado resultados viables. Estas muestras corresponden a: tres de la unidad de Les Vilelles, una de la unidad de Torroja, doce de la unidad de Les Bassetes, cinco de la unidad de Scala Dei y dos de la unidad de Poboleda (Tabla 8-20, Tabla 8-21, Tabla 8-22). Para tener un mejor control de este método, en la selección de las muestras estudiadas se han tenido en cuenta también rocas procedentes del metamorfismo de contacto (PR-11, PR-62), próximas a la zona de estudio, situadas en Porrera y al sur de Gratallops.



Figura 8-33: Mapa de localización de la muestras analizadas por reflectancia de la vitrinita.

De las 23 muestras viables, tan sólo en dos de la unidad de Les Bassetes no ha sido posible la medición de la reflectancia de la vitrinita, en el caso de la arcosa PR-89 por ausencia de materia orgánica, lo que ha revelado un mecanismo de transporte y clasificación muy eficiente y en la arenisca PR-33 por presentar evidencias de alteración y oxidación de la materia orgánica.

Las muestras de la unidad de Les Vilelles presentan unos valores de reflectancia media comprendidos entre 1,20 y 2,37 (Tabla 8-20), que sitúan a estos materiales entre la zona diagenética profunda y la anquizona baja.

La única muestra de la unidad de Torroja presenta un valor de reflectancia de 1,202 (Tabla 8-20) lo que la sitúa en la parte media de la zona diagenética profunda.

Muestra	Litología	Unidad	Flanco del anticlinal de Les Vilelles	n	Ro min	Ro max	Ro media	Burial Heating Tpeak (°C)	Hydrothermal Metamorphis m Tpeak (°C)	Zonas metapelíticas	Notas
PR-04	Lutita	Torroja	Sur	20	0,61	1,87	1,20	150	172	Zona diagenética profunda	Vitrinitas cuarteadas
PR-11	Corneana	Les Vilelles	Anticlinal	34	2,42	6,32	4,56	258	342	Epizona	Metamorfísmo de contacto - zona de andalucita - cordierita (Porrera)
VI-1-2	Limolita	Les Vilelles	Anticlinal	31	0,50	2,01	1,22	151	172	Zona diagenética profunda	Vitrinita de tamaño muy pequeño (inferior ventana de medida)
TS-1	Limolita	Les Vilelles	Anticlinal	11	1,90	2,84	2,37	205	261	Anquizona baja	

Tabla 8-20: Reflectancia de la vitrinitia de rocas de las unidades de Les Vilelles y Torroja

Las muestras de la unidad de Les Bassetes presentan unos valores de reflectancia comprendidos entre 0,96 y 3,20, que sitúan estas rocas entre la zona diagenética profunda y la anquizona alta (Tabla 8-21). No obstante, la muestra PR-06 presenta un valor medio de 5,01 que emplaza a esta roca en la epizona. Este valor tan alto podría ser explicado por la presencia de inertinita en esta muestra, cuya reflectancia es siempre superior a la de vitrinita. La presencia de este tipo de materia orgánica ha podido causar una confusión entre vitrinita e inertinita, dada la ausencia de la primera.

Muestra	Litología	Unidad	Flanco del anticlinal de Les Vilelles	n	Ro min	Ro max	Ro media	Burial Heating Tpeak (°C)	Hydrothermal Metamorphis m Tpeak (°C)	Zonas metapelíticas	Notas
PR-06	Arenisca	Les Bassetes	Sur	16	4,45	5,70	5,01	265	358	Epizona	Dos familias de particulas Presencia de inertinita
PR-15A	Lutita	Les Bassetes	Norte	63	2,34	3,50	2,83	219	285	Anquizona baja	
PR-15B	Lutita	Les Bassetes	Norte	51	2,78	3,82	3,20	229	301	Anquizona alta	
PR-18	Grauvaca	Les Bassetes	Sur	29	1,05	2,61	2,13	197	248	Anquizona baja	
PR-89	Arcosa	Les Bassetes	Norte	0			÷			-	Arcosa (grano grueso).Sin particulas de vitrinita analizables, Se observan botroides y/o partículas esféricas oxidadas identificadas como piritas
PR-29	Arenisca	Les Bassetes	Sur	4	0,81	1,01	0,92	129	142	Zona diagenética profunda	Muy pocas vitrinitas y de pequeño tamaño (inferior ventana de medida)
PR-76	Arenisca	Les Bassetes	Norte	3	1,19	2,09	1,51	169	200	Zona diagenética profunda	Muy pocas vitrinitas y de pequeño tamaño (inferior ventana de medida)
PR-90	Arenisca	Les Bassetes	Norte	16	1,10	1,51	1,29	156	185	Zona diagenética profunda	Poca vitrinita. Partículas pequeñas y cuarteadas (máx. 40 micras)
PR-97	Arenisca	Les Bassetes	Sur	57	1,12	2,20	1,58	172	209	Zona diagenética profunda	Abundantes restos vegetales
PR-79(1)	Arenisca	Les Bassetes	Norte	20	0,90	2,63	1,74	180	220	Zona diagenética profunda	
PR-79(2)	Arenisca	Les Bassetes	Norte	3	1,10	1,51	1,29	156	185	Zona diagenética profunda	Escasas partículas de vitrinita y de pequeño tamaño
PR-79 (total)	Arenisca.	Les Bassetes	Norte	23	, 0,90	2,63	1,52	169	205	Zona diagenética profunda	
PR-33	Arenisca	Les Bassetes	Sur	0	•					4	Escasas partículas de vitrinita alteradas, Presencia de particulas metálicas alteradas (hematites)
PR-96	Lutita	Les Bassetes	Sur	15	2,17	2,93	2,36	205	261	Anquizona baja	
PR-73	Arenisca	Les Bassetes	Norte	2	2,26	2,92	2,59	212	273	Anquizona baja	Escasas partículas de vitrinita y de pequeño tamaño. Presencia de partículas oxidadas con diferentes tonos de gris y amarillos en su interior (partículas metálicas como Py, Cpy. etc)

Tabla 8-21: Reflectancia de la vitrinita de las rocas de la unidad de Les Bassetes

Las muestras de la unidad de Scala Dei han proporcionado valores comprendidos entre 0,97 y 2,06 (Tabla 8-21), de manera, que estas rocas quedan restringidas al límite de la zona diagenética profunda y la parte inferior de la anquizona baja.

Las dos muestras de la unidad de Poboleda han proporcionado valores de reflectancia situados entre 2,89 y 3,03 (Tabla 8-22), lo cual sitúa estas rocas en la anquizona baja o en el límite entre la anquizona baja y la alta.

Muestra	Litología	Unidad	Flanco del anticlinal de Les Vilelles	n	Ro min	Ro max	Ro media	Burial Heating Tpeak (°C)	Hydrothermal Metamorphis m Tpeak (°C)	Zonas metapelíticas	Notas
PR-16(2)	Arenisca	Poboleda	Norte	57	2,47	3,46	3,03	225	294	Anquizona alta	Abundantes particulas de vitrinita. Taco de muestra con pulido metalográfico
PR-16(3)	Arenisca	Poboleda	Norte	54	2,64	3,17	2,89	221	288	Anquizona baja	Abundantes partículas de vitrinita. Probeta metalográfica
PR- 16(Total)	Arenisca	Poboleda	Norte	111	2,47	3,46	2,96	223	291	Anquizona baja	
PR-62	Arenisca	Poboleda	Sur	26	4,04	6,23	5,09	267	360	Epizona	Vitrinita muy brillante identificada como inertinita (materia orgánica quemada). En contacto con un pórfido (Sur de Gratallops)
PR-10	Lutita	Scala Dei	Norte	21	0,63	1,44	0,97	133	146	Zona diagenética profunda	Partículas de vitrinita de pequeño tamaño (inferior a 40 micras) con presencia de manchas oscuras
PR-7	Lutita	Scala Dei	Norte	16	0,76	1,11	0,97	133	147	Zona diagenética profunda	Escasas particulas de vitrinita. Particulas de pequeño tamaño (inferior a ventana de medida)
TS-4 (1)	Lutita	Scala Dei	Norte	39	0,72	1,85	1,30	156	183	Zona diagenética profunda	Particulas de vitrinita de morfologia alargada. Presencia de inertinita
TS-4(2)	Lutita	Scala Dei	Norte	27	0,99	3,43	2,06	194	238	Anquizona baja	
TS-04 (Total)	Lutita	Scala Dei	Norte	66	0,72	3,43	1,61	174	206	Zona diagenètica profunda	
PR-83	Lutita	Scala Dei	Norte	33	0,58	3,62	1,76	181	213	Zona diagenética profunda	Dos familias de partículas Presencia de inertinita
VI-07	Lutita	Scala Dei	Norte	8	1,22	1,48	1,32	158	187	Zona diagenética profunda	Muchas partículas de vitrinita de pequeño taniaño (inferior ventana de medida)

Tabla 8-22: Reflectancia de la vitrinita de las rocas de las unidades de Scala Dei y Poboleda

En relación a las muestras de control de metamorfismo de contacto dan valores de 4,56 y 5,09, que proporcionan unas temperaturas propias de la epizona.

Para entender la distribución espacial de estos datos se ha elaborado manualmente un esquema de isolíneas de reflectancia de vitrinita (Figura 8-34) que ha tenido en cuenta la estructura geológica. El mapa se ha confeccionado con cinco isolíneas, correspondientes a los valores de 1,00%, 1,20%, 1,50%, 2,00% y 2,50%, dado que el rango de valores de reflectancia está constreñido en torno al límite de la zona diagenética profunda – anquizona baja, representado por el valor de reflectancia de 2,00% (Merriman & Peacor, 1999; Merriman, 2005).

Además, respecto los valores de reflectancia se han tenido en cuenta las siguientes consideraciones: en el caso de disponer de varios análisis de una misma muestras se ha utilizado el promedio del total de mediciones realizadas (PR-16, PR-79, TS-04), se han desestimado aquellas muestras sin presencia de vitrinita (PR-33, PR-89) y las muestras emplazadas fuera de la zona de estudio que se encuentran en la epizona (PR-11, PR-62) y en el caso de muestras situadas en el mismo afloramiento se ha utilizado el valor promedio (PR-15A/PR-15B, PR-76/PR-79).

El mapa de isolíneas de reflectancia pone de manifiesto que los valores más altos de vitrinita se localizan al E y SE de la zona de estudio; mientras que los sectores de valores más bajos se ubican al N de La Vilella Baixa y en las inmediaciones de Escaladei. La isolínea correspondiente al límite entre la zona diagenética profunda – anquizona baja divide la región del Priorat Central en dos partes siguiendo una orientación NE – SW, de manera que el sector de La Vilella Baixa – Escaladei se sitúa en la zona diagenética profunda mientras que el sector de Torroja – Poboleda queda en la anquizona baja (Figura 8-35). Si bien la isolínea corta las litologías, es un hecho de observación que su morfología es ondulada y sigue la orientación de los pliegues de F1 de dirección NW – SE.

Los valores de reflectancia permiten calcular paleotemperaturas de enterramiento o hidrotermales. Así, las paleotemperaturas más bajas estimadas corresponden a 129°C (TB) o 142°C (TH) y los valores más altos son de 229°C (TB) y 300°C (TH).

Los valores obtenidos entre La Vilella Baixa y La Vilella Alta muestran una buena correspondencia con los obtenidos por pirolisis, y coinciden en reflejar las condiciones de menor temperatura de la zona de estudio.



Figura 8-34: Esquema de isoreflectancia de la vitrinita para el sector del Priorat Central.



Figura 8-35: Distribución de las zonas metapelíticas en base a los valores de reflectancia de la vitrinita para el sector del Priorat Central.

8.6 Índice de alteración del color de los conodontos (CAI)

La obtención de conodontos y la medida del índice de alteración de los conodontos (CAI) se ha realizado en siete muestras de calizas, cinco recogidas en la unidad de Les Bassetes, una en la de Scala Dei y otra en la de Poboleda. No obstante, sólo cinco de ellas han sido útiles para medir el CAI, mientras que las otras dos son completamente estériles (Figura 8-36, Tabla 8-23).



Figura 8-36: Localización de las muestras de calizas que han proporcionado conodontos.

Las calizas de la unidad de Les Bassetes han proporcionado conodontos en cuatro de las muestras y el CAI medido está entre 3 y 7.

Las calizas gris azuladas (PR-61) situadas al N de La Vilella Alta han proporcionado un total de 166 ejemplares (Tabla 8-23). Esta asociación de conodontos se encuentran en la zona de *Gnatodus bilineatus* quedando datados en 334 Ma (Gradstein *et al.*, 2012). El color de los conodontos está entre marrón (148 ejemplares) y marrón oscuro (18 ejemplares), tienen un aspecto liso y brillante y la superficie es algo sacarosa. El CAI calculado es de 3,05 (148 con CAI de 3 y 18 con CAI de 4) que han proporcionado un rango térmico entre 115°C y 185°C. Los conodontos obtenidos de las calizas situadas al S de Escaladei, próximas al cabalgamiento de Les Crestes (PR-44 en el bloque superior y PR-45 en el inferior), han proporcionado unos valores de CAI de 5,5. Los ejemplares hallados también se sitúan en la zona de *Gnatodus bilineatus* y han quedado datados en 334 Ma (Gradstein *et al.*, 2012). Los 303 ejemplares son de un color entre negro y gris, con superficies sacarosas brillantes a mate y algunos ejemplares muestran ahumados (Tabla 8-23). También, en la superficie de algunos ejemplares se han observado sobrecrecimiento de cristales. El rango térmico estimado para estos conodontos está entre 340°C y 400°C.

El mayor CAI se ha registrado en las calizas situadas al E de La Vilella Alta en el núcleo del sinclinal del Mas de Sastre (PR-70). Estas calizas, parcialmente dolomitizadas y silicificadas, han proporcionado dos pequeños ejemplares muy recristalizados de color entre gris a gris claro, casi blanco (Tabla 8-23), que proporcionan un CAI de 6 a 7. La intensa dolomitización observada es indicadora de circulación de fluidos, que podría explicar el color de los conodontos y el valor de CAI obtenido.

Las calizas de la unidad de Poboleda (PR-77) han proporcionado escasos ejemplares de conodontos y en consecuencia, los resultados de CAI son pobres. La muestra situada entre Escaladei y La Morera del Montsant ha proporcionado un valor de CAI de 5,5. Estas calizas negras fétidas han sido situadas en la zona de *Lochinea nodosa* (límite Viseense superior – Serpukhoviense inferior) y han quedado datadas en 332 Ma (Gradstein *et al.*, 2012), y los ejemplares están muy fragmentados y tienen un color entre negro y gris oscuro.

