

Programa de Doctorado: Geología

Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirá y el Alt Urgell (Lleida)

TESIS DOCTORAL Pilar Clariana García





Programa de doctorado: Geología

Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirá y el Alt Urgell (Lleida)

Tesis doctoral Pilar Clariana García

Año 2015











Vicerrectorado de Internacionalización y Postgrado



Universidad de Oviedo

RESUMEN DEL CONTENIDO DE TESIS DOCTORAL

1 Título de la Tesis				
Español/Otro Idioma: Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirá y el Alt Urgell (Lleida)	Inglés: Pyrenean Axial Zone stratigraphy, structure and its relationship with metamorphism in the northwestern sector of Andorra and Pallars Sobirá – Alt Urgell regions, Lleida (Spain)			
2 Autor				
Nombre:Mª Pilar Clariana García	DNI/Pasaporte/NIE			
Programa de Doctorado:GEOLOGIA				
Órgano responsable: Departamento de Geología, Universidad de Oviedo				

RESUMEN (en español)

La Zona Axial del orógeno alpino de los Pirineos está constituida principalmente por rocas precámbricas y paleozoicas afectadas por deformación y metamorfismo variscos. La deformación alpina dio lugar en la Zona Axial a cabalgamientos de dirección general E - O y sentido de movimiento hacia el sur que involucraron a estas rocas previamente deformadas, sin embargo no se produjo en ellas un importante desarrollo de pliegues y foliaciones tectónicas. Así, el Paleozoico de la Zona Axial conserva las características estratigráficas y estructurales adquiridas durante el ciclo Varisco.

Las características de la deformación varisca varían de unos sectores a otros de la Zona Axial. En cualquier caso, se puede decir que todos los autores que han estudiado esta zona admiten que la deformación varisca consiste en una deformación polifásica, sin embargo, no existe acuerdo en lo referente al número de fases de deformación y al contexto geodinámico en el que estas tuvieron lugar. Además, en la Zona Axial se han diferenciado tradicionalmente dos dominios estructurales denominados *infraestructura* y *supraestructura* distinguidos por la disposición de la foliación principal y el grado metamórfico. La mayoría de autores coinciden en que la foliación principal se dispone subhorizontal en la infraestructura donde pueden alcanzarse condiciones de alto grado metamórfico, mientras que en la supraestructura la foliación principal muestra una disposición subvertical y se generó en condiciones de grado metamórfico bajo, sin embargo, la edad de las estructuras que caracterizan ambos dominios y como se produce el paso de un dominio a otro es, todavía hoy, motivo de controversia.

En este trabajo se presenta un análisis estratigráfico y estructural de un sector de la Zona Axial situado en los Pirineos centrales en el que pueden observarse diferentes unidades estructurales incluidas tradicionalmente tanto en la infraestructura (domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet) como en la supraestructura (sinclinal de Tor-Casamanya, anticlinal de La Massana, sinclinal de Llavorsí), así como la zona de transición entre ambos dominios situada dentro de la sucesión pre-Caradoc del noreste del macizo de la Pallaresa. Este estudio aporta nuevos datos que contribuyen a explicar





las cuestiones controvertidas que se acaban de exponer. Así, en resumen, los principales objetivos planteados han sido:

Mejorar el conocimiento de la sucesión estratigráfica paleozoica en la zona, como base necesaria para poder abordar el estudio estructural.

Reconocer y caracterizar las estructuras, con el fin de establecer la secuencia de deformación varisca y diferenciarla de las estructuras pre-variscas y alpinas presentes en la zona.

Establecer las relaciones de los diferentes eventos de deformación con los distintos episodios metamórficos, buscando construir un modelo de evolución tectonometamórfica coherente.

Correlacionar las estructuras más características de la zona de tesis con las de otros sectores de la Zona Axial pirenaica tratando de llegar a un modelo que pueda hacerse extensivo a toda la Zona Axial.

Finalmente, proponer y discutir la relación entre el Paleozoico de los Pirineos y otros afloramientos cercanos de la Cadena Varisca, encajando esta porción del órogeno Varisco en un contexto mayor.

Así, el estudio estratigráfico permitió diferenciar tres tramos litoestratigráficos, en la serie pre-Caradoc del área de estudio, equivalentes a las unidades descritas en los últimos años para el macizo de la Pallaresa. Por otra parte, en el caso de la serie devónica del sinclinal de Tor – Casamanya, se identificaron las formaciones típicas del área de facies Sierra Negra, reconociendo además, por encima de la Fm. Civis, un tramo de calizas que constituye la sucesión del Devónico Medio y Superior de esta serie y que está escasamente representada en el resto de los Pirineos centrales.