Condontos identificados	20 elementos P1 de Gandhodins joseramont Sam López, Blanco-Ferrera y Gancia-López 2004 2 elementos P1 de Gandhodins prachimenans Bellan, 1955 P1 de Gandhodins bilineanto (Roamdy, 1926) Lochrico communal, (Brancon, Nicha, 1931) Vogeligandins cr. emplethi (Rearoad, 1957)	Lechrica commutar y Lochrica solurus Nemprovska, Perterbitives and Weyaut, 2006 Gonthodas proteitineatus Gandhodas joretimouti Kladaguulus sp. Idioprineats sp.	Gnathodin bilineatus Gnathodin bilineatus, dos marfotipos de G Josemma, G. romalus Neutyrovska y Maischara, 1999 Maischara, 1999 Mategoratho sp. Idaoprinte asp. Lochrer commutan Developentioodus homogeneratus (Zeelder, 1960)	2 pequeños ejemplares may reerisalizados.	Un único fingmento de un elemento 12 de Gnarodas sp.	Sin cjențilares de concloanes	varios fragmentos de Locirtea nodoca (Biscluci, 1957) vortos tes formilocias et hitmentas (Nanos tes conditocias et hitmentas (Ratolas, Assitira Dane, 1969) un elemento de Lochrica mononodora (Ratola, Assitira Dane, 1969) Meldi, 1941) Pearlogenthodas homopuncentos (Ziegler, 1960)	
Peso muestra atacada (g)	3840,75	4306,07	3675,81	3545,17	710,05	3187,12	2100.3	
Notas			Abundante fauna de acompainamiento de Romarinifieros silicitos dos (1)speranumusos, Thurammusos, <i>humodiecras</i>) (ver Balthasar & Amler: <i>humodiecras</i>) (ver Balthasar & Amler: Janue bendeatea Tanta devensidad de fauna inclica un ambiente rico en mitientes	Parte del alloramiento presenta dolomitización Listo implica procesos de circulación de thudos, con liviviado de la materio organea y recristalización del publico. Afloramiento situado en una zona de intersocción ortogonal de plicgues.	Mussina imy pobre y afectuda por clivaje.	La mestra es estéril		
Texture (OM)	Sacarosa brillande a nute Alganos ejeruplares con ligaro almatado Algo de sobretraineno de cristales por encum (restos da cranticos tipo cemetos) - > Estudiar con SEM	Sacarosa Ligeramente alaurados (menos que la 19.4.4.) Mátriz y cristales en sobrecrecimiento	Stear os merpiente de superficie brillante Mayoritariamente lisos brillantes brillantes tristoles	Su CAI puede estimarse visitatimente eu 6-7, pero este valor es debido a la recristatización.			Saentosa Resios de máriz en solvera ecimento	
Rango térmico estimado (°C)**	De 340 °C a 400 °C	De 340 °C a 400 °C	De 115°Ca 185°C	4	10		De 340 °C a 400 °C	
Desviación estándar	100	×.	0.8799	a	0			
CAI media	5.5	v. V	3,05).	Т		s. S	
Rango CAI (número de especimenes)	5,5 (155)	3,5 (148)	3 (148) 3.5 (18)	6 a 7 (2)	÷		55(0)	
Datación nuestra*	.334 Ma	334 Ma	334 Ma	0	X		332 Ma	
Litologia	Caliza micrítica de color gras azulado	Caliza merifica de color gris azulado	Caliza mertitea de color gris azaliatio	Caliza micrituca de color gris azulado	Caliza gris azulada afectada por esquastosadud Caliza negra fetida con aspecto stetutoso (Dolomia?)		Caliza negra fénda	
Edad (Ma)	Biozona de <i>Gianhodus</i> bifixonto lo que permie atribuir en parte esterateda à Viscence nuedio o supertor (Anadón <i>et al.</i> , 1983 y 1985)	Biozona de <i>Gnathodus</i> Biozona de <i>Gnathodus</i> bilimentas lo que permite atribuir en parte esta unidad al Viseense medio o superior (Anadón er al., 1983 y 1985)	Biorom de <i>Guatioolus</i> Bi <i>lineatus</i> lo que permite atribuir en parte esta unidad al Viseense nectio o superior (Anadón <i>et al</i> 1983 y 1985)	Biozoui de <i>Gnatilodus</i> bi <i>lituatus</i> lo que permite attibuir en parte esti unidad al Viscense mecho o superior (Aundou <i>et al</i> ., 1983 y 1985)	Biozam de <i>Ginatiodus</i> <i>Inlineanus</i> lo que permite arthuir en parte esta tuidad al Viscence medio o superior (Anadón <i>et al.</i> , 1983 y 1983)	Zona de Gauditodro hitmentos bollondenosis, atribuible al littate Viseenes - Namárcies e A indeñor (Sakaz 1922, Anadón (Sakaz 1923, Anadón et al., 1933 y 1985) et al., 1983 y 1985) de Archulteres Littate Viseenes superior - Serpaldovicines unferior]	Zura de <i>Grathodra bilmeatus</i> <i>bollondensis</i> , arrbuble al limite Vesenes-Antaricas A tatenor (Sáez, 1982, Anadán <i>ei al.</i> , 1983 y 1985)	
Formación	Unidad de Les Bassetes	Unidad de Les Bussetes	thidad de Les Bassetes	Lindad de Les Bassetes	Unidad de Les Basseles	Unidad de Scala Dei	Linidad de Poboleta	
Muestra	PR-44	PR-45	PR-61	PR-70	PR-95	PR-56	PR-77	

Tabla 8-2	23: C	ompendio	de datos	s obtenido	de los	conodontos	analizados	en el	Priorat (Central

8.6.1 Validación de los CAI medidos

El método del CAI asume que el color de alteración de los conodontos está relacionado con la profundidad, la duración del tiempo de enterramiento y el gradiente geotérmico.

Para corroborar si los CAI medidos en este trabajo reflejan únicamente un enterramiento de la sucesión paleozoica o son el resultado de la contribución térmica de otros eventos geológicos es necesario aplicar una serie de modelos sencillos basados en la atribución de un espesor de la sucesión estratigráfica que fosiliza y en la asunción de un gradiente. Estos parámetros permiten calcular la temperatura de enterramiento, la cual en combinación con el tiempo de calentamiento, deducido a partir de la datación e los conodontos facilita la estimación del CAI equivalente. Por último, este CAI equivalente es comparado con los CAI medidos en los conodontos a fin de verificar la validez del modelo para la explicación.

En este trabajo se han considerado dos posibles modelos, uno denominado de cobertera simple y otro de cobertera compuesta.

Modelo de cobertera simple (Mesozoica)

El modelo de cobertera simple considera que la sucesión sedimentaria que fosilizó los materiales paleozoicos estaba formada exclusivamente por los materiales sedimentarios del Mesozoico.

Para obtener la temperatura de enterramiento se fijó que: la potencia máxima de la cobertera mesozoica había sido de 3200 m (Anadón *et al.*, 1979) y se estableció la temperatura de la superficie terrestre en 25°C y un gradiente térmico de 30°C/km.

Con estos parámetros y a través de la fórmula:

$$T_{Enterramiento} = T_{Superficie} + (P \times G)$$

Donde, $T_{Enterramiento}$ y $T_{Superficie}$ son las temperatura de enterramiento y de la superficie terrestre, respectivamente, expresadas en °C; P es la potencia o espesor asignado a la serie sedimentaria, en km y G es el gradiente geotérmico terrestre expresado en °C/km.

Se calculó que el modelo de cobertera simple pudo alcanzar una temperatura de enterramiento de 121°C.

El intervalo temporal de sedimentación de la cobertera mesozoica se fijó desde la base del Triásico (252 Ma) o del Pérmico (299 Ma) hasta la base del Terciario (66 Ma) y el tiempo de calentamiento (*Heating Time*) se calculó en un mínimo de 186 May un máximo de 233 Ma, respectivamente.

Para estimar el CAI equivalente, el valor de temperatura de enterramiento es proyectado en el diagrama de Arrhenius (Figura 8-37) de Epstein *et al.* (1977) y a partir de la intersección con el intervalo temporal de calentamiento se obtuvo unos CAI equivalentes de 3,17 y 3,2, respectivamente.

Estos CAI equivalentes son coherentes con parte de los valores CAI medidos (CAI de 3,05 en la muestras PR-61), lo cual implica que estos valores podrían ser explicados como resultado del simple apilamiento y del incremento térmico resultado de apilamiento de la columna litostática suprayacente atribuida a la cobertera Mesozoica. No obstante, los CAI equivalentes resultan excesivamente bajos para el resto de CAI medidos, y en este caso el modelo no es suficiente para explicar los resultados de manera que existe una aportación térmica significativa atribuible a otros fenómenos geológicos.



Figura 8-37: Estimación de valores de CAI teóricos para el modelo que considera una potencia de la cobertera mesozoica de 3,2 km (color azul) y para el segundo modelo con una potencia de 4,7 Km resultante de una cobertora junto con la unidad de Poboleda correpondeinte a la facies Culm del Carbonífero (color rojo).

Modelo de cobertera compuesta (Carbonífero superior y Mesozoico)

El modelo de cobertera compuesta considera que los materiales del Paleozoico inferior fueron fosilizados por los materiales del Paleozoico superior y por los materiales del Mesozoico.

Por tanto, en este segundo modelo, se mantiene la temperatura de superficie y el gradiente geotérmico, pero se considera un incremento de la potencia de la sucesión sedimentaria que alcanza los 4,7 km. Esta potencia se obtiene al añadir los 1500 m de las Facies Culm de la unidad Poboleda del Priorat Central (Sáez & Anadón, 1989) a la secuencia sedimentaria de 3,2 km de Anadón *et al.* (1979).

La temperatura de enterramiento obtenida para esta potencia de 4,7 km es de 166ºC.

El tiempo de calentamiento también es superior y queda fijado en 265 Ma, al considerar que el límite inferior está marcado por los conodontos obtenidos en la base de la unidad Poboleda. Así, el intervalo temporal comprende desde el límite Viseense superior – Serpukhoviense inferior (a 331 Ma) hasta la base del Terciario a 66 Ma.

La proyección de la temperatura de 166°C en el diagrama de Arrhenius y la intersección con el intervalo temporal de 265 Ma proporciona un CAI equivalente de aproximadamente 3,75 a 3,80.

Estos valores de CAI sólo son coherentes con uno de los valores obtenidos, pero continúan siendo bajos para la mayoría situados en torno a 5.

Para explicar estos valores anómalamente altos debería recurrirse a otros factores como: una potencia muy superior de cobertera, un apilamiento tectónico que multiplicara la potencia, un gradiente geotérmico más alto, circulación de fluidos hidrotermales o la probable combinación de varios de ellos como puede deducirse de las observaciones de campo donde se han hallado cabalgamientos (apilamiento tectónico), procesos de dolomitización de las calizas o la existencia de mineralizaciones filonianas en las proximidades (circulación de fluidos hidrotermales).

8.7 Parámetro b₀ de las micas blancas potásicas

Este apartado se subdivide en una explicación del índice conocido como parámetro b_0 de las micas blancas potásicas y la presentación de los resultados de este índice para las rocas del Priorat Central.

8.7.1 Medición e interpretación del parámetro b₀

Sassi & Scolari (1974) propusieron un método para estimar las condiciones geobarométricas alcanzadas por una roca durante el metamorfismo a partir del estudio del denominado parámetro b_0 de la mica blanca. Esta metodología es aplicada a litologías pelíticas ricas en mica blanca potásica sometidas a un metamorfismo de grado bajo, considerando que las condiciones térmicas y la composición química de la roca total es homogénea para todo el rango analizado.

Este método se basa en que el incremento de presión produce un incremento de la dimensión de la celda b_0 de la mica blanca como respuesta al aumento del contenido de
celadonita (equivalente a fengita) a través de la denominada sustitución fengítica de las micas blancas representada por el intercambio (Mg, Fe^{+2})^{VI} + Si^{IV} = Al^{VI} + Al^{IV} (Guidotti & Sassi, 1986). Este intercambio iónico que fue denominado por Thompson (1979) como intercambio de Tschermak.

La escala relativa de b₀ propuesta por Guidotti & Sassi (1989) en términos de tipo bárico establece que: 1) los valores inferior a 9,000Å reflejan series en facies metamórficas de presión baja por debajo del punto triple de los aluminosilicatos, 2) los valores mayores de 9,000Å hasta 9,040Å se corresponden con facies cuyas presiones son más altas que el punto triple de los aluminosilicatos pero inferiores al campo de estabilidad de la glaucofana y 3) los valores superiores a 9,040Å reflejan series en facies que sobrepasan el campo de estabilidad de la glaucofana.

El método de análisis barométrico de Sassi & Scolari (1974) se obtiene de la medición del espaciado b_0 de las micas blancas potásicas. Este valor es obtenido mediante difracción de rayos X en el rango de análisis entre los 59° y 62,5° 2 θ (ver condiciones analíticas de este trabajo en la Tabla 6-2 y Tabla 6-3), donde el pico (060) de la mica blanca ocupa la posición entorno los 61,70° 2 θ , a la vez que el pico (211) del cuarzo en la posición de 59,96° 2 θ es empleado como patrón interno.

En la aplicación del método en las rocas del Priorat Central, y para este estudio se empleó como patrón de control interno una sección de roca de la muestra VI-07 procedente de la unidad Scala Dei, que muestra un buen desarrollo de una buena esquistosidad de plano axial.

8.7.2 Resultado del parámetro b_o

El parámetro b₀ de la mica blanca se ha obtenido a partir de 79 mediciones realizadas en 47 muestras, que corresponden a seis de la unidad de Les Vilelles, quince de la unidad de Les Bassetes, diecisiete de la unidad de la unidad de Scala Dei y seis de la unidad de Poboleda (Figura 8-15). Para tener además alguna referencia de las condiciones de presión alcanzadas en la aureola de contacto, se ha aplicado este método también a las muestras PR-11 y PR-62 recogidas en las inmediaciones de Porrera y al S de Gratallops.



Figura 8-38: Localización de las muestras analizadas para el parámetro b₀.

Parámetro b₀ por unidades litoestratigráficas

Las cinco muestras de la unidad de Les Vilelles han proporcionado unos valores del b₀ entre 8,9895 y 9,0112 con un valor medio de 9,0027 \pm 0,0083 (Tabla 8-24).

Muestra	Litología	Unidad	n	Espaciado (010) de la mica blanca potásica [Å]	b _o
PR-11	Corneana	Les Vilelles	4	1,4980	8,9879
PR-69	Limolita	Les Vilelles	1	1,5019	9,0112
PR-91	Limolita	Les Vilelles	1	1,5004	9,0022
PR-92	Limolita	Les Vilelles	2	1,4982	8,9895
TO-01	Limolita	Les Vilelles	1	1,5004	9,0022
VI-01-2	Limolita	Les Vilelles	4	1,5014	9,0083

Tabla 8-24: Medidas de b₀ en las rocas de la unidad de Les Vilelles

El sombreado gris marca las muestras situadas fuera de la zona de estudio

Las lutitas y areniscas de la unidad de Les Bassetes tienen unas medidas del parámetro b0 situadas entre 9,0019 y 9,0258, con un valor medio de 9,0139 \pm 0,0058 (Tabla 8-25).

Muestra	Litología	20.45	Espaciado (010) de la				
		Unidad	n	mica blanca potásica [Å]	b ₀		
PR-06	Arenisca	Les Bassetes	4	1,5043	9,0258		
PR-15	Lutita	Les Bassetes	8	1,5020	9,0120		
PR-18	Grauvaca	Les Bassetes	4	1,5020	9,0120		
PR-29	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5016	9,0093		
PR-30	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5015	9,0088		
PR-33	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5018	9,0110		
PR-68	Lutita	Les Bassetes	1	1,5018	9,0106		
PR-72	Lutita	Les Bassetes	2	1,5020	9,0120		
PR-74	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5003	9,0019		
PR-80	Lutita	Les Bassetes	1	1,5028	9,0170		
PR-87	Lutita	Les Bassetes	1	1,5035	9,0212		
PR-88	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5021	9,0128		
PR-90	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5033	9,0197		
PR-94	Arenisca	Les Bassetes	1	1,5029	9,0174		
PR-96	Lutita	Les Bassetes	3	1,5029	9,0172		

Tabla 8-25: Medidas de b_0 en las rocas de la unidad de Les Bassetes

Las lutitas y areniscas de la unidad de Scala Dei tienen unos valores del parámetro b_0 entre 9,0082 y 9,0277 con una media de 9,0142 ± 0,0040 (Tabla 8-26).

Tabla 8-26: Medidas de b₀ en las rocas de la unidad de Scala Dei

100	10 10 10 10 10 10	100 A 5 1	Espaciado (010) de la				
Muestra	Litología	Unidad	n	mica blanca potásica [Å]	b ₀		
PR-07	Lutita	Scala Dei	1	1,5024	9,0141		
PR-10	Lutita	Scala Dei	4	1,5027	9,0162		
PR-64	Arenisca	Scala Dei	1	1,5026	9,0157		
PR-66	Lutita	Scala Dei	1	1,5025	9,0152		
PR-71	Lutita	Scala Dei	1	1,5020	9,0122		
PR-75	Lutita	Scala Dei	1	1,5024	9,0143		
PR-81	Lutita	Scala Dei	1	1,5023	9,0140		
PR-82	Lutita	Scala Dei	1	1,5014	9,0082		
PR-83	Lutita	Scala Dei	1	1,5021	9,0125		
PR-84	Lutita	Scala Dei	1	1,5021	9,0124		
PR-85	Lutita	Scala Dei	1	1,5021	9,0126		
PR-86	Arenisca	Scala Dei	1	1,5020	9,0121		
PR-93	Lutita	Scala Dei	1	1,5018	9,0107		
PT-03	Lutita	Scala Dei	1	1,5023	9,0137		
SC-01	Lutita	Scala Dei	1	1,5026	9,0154		
TS-04	Lutita	Scala Dei	1	1,5025	9,0150		
VI-07	Lutita	Scala Dei	7	1,5046	9,0277		

Las cinco muestras de la unidad de Poboleda tienen unas medidas mínima y máxima del parámetro b_0 entre 9,0068 y 9,0103, con una media de 9,0084 ± 0,0013 (Tabla 8-27).

Muestra	Litología	Unidad	n	Espaciado (010) de la mica blanca potásica [Å]	b _o
PR-16	Arenisca	Poboleda	4	1,5017	9,0103
PR-62	Arenisca	Poboleda	1	1,5011	9,0068
PR-76	Arenisca	Poboleda	1	1,5014	9,0085
PR-78	Lutita	Poboleda	1	1,5014	9,0085
PV-04	Lutita	Poboleda	1	1,5015	9,0090
PV-09	Lutita	Poboleda	1	1,5011	9,0068

Tabla 8-27: Medidas de b₀ en las rocas de la unidad de Poboleda

El sombreado gris marca las muestras situadas fuera de la zona de estudio

Análisis comparativo del parámetro bo en las unidades litoestratigráficas

El diagrama de caja de las medidas del parámetro b_0 (Figura 8-39) muestra que los valores más bajos se localizan en la unidad de Les Vilelles, los valores más altos corresponden a las unidades de Les Bassetes y de Scala Dei y las rocas de la unidad de Poboleda tienen valores situados entre ambos.



Figura 8-39: Diagrama de caja de los valores de bo para las unidades litoestratigráficas del Priorat Central.

Representación del parámetro b₀

Dado que la población de medidas del parámetro b_0 es algo escasa en algunas de las unidades litoestratigráficas la representación en el gráfico de frecuencia acumulada de Sassi & Scolari (1974) se ha hecho para el total de valores (Figura 8-40).

El gráfico muestra una curva situada en el campo de las presiones intermedias, que comienza en la parte alta del campo de presión baja con una pendiente suave, que rápidamente pasa a una pendiente elevada en la mitad inferior del campo de presión intermedia y finaliza poco después de la parte media de este mismo campo.





Valor medio de b ₀	Facies	Valor medio de b ₀ del Priorat Central
8,9900	Metamorfismo de baja presion (And + Cord) sin zona de la clorita (p. ej. Bossost)	
8,9950	Metamorfismo de baja presion (And + Cord) con zona de la clorita (p. ej. Metamorfismo hercínicco del E de los Alpes)	
9,0100	Metamorfismo de presión intermedia baja (And) con secuencia Chl -> Bt -> Alm en facies esquistos verdes (p.ej. Ryoke)	9,0117
9,020 - 9,025	Metamorfimo barroviense típico (p.ej. Metamorfismo Dalradiense en Escocia)	
9,0350	Metamorfismo de tipo barroviense, con la primera aparición de Bt y Alm (p. ej. Otago)	
9,0550	Facies esquistos azules (p. ej. Sanbagawa)	

Figura 8-41: Representación del valor medio del parámetro bo del Priorat Central en la escala empírica de Sassi & Scolari (1974).

La proyección del valor b_0 del Priorat en el diagrama P – T de Guidotti & Sassi (1986) permite deducir unas condiciones de presión asumiendo las temperaturas alcanzadas por las rocas.

La representación de los datos térmicos y del parámetro b_0 en el gráfico P – T de Guidotti & Sassi (1986) ha permitido estimar las condiciones de presión. Las temperaturas utilizadas están entre 129° y 229°C y representan el rango térmico máximo obtenido mediante Pirólisis Rock-Eval, reflectancia de la vitrinita y CAI. El valor del parámetro b_0 se ha fijado en 9,012±0,007.

Las presiones obtenidas oscilan entre 1,35 y 1,83 kbar (Figura 8-42), valores que equivalen a unas profundidades de 4 a 5,5 km. Estos resultados son orientativos ya que se proyectan en un campo de más baja P y T que las isopletas calculadas por Guidotti & Sassi (1986).



Figura 8-42: Condiciones P-T de las rocas paleozoicas del Priorat Central proyectadas en el diagrama de Guidotti & Sassi (1986).

8.8 Discusión

Esta discusión se centra en tres aspectos; por un lado, se comparan los diferentes índices geotermobarométricos medidos para establecer las condiciones P - T de la zona del Priorat Central, por otro se propone un modelo de evolución y formación de la estructura térmica y finalmente se hace una valoración de la eficacia y utilidad de los diferente métodos empleados para el metamorfismo de grado muy bajo en los materiales paleozoicos del Priorat.

8.8.1 Condiciones P – T

La correlación de los valores obtenidos mediante el índice de cristalinidad de la illita (KI), la Pirólisis Rock-Eval, la Reflectancia de la vitrinita y el CAI sitúan las rocas paleozoicas del Priorat Central en un rango térmico situado entre los 111°C y los 229°C (Tabla 8-28, Figura 8-43). Sin embargo, este valor de temperatura mínimo resulta cuestionable ya que representa un valor anecdótico obtenido de una única muestra y no es equiparable con los resultados obtenidos mediante vitrinita para la misma unidad. Por ello se ha descartado y se ha tomado como valor mínimo los 133°C proporcionado por las muestras PR-07 y PR-10, descartando todas aquellas cuyos análisis representan poblaciones demasiado pequeñas o sus partículas tienen dimensiones inferiores a unidad de medida. Así, la ventana de T para las secuencias del Priorat va de 133° a 229°C.

Por lo que refiere a la presión, el parámetro b_0 sitúa estas rocas en unas condiciones de P intermedia comparables a las observadas en Ryoke, dentro de un pequeño rango que oscila entre los 1,35 y 1,83 kbar (equivalente a unas profundidades de 4 a 5,5 km).

	Ventana	Req%	Temperatura (°C)
Pirólisis Rock-Eval –	Del petróleo	0,74 - 1,57	111 - 172
	Del gas seco	2,51 - 2,97	210 - 223
-	Unidad	Ro%	Temperatura (°C)
	Les Vilelles	1,22 - 2,37	151 - 172
Reflectanca de la	Les Bassetes	0,92 - 3,20	129 - 229
vitrinita	Scala Dei	0,97 - 2,06	133 - 194
	Poboleda	2,89 - 3,03	221 - 225
-	Unidad	CAI	Temperatura (°C)
and the survey of	1	3,05	115 - 185
Índice de alteración	Les Bassetes	5,5	340 - 400
conodontos	6 1 D :	5,5	340 - 400
conocomos	Scala Del	6 - 7	490 - 720

Tabla 8-28: Resumen de los rangos térmicos obtenidos mediante Pirólisis Rock-Eval, Reflectancia de la vitrinita y CAI en el Priorat Central

Estos rangos de temperatura comprenden la zona diagenética profunda y la anquizona baja, situándose el límite entre ambas aproximadamente entorno a los 171° – 194° C. En ambas zonas, es estable la asociación mineral cuarzo, illita/moscovita, albita y clorita (Qtz + Ill/Ms + Ab + Chl) observada petrográficamente en las etapas T1 (diagénesis) y T2 (F1). Teniendo en cuenta que el método de la IC ha revelado una relación entre las condiciones de temperatura con la principal fase deformativa hercínica (F1), esto sugiere una transición sin cambios mineralógicos desde la etapa de enterramiento hasta el desarrollo del metamorfismo regional de grado muy bajo. Las principales transformaciones minerales habrían tenido lugar después de la deposición y durante la diagénesis somera y la etapa inicial de la diagénesis profunda.

Microfábricas características		Bedding parallel (S _o)	Crenulación (Crenulated) (S _o) Pizarrosidad (Slaty) (S ₁)	Clivaj <mark>e</mark> (Creavage, (S ₁)	(S ₁₊)	de Poboleda
Litologías pelítica típicas	Shale /	Argilita Arglita Con	pendis	Pizarra (Roofing slate)	Filita (<i>Slate</i>)	Unidad
Parámetro b _o Escala de Rice & Williams, 2010)	-	9,014	6000 G	9,004		Scala Dei
CAI	۴	3 5	4	υ <mark>υ</mark>		Unidad de S
Reflectancia de la vitrinita Ro%	020	0,75	2,50	4,00		etes
Pirólisis Rock-Eval Req	0 50	0,75	2, 50 3,00	4,00		e Les Basse
KI (∆°2 0)	1.00					Unidad d
Temperatura (°C)	-100	2				elles
Profundidad (Km)	3.5. 4		- 6 , 9 - 6 ,			de Les Vile
Zonas metapelíticas (Kübler, 1974: Merriman & Peacor, 1999; Abad, 2007)	Zona diagenética somera	Zona diagenética profunda	Anquizona baja	Anquizona alta	Epizona	Unidac

Figura 8-43: Panel de correlación del KI, Pirólisis Rock-Eval, Reflectancia de la vitrinita, CAI, b₀ del Priorat Central.

Los resultados de este estudio han establecido unos rangos de temperatura y presión más precisos que los de otros trabajos previos en el Priorat Central. Colodrón *et al.* (1979) estimaron cualitativamente el metamorfismo regional como de grado bajo en la epizona superior, no superando nunca la zona de la clorita (facies de los esquistos verdes), aunque reconocían que las características petrográficas de los materiales de algunas zonas estaban en el límite sedimentario – metamórfico. Por su parte, Melgarejo (1987, 1992) y Melgarejo & Ayora (1992) estimaron unas condiciones de 200°C y 2 – 3 kbar por comparación en la Sierra de Miramar al E del Priorat Central.

De los resultados obtenidos se infiere un gradiente geotérmico entorno a los 33 – 42°C/km. Estos gradientes son comparables con los obtenidos por Brime *et al.* (2001) en la zona Cantábrica para las rocas paleozoicas que se encuentran también en el tránsito diagénesis profunda – anquimetamorfismo.

Marco geodinámico

Los resultados obtenidos mediante el parámetro b_0 apuntan que el metamorfismo de la zona de estudio es de tipo Ryoke. El cinturón metamórfico de Ryoke (SW del Japón) es un complejo típico de presión baja y alta temperatura, en la clasificación de Miyashiro (1961), yuxtapuesto al cinturón de presión alta de Sanbawaga. La asociación y el paralelismo entre ambos cinturones reproducen antiguos arcos de isla sobre zonas de subducción y clásicamente se han denominado *paired metamorphic belt*. Los materiales expuestos en Ryoke corresponden a los sedimentos aportados por el continente y voluminosos cuerpos de granitoides que representan el prisma de acreción relacionado con la zona de subducción (Skrzypek *et al.*, 2016).

Teniendo en cuenta el estilo tectónico y el gradiente intermedio, tipo Ryoke, obtenido en la zona de estudio, así como la presencia de granitoides, se propone que las series precarboníferas y carboníferas de la región del Priorat Central formarían parte de un prisma de acreción que reflejaría la migración de la deformación hacia el SW de la cuenca (Figura 8-44 a). Los sistemas de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el SW, así como los retrocabalgamientos, podrían representar el conjunto de estructuras típicas de las zonas frontales de acreción, de acuerdo con Davis *et al.* (1983) y Charvet & Ogawa (1994) donde se reconoce un sistema imbricado de cabalgamientos enraizados en un nivel de despegue y restringidamente algunos retrocabalgamientos antitéticos en

cuya parte trasera se formarían retro-cuencas (*piggy-back basin*) (Figura 8-44 b). El Antiforme de Les Vilelles podría representar la expresión superficial de uno de estos cabalgamientos mientras que el Anticlinal invertido de Poboleda y el sinclinal situado más hacia el este de esta población podrían representar las estructuras antitéticas. Este modelo concordaría con el propuesto por Martínez *et al.* (2015) quienes establecen una evolución tectónica de las cuencas de flysch carboníferas, a partir de la geocronología de zircones, relacionada con el cierre entre Laurasia y Gondwana. La situación del prisma de acreción en un arco de isla ya había sido considerada por Enrique (1990) quien en su estudio de las rocas intrusivas hercínicas de la Cadena Costera Catalana estableció una suite calcoalcalina propia de arcos volcánicos que se habrían formado por encima de una litosfera oceánica en subducción.



Figura 8-44: a) Prisma de acreción en un margen de subducción. b) Cuencas de *piggy-back* asociadas a las estructuras cabalgantes (modificado de Charvet & Ogawa, 1994).

En general, este marco geodinámico encaja con el propuesto por diversos en la zona sud-portuguesa del Macizo Ibérico (Onézime *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009).