Los estudios estructurales a escala mesoscópica y microestructural permitieron reconocer un clivaje pizarroso (S_E) que solo se ha identificado en las rocas de la sucesión pre-Caradoc y con el que no se han reconocido pliegues asociados. Estas observaciones unidas a otros datos, obtenidos en diversos sectores del Paleozoico de los Pirineos, que hacen referencia a un evento extensional antes y durante el Ordovícico Superior como puede ser: (i) la discordancia de la base del Ordovícico Superior, (ii) la existencia de yacimientos de Pb - Zn de tipo SEDEX y Mississippi Valley de edad comprendida entre el Ordovícico Superior y el Devónico Inferior y (iii) el vulcanismo relacionado con una extensión cortical de edad Ordovícico Superior, permiten interpretar el clivaje S_E como relacionado con un evento extensional pre-varisco. Por otra parte, en lo que se refiere a la deformación varisca se han reconocido en el área de estudio tres eventos principales de deformación (D1, D2 y D3). El evento D1 está caracterizado por pliegues de todas las escalas, de dirección E – O, vergentes al norte y cuya foliación asociada (S1) es la dominante en el sector septentrional del área de estudio. El evento D2 consiste en pliegues de dirección E - O, derechos o vergentes al sur a los que está asociada una foliación de plano axial (S2) que es la principal en el extremo sur del sector septentrional y en el sector meridional. Durante este evento también se desarrollan cabalgamientos de dirección E - O y sentido de movimiento hacia el sur, enraizados, unos en la base del Silúrico y otros, fuera de secuencia, en niveles situados por debajo de la sucesión pre-Caradoc. Por último, el evento D3 está caracterizado por estructuras propias de deformación por cizalla cuyo desarrollo está restringido esencialmente a la zona de contacto entre el macizo de La Pallaresa y el





domo del Hospitalet.

Como se ha señalado anteriormente, los cabalgamientos que se desarrollan durante el evento de deformación D2 se enraízan en dos niveles de despegue. Por debajo de las ampelitas del Silúrico, en la sucesión pre-Caradoc, se observa que existe una relación genética entre los pliegues D2 y la falla de Merens así como con otros cabalgamientos que afectan a la sucesión pre-Caradoc y cuyo nivel de despegue se situaría dentro o por debajo de esta. La existencia de dos niveles de despegue da como resultado una transición gradual desde zonas profundas, con predominio de estructuras subhorizontales, a zonas más superficiales donde existe un buen desarrollo de estructuras subverticales. Esto explica coherentemente la idea ya sugerida en esta zona por otros autores sobre la transición gradual entre los dominios de la infraestructura y la supraestructura.

Las relaciones blastesis – deformación han permitido reconocer dos episodios metamórficos de baja presión y alta temperatura. El primero está caracterizado esencialmente por asociaciones de bajo grado metamórfico, aunque en algunos puntos puede alcanzar condiciones de grado medio y es contemporáneo con el evento de deformación D1 y con las primeras etapas del evento D2. El segundo episodio alcanzó condiciones de grado medio – alto y se restringe a las áreas colindantes con los domos del Aston y del Hospitalet. Este episodio metamórfico es contemporáneo con el evento de deformación D3 que, como se ha señalado anteriormente, está caracterizado por estructuras no coaxiales, que pueden reflejar la existencia de condiciones de la deformación varisca.

A partir de las características estructurales y metamórficas expuestas se puede considerar que la deformación varisca en los Pirineos centrales se produjo bajo un contexto esencialmente compresivo, con desarrollo de pliegues y cabalgamientos que darían lugar a un importante engrosamiento cortical en esta parte del orógeno Varisco. Posteriormente, en las últimas etapas de deformación varisca, tuvo lugar un evento extensional cuyos efectos se restringen a las zonas próximas a los domos gnéisicos y que estaría relacionado, probablemente, con la intrusión de granitos tardíos en la zona.

En cuanto a la relación del Paleozoico de los Pirineos con otros afloramientos cercanos de la cadena Varisca, y concretamente con el Macizo Ibérico, las características estructurales, metamórficas y del magmatismo, han permitido establecer una zonación para la Zona Axial pirenaica, susceptible de ser correlacionada con la rama norte del Arco Ibero Armoricano. Concretamente la zona estudiada en esta tesis guarda importantes similitudes con la Zona Asturoccidental Leonesa y parte oriental de la Zona Centro – Ibérica del noroeste peninsular.

RESUMEN (en Inglés)

ABSTRACT

The Axial Zone of the Pyrenean Alpine orogen is composed mainly of precambrian and paleozoic rocks affected by Variscan deformation and metamorphism. Afterwards, during the Alpine deformation, these rocks were affected by E - W





trending and south-directed thrusts without development, however, of significant folding or tectonic foliations. Therefore, the Variscan stratigraphic and structural features are well preserved in the Paleozoic rocks of the Pyrenean Axial Zone.

The characteristics of the Pyrenean Variscan deformation in Paleozoic rocks vary from place to place. Despite all authors accept that the Varican deformation is polyphasic, there is not agreement in relation with the number of deformation phases and the geodynamic setting in which Paleozoic structures formed. Two structural domains have been classically recognized in the Pyrenean Axial Zone according to their different main Variscan cleavage disposition and metamorphic grade: "infrastructure" and "suprastructure". Most authors agree that in the "infrastructure" the main cleavage is subhorizontal and usually associated with high temperature metamorphism, whereas in the "suprastructure", the cleavage is subvertical and was generated in low grade metamorphic conditions. However, the relative age of the main structures characterizing each domain and the transition between them are still a matter of debate. This

Thesis shows a stratigraphic and structural study from a sector located on the central part of the Pyrenean Axial Zone. This sector is characterized by the presence of structural units belonging to both domains, the "infrastructure" (Aston and Hospitalet gneissic domes) and "suprastructure" (Tor-Casamanya syncline, La Massana anticline, Llavorsí syncline), and a transition zone between these two domains. This study provides new data to give clues in relation with the controversial issues exposed above. The main aims of this Thesis are:

i) To improve the knowledge of the Paleozoic stratigraphic successions in this area, necessary to do a structural study.ii) To identify and characterize Variscan structures in terms of differentiating from Alpine and pre-Variscan structures.

iii) To study the relationships between deformation phases and metamorphic episodes in order to propose a logical tectonometamorphic evolution model.

iv) To correlate the principal structures present in the study area with structures observed in other sectors of the Pyrenean Axial Zone to establish a general deformation model of the Pyrenean Varican belt.

v) Finally, to propose and discuss similarities and differences between the Paleozoic Pyrenean rocks and other Paleozoic rocks of neighbor outcrops in the Variscan orogen frame.

The stratigraphic study allowed us to distinguish three lithostratigraphic units in the pre-Caradoc succession of the study area. These units are equivalent to units recently described in the Pallaresa massif. Devonian rocks belonging to the Sierra Negra facies were identified in the Tor-Casamanya syncline. Moreover, Middle and Upper Devonian limestones have been identified over the Civis formation, which are very scarce in the central Pyrenees.

The meso and microstructural study allowed us to recognize a slaty cleavage (SE), only present in the pre-Caradoc rocks although folds associated with this cleavage have not been identified. These data together with other from different Paleozoic sectors of the Pyrenees which support an extensional event before and during the upper Ordovician, for example: (i)the existence of an angular unconformity of late Ordovician rocks over the previous series, (ii) Zn-Pb stratiform or stratabound ore deposits of late





Ordovician - early Devonian age, related to a continental pre-Variscan extension, and (iii) the presence of late Ordovician volcanic rocks, allowed us to consider the SE cleavage as pre-variscan related to an extensional origin. On the other hand, in reference to variscan deformation three main variscan deformation events have been identified in the study area (D1, D2, D3). The deformation event D1 is characterized by E-W trending, recumbent to inclined north vergent folds and are developed at all scales. An axial plane foliation is associated with these folds (S1) and is the dominant foliation in the northern sector of the study area. The deformation event D2 includes E - W trending upright or south vergent folds with an associated foliation (S2). This foliation is dominant in the southern most part of northern sector as well as in the southern sector. During the D2 event, E – W trending, south-directed thrusts were mainly developed. Some of these thrusts merge into detachment levels located within the Silurian slates, and others, out-of-sequence thrusts, with deeper detachments located within pre-Caradoc rocks. Finally, the deformation *event D3* is characterized by shear deformation structures which developed only in the contact area between the Pallaresa massif and the Hospitalet dome.

As stated above, the thrusts developed during D2 deformation event merge into two detachment levels. Bellow Silurian slates, within pre-Caradoc rocks, the relationship between the Merens fault, other thrusts with a detachments level located in the pre-Caradoc succession, and D2 folds to indicate that both structures have a common origin. The existence of two detachment levels gives rise to a more gradual transition from deeper levels where subhorizontal structures are predominant to superficial levels characterized by subvertical structures. It is a coherent explanation about the gradual transition between "infrastructure" and "suprastructure" proposed by previous authors for this area.

The crystallization-deformation relationships have allowed us to recognized two *high temperature – low pression* metamorphic events. The first is characterized by low metamorphic grade minerals assemblages, although can reach medium grade conditions in some places. This episode is coeval with D1 deformation event and the beginning of the D2 deformation event. The second episode reached medium-high metamorphic grade conditions and is restricted to areas close to Aston and Hospitalet domes. This metamorphic episode is coeval with D3 deformation event which is characterized by no coaxial structures, this fact can indicate extensional deformation conditions associated with emplacement of igneous bodies during late stages of the variscan deformation.

The structural and metamorphic features exposed above have allowed us to consider that the variscan deformation in the central Pyrenees mostly occurred during a compressional tectonic setting in which folds and thrusts systems developed giving rise to the crustal thickening of the Variscan cordillera in this region. Subsequently, in the last stages of the variscan deformation, an extensional deformation event, whose effects are only observed close to the gneissic domes, occurred which is probably related to emplacement of late granites in this zone.