8.8.2 Estructura térmica

A nivel de detalle, el análisis de la cristalinidad de la illita a partir del índice de Kübler (KI) ha revelado la existencia de una inversión aparente de la estructura térmica en las rocas paleozoicas del Priorat Central, en la cual, las rocas más antiguas datadas como Devónico superior, correspondientes a la unidad de Les Vilelles, muestran una cristalinidad inferior respecto las rocas más modernas correspondientes al resto de secuencia carbonífera (unidades de Les Bassetes, Scala Dei y Poboleda). Este tipo de inversión ya se ha observado en otras regiones paleozoicas de las Península Ibérica (Aparicio et al., 1991a, b; García et al., 1992) o en otras regiones sometidas a metamorfismo alpino como en los Alpes Helvéticos al E de Suiza (Wang et al., 1996). La propuesta de García et al. (1992) para explicar la mayor cristalinidad observada en los materiales del Carbonífero respecto los devónicos en el isla de Menorca relaciona la inversión térmica con estructuras tectónicas. Esta misma idea también se encuentra en Aparicio et al. (1991a) para la Sierra de la Demanda y Wang et al. (1996) para los Alpes. Otro mecanismo para explicar la inversión es la intrusión de cuerpos ígneos como interpreta Aparicio et al. (1991b) abogan a en la Cordillera Ibérica, donde los materiales carboníferos tienen mayor cristalinidad que los del Silúrico - Devónico.

En la zona estudiada, se propone que zonación térmica es el resultado combinado de dos efectos: por un lado la relajación térmica asociada a la deformación y por otro el calor aportado por los cuerpos ígneos.

En las zonas orogénicas, las rocas están sujetas a cambios en la P y la T en respuesta a los regímenes tectónicos y térmicos que tienen lugar a nivel cortical (Jamieson 1991). Cuando la deformación de las rocas es suficientemente rápida las isotermas también se deforman; esto se debe a que las rocas no son muy buenas conductoras del calor y no pueden reequilibrarse espontáneamente a las nuevas condiciones de P y T. La recuperación térmica depende del tiempo y este, a su vez, del espesor de la lámina de roca y de la erosión (Royden, 1993). England & Richardson (1977) ya pusieron de manifiesto que en las zonas orogénicas, donde inmediatamente después de la formación del relieve se inician los procesos erosivos, la corteza sufre una relajación térmica que acompaña a la descompresión.

En un modelo simple, de plegamiento instantáneo, las rocas en la zona anticlinal se moverán hacia la superficie y con ellas las superficies isotermas, y de manera inversa ocurrirá en las rocas situadas en la zona sinclinal que tenderán a enterrarse. De este modo, se muestra un decrecimiento de la presión en las rocas del anticlinal y un incremento en las del sinclinal (Figura 8-45). En la figura se observa cómo se restauran progresivamente las isotermas con el tiempo, hasta adquirir una disposición horizontal al final del proceso de relajación.



Figura 8-45: Modelo teórico de evolución de las isotermas.

Esta evolución explicaría la disposición de las isotermas en el sector noroccidental del Priorat Central como resultado de la recuperación térmica posterior al apilamiento producido por los pliegues tumbados y cabalgamientos de F1. Estas estructuras habrían cargado los materiales devónicos sobre las secuencias carboníferas, produciendo un incremento de la cristalinidad (disminución del KI) de los materiales más modernos (Figura 8-22). Los datos térmicos aportados por la Pirólisis Rock-Eval y Reflectancia de la vitrinita también evidencian esta distribución controlada por las estructuras tectónicas de F1, donde las temperaturas atribuidas a la diagénesis profunda están en el flanco invertido del anticlinal de Les Vilelles. A su vez, este modelo es coherente con los datos

obtenidos mediante el parámetro b_0 que indica que la unidad más antigua, Les Vilelles, se encuentra a una presión inferior que las unidades suprayacentes de Les Bassetes y Scala Dei.

La morfología ligeramente ondulada de la isoterma que separa la diagénesis profunda de la anquizona puede ser resultado de la propia morfología de la isoterma y la contribución de la deformación asociada a las fases de deformación alpinas (F2) y neógenas (F3) que deforman actualmente la cobertera.

Los métodos de Pirólisis Rock-Eval y Reflectancia de la vitrinita también han reflejado un incremento térmico hacia el ENE y SSE que podría estar asociado a intrusión de los plutones de Alforja (E de Poboleda) y de Falset (S de Gratallops).

Por lo que respecta a los valores de CAI mayores de 5,5 que sobrepasan el rango térmico estimado para las zona diagenética profunda y anquizona serían resultado de la circulación de fluidos hidrotermales, hecho que estaría sustentado en la observación de dolomitización y que coincide con la explicación proporcionada por Sanz-L (1995) y Sarmiento & García-López (1996). Estos fluidos podrían estar asociados tanto a las intrusiones plutónicas tardihercínicas como fracturas de F2 y F3.

8.8.3 Valoración de las técnicas de medición de los parámetros de P y T

Las técnicas geotermométricas empleadas en este estudio han resultado ser complementaria entre ellas y han dado resultados satisfactorios para la interpretación de esta zona. Sin embargo, no todos los métodos han registrado los diferentes eventos geológicos de igual manera.

Así, el índice de Kübler ha demostrado ser un método útil para determinar la temperatura de la diagénesis profunda y anquizona, y confeccionar un mapa de distribución de cristalinidad equiparable a la estructura térmica. Además, la aplicación del método de cristalinidad en las areniscas de la unidad de Les Bassetes ha demostrado tener la misma eficacia que su aplicación en las litologías lutíticas del resto de unidades, coincidiendo en la idea esbozada por Abad *et al.* (2001b) que el tamaño de grano de la roca no debe ser un factor limitante a la hora de realizar el muestreo, sobre todo si las rocas de grano muy fino no son las predominantes. Pero no sucede lo mismo con el índice

de Árkai (AI) que muestra baja correlación con el índice KI, interpretada como independiente de la estructura metamórfica asociada al evento orogénico hercínico. Una posible explicación de esta independencia yace en el hecho que la formación de la clorita se produce tanto en condiciones prógradas como retrógradas, y por tanto, la cristalinidad medida es en realidad un valor promedio de cloritas formadas y evolucionadas a través de diferentes mecanismos geológicos desde la diagénesis profunda hasta la distensión neógena. Sin embargo, alguno de los datos obtenidos se ha podido relacionar con estructuras frágiles de F1, lo cual hace pensar que a nivel puntual podría ser un índice válido para estudiar la deformación a mesoescala en estructuras como los cabalgamientos hercínicos, siempre que se conozca la estructura interna de los mismos.

En cuanto a la Pirólisis Rock-Eval y la Reflectancia de la vitrinita son los únicos métodos que han permitido fijar el rango de temperaturas alcanzados por las rocas. A pesar de ello, su aplicación en el Priorat es restringida ya que son pocas las rocas detríticas donde encontrar materia orgánica. Lo mismo sucede con la técnica del CAI que está limitado a la presencia de calizas, las cuales son escasas y de distribución muy localizada en la zona de estudio. Por otro lado, el CAI como se trata de un método muy sensible se ve fácilmente distorsionado por procesos de reemplazamiento hidrotermal de la roca encajante.

Por último, el análisis geobarométrico basado en el uso del parámetro b_0 parece ser un método eficaz para tener una aproximación de las condiciones de P y estimar las profundidades alcanzadas durante el orógeno hercínico.

Con el fin de mejorar la representatividad de los datos obtenidos por los diferentes métodos sería necesario focalizar el muestreo de las lutitas y las areniscas a lo largo del núcleo el Anticlinal de Les Vilelles al N de Torroja y en el sector de Les Crestes – Mas d'en Doix, así como al S del anticlinal entre las poblaciones de Gratallops – La Figuera. Además, a fin de corroborar la influencia de la F2 en la perturbación de las isotermas asociada a la F1, convendría realizar un muestreo sistemático a los largo del Sinclinal del Mas del Sastre.

9. Conclusiones

El estudio del metamorfismo de grado muy bajo de las series paleozoicas que afloran en el Priorat Central (NE de la Península Ibérica) se ha basado en la aplicación de diversas técnicas propias de estas condiciones metamórficas, que se alejan de las convencionales de grados medio y alto, y que por primera vez se han aplicado en el ámbito de la Cadena Costera Catalana y del Pirineo.

La realización del trabajo ha requerido una revisión general de la geología de la zona que ha dado lugar a nuevos resultados tanto en el campo de la estratigrafía, bioestratigrafía, tectónica, cartografía geológica, añadidos a los resultados propiamente relacionados con el metamorfismo.

A nivel cartográfico, se aporta una nueva visión de la disposición y distribución espacial de las unidades litoestratigráficas que da mayor relevancia a las estructuras tectónicas y por tanto, facilitará en el futuro el desarrollo de nuevas labores cartográficas y estratigráficas.

A nivel estratigráfico, se ha establecido una nueva unidad litoestratigráfica denominada *Cherts* de la unidad de Torroja que constituye el límite entre los materiales del Devónico y los del Carbonífero y cuya continuidad permite definirla como un nivel guía. Este nivel es coincidente con el observado en muchas otras regiones del Varisco peninsular y europeo, de manera que constituye en sí mismo un auténtico nivel guía de ámbito suprarregional, quedando así abolida la idea que en las series sedimentarias del Paleozoico del Priorat Central constituye una anomalía.

También se han datado, mediante conodontos y radiolarios, todas las unidades litoestratigráficas definidas en la zona. La unidad inferior, Unidad de Limolitas silíceas y *cherts* de Les Vilelles ha sido datada como Devónico tardío y tiene una edad Frasniense – Fameniense (385 a 360 Ma). La Unidad de *Cherts* de Torroja se ha datado como Tournaisiense medio – tardío a Viseense temprano. Por encima, la Unidad de Areniscas ocres Les Bassetes y la Unidad de Lutitas y areniscas finas de Scala Dei han proporcionado edades del Viseense tardío (337 – 335 Ma). La unidad superior, que pertenece a la base de la Unidad de Areniscas y lutitas de Poboleda, ha sido datada como Viseense superior (332 a 331 Ma).

El análisis de procedencia de las areniscas de Le Bassetes ha concluido que la mayor parte de rocas son arcosas, que derivan del desmantelamiento de un basamento levantado con gran influencia de un límite entre un arco disectado y un arco transicional.

El modelo estratigráfico secuencial definido para la serie del Carbonífero inferior ha permitido establecer dos grandes ciclos transgresivos – regresivos. La transgresión del primer ciclo se inició con la sedimentación de la unidad de Torroja en un ambiente deposicional hemipelágico – pelágico. Ésta fue seguida por la primera regresión caracterizada por la sedimentación de la unidad de Les Bassetes en un ambiente continental, intermareal y submareal somero. El segundo ciclo, se inició con la segunda transgresión, en la cual se depositó la unidad de Scala Dei en un ambiente hemipelágico – pelágico. Finalmente, el ciclo concluyó con la segunda regresión en la cual se sedimentó la unidad de Poboleda en un ambiente continental.

A nivel estructural, se han identificado tres fases deformativas (F1, F2, F3). La F1 es hercínica y se caracteriza por pliegues tumbados y cabalgamientos vergentes hacia el SW, de dirección NW – SE, y retrocabalgamientos vergentes hacia el NE. La F2 es alpina y da lugar a estructuras de dirección NE – SW caracterizadas por pliegues laxos abiertos. La F3 agrupa las estructuras frágiles de dirección NE – SW atribuidas a la distensión neógena que afectan el zócalo y las coberteras mesozoica y cenozoica. La principal estructura de la zona la define el Anticlinal tumbado de les Vilelles que corresponde a un anticlinal desventrado en el núcleo del cual afloran los materiales de la unidad de Les Vilelles. Destaca también el Anticlinal invertido de Poboleda, que produce la inversión de la parte inferior de la unidad de Poboleda y que se ha interpretado como la manifestación en superficie de un retrocabalgamiento ciego enraizado en profundidad con los cabalgamientos de F1. Otra estructura de la F1 relevante es el Cabalgamiento de Les Crestes, que discurre paralelo al Anticlinal de Les Vilelles desde las cimas del mismo nombre hasta la población de Escaladei y produce el apilamiento de parte de la secuencia de la unidad de Les Bassetes sobre la de Scala Dei. Respecto las estructuras de F2, a mesoescala, resalta el Sinclinal del Mas del Sastre vergente hacia el SE, situado al S de La Vilella Alta, y un denso sistemas de fracturas situado en el flanco S de dicho sinclinal.

La interferencia de pliegues entre las fases F1 y F2 da lugar a formas en caja de huevos, domos y sillas de montar propias del modelo intermedio entre el tipo 1 y tipo 2 de Ramsay (1977). Las interferencias tienen una expresión cartográfica relevante en los sectores del Mas del Sastre al S de La Vilella Alta, en el sector del Mas d'En Doix y Les Planes Cegues y en sector de Torroja.

El estudio de las láminas delgadas ha permitido precisar 5 eventos evolutivos para la formación de estas rocas. En el primero tiene lugar la sedimentación de los materiales (T0) y dominan los bandeados y laminaciones deposicionales. Durante el segundo (T1) atribuido a la diagénesis se desarrolla la fábrica planar caracterizada por la orientación preferente de los minerales detríticos (filosilicatos) y se forman microestructuras de aplastamiento que producen la deformación de los radiolarios y de los restos clastos detríticos y otras asociadas a fenómenos de presión – disolución como las suturas (seams) y los estilolitos; también se forman venas de cuarzo oblicuas a la S₀. Además de la preservación de los minerales detríticos (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, clorita), en este evento se formó la paragénesis estable de Qtz + Ab+ Ms/III + Chl. Posteriormente, en el segundo evento (T2) se inicia la fase principal de deformación hercínica (F1) que comportó el desarrollo de micropliegues isoclinales, venas subhorizontales de cuarzo y clivajes de crenulación o rugosos. Durante este evento se ha constatado la formación de illita y se produjo el reequilibrio de las fases minerales formadas durante el evento diagenético anterior. Finalmente, durante la orogenia alpina (T3) se forman micropliegues y clivaje de crenulación que se sobreimponen los microestructuras de F1 y en el neógeno (T4) destaca la formación de fracturas que aparecen rellenas de cuarzo en las unidades de Les Vilelles y Torroja y de calcita en las unidades superiores, de Les Bassetes, Scala Dei y Poboleda.

Finalmente, el análisis de las condiciones P – T ha permitido definir que:

Los valores de KI de las rocas del Devónico en el sector del Priorat Central, situados entre 0,92 y 0,57 $\Delta^{\circ}2\theta$, marcan unas condiciones en la zona diagenética profunda, mientras que los valores KI de las rocas del Carbonífero inferior, situados entre 0,48 y 0,28 $\Delta^{\circ}2\theta$, indican condiciones en la anquizona baja. Esta disposición indica una inversión aparente de la estructura metamórfica, de manera que las rocas más antiguas tienen una cristalinidad menor que las rocas más jóvenes, al contrario que cabría esperar en unas condiciones de aumento de cristalinidad por apilamiento de las secuencias sedimentarias. Esta inversión se ha interpretado como el resultado de la recuperación térmica posterior al apilamiento producido por las estructuras de F1. Los mapas de isocristalinidad muestran que la F2 deforma tanto las estructuras tectónicas como térmicas de F1

Los valores de AI tienen muy baja correspondencia con los de KI. Esto indicaría que la cristalinidad de la clorita no es un buen indicador de las condiciones metamórficas en el área del Priorat Central.