The structural, metamorphic and magmatic features of variscan age recognized in the palaeozoic rocks of the Pyrenees allowed us to propose a zonation for the Pyrenean Axial Zone (foreland southwards of the hinterland). So, the Axial Zone of the Pyrenees can be related to the north branch of the Ibero-Armorican or Asturian Arc. The study area specifically would be the prolongation of the West Asturian Leonese Zone





ASTURIAS CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL AD FUTURUM

and the northeastern part of the Central-Iberian Zone.

SR. DIRECTOR DE DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA SR. PRESIDENTE DE LA COMISIÓN ACADÉMICA DEL PROGRAMA DE DOCTORADO EN ___

Agradecimientos

Han sido muchas las personas que han contribuido de una forma u otra a que este trabajo llegará a buen puerto y espero no dejarme a nadie en el tintero.

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi director el Dr. Joaquín García-Sansegundo la confianza puesta en mi y en este trabajo desde el primer momento. El conocimiento y entusiasmo por la geología que transmite y sobre todo su capacidad para inyectar el ánimo necesario en los momentos más críticos. ¡¡Gracias por todo!! incluso por no desesperar con mis circunloquios. Otra persona fundamental para que esta tesis haya sido posible es Antonio Barnolas, mi primer jefe en el IGME, quien puso la primera piedra para la realización de este trabajo y mostró en todo momento su apoyo y consejo. Como geólogos sois excelentes pero como personas sois excepcionales. Creo que he sido muy afortunada al poder formarme profesionalmente con vosotros.

En los comienzos de este trabajo fue muy importante la ayuda de Inma Gil, compañera y amiga, quien me introdujo en el trabajo de campo y la cartografía del Paleozoico de los Pirineos, sufriendo mi pericia de novata al volante por las carreteras pirenaicas.

A los doctores Nacho Valenzuela y Jau-Chyn Liao (Teresa) por su contribución en los aspectos bioestratigráficos de esta tesis y su interés por seguir resolviendo los problemas de esta índole tanto en el área de estudio como en otras cercanas. Pero principalmente agradezco su ánimo y apoyo porque este trabajo llegase a buen puerto. Me gustaría agradecer también la ayuda prestada por el Dr. Javier Sanz López en las primeras etapas de estos estudios bioestratigráficos.

Durante la realización de este trabajo fue fundamental el apoyo y soporte prestado por el IEA (Instituto de Estudios Andorranos) y concretamente por el antiguo CRECIT y actual CENMA y por todo el personal del área de ciencias de la Tierra que componían y componen este centro, desde su antigua directora Montse Masses, al actual Director Ramón Copons, pasando por Marta Gónzalez, Pere Esteban, Natalia Gallego y Aina Margalef, a esta última quiero agradecer su interés por este trabajo y sobretodo animarla a rematar su tesis que supone la continuación del proyecto de Cartografía a 1: 25000 de Andorra iniciado durante la realización de esta tesis.

A Santiago Martín Alfageme, la cabeza que mejor combina geología y SIG del IGME, por todo lo que me enseñó sobre el manejo de Arcgis tan útil y necesario actualmente en cartografía geológica y por sus buenos consejos tanto profesionales como personales.

A Álvaro Rubio del Área de petrología y geoquímica de la Universidad de Oviedo, por su gran ayuda con la petrología metamórfica y sus consejos para la extracción de muestras, aunque algunas de ellas no pasaron "el control de calidad". A los catedráticos Alberto Marcos de la Universidad de Oviedo y Francisco Martínez de la Universidad Autónoma de Barcelona, agradezco su visita al campo, las discusiones planteadas, y sus consejos y aportaciones que sin duda fueron de gran ayuda para la evolución de esta tesis.

Al Área de Geodinámica interna de la Universidad de Oviedo que me acogieron calurosamente desde el primer día y siempre mostraron interés por la evolución de este trabajo. En especial a Luis Quintana por su ayuda con los aparatos informáticos del área y a todos con los que he compartido en mis diferentes visitas los cafés de Ernesto: Pedro Farias, David Pedreira, Jorge Gallastegui, Juan Luis Alonso, Josep Poblet, Maite Bulnes, Javier Pulgar Y finalmente a Miguel Gutiérrez compañero de fatigas pirenaicas que espero pronto se vea en esta tesitura.

A Alejandro Robador jefe del área de Cartografía Geológica del IGME por su buena disposición y apoyo en estos últimos meses. Igualmente en esta etapa final ha sido importante el apoyo de Nemesio Heredia y Gloria Gallastegui, de la oficina del IGME en Oviedo, compañeros de área y de proyecto por su apoyo y buena disposición crucial para poder sacar el tiempo que siempre falta en los momentos finales de una tesis.

Quiero agradecer a todos mis compañeros de la Oficina del IGME en Zaragoza el apoyo e interés por el desarrollo de este trabajo mostrado desde el primer momento. Desde Javier, el jefe de la Oficina que junto a Jesus y Eduardo, tuvieron que aguantar algún pequeño susto propio de las etapas finales de una tesis. A Emilio por su gran optimismo que contagia hasta a las piedras. A Lupe mil gracias por el apoyo informático y de diseño. A Samuel y Juan y a los compis de despacho, tanto los que ya no están: Carlota, Daniel e Iker y que se echan mucho de menos, como al recién llegado Jorge y muy especialmente a Ruth quien ha aguantado todas mis quejas y agobios estos últimos meses y siempre está dispuesta a echar un cable, gracias "maña". Y no puedo olvidar a Antonio Azcón, antiguo jefe de la oficina, quien me apoyó desde el primer momento en que llegué y cuya máxima era que el personal trabaje a gusto para trabajar más y mejor y además lo conseguía.