Los valores de Pirólisis Rock-Eval y de Reflectancia de la vitrinita son concordantes en unos rangos de Req% 0,74 a 2,97 y de Ro% 0,92 a 3,20, respectivamente. Ambos han permitido establecer unas temperaturas de enterramiento entre 111° – 223° y 129° – 229°C, respectivamente. Sin embargo, para la temperatura se ha tomado como valor mínimo los 133°C, descartando aquellos valores menores cuyos análisis corresponden poblaciones poco representativas. La ventana de T para las secuencias del Priorat se ha fijado de 133° a 229°C. Los resultados de Pirolisis y Reflectancia reflejan un control de las estructuras de F1 y la influencia térmica de los plutones de Alforja y Falset hacia el E y SE de la zona de estudio.

Los valores de CAI muestran una dispersión desde 3,05 hasta 7, donde los valores más bajos indicarían condiciones de enterramiento, con unas temperaturas situadas en el rango 110° – 200° C; mientras que los valores de 5,5 a 7 indicarían circulación de fluidos hidrotermales.

El parámetro b_0 de la mica blanca ha sido estimado en 9,012 ± 0,007. Este geobarómetro fija unas condiciones de presión intermedia, equiparable a un metamorfismo de tipo Ryoke. Además, a partir del rango térmico considerado, se establecen unas P situadas entre los 1,35 y 1,83 kbar, que equivalen aproximadamente a unas profundidades de 4 a 5,5 km.

En resumen, la estructura térmica de las rocas paleozoicas del Priorat Central se ha interpretado como el resultado combinado de la relajación térmica asociada a la deformación de F1 y por otro el calor aportado por los cuerpos ígneos tardihercínicos.

El marco geodinámico basado en el estilo tectónico, la procedencia de los clastos, el gradiente bárico intermedio y la presencia de granitoides indicaría que las series precarboníferas y carboníferas del Priorat Central formarían parte de un prisma de acreción en un arco de isla relacionada con el cierre entre Laurasia y Gondwana

Respecto las metodologías y técnicas empleada, se evidencia que, a pesar de ser complementarias entre ellas, no todos los métodos han registrado los diferentes eventos geológicos de igual manera. Esto hace pensar que parámetros como el KI o el b_0 son buenos indicadores para estimar cualitativamente las condiciones P – T así como la distribución térmica, mientras que la Pirólisis Rock-Eval, la reflectancia de la vitrinita o el CAI permiten cuantificar aproximativamente las temperaturas del enterramiento y de eventos térmicos posteriores, pero no reflejan bien la distribución de temperatura dado que las litologías útiles para usar estas técnicas son escasas en el Priorat Central.

Para mejorar los resultados sería conveniente un muestreo sistemático de las lutitas y de las areniscas con una malla más densa centrado en los sectores específicos como a lo largo del núcleo del Anticlinal de Les Vilelles al N de Torroja y el sector de Les Crestes y Mas d'En Doix – Les Planes Cegues, al S del anticlinal entre La Figuera y Gratallops. Así mismo, para constreñir mejor el modelo deposicional y tectónico de las series carboníferas sería adecuado realizar un estudio de discriminación geoquímica que afine mejor las diferentes áreas de procedencia. Finalmente, aunque la SCMR recomienda el uso del prefijo "meta" para nombrar las rocas afectadas por metamorfismo de grado muy bajo, detectado indirectamente, en el caso del Priorat Central se propone emplear sólo los términos sedimentarios, dada la preservación de las características sedimentarias y la ausencia de rocas básicas con las que establecer una correlación.

Bibliografía

- Abad, I. (2007). Physical meaning and applications of the illite Kübler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism. Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism, Theory, Methods and Regional Aspects. *Seminarios: Sociedad Española de Mineralogía*, 53-64.
- Abad, I., Mata, M.P., Nieto, F., & Velilla, N. (2001a). The phyllosilicates in diagenetic-metamorphic rocks of the south portuguese zone, southwestern Portugal. *The Canadian Mineralogist*, *39*, 1571-1589.
- Abad, I., Nieto, F., & Velilla, N. (2001b). Caracterización mineralógica de las areniscas de las secuencias metamórficas de grado muy bajo de la zona sur portuguesa. Comparación con las rocas metapelíticas asociadas. *Boletín de La Sociedad Española de Mineralogía*, 24-A, 45-46.
- Ábalos, B., Carreras, J., Druget, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, T., Lorenzo Álvarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L.R., & Gil-Ibarguchi, J.I. (2002). Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: Gibbons W., & Moreno M.T. (eds.). *The Geology of Spain*. Geological Society of London, 155-183.
- Álvarez, F., & Brime, C. (1982). Aportación al conocimiento de las condiciones de formación de algunos depósitos fosilíferos del Devónico Cantábrico. *Trabajos de Geología*, 153-157.
- Anadón, P., Julivert, M., & Sáez, A. (1983). El Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas. En: Martínez Díaz, C. (coord.). *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. Ministerio Industria y Energía. IGME. 329-336.
- Anadón, P., Julivert, M., & Sáez, A. (1985). Aportación al conocimiento del Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas. Compte rendu X Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Madrid, 1983, IGME, 1, 99-106.
- Aparicio, A., Brell, J. M., & Doval, M. (1988). El metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menera y Ventosa en la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel). *Boletín Geológico y Minero, 99* (6), 847-854.
- Aparicio, A., Brell, J. M., & Guarás González, B. (1991a). El metamorfismo hercínico de la Sierra de la Demanda (provincias de Logroño y Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, *102* (2), 56–62.
- Aparicio, A., Brell, J. M., García, R., Tena, J., & Gómez, J. (1991b). El metamorfismo de bajo grado en el Paleozoico del sector central de la Cordillera Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 102 (5), 735– 747.

- Aparicio, A., Brell, J. M., & García García, R. (1995). El metamorfismo de bajo grado de la Cordillera Bética. *Boletín Geológico y Minero*, 106 (5), 446–467.
- Aparicio, A., & Galan, E. (1978). El metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico Español (Sistema Central-Toledo). *Boletín Geológico y Minero*, *89*, 475-486.
- Árkai, P. (1991). Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, *9*, 723–734.
- Árkai, P., Merriman, R. J., Roberts, B., Peacor, D. R., & Tóth M. (1996). Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *European Journal of Mineralogy*, 8, 1119-1137.
- Árkai, P., & Sadek Ghabrial, D. (1997). Chlorite Crystallinity as an Indicator of Metamorphic Grade of Low-Temperature Meta-Igneous Rocks: A Case Study from the Bükk Mountains, Northeast Hungary. *Clay Minerals*, 32 (2), 205-222.
- Árkai, P., Sassi, F.P., & Desmons, J. (2007). Very low to low-grade metamorphic rocks. En D. Fettes &
 J. Desmons (Eds.), Very low and low-grade metamorphic rocks. Cambridge University Press,
 Cambridge. 36-42.
- Arribas, J., Gómez Gras, D., Rosell, J., & Tortosa, A. (1990). Estudio comparativo entre las areniscas paleozoicas y trásicas de la isla de Menorca: evidencias de procesos de reciclado. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), 105 – 115.
- Ashauer, H., & Teichmüller, R. (1935). Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Katalonies, Ahandlingen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Math. – Phys. Kl., III Folge. Heff.
 16. Weidmanusch Buchhandlineg Berlin, 1935. Traducido por Jose María Ríos (1946) Publicaciones extranjeras sobre Geología de España [Traducidas bajo la dirección de D. Maximiliano San Miguel de la Cámara] III, 7-102.
- Ayora, C., Soler, A., & Melgarejo, J.C. (1990). The Hercynian ore depositsfrom the Catalonian Coastal Ranges. *Acta Geològica Hispànica*, 25 (1-2), 65-74.
- Bastida, F., Blanco-Ferrera, S., García-López, S., Sanz-López, J., & Luz Valín, M. (2004). Transition from diagenesis to metamorphism in a calcareous tectonic unit of the Iberian Variscan belt (central massif of the Picos de Europa, NW Spain). *Geological Magazine*, 141 (5), 617–628.
- Bastida, F., Brime, C., García-López, S., & Sarmiento, G. N. (1999). Tectono-thermal evolution in a region with thin-skinned tectonics: The western nappes in the Cantabrian Zone (Variscan belt of NW Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 88 (1), 38–48.

- Barker, C.E., & Pawlewicz M.J. (1994). Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures. In: Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter. *American Chemical Society*, 216–229.
- Bauza, F. (1876). Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida. Bol. com. Mapa Geol. Esp., III, 115-123.
- Berger, E., Kaufmann, E.U., & Sacher, L. (1968). Sedimentologische Untersuchgen im Jungpalaozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien). *GeoL Rundschau*, 57, 472-483.
- Blanco-Ferrera, S., Sanz-López, J., García-López, S., Bastida, F., & Valín, M. L. (2011). Conodont alteration and tectonothermal evolution of a diagenetic unit in the Iberian Variscan belt (Ponga-Cuera unit, NW Spain). *Geological Magazine*, 148 (01), 35–49.
- Blanco-Ferrera, S., & Sanz-López J. (2012). Los conodontos, pequeños termómetros enterrados en las rocas. En: Sarmiento, M. Cantano, & G.R. Almodóvar (Eds.), *Comunicaciones del XVII Simposio* sobre Enseñanza de la Geología.
- Bons, A.J. (1988). Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the central Pyrenees. Instituut voor Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit Utr, 56.
- Borradaile, G.J., Bayly, M.B., & Powell, C.M. (1982). Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics. In: G.J. Borradaile, M.B. Bayly, & C.M. Powell, (Eds.). Color atlases useful in petrographic grain type identification. Berlin, Heidelberg: *Springer Berlin Heidelberg*.
- Bouma, A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- Briggs, D. E. G., Clarkson, E. N. K., & Aldridge, R. J. (1983). The conodont animal. Lethaia, 16, 1-14.
- Brime, C. (1980). Influencia del modelo de preparación de las muestras en relación I (002)/I (001) de las illitas. *Breviora. Geol. Astúrica, 24* (3-4), 24-28.
- Brime, C. (1985). A diagenesis to metamorphism transition in the Hercynian of north-west Spain. *Mineralogical Magazine*, 49 (3), 481–484.
- Brime, C. (1998). Metamorfismo de bajo grado: diferencias en escala o diferencias en grado metamórfico? *Trabajos de Geología, 21,* 61–66.
- Brime, C., García-López, S., Bastida, F., Valín, M.L., Sanz-López, J., & Aller, J. (2001). Transition from diagenesis to metamorphism near the front of the Variscan regional metamorphism (Cantabrian Zone, northwestern Spain). *The Journal of Geology*, 109 (3), 363–379.
- Buntebarth, G., & Stegena, L. (1986). Paleogeothermics (Vol. 5). In: G. Buntebarth & L. Stegena (Eds.) Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag.

- Canals, A. (1985). Les mineralitzacións filonianes de l'Argentera i el seu context geològic. Tesis de Licenciatura, Facultad de Geologia, Universidad de Barcelona. Inédita. 118 p.
- Canals, A., & Ayora, C. (1988). Las mineralizaciones filonianas del sector de l'Argentera (Cadenas costeras catalanas): Contexto geológico, estructura, tipología y condiciones de formación. Acta Geológica Hispánica, 23 (3), 155-170.
- Canet, C. (2001). *Dipósits sedimentário-exhalatius del Paleozoic del SW dels Catalánides: model de dipósit.* Tesis Doctoral, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. Inédita. 442 p.
- Charvet, J., Ogawa, Y. (1994). Arc-trench tectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.), Continental Deformation. Pergamon Press, University of Bristol, U. K., 180–198.
- Colodrón, I., Cabañas, I., Nuñez, A., Ruiz, V., Uralde, M^a.A., & Nodal, T. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1: 50.000, 2^a serie, 1^a Ed., Hoja n° 445, Cornudella. IGME-ENADIMSA-FINA IBERICA., 1 mapa geol. 22 p.
- Colodrón, I., Orche, E., Cabañas, I., Mártinez, C., Granados, L. F., Quintero, I., Mansilla, H., Nodal, T.,
 Bretones, R., Quesada, C., Rebollar, A. & Suárez, J. (1979). Mapa Geológico de España. E.
 1:50.000, 2ª serie, 1ª Ed. Hoja nº 444. Flix. FINA-ENADIMSA-IGME, 1 mapa geol. 24 p.
- Collo, G., Do Campo, M., Nieto, F. (2011). Low-grade metamorphism of Cambro-Ordovician successions in the Famatina belt, Southern-Central Andes: Burial-inversion history linked to the evolution of the proto-Andean *Gondwana margin And Geo* [online] 38 (2), 284-318.
- Colmenero, J. R., Fernández, L. P., Moreno, C., Bahamode, J. R., Barba, P., Heredia, N. & González, F. (2002). Carboniferous. *In The Geology of Spain*, (eds W. Gibbons and M. T. Moreno), London: Geological Society, 93–116.
- Craig, J., Fitches, W.R., & Maltman, A.J. (1982). Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from central Wales. *Geological Magazine*, *119* (03), 243–256.
- Crespo, J. L. y Michel, B. (1980). Estudio Geológico de los yacimientos minerales del Macizo Catalán entre Bellmunt de Ciurana y Mola, Priorato (Tarragona). *Studia Geologica Salmanticensia 16*, 123-149.
- 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, D., Suppe, J., & Dahlen, F.A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88 (b2), 1153-1172.

- Davydov, V.I.I., Korn, D., Schmitz, M.D.D., Gradstein, F.M.M., and Hammer, O., (2012). Chapter 23 -The Carboniferous Period, In: Gradstein, F.M., Schmitz, J.G.O.D., and Ogg, G.M.B.T.-T.G.T.S. eds., *The Geologic Time Scale*, Boston, Elsevier, 603–651.
- De Segonzac, G.D. (1970). The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, *15* (3-4), 281–346.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Ryberg, P.T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94 (2), 222–235.
- Dimberline, A.J. (1986). Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, U.K. *Geological Magazine*, *123* (03), 299.
- Donoghue P.C.J., Forey P.L., & Aldridge R. J. (2000). Conodont affinity and chordate phylogeny. *Biol Rev*, 75, 191–251.
- Druget, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, F., & Fernández, C. (2014). Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geological Magazine*, available on CJO2014.
- Esquevin, J. (1969). Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA*, 3 (1), 147–153.
- England, P.C., & Richardson, S.W. (1977). The influence of erosion upon the mineral fades of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society*, *134* (2), 201–213.
- Enrique, P. (1990). The Hercynian intrusive rocks of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). Acta Geològica Hispànica, 25 (1-2), 39-64.
- Epstein, A.C., Epstein, J.B., & Harris, L.D. (1977). Conodont color alteration-an index to organic metamorphism. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1-27.
- Ernst, W.G. (1964). Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists: *Geochim. et Cosmochim. Acta, 28,* 1631-1668.
- Espitalie´ J., La Porte J.L., Madec M., Marquis F., Le Plat P., Paulet J., & Boutefeu A. (1977). Rapid method for source rocks characterization and for determination of petroleum potential and degree of evolution. *Oil and Gas Science and Technology Revue de l'Institut Francais du Petrole, 32*, 23-42.
- Ezquerra del Bayo, J. (1846). Informe sobre las minas de Farena y descripción geognóstica de aquel terreno. *Bol. Com. Mapa Geol. y Min.*, 177-190.
- Essene, E.J. (1982). Geologic thermometry and barometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *10* (1), 153-206.