A mis compañeros y amigos de tantos años en el IGME de Madrid – Tres Cantos, algunos de ellos desperdigados ahora por media España y parte del extranjero, Jose, Javi, Fernando, Raquel, Miguel, Patri, Mª Carmen, mis "igmitas girls" (Geles, Maider, Carmen, Ana, Laura, María, Sara, Irene), cuantas risas compartimos a la hora de la comida en Tres Cantos, terapia absolutamente necesaria y recomendable, que hacía los días de trabajo mucho más agradables y llevaderos. Gracias a todos por estar siempre ahí. No puedo olvidarme aquí de Estefanía y Adolfo, que además de haber compartido trabajo, piso, amistad, risas, lágrimas, ropa de bebe, experiencias de primeriz@s y un montón de cosas más, siempre han estado apoyándome en los buenos momentos y en las horas más bajas de esta tesis, que más se puede pedir.

A los amigos y amigas de La Almunia, Zaragoza y Madrid, agradezco vuestro interés por el desarrollo de la tesis y vuestros ánimos aunque a estas alturas costase entender que hacía todavía metida en estos berenjenales.

Mil gracias a mi familia, en primer lugar a mis padres, de quienes siempre he tenido el apoyo incondicional para todo lo que me he propuesto. De quienes he aprendido que trabajando al final las cosas salen adelante y como tantas veces habéis tenido razón. A mi hermana, Ángel, Rubén y Carmen porque se agradecen los ánimos a cualquier hora del día. A Mª Luisa y Alberto porque sin vuestro apoyo estos últimos meses no sé como habría organizado la logística familiar y a Pablo y Laura por su interés y ánimo.

Por último mi agradecimiento con mayúsculas es para los dos soles de mi vida, Alberto y Ara. Uno, por ser mis pies y mi cabeza tantas veces, por apoyarme desde el primer día y estar conmigo en los mejores y los peores momentos de esta larga trayectoria. Y otro por ser mi mejor proyecto y porque su sonrisa transmite la fuerza para tirar para delante dia a día, espero que un día cambies de opinión y no creas que hacer la tesis es una cosa tan mala.

Este trabajo ha sido posible por el apoyo y soporte prestado por diferentes proyectos internos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Operaciones comerciales entre el IGME y el Instituto de Estudios Andorranos (IEA) y por el proyecto CICYT-MEC (CGL2006 – 08822/BTE)

Pinto mi cara de brillante galena

Limpio mi pecho: en las sagradas aguas

Empapo mis ojos: con la luz del incendio.

Así,

ingenuo

como un héroe

voy,

con toda mi esperanza

virgen,

a vencerte.

Alberto Valdelvira López, Rito, 2014

A todas las madres trabajadoras y a sus familias.

En especial a mi familia.

ÍNDICE

R	SUMEN		I		
	BSTRACT				
A	SKADECIMI	IENTOS			
1.	INTRODU	JCCIÓN	1		
	1.1 Situac	ión geográfica y morfología del relieve	2		
	1.2 Marco	o geológico y antecedentes	4		
	1.2.1	Características de la Cordillera Pirenaica	4		
	1.2.2	La Zona Axial Pirenaica	10		
	1.2.3	<u>La Cordillera Varisca</u>	14		
1.3 Objetivos y metodología1					
	1.3.1	<u>Objetivos</u>	17		
	1.3.2	<u>Metodología</u>	18		
2.	ESTRATIO	GRAFÍA	23		
	2.1 Suces	ión Precaradoc	24		
	2.2 Ordov	rícico Superior	30		
	2.3 Silúrio	č o	37		
	2.4 Devór	nico	40		
3.	ESTRUCT	URA	53		
	3.1 Traba	jos previos. Estado del conocimiento	56		
	3.2 Características estructurales de la zona estudiada a partir de la cartografía				
	geoló	gica	60		
	3.3 Estruc	tura del sector septentrional	64		
	3.3.1	Área suroccidental del domo del Aston	65		
	3.3.2	<u>Área centro – occidental del sector septentrional (extremo oriental del ma</u>	<u>cizo de</u>		
		<u>la Pallaresa</u>)	66		
	3.3.3	Zona de contacto entre el área centro – occidental del sector septentriona	l y el		
		<u>domo del Hospitalet</u>	76		
	3.4 Recap	itulación de estructuras del sector septentrional	80		
	3.4.1	Estructuras principales en el sector septentrional	80		
	3.4.2	Estructuras previas a la generación dominante en el sector septentrional	82		
	3.4.3	Estructuras posteriores a la generación dominante en el sector septentrior	<u>1al</u> 83		
	3.5 Estruc	tura del sector meridional	88		
	3.5.1	<u>El sinclinal de Tor – Casamanya</u>	88		
	3.5.2	<u>El anticlinal de La Massana</u>	94		
	3.5.3	<u>El sinclinal de Llavorsí</u>	96		
	3.6 Recap	itulación de estructuras del sector meridional	101		
	3.6.1	Estructuras principales en el sector meridional	101		
	3.6.2	Estructuras previas a la generación principal en el sector meridional	103		
	3.6.3	Estructuras posteriores a la generación principal en el sector meridional	104		
	3.7 Transi	ición estructural entre los sectores septentrional y meridional	105		

	3.7.1	La falla de Merens	106
	3.7.2	Cabalgamiento de la collada de Les Meners	112
	3.7.3	Las ampelitas del Sílurico en el límite entre los sectores septentrional y	
		<u>meridional</u>	113
	3.8 Se	cuencia de formación de estructuras	115
	3.8.1	Estructuras pre-Variscas	116
	3.8.2	<u>Estructuras D1</u>	116
	3.8.3	<u>Estructuras D2</u>	118
	3.8.4	<u>Estructuras D3</u>	120
	3.9 M	etamorfismo	122
	3.9.1	<u>Zona de la moscovita – clorita</u>	124
	3.9.2	Zona de la biotita	125
	3.9.3	Zona del granate	126
	3.9.4	<u>Zona de la andalucita – estaurolita – cordierita</u>	127
	3.9.5	<u>Zona de la estaurolita – out</u>	131
	3.9.6	Zona de la sillimanita	132
4.	INTERPR	ETACIÓN Y DISCUSIÓN	135
	4.1 Interp	retación estructural de la zona de estudio	135
	4.2 Relaci	ones metamorfismo – deformación	142
	4.3 Interp	retación estructural de la falla de Merens	145
	4.4 Comparación con áreas próximas14		
	4.4.1	Parte oriental de la Zona Axial pirenaica	148
	4.4.2	Parte central de la Zona Axial pirenaica	152
	4.4.3	Parte occidental de la Zona Axial pirenaica	157
	4.4.4	<u>Cordillera Costero Catalana</u>	159
	4.5 Co	prrelación con el segmento varisco del noroeste peninsular (Macizo)
	Ib	érico)	
	4.6 In	terpretación de la evolución varisca en los Pirineos centrales	164
5.	CONCLUSIONES		
6.	REFEREN	ICIAS	175
	ANEXOS		

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

En el orógeno alpino de los Pirineos afloran rocas de edades comprendidas entre el Neoproterozoico y el Terciario. Las rocas pre-cámbricas y paleozoicas, afectadas por deformación y metamorfismo variscos, afloran en una zona que constituye el eje de la cadena y están flanqueadas al sur y al norte por extensos afloramientos de materiales mesozoicos y terciarios. La deformación alpina da lugar al desarrollo de cabalgamientos de dirección E – O, que involucran al Paleozoico previamente deformado. Estos cabalgamientos producen la traslación y rotación de grandes bloques de basamento con una deformación interna alpina restringida y desarrollo de una foliación tectónica representada esencialmente al oeste de los Pirineos (Choukroune y Séguret, 1973; Autran y García-Sansegundo, 1996; Izquierdo-Llaval, 2013). Las características de la deformación varisca en el Paleozoico pirenaico varían de unos sectores a otros. Al sur y al oeste de la Zona Axial predominan los pliegues y cabalgamientos desarrollados en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo, mientras que en el sector oriental, donde el nivel de erosión alpino ha propiciado el afloramiento de rocas más profundas, la deformación tuvo lugar en condiciones metamórficas de bajo a alto grado e incluso localmente se pudo alcanzar condiciones de fusión parcial (migmatitas). El estudio realizado en este trabajo se centra en las rocas pre-cámbricas y paleozoicas que afloran en los Pirineos centrales del oeste de Andorra y los valles colindantes de la provincia de Lleida que, a pesar de haber sufrido una deformación compleja como resultado de la superposición de dos orogenias (Varisca y Alpina), conservan buena parte de las características estratigráficas y estructurales originales. Además, se ha comprobado que existen deformaciones pre-variscas afectando a rocas del Paleozoico Inferior. La elaboración de esta tesis pretende contribuir al conocimiento de la estratigrafía, la estructura y el metamorfismo de esta parte de los Pirineos. Para este fin se ha realizado un análisis estratigráfico y estructural clásico, mediante la realización de la cartografía y cortes geológicos, la elaboración de mapas de flancos, el análisis estructural, el levantamiento de columnas estratigráficas, el estudio petrográfico, el análisis microestructural y el estudio de las relaciones metamorfismo - deformación. Cuyos resultados quedan recogidos en esta memoria.