- Faura Sans, M. (1913). Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Catalunya. IX láms. Madrid. Mem. R. Esp. Hist. Nat., IX (1), 5-202.
- Fagereng, A., & Cooper, A.F. (2010). The metamorphic history of rocks buried, accreted and exhumed in an accretionary prism: an example from the Otago Schist, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 935-954.
- Ferreiro Mählmann, R., Bozkaya, Ö., Potel, S., Le Bayon, R., Šegvić, B., & Nieto, F. (2012). The pioneer work of Bernard Kübler and Martin Frey in very low-grade metamorphic terranes: Paleogeothermal potential of variation in Kübler-Index/organic matter reflectance correlations. Swiss Journal of Geosciences, 105 (2), 121–152.
- Font i Sagué, N. (1909). Sobre la presencia del Siluric superior a l'Espluga de Francolí. *Butll. Inst. Hist. N at.*, *9*, 76-77.
- Fontbote, L.M^a., & Julivert, M. (1954). Algunas precisiones sobre la cronología de los movimientos hercinianos en Cataluña. Ager, *XIX Congres. Geol. Int. XIII* (3), 575-591.
- Franceschelli, M., Memmi, I., & Gianelli, G. (1991). Re-equilibration of detrital muscovite and the formation of interleaved phyllosilicate grains in low temperature metamorphism, northern Apennines, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 151–158.
- Frey, M. ed. (1987). Low Temperature Metamorphism. Backie, Glasgow and London, 351 p.
- Frey, M,. & Kisch, J. (1987). Scope of subject. En: Frey, M. ed. (1987) Low Temperature Metamorphism. Backie, Glasgow and London, 1-8.
- Frey M., & Robinson D. eds. (1999). Low-Grade Metamorphism. Blackwell Science, Oxford, 328 p.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012* 2-volume set. Elsevier.
- Gandl, J., Ferrer, E., Magrans, J. y Sanz López, J. (2015). Trilobiten aus dem Unter-Karbon des Katalonischen Küstengebirges (NE-Spanien). Abhandlungen der Senckenberg Gesellschaft für Naturforschung, 571, 83.
- García, R., Brell, J. M., & Aparicio, A. (1992). El metamorfismo del Paleozoico de la isla de Menorca (Islas Baleares). *Boletín Geológico y Minero, 103* (3), 156–161.
- García López, S., Blanco Ferrera, S., & Sanz López, J. (2006). Aplicación de los conodontos al conocimiento de la evolución tectonotérmica de las zonas externas de los orógenos. *Revista Española de Micropaleontología*, 38 (2-3), 289–297.
- García-Ramos, J.C., & Valenzuela, M. (1981). Estudio de areniscas en lámina delgada, modelo de ficha para archivo de datos. *Trabajos de Geología*, *11*, 83–88.

Gibbons, W., & Moreno, T. (2002). Geology of Spain. The Geological Society, London, 649 p.

- Gombau, J. (1877). Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona. *Bol. Com. Map. Geol. Esp. IV*, 181-250.
- González, F., Moreno, C., Melgarejo, J.C., & Sáez, R. (2015). Palynological age constraint of Les Vilelles unit, Catalan Coastal. *Geologica Acta, 13* (4), 345–361.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (2012). *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier BV. 1176 p.
- Guidotti, C.V. & Sassi, F.P. (1986). Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b0 data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, *153* (3), 363-380.
- Guimerá, J. & Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compresion alpine dans la Chaîne Iberique et la chaîne Cotiere catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. de France*, *2*, 339-348.
- Gutiérrez-Alonso, G., & Nieto, F. (1996a). Variaciones de la "cristalinidad" de la mica blanca y otros parámetros cristaloquímicos a través del antiforme del Narcea (Orógeno varisco del NO de Iberia). Studia Geologica Salmanticensia, 31 (1995), 63–86.
- Gutiérrez-Alonso, G., & Nieto, F. (1996b). White-mica "crystallinity", finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain. *Journal of the Geological Society*, 153 (2), 287–299.
- Hackley, P.C., Dennen, K.O., Gesserman, R.M., & Ridgley, J.L. (2009). Preliminary vitrinite and bitumen reflectance, total organic carbon, and pyrolysis data for samples from Upper and Lower Cretaceous strata, Maverick Basin, south Texas. USGS Open File Reports, (2009-1220), 63.
- Hoffman, J., & Hower, J. (1979). Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. *SEPM Special Publication*, 26, 55–79.
- Hooson, W., (1747). The Miner's Dictionary. T. Payne, Wrexham.
- Hower, J., Eslinger, E.V, Hower, M.E., & Perry, E.A. (1976). Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87 (5), 725–737.
- Jamieson, R.A. (1991). P-T-t paths of collisional orogens. Geol. Rundschau, 80 (2), 321-332.
- Jarvie, D.M., Morelos, A., & Han, Z. (2001). Detection of pay zones and pay quality, Gulf of Mexico: application of geochemical techniques. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, LI, 151-160.

- Jiang, W.T., & Peacor, D.R. (1994). Formation of corrensite, chlorite and chlorite-mica stacks by replacement of detrital biotite in low-grade pelitic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 12 (6), 867–884.
- Juez-Larré, J., & Andriessen, P.A.M. (2002). Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349 (1-4), 113–129.
- Julivert, M. (1955). Geologia de la Sierra de Miramar. *Instituto Geológico Y Minero de España, Memorias* y Comunicaciones, XIII, 79–121.
- Julivert, M., & Durán, H. (1990). Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). Acta Geològica Hispànica, 25 (1-2), 3-12.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., & Conde, L. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. Inst. Geol. Min. España, Madrid, 113 p.
- Julivert, M., & Martínez, F. J. (1999). El Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas. En: *Geología de España, Tomo I*, 529–536.
- Kisch, H.J. (1974). Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with "anchimetamorphism" and "very-low-stage" metamorphism. Proceedings of the Koninklijke Nederlandese Akademie Van Wetenschappen Series B-Paleontology Geology Physics Chemistry Anthropology, 77 (2), 81–96.
- Kisch, H.J. (1987). Correlation between indicators of very-low-grade metamorphism. En Frey, M. ed. (1987) *Low Temperature Metamorphism*. Backie, London, 227–300.
- Kisch, H.J. (1990). Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8 (1), 31–46.
- Kisch, H.J. (1991). Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory standards. *Journal of Metamorphisc Geology*, *6*, 735–750.
- Kisch, H.J. (1994). X-Ray diffraction intensity ratios of phyllosilicate reflections in cleavage and beddingparallel slabs: incipient development of slaty cleavage in the Caledonides of Jämtland, western central Sweden. *Revista Geológica de Chile*, 21 (2), 253–267.
- Kisch, H.J., Sassi, R., & Sassi, F.P. (2006). The b0 lattice parameter and chemistry of phengites from HP/LT metapelites. *European Journal of Mineralogy*, *18* (2), 207-222.
- Klug, H.P., & Alexander, L.E. (1974). X-ray Diffraction Procedures. 2nd edn. Wiley, New York.
- Koepnick, R.B. (1988). Significance of stylolite development in hydrocarbon reservoirs with an emphasis on the Lower Cretaceous of the Middle East. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 22 (December), 23–43.

- Krumm, S., & Buggist, W. (1991). Sample preparation effects on illite crystallinitñy measurement: grainsize gradation and particle orientation. J. Metamorphic Geol., 9, 671-677.
- Krumm, S., Kisch, H.J., & Warr, L.N. (1996). Inter-laboratory Study of the Effects of Sample Preparation on Illite "Crystallinity": A Progress Report. Editum 24.1.1996. Acta Universitatis Carolinae Geologica, 38, 263-270.
- Kübler, B. (1964). Les argyles, indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. Franç. Pétrole, 19, 1093-1113.
- Kübler, B. (1967). La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966. Université Neuchâtel, à la Baconnière, Neuchâtel, Switzerland, 105-121.
- Kübler, B. (1984). Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenése, température et calorimétrie. In: *Thérmométrie et barométrie géologiques* (ed. M. Lagache), Sociétié de Françaisc Menéralogie et Cristallographie, Paris, 489-596.
- Kübler, B., & Jaboyedoff, M. (2000). Illite crystallinity. Comptes Rendus de l'Academie de Sciences -Serie IIa: Sciences de La Terre et Des Planetes, 331 (2), 75–89.
- Kübler, B., Pittion, J.L., Héroux, Y., Charollais, J., & Weidmann, M. (1979). Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 72, 343-373.
- Llopis Lladó, N. (1947). Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalanides. Tesis Doctoral. Inst. Lucas Mallada, Sec. De Geomorfología, f.t. Barcelona. Inédito. 372 p.
- Maestre, A. (1845). Descripción geognóstica y minera del distrito de Catalunya y Aragón. *Anal. Min.* 2, 193-278.
- Maestro-Maideu, E., Estrada, R., & Remacha, E. (1998). La sección del Carbonífero en el Priorat Central (Prov. de Tarragona). *Geogaceta*, 23, 91–94.
- Mallada, L. (1890). Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. *Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España*, XVI.
- Martínez, F.J., Dietsch, C., Aleinikoff, J., Cirés, J., Arboleya, M.L., Reche, J., & Gómez-Gras, D. (2015).
 Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern
 Spain, based on zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, X, 1–18.
- Martínez Alcíbar, A. (1877). Bosquejo Geológico de la Provincia de Tarragona. *Bol. Com. Map. Geol. Esp., 4*, lám. F.
- Martínez Catalán, J.R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics?. *Terra Nova*, 23, 241–247.

- Martínez Catalán, J.R., Aller, J., Alonso, J. L., & Bastida, F. (2009). The Iberian Variscan Orogen. García Cortés A. ed. pr., Águeda Villar J, Suárez-Valgrande P, Salvador González JCI, eds. (2009) Spanish Geological Frameworks and Geosites: An Approach to Spanish geological heritage of International Relevance. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 13-30.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., & Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez Catalán, J.R., eds., 4-D Framework of Continental Crust: *Geological Society of America Memoir, 200*, 403-423.
- Martínez Chacón, M.L., Winkler Prins, C.F., Sanz López, J., Ferrer, E., & Magrans, J. (2003). Braquiópodos misisípicos de los alrededores de Barcelona (Cadenas Costeras Catalanas, NE de España). *Rev. Esp. Paleontol.* 18 (2): 189- 204.
- Martínez-Pérez, C., Plasencia, P. y Botella, H. (2010). Paleobiología de conodontos: una revisión histórica.
 En: Moreno-Azanza, M., Díaz-Martínez, I., Gasca, J.M., Melero-Rubio, M., Rabal-Garcés, R. y
 Sauqué, V. (coords). *Cidaris, 30*, VIII Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología, volumen de actas, 179-186.
- Martínez Poyatos, D., Nieto, F., Azor, A., & Simancas, J. F. (2001). Relationships between very low-grade metamorphism and tectonic deformation: examples from the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Journal of the Geological Society*, 158 (6), 953–968.
- Marzo, M. (1980). El Bundstandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos sedimentarios. Tesis Doctoral. Dpto. Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Universidad de Barcelona. Inédito.
- Maxwell, D.T., & Hower, J. (1967). High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *The American Geologist*, *52*, 843–857.
- McCormack, N., & Clayton, G. (1997). Maturation of the South Portuguese Zone: vitrinite reflectance and illite crystallinity data from one of Europe's richest mining provinces. *Clay Mineral Evolution, Basin Maturity and Mudrock Properties.*
- Melgarejo, J.C. (1987). Estudi Geológic i metal.logenetic del Paleozoic del Sud de les Serralades Costaneres Catalanes. Tesis doctoral. Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales. Universidad de Barcelona. Inédito.
- Melgarejo, J.C. (1992). Estudio geológico y metalogenético del Paleozoico del sur de las Cordilleras Costeras Catalanas, *Mem. ITGE 103*, 1-605.

- Melgarejo, J.C., & Ayora, C. (1992). Mineralizaciones SEDEX de manganeso en tramos basales de la serie carbonífera del Priorato-Sierra de Miramar (Cataluña). *Boletín Geológico y Minero*, 103 (3), 544–550.
- Merriman, R.J. (2005). Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy*, 17 (1), 7–20.
- Merriman, R.J. (2006). Clay mineral assemblages in British Lower Palaeozoic mudrocks. *Clay Minerals*, *41* (1), 473-512.
- Merriman, R.J., & Frey, M. (1999). Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. *Low-grade metamorphism*, 61-107.
- Merriman, R.J., & Kemp, S.J. (1996). Clay minerals and sedimentary basin maturity. *Mineralogical Society Bulletin*, 111, 7-8.
- Merriman, R.J., & Peacor, D.R. (1999). Very low-grade metapelites, mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In M. Frey & D. Robinson (Eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Sciences Ltd, Oxford. 10-60.
- Milodowski, A.E., & Zalasiewicz, J.A. (1990). The origin and sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandovery sediments of central Wales, U.K. *Geological Magazine*, 128 (3), 263–278.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. Journal of Petrology, 2 (3), 277-311.
- Miyashiro, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. Springer Science & Business Media. 492 p.
- Mukhopadhyay, P.K. (1994). Vitrinite Reflectance as Maturity Parameter. Petrographic and Molecular Characterizxation and Its Application to Basin Modeling. In P. K. Mukhopadhyay & W. G. Dow (Eds.), Vitrinite Reflectance as Maturity Parameters: Applications and Limitations Washington, DC: American Chemical Society Symposium Series, 1–24.
- Navidad, M., Castiñeiras, P., Casas, J. M., Liesa, M., Fernández Suárez, J., Barnolas, A., & Gil-Peña, I. (2010). Geochemical characterization and isotopic age of Caradocian magmatism in the northeastern Iberian Peninsula: Insights into the Late Ordovician evolution of the northern Gondwana margin. *Gondwana Research*, 17 (2-3), 325–337.
- Neuman, R.B., & Max, M.D. (1989). Penobscottian-Grampian-Finnmarkian orogenies as indicators of terrane linkages. In: Dallmeyer, R.D. (Ed.), Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 230*, 31-45.
- Nieto, F. (1985). Determinación de cloritas en rocas metamórficas de bajo grado mediante propiedades ópticas. *Cuad. Geol.*, *12*, 5–15.