1.1 Situación geográfica y morfología del relieve

La zona estudiada corresponde a un área que se alarga en dirección norte – sur en la cadena pirenaica, desde el Noroeste de Andorra al norte, hasta las comarcas del Pallars Sobirá y el Alt Urgell en la provincia de Lleida (España) al sur (figura 1.1). El área estudiada dentro del territorio andorrano supone aproximadamente un tercio de la superficie total del país, que tiene 468 km² y abarca los valles de los ríos: Arinsal, Valira del Nord, y los valles situados al norte y oeste del río Valira del Orient (valle de Incles, valle de Ransol, val de Ríu y valle del Montaup) (figura 1.1). Los ríos Valira del Nord y Valira del Orient se unen en la población de Escaldes y desde este punto hacia el sur dan lugar al río Gran Valira que, en La Seu de Urgell, desemboca en el Segre, afluente del Ebro. En esta parte de Andorra se encuentran las mayores cimas del principado, entre ellas destaca el Pic de Comapedrosa de 2942 m, el Pic de Medacorba de 2914 m, el Pic de la Font Blanca de 2903 m, el Pic de La Serrera de 2913 m y el Pic del Estanyo de 2915 m. Todas estas cimas excepto el Pic de Comapedrosa, situado íntegramente en Andorra, se encuentran en la cresta fronteriza entre Andorra y el departamento francés del Ariège. En su extremo sur-occidental, Andorra limita con las comarcas del Pallars Sóbira y el Alt Urgell en Lleida (España) donde se localiza la parte sur del área estudiada. Concretamente, este sector meridional se extiende a lo largo de una franja E – O, desde la cresta fronteriza hispano – andorrana al este hasta el valle del río Noguera Pallaresa, a la altura de las poblaciones de Escart y Baiasca al oeste (figura 1.1). La zona meridional presenta altitudes algo menores que la septentrional, así, la cima más elevada corresponde al Pic de Saloria, de 2789 m. Esta zona está atravesada al este por los valles de los ríos Seturía y Civis, ambos afluentes del Gran Valira y, al oeste, por los ríos Noguera de Cardós y Noguera Pallaresa, el primero afluente del segundo y este, a su vez, del Segre.

A la vista de los datos de altitud antes referidos y teniendo en cuenta que el punto más bajo corresponde a la población de Llavorsí situada a unos 800 m, es evidente que en el área de estudio existen grandes desniveles. El modelado del relieve de la mayor parte de los Pirineos y, por tanto, de la zona estudiada en esta tesis, tiene un origen principalmente glaciar y periglaciar y es geológicamente muy reciente. Este comenzó a erigirse hace 8 Ma (Barrère *et al.* 2008), posteriormente, durante el Cuaternario (2,58 últimos Ma) se produjo la erosión y el encajamiento de los valles condicionado por la alternancia de periodos glaciares e interglaciares, dando lugar al relieve montañoso que observamos en la actualidad. Este relieve está caracterizado por formas de origen glaciar, tanto erosivas como deposicionales. De las primeras formas son característicos los circos glaciares, los valles de fondo plano o en artesa y las cubetas de sobreexcavación. En las cabeceras de los valles de la parte septentrional de la zona de estudio existen claros ejemplos de circos glaciares destacando los de Comapedrosa, Pla de l'Estany y Tristaina. Igualmente, en la zona de Comapedrosa,

en el noroeste de Andorra, el valle del río del mismo nombre presenta un perfil típico de valle de fondo plano al igual que ocurre en los casos de los valles de Rialb, Ransol e Incles. En cuanto a las cubetas de sobreexcavación, la mayoría de los lagos o *estanys* presentes en la parte septentrional del área de estudio tiene este origen y entre ellos destacan: los estanys de Montmantell, de l'Angonella o los de Tristaina. Las formas deposicionales más típicas corresponden a cordones morrénicos de los cuales existen restos en muchas de las cabeceras de los valles y en el interior de los circos glaciares (Copons, 2005).



Figura 1.1. (a) Localización geográfica del área de estudio en la zona pirenaica fronteriza entre Francia, Andorra y España. **(b)** Se localizan en la figura la Capital del Principado de Andorra, Sort y La Seu de Urgell, cabeceras de las comarcas del Pallars Sobirá y del Alt Urgell respectivamente. Así como las cumbres principales de la Zona de estudio.

Por lo que respecta al modelado periglaciar, esta actividad ha sido y todavía sigue siendo bastante intensa en toda la zona de estudio. Dentro de estas formas destacan los glaciares rocosos, los derrubios estratificados y los canchales, alcanzando estos últimos una gran extensión. La actividad periglaciar junto con procesos típicos del modelado de laderas se reconocen fácilmente en el paisaje actual pirenaico, destacando formas como grandes deslizamientos, con un espectacular ejemplo en los alrededores de la población andorrana de Canillo (deslizamiento del Forn), coladas de derrubios, desprendimientos de bloques o deslizamientos superficiales. A su vez, la circulación de agua de manera permanente o discontinua que da lugar al modelado fluviotorrencial es importante en zonas de alta y media montaña, como la que ocupa el área estudiada. Los elementos geomorfológicos más representativos de esta dinámica son los ríos, los conos de deyección, las llanuras aluviales y los escarpes producidos por la incisión de los torrentes. Los ríos en esta zona ocupan el fondo de los valles principales y las llanuras aluviales mejor desarrolladas en la zona son las de los ríos Noguera Pallaresa, Noguera de Cardos y Gran Valira en la parte más meridional del área de estudio (Copons, 2005).