- Nieto, F. (2001). Física mineral de los filosilicatos en el metamorfismo incipiente. Nuevas Tendencias en el Estudio de Las Arcillas. 3–13.
- Nieto, F., & Jiménez-Millán, J. (2007). Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects. (F. Nieto & J.-M. J., Eds.). Jaén: Sociedad Española de Mineralogía.
- Nieto, F., & Sánchez-Navas, A. (1994). A comparative XRD and TEM study of the physical meaning of the white mica "crystallinity" index. *European Journal of Mineralogy*, 6, 611-621.
- Onézime, J., Charvet, J., Faure, M., Bourdier, J.L., & Chauvet, A. (2003). A new geodynamic interpretation for the South Portuguese Zone (SW Iberia) and the Iberian Pyrite Belt genesis. Tectonics, 22 (4), 1–17.
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A., & Pulgar, J.A. (1988). A thinskinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.
- Pérez Estaún, A., Martínez Catalán, J. R., & Bastida, F. (1991). Cristal thickening and deformation sequence in the footwall to the Variscan belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191, 24-253.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R. (1972). Sand and sandstone. Springer Science & Business Media. 618 p.
- Pietzner, H., Vahl, J., Werner, H., Ziegler, W., (1968). Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. *Palaeontographica Abt A 128*, 115–152
- Purnell, M.A., Donoghue, P.C.J., & Aldridge, R.J. (2000). Orientation and anatomical notation in conodonts. *Journal of Paleontology*, 74 (1), 113-122.
- Quarch, H., Omara, S. M., Sanad, S., & Kureischie, A. (1975). Stratigraphie und Tektonik des Jungpalaeozoikums im Sattel von Montalban (Oestliche Iberische Ketten, NE-Spanien.)/[von] H. Quarch. Geologisches Jahrbuch Reihe B, 16.
- Ramsay, J.G. (1977). Plegamiento y fracturación de las rocas. H. Blume, Madrid, 590 p.
- Rao, T. R. (1977). Distribution of elements between coexisting phengite and chlorite from the greenschist facies of the Tennant Creek area, Central Australia, *Lithos*, 10, 103-112.
- Raymond, D., & Caridroit, M. (1993). Le Dévonien-Carbonifère inférieur du Priorat (Catalogne, Espagne): nouvelles données micropaléontologiques et interprétation paléogéographique. Acta Geologica Hispanica, 28, 27-31.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G., & Huebner, J.S. (1987). Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geological Society* of America Bulletin, 99 (4), 471–479.

- Rice, A.H.N., & Roberts, D. (1995). Very low-grade metamorphism of Upper Proterozoic sedimentary rocks of the Rybachi and Sredni Peninsulas and Kildin Island, NW Kola region, Russia. Norges geologisk undersøkelse, Special Publication 7, 259-270.
- Rice, A.H.N., & Williams, D.M. (2010). Caledonian strike-slip terrane accretion in W. Ireland: insights from very low-grade metamorphism (illite-chlorite crystallinity and b0 parameter). *Geological Magazine*, 147 (2), 281-298.
- Richards, B.C. (2013). Current status of the International carboniferous Time Scale. In: Lucas, S.G. et al., eds. The Carboniferous-Permian Transition. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin 60, 348-353.
- Rodríguez Fernández, L.R. (2005). El Plan MAGNA: evolución histórica y perspectivas futuras. Boletín Geológico y Minero, 116 (4), 281-289.
- Rosell, J., & Arribas, J. (1989). Características petrológicas de las areniscas del Carbonífero de facies Culm de la isla de Menorca. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (5), 853–864.
- Rosell, J., & Llompart, C. (2002). *El naixement d'una illa Menorca Guía de geología pràctica*. Institut Menorquí d'Estudis, Menorca, España, 279 p.
- Rosell, J., Obrador, A. & Mercadal, B. (1969). Sobre la presencia de flysch en los sedimentos paleozoicos de la isla Menorca. *Acta Geológica Hispánica*, *4* (1), 1-4.
- Royden, L.H. (1993). The steady state termal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms. J. Geoph. Research, 98, 4487-4507.
- Sacher, L. (1966). Ober Karbonische Sedimente bei Montalban in den Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien). Neues Jahrbuch Geol. und Paltiontol, 436-443.
- Sáez, A. (1982). Estudio estratigráfico i sedimentológico de los materiales de la parte central del Priorat (Tarragona).Tesis de licenciatura. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. Inédito. 84 p.
- Sáez, A. & Anadón, P. (1989). El Complejo Turbidítico del Carbonífero del Priorato (Tarragona). Acta Geológica Hispánica, 24 (1), 33-47.
- San Miguel de la Cámara, M. (1920). Nota sobre las rocas de las Minas del Priorato (Tarragona). *Mem. Ac. De C. y A. de Barcelona*, 16.
- San Miguel de la Cámara, M., & San Miguel Arribas, A. (1948). Las rocas eruptivas y metamórficas de las comarcas del Priorato y Campo de Tarragona. Madrid. *Est. Geol*, *9*, 107-132.
- Sanz-López, J. (1995). Estratigrafía y Bioestratigrafía (Conodontos) del Silúrico superior-Carbonifero inferior del Pirineo Oriental y Central. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. Inédito. 717 p.
- Sanz-López, J., Melgarejo, J.C., & Crimes, Th.J. (2000) Stratigraphy of Lower Cambrian and unconformable Lower Carboniferous beds from the Valls unit (Catalonian Coastal Ranges). *Comptes Rendus Academies des Sciences de París, série Ila, Sciences de la Terre, 330* (2), 147-153.
- Sarmiento, G. N., & García-López, S. (1996). El método del Indice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 112–123.
- Sassi, F.P., & Scolari (1974). The b0 value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. *Contribution of Mineralogical Petrology*, 45 (2), 143–152.
- Scherrer, P. (1918). Bestimmung der Grösse und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Nachrichten der Gesellschaft für Wissenschaft, Göttingen, 26*, 98–100.
- Schriel, W. (1929). Der geologische Bau des Katalonischen Kustengebirgen Ebromündung und Ampurdan. Berlín. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl., 14 (1), 62-141.
- Sebastian, A., Reche, J., & Durán, H. (1990). Hercynian Metamorphism in the Catalonian Coastal Ranges. Acta Geològica Hispànica, 25 (1-2), 31-38.
- Serra, P. (1985). El Plutó d'Alforja (Baix Camp-Priorat, Tarragona): Cartografía, Petrología i Geoquímica. Unpublished Graduate Thesis, Univ. Barcelona. Inédito. 281 p.
- Siivola, J., & Schmid, R. (2007). List of Mineral abbreviations. *IUGS Subcommission on the Systematics* of Metamorphic Rocks, 1–14.
- Skrzypek E., Kawakami, T., Hirajima, T., Sakata, S., Hirata, T., Ikeda, T. 2016. Revisiting the high temperature metamorphic field gradient of the Ryoke Belt (SW Japan): New constraints from the Iwakuni-Yanai área. *Lithos*, 260, 9–27.
- Smulikowski, W., Desmons, J., Harte, B., Sassi, F.P., & Schmid, R. (2007) A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 2. Types, grade and facies of metamorphism. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. SCMR website (http://www.bgs.ac.uk/SCMRH).
- Solé Sugrañes, L. (1973). Nota sobre algunos aspectos de la tectónica del Carbonífero de las sierras de Prades (Prov. de Tarragona). *Acta Geologica Hispanica*, *VIII* (4), 138–144.
- Spackman, W. (1958). The maceral concept and the study of modern environments as a means of understanding the nature of coal: *Transactions New York Academy of Sciences, series II*, 20 (5), 411-423.

- Stille, H. (1934). Bemerkungen zur perimesetischen Faltung in ihrem südpyreäischbalearischen Anteile. Abhandlungen Der Gesellschaft Der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 10, 192–193.
- Thompson, J.B. (1979). The Tschermak substitution and reactions in pelitic schists. Problems in physicochemical petrology (in Russian), 149-159.
- Twenhofel, W.H. (1937). Terminology of the fine-grained mechanical sediments. Report Communication.
- Valenzuela, S. (1996). La mina del Bessó (Ulldemolins-Vilanova de Prades, Tarragona): un exemple de jaciment de tipus sedex. 1es Jornades L'Home i el Medi a la Conca de Barberà i a les Muntanyes de Prades. Treballs del Centre d'Història Natural de la Conca de Barberà, 1. Montblanc, 39-47.
- Valenzuela, S. (2005). Cristalinidad de la illita y de la clorita. Aplicación en la caracterización del metamorfismo de grado muy bajo, límite diagénesis-metamorfismo, del Priorat (Tarragona).
 Máster experimental. Dept. Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universidad de Barcelona. Inédito. 248 p.
- Velde, B. (1965). Phengite micas: synthesis, stability and natural occurence. American Journal of Science, 263, 886–913.
- Vera, J.A. (2004). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 884 p.
- Vidal, N., Gallart, J., Dañobeitia, J., Díaz, J. (1995). Mapping the Moho in the Iberian Mediterranean margin by multicoverage processing and mergin of wide-angle and nearvertical 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.
- Vilaseca, S. (1917). Els terrenys paleozoics del Camp de Tarragona. Butll. Agrup. Exc. De Reus, 30 p.
- Vilaseca, S. (1919a). Un nou jaciment fossilifer paleozoic a Cornudella (Priorat). Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 3^a época, XIX (5-6), 91-92.
- Vilaseca, S. (1919b). Caracterització del silúric superior i devónic inferior a Almoster (prov. De Tarragona). Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 3ª época, XIX, 172-178.
- Villalba Breva, S., & Martín Closas, C. (2009). Plant Taphonomy from the Mississippian Flysch Facies of the El Priorat Massif (Catalonia, Spain). *Journal of Taphonomy*, 7, 249-262.
- Villena, J., Pendón, J.G., Pardo, G., & Meléndez, A. (1975). Rasgos sedimentológicos del Carbonífero inferior de Montalbán (provincia de Teruel). Acta Geològica Hispànica, 14, 288-212.
- Wang, H., Frey, M., & Stern, W. B. (1996). Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the Helvetic Alps of eastern Switzerland. *Clays and Clay Minerals*, 44 (1), 96–112.

- Warr, L.N. (1996). Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. European Journal of Mineralogy, 8 (1), 115-127.
- Warr, L.N., & Nieto, F. (1998). Crystallite thickness and defect density of phyllosilicates in lowtemperature metamorphic pelites: a TEM and XRD study of clay-mineral crystallinity-index standards. *The Canadian Mineralogist*, 36, 1453–1474.
- Warr, L.N., & Rice, H.N. (1994). Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. J. Metamorphic Geol., 12, 141-152.
- Kübler, C.E. (1961). Clay minerals of the Ouachita structural belt and the adjacent foreland. In: The Ouachita Belt. Flawn PT, Goldstein AJr, King PB, Weaver CE, (eds). *Univ. Texas Publ.* 6120, 147-160.
- Weaver, C.E., & Broekstra, B.R. (1984). *Illite-mica*. In C. E. Weaver (Ed.), Shale slate metamorphism in Southern Appalachians. *Elsevier*, Amsterdam, 67–199.
- Weisflog, D. (1961). Stratigraphische Untersuchungen und Kartierung im Priorat/Katalonien (Spanien). Diplomarbeit, Heidelberg.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95 (1), 185–187.
- Wilkins, A.D. (2003). Terminology and the classification of fine grained sedimentary rocks is there a difference between a claystone, a mudstone and a shale? Aberdeen.

Anexo I - Mapa geológico del Priorat Central.



CORTE A - A'





CORTE C - C'



Leyenda

Cenozoico-Mesozoico

Eoceno-Oligoceno

Muschelkalk superior







Cortes geológicos de la tesis doctoral "*El metamorfismo hercínico de grado muy bajo del Priorat Central*" Realizado por el Msc. Sergio Valenzuela García Tesis dirigida por la Dra. Gemma Alías López

Anexo II - Escala de tiempo geológico para el Carbonífero

()	Σ			1-	RUSSIAN PLATFORM		WES	TERN	EUROPE	NORTH	CHINA	
AGE (Ma	GLOBAL	GLOBAL	STAGE	GLOBAL STAGE	REGIONAL SUBSTAGE	REGIONAL	REGIONAL	RI SI	EGIONAL JBSTAGE	REGIONAL STAGE	REGIONAL STAGE	REGIONAL SUBSTAGE
300-		PPER	Gzhelian	Gzhelian	Melekhovian Noginskian Pavlovoposadian Rusavkinian		ian Autunian	k Ster	(uzel Ihanian C	Virgilian	oingian	Zisongian Xiaoyaoan
305-	IAN	5	Kasimovian	Casimo-	Khamovnikian Krevvakinian		tephar	(A) E	Barruelian	Missourian	Mag	
-	AN		307.0 Ma	E	Myachkovian		S	(D)	Asturian	Desmoinesian		
310-	ISYLV	MIDDLE	Moscovian	Moscovia	Podolskian Kashirian	z	phalian	Во	Isovian		E	Dalaan
315-	END	_	315.2 Ma		Melekessian	ILESIA	West	(B) D	uckmantian	Atokan	iningia	
-	Р	WER	Bashkirian	kirian	Cheremshankian Prikamian	S		(A) I Ye	angsettian ~ adonian		We	11
320-		ΓO		Bash	Severokeltmenian Krasnopolyanian		an		arsdenian Jerscoutian	Morrowan		Luosuan
325	323.2	UPPER	Serpukhovian	rpukhovian	Zapaltyubian Protvian Steshevian Taurusian		Namuri	Arr Pe	nokierian 7- Isbergian endleian			Dewuan
330-			— 330.9 Ма—	Sei	Venevian			ıtian	Brigantian	Chesterian		
335-	-				Mikhailovian			Varnar	Asbian	-	gian	
	IA	LE		_	Aleksinian		séan				Tatang	Shangsian
340-	SSIPF	MIDD	Viséan	Viséar	Tulian		Ņ	Livian	Holkerian	Meramecian		
-	15				Bobrikian	Z		17	Arundian			
345-	/IS	_			Radaevkian	AITIA		Molin aciar	Chadian			Jiusian
	2		540.7 Ma		Kosvian	DIN		orian		Osagean		
350-	0			an	Kizelian		ian	N			E	
-		NER	Tournaisian	naisi	Cherepetian		nais		Courcevan		aniar	
355-		101		Tourr	Karakubian		Tour	ariar	courceyan	Kindorbeeldee	Aiku	Tangbagouan
					Upian Maleykian			Haste		мпаетоокіал		
1.1	358.9		F	-	Gumerovian			(0)	TANL CLUC	TENA		
360-			Famennian			2.11	DE/	VUN,	IAN SYS	IEM		

Modificado de Richards (2013)

Anexo III - Bioestratigrafía de los subsistemas Misisípico y Pensilvánico

Subsistema Misisípico y pisos del Tournaisiense al Viseense inferior del Sistema Carbonífero con las zonaciones en base a conodontos, foraminíferos y ammonites (modificado de Gradstein *et al.*, 2012)

		me Scale	9						
AGE (Ma)	Ep	och/Age (Stage)	Conodont Zonation		A	Ammonoid Zonation		Fusulinid & other benthic Foraminifer Zonation	
- 340			Mc10	Gnathodus praebillineatus		Beyrichoceras / Goniatites		Endothyranopsis compressa - Archaediscus krestovnikovi	
	sissipian		Mc9	Gnathodus texanus	Ma6		Mf11		
1	Mis	Viscan					Mf10	Uralodiscus rotundus	
1	ddle						Mf9	Uralodiscus primaeva	
	Mi	346.7	Mc8	Gnathodus pseudosemiglaber - Scalliognathus anchoralis	Ma5	Fascipericyclus / Ammonellipsites	Mf8	Globoendothyra ukrainica - Eoparastaffella simplex	
4		Tournaisian	Mc7	Gnathodus semiglaber - Polygnathus communis			Mf7	Dainella chomatifera -	
N a			Mc6	Dollimae bouckaerti				1011010103	
 350			Mc5 Gnathodus typicus - Siphonodella isosticha	Ma4 Protocanites / Pericyclus	Mf6	Spinoendothyra costifera - Tuberendothyra tuberculata			
1.1.1	lississipiar						Mf5	Latiendothyra latispiralis - Palaeospiroplectammina tchernyshinensis	
-	Early M		Mc4	upper Siphonodella quadruplicata - Patrognathus andersoni	Ma3	Protocanites / Gattendorfia	Mf4	Chernyshinella glomiformis	
355 — - - -			Mc3	Siphonodella sandbergi - Siph. belkai	Ma2	Eocanites / Gattendorfia	Mf3	Prochernyshinella disputabilis - Tournayellina beata	
-			Mc2	Siphonodella duplicata			Mf2	Earlandia minima - Bisphaera malevkensis	
		358.9	Mc1	Siphonodella sulcata	Mat	Acutimiteserre	Mer	Quasiandathura annousi	
	D	evonian		Siphonodella praesulcata	Man	Acuumitoceras	Dff	Quasiendothyra communis	
		Sector Sector					Un	Quasienuoinyra kobeilusana	

Subsistema Misisípico – Pensilvánico: y pisos del Viseense inferior al Bashkiriense del Sistema Carbonífero con las zonaciones en base a conodontos, foraminíferos y ammonites (modificado de Gradstein *et al.*, 2012)

Carboniferous Time Scale								
AGE (Ma)	Ep	och/Age (Stage)	Conodont Zonation		Ammonoid Zonation		Fusulinid & other benthic Foraminifer Zonation	
			Pc5	Declinognathodus marginodosus	Pa4	Branneroceras / Gastrioceras	Pf5	Profusulinella parva - Ozawainella pararhomboidalis
320	lvanian		Pc4	ldiognathodus sinuosus	Pa3 Bilinguites / Concelloceras Pa2 Baschkortoceras / Reticuloceras	Bilinguites / Concelloceras	Pf4	Staffellaeformes staffellaeformis - Pseudostaffella praegorskyi
-	Nunsy	Bashkirian	Pc3	Neognathodus askynensis			Pf3	Pseudostaffella antiqua
	Early Pe		Pc2	ldiognathoides sinuatus		Pf2	Semistaffella variabilis	
-		323.2	Pc1	Declinognathodus noduliferus	Pa1	Homoceras /	Pf1	Plectostaffella bogdanovkensis
-						nuasonoceras	Mf18	Monotaxinoides transitoriusis -
-			Mc17	Gnathodus postbilineatus		Delepinoceras / Fayettevillea	IVII TO	Eosigmolina explicata
325 —	pian	Serpukhovian	M-10	Continuity ballow description	Ma9		Mf17	Eostaffellina protvae
-	Late Mississip		MC16 Gnathodus bollandensis			Mf16	Eostaffella mirifica -	
34				Lochriea cruciformis				Eost decurta
-			Mc15		Ma8	Cravenoceras / Uralopronorites	Mf15	Pseudoendothyra globosa - Neoarchaediscus parvus
					- Ma7	17 Hypergoniatites / Ferganoceras	-	
330 —		330.9	Mc14	Lochriea ziegleri			Mf14	Eostaffella tenebrosa - Endothyranopsis sphaericus
-			Mc13	Lochriea nodosa				
1.1.1	ssipian		Mc12	Lochriea mononodosa			Mf13	Eostaffella ikensis - Bradyīna rotula
335 —	ddle Missis	Visean	Mc11	Gnathodus bilineatus	Ma6	6 Beyrichoceras / Goniatites	Mf12	Eostaffella proikensis - Archaediscus gigas
et (f. r. f.	Mi		Mc10	Gnathodus praebilineatus			Mf11	Endothyranopsis compressa - Archaediscus krestovnikovi

Subsistema Pensilvánico y pisos del Bashkiriense al Gzheliense del Sistema Carbonífero con las zonaciones en base a conodontos, foraminíferos y ammonites (Modificado de Gradstein *et al.*, 2012)

Carboniferous Time Scale									
AGE (Ma)	Epoch/Age (Stage)		Conodont Zonation		A	Ammonoid Zonation		Fusulinid & other benthic Foraminifer Zonation	
_	Permian		Cc2	Streptognathodus constrictus - Mesogondolella belladontae		Svetlanoceras - Paragastrioceras	Cf3	Schwagerina nux - Pseudoschwag, saibulakensis	
			Cc1	Streptognathodus sigmoidalis - Strept. cristellaris Streptognathodus isolatus	Ca1		Cf2 Cf1	Sphaeroschwagerina fusiformis Sphaeroschwagerina vulgaris aktiubensis	
1			Pc21	Streptognathodus wabaunsensis - St. fissus			Pf23	Ultradaixina bosbytauensis	
300 —			Pc20	Streptognathodus simplex -	Pa12		Pf22 Pf21	Ultradaixina postsokensis Daixina sokensis	
-	an	Gzhelian	De10	Streptograthodus virailicus	-	Shumardites - Vidrioceras	Pf20	Daixina enormis	
	/lvani	<u>303.7</u> Kasimovian	Pc18	Streptognathodus vitali	Pa11			organico jigarendio	
-	enns)		Pc17	Streptognathodus simulator			Pf18	Rauserites stuckenbergi	
	D		Pc16	Streptognathodus firmus	-		Pf17	Rausprites rossious	
	ate		Pc15	Idiognathodus toretzianus	Dunbarites - Pa10 Parashumardites	Dunbarites - Parashumardites	Pf16	Rauserites quasiarcticus	
2.04	=		Pc14	Streptognathodus cancellosus			Pf15	Montinarus subcrassulus	
305 —			Pc13	Idiognathodus sagittalis			Pf14	Montiparus paramontiparus - Obsoletes obsoletus	
-		307.0	Pc12	Streptognathodus subexcelsus - Sw. makhlinae		Pf13	Protriticites pseudomontiparus		
-			Deff	Neognathodus roundyi -	Pa9	Eoschistoceras	Pf12	Protriticites ovoides - Praeobsoletes burkemensis	
-			PC11	Streptognathodus cancellosus		Pseudopara- legoceras	Pf11	Fusulinella bocki - Fusulina cylindrica	
	sylvanian		Pc10	Neognathodus medexultimus- Streptognathodus concinnus	Pa8		Pf10	Fusulinella colaniae - Beedeina kamensis	
1.1.1	ddle Penns	Moscovian	Pc9	Streptognathodus dissectus	Pa7	Paralegoceras / Eowellerites	Pf9	Moellerites lopasnensis - Fusulinella subpulchra	
	Mi		Pc8	Neognathodus uralicus			Pf8	Aljutovella priscoidea	
315 —		315.2	Pc7	Declinognathodus donetzianus	Pa6	Diaboloceras - Winslowoceras	Pf7	Aljutovella aljutovica	
111	enn.		Pc6	Neognathodus atokaensis	Pa5	Diaboloceras - Axinolobus	Pf6	Verella spicata - Al. tikhonovichi	
	Early P	Bashkirian Bashkirian	Pc5	Declinognathodus marginodosus	Pa4	Branneroceras / Gastrioceras	Pf5	Profusulinella parva - Ozawainella pararhomboidalis Staffellaef. staffellaeformis-	
			Pc4	Idiognathodus sinuosus	Pa3	Bilinguites / Concell.	Pf4	Pseudostaffella praegorskyi	

Anexo IV - Abreviaturas

Acrónimo	Castellano	Inglés		
	Índice de Árkai.			
AI	Equivale a la cristalinidad de	Árkai's Index		
	la clorita (ver ChC)			
AO	Agregado/s orientado/s	Oriented aggregate		
CAI	Índice del Color de Alteración	Color Alteration Index of		
CAI	de los Conodontos	Conodonts		
CCC	Cadena Costera Catalana	Catalonian Coastal Range		
ChC	Cristalinidad de la clorita (Ver AI)	Chlorite Crystallinity		
D – C	Límite Devónico – Carbonífero	Devonian – Carboniferous limit		
DRX	Difracción de rayos X	X-Ray Diffraction		
EI	Índice de Esquevin	Esquevin's Index		
FWHM	Amplitud de pico a media altura	Full Width Half Maximum		
IC	Cristalinidad de la illita (Ver KI)	Illite Crystallinity		
Interly	Interestratificados (genérico)	Interlayer		
	Índice de Kübler			
KI	Equivale a la cristalinidad de	Kübler's Index		
	la illita (ver IC)			
PF	Fábrica planar	Planar fabric		
S ₀	Estratificación	Stratification / Bedding		
SR	Esquistosidad Regional	Regional Schistosity		
S_1	1 ^ª esquistosidad o 1er clivaje	First schistosity or first		
		Cleavage		
S_2	2ª esquistosidad o 2º clivaje	First schistosity or second		
	Microsconía electrónica de			
SEM	rastreo	Scaning Electron Microscopy		
	Microscopia electrónica de	Scaning Electron Microscopy		
SEM-EDS	rastreo con analizador de	wuth Energy Dispersive X-ray		
	energías retrodispersadas	Spectroscopy		
ТВ	Temperatura de enterramiento	<i>Temperature of burial</i>		
	Temperatura de	Teperatura of hydrothermal		
IH	metamorfismos hidrotermal	metamorphism		
MCM	Metamorfismo de grado muy	Very Low Grade		
	bajo	Metamorphism		
VRo	Reflectancia de la vitrinita	Vitrinite Reflectance		
WKM	Micas blancas potásicas	White K-Micas		

Lista de abreviaturas geológicas utilizadas en la memoria

Lista de abreviaturas por orden alfabético de los principales minerales citados en el texto (modificado de Siivola & Schmid, 2007 y Whitney & Evans, 2010)

	Nombre del	Nombre del			
Abreviatura	mineral en	mineral en	Fórmula		
	castellano	inglés			
	Albita				
Ab	(Ver	Albite	NaAlSi ₃ O ₈		
	plagioclasa)				
Act	Actinolita	Actinolite	$Ca_2(Mg,Fe)_2Si_8O_{22}(OH)_2$		
A 1	Almandino	A 1			
AIIII	(Ver granate)	Aimanaine	Fe ₃ Al ₂ Sl ₃ O ₈		
Ар	Apatito	Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)		
Bt	Biotita	Biotite	K ₂ (Mg,Fe) ₆ Al ₂₋₃ Si ₆₋₅ O ₂₀ (OH) ₄		
Cal	Calcita	Calcite	CaCO ₃		
Chl	Clorita	Chlorite	(Mg,Fe,Al) ₁₂ (Si,Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₆		
Mg-Chl =	Clorita				
Chl-Mg	magnésica				
Fe-Chl=					
Chl-Fe	Clorita ferrica				
Clc	Clinocloro	Clinochlore			
Cal	Confolito	C 1 1'	(Mg,Fe,Mn)(Al,Fe) ₂ Si ₂ O ₆		
Cpn	Carfolita	Carpholite	(OH) ₄		
Crd	Cordierita	Cordierite	$(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$		
			-		
Crr	Corrensita	Corrensite	(Mg,Fe,Al) ₉ (Si,Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₀ .		
			nH ₂ O		
Dol	Dolomita	Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂		
Ер	Epidota	Epidote	Ca ₂ FeAl ₂ Si ₃ O ₁₂ (OH)		
Gp	Yeso	Gypsum	CaSO ₄ .2H ₂ O		
Crt	Caracte		Ver variedad: almandino,		
Grt	Granate	Garnet	grosularia, espesartina		
C	Grosularia	<i>C</i> 1			
Grs	(Ver granate)	Grossular	$Ca_3Al_2Sl_3O_{12}$		
Hem	Hematita	Hematite	Fe ₂ O ₃		
Hbl	Hornblenda	Hornblende	Ca ₂ (Mg,Fe) ₄ Al ₂ Si ₇ O ₂₂ (OH) ₂		
T11		111:4 -	$(K,H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}$		
111	inna o inta	Illite	$K_yAl_4(Si_{8-y},Al_y)O_{20}(OH)_4$		
Ilm	Ilmenita	Ilmenite	FeTiO ₃		
Kln	Caolinita	Kaolinite	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$		
Vfo	Feldespato	V folden ar	KAIS: O		
KIS	potásico	K jelaspar	KAIS13O8		
Lm	Limonita	Limonite	FeO(OH) · nH2O		
Mca	Mica	Mica			
Mat	Montmorillarit	Montes	(Na,Ca) _{0,3} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂		
IVIIII	Monunormonita	monimorilionite	·nH ₂ O		

Ms		Moscovita	Muscovite	K ₂ Al ₆ Si ₆ O ₂₀ (OH) ₄
On		Minerales	Opaque	Diverses
Op		opacos	minerals	Diversos
Pg		Paragonita	Paragonite	$Na_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$
Phg		Fengita	Phengite	$K(Al,Mg)_2(Al,Si)_4O_{10}(OH)_2$
Pl		Plagioclasa	Plagioclase	(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈
Prh		Prehnita	Prehnite	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$
Prl		Pirofilita	Pyrophyllite	$Al_4Si_8O_{20}(OH)_4$
Pmp		Pumpellita	Plumpellyte	$Ca_4(Mg,Fe)(Al,Fe)_5Si_6O_{22}$ $(OH)_3.2H_2O$
Ру		Pirita	Pyrite	FeS ₂
Qtz		Cuarzo	Quartz	SiO ₂
	Qtz _m	Cuarzo monocristalino	Monocrystalline quarts or single- crystal	SiO ₂
	Qtz _p	Cuarzo policristalino	Polycrystalline quartz or Composite quartz	SiO ₂
Rt		Rútilo o anatasa	Rutile	TiO ₂
Scp		Escapolita	Scapolite	(Na,Ca) ₄ (Si,Al) ₁₂ O ₂₄ (Cl,CO ₃ ,SO ₄)
Sep		Sepiolita	Sepiolite	$Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2{\cdot}6H_2O$
Ser		Sericita	Sericite	Ver illita
Sme		Esmectita	Smectite	$(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2$ nH_2O
Sps		Espesartina (Ver granate)	Spessartine	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
St		Estaurolita	Staurolite	(Fe,Mg) ₄ Al ₁₈ Si _{7.5} O ₄₄ (OH) ₄
Stp		Estilpnomelana	Stilpnomelane	$(K,Ca,Na)(Fe,Mg,Al)_8(Si,Al)_{12}$ $(O,OH)_{36} \cdot nH_2O$
Ttn		Titanita (Esfena)	Titanite (Sphene)	CATiSiO ₄ (O,OH)
Tur		Turmalina	Tourmaline	$Na(Fe,Mg)_{3}Al_{6}B_{3}Si_{6}O_{27}$ $(OH,F)_{4}$
Vrm		Vermiculita	Vermiculite	Mg _{0.7} (Mg,Fe,Al) ₆ (Si,Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₄ · 8H ₂ O
Wmca		Mica blanca (Ver illita y/o moscovita	White Mica	
Wrk		Wairakita (Antes abreviada como Wai)	Wairakite	$Ca(Al_2Si_4O_{12})\cdot 2H_2O$
Zeo		Ceolitas	Zeolite	Diversas
Zrn		Zircón	Zircon	ZrSiO ₄

Acrónimo	Castellano	Inglés
Bco.	Barranco	Gorge
Ctra.	Carretera	Road
РК	Punto kilométrico	Kilometer
SCT	Servei Científico-Tècnics	
CCiTUB	<i>Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona</i>	
UB	Universidad de Barcelona (cat., UNIVERSITAT DE BARCELONA)	University of Barcelona

Lista de otras abreviaturas empleadas en el texto