1.2 Marco geológico y antecedentes

La zona estudiada en esta tesis se ubica en la Cordillera Pirenaica originada durante la orogénia Alpina que tuvo lugar entre el final del Cretácico Superior hace aproximadamente 80 Ma y se prolongó hasta el Mioceno Inferior. Concretamente, corresponde a un área situada en la parte interna de la cadena Pirenaica donde afloran rocas paleozoicas cuyos rasgos estructurales se forjaron en gran medida durante la orogenia Varisca pretérita. Esta circunstancia obliga a realizar una revisión de las principales características de la Cordillera Pirenaica así como del Paleozoico de los Pirineos y de la Cordillera Varisca de la cual formaban parte estas rocas antes del Mesozoico. En este apartado se mostrará, de manera general, el estado de conocimiento actual sobre ambas cordilleras centrándose principalmente en los aspectos estratigráficos y estructurales que las caracterizan. Posteriormente, en los capítulos 2 (Estratigrafía) y 3 (Estructura), se realizará una revisión detallada de los antecedentes centrados en el área de estudio y su entorno.

1.2.1 Características de la Cordillera Pirenaica

Los Pirineos como cadena de montañas se extienden a lo largo de 450 km formando el istmo que separa la Península Ibérica de Europa, si bien, desde el punto de vista geológico, la Cordillera Pirenaica se extiende a lo largo de aproximadamente 1000 kilómetros, llegando por el este hasta la baja Provenza en Francia y por el oeste se prolonga por la Cordillera Cantábrica, cuyo margen continental septentrional se encuentra sumergido bajo el mar Cantábrico (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1996, 1997; Gallastegui, 2000). Los Pirineos representan uno de los pocos ejemplos de orógenos de colisión continental con una estructura dominada por cabalgamientos y sin desarrollo de zonas internas típicas, caracterizadas por el desarrollo de deformaciones asociadas a metamorfismo y magmatismo, lo que ha permitido que se conserven parte de sus rasgos pre-alpinos (Pedreira, 2004). Este orógeno se formó como consecuencia de la convergencia entre las placas lbérica y Euroasiática que comenzó a finales del Cretácico Superior (Santoniense - Campaniense) y se prolongó hasta el Mioceno Inferior. Una pieza clave, e íntimamente relacionada con el origen y la evolución del orógeno pirenaico, es la apertura del Golfo de Vizcaya que, a su vez, se enmarca en los procesos de expansión del océano Atlántico durante el Mesozoico.

A principios del Mesozoico, en los Pirineos se generalizó un régimen distensivo que se inició con un proceso de rifting continental incipiente en el que comenzaron a individualizarse las cuencas mesozoicas (Capote y Carbó, 1983; Rat, 1988). Esto estuvo condicionado en gran medida por el desarrollo, al final de la orogenia Varisca, de grandes desgarres que afectaron a gran parte de la actual Europa suroccidental. Según Arthaud y Matte (1977) y más tarde Ziegler (1982, 1986, 1988) estos desgarres forman parte de una gran zona de cizalla dextra que actuó desde el Estefaniense hasta el Pérmico, entre los Apalaches y los Urales. Estas grandes fallas se desarrollaron antes y durante la formación de cuencas intramontañosas de pequeña extensión sobre el orógeno Varisco (Gisbert, 1981; Martí y Mitjavila, 1987, 1988; Valero-Garcés, 1993). De este modo, en la Península Ibérica, la geometría de las cuencas Permo-Triásicas estuvo fuertemente influida por la orientación de estos desgarres y por el ámbito Pirenaico, quedando la sedimentación concentrada en un lineamiento pirenaico-cantábrico (Vegas y Banda, 1982; Pedreira, 2004). A partir del Triásico, y la mayor parte del Jurásico, se instaura y se incrementa la extensión, lo que queda reflejado en una inicial sedimentación sub-aérea que posteriormente pasó a condiciones marinas, en las que se alcanzaron grandes espesores de sedimentos, principalmente en la cuenca de Aquitania. Esta evolución sería contemporánea con la apertura del Atlántico Norte (figura 1.2a y 1.2b Rosenbaum et al. 2002). A finales del Jurásico se inicia el rifting continental entre Iberia y el resto de Europa reflejado por la sedimentación de las facies Weald (Pedreira, 2004) (figura 1.2c). Esta etapa de rifting se mantendrá hasta el Aptiense, momento en el que se produce un fuerte régimen extensional en la zona y a partir del Aptiense – Albiense, según muchos autores (Mattauer y Seguret, 1971; Olivet, 1978; Boillot, 1986; Malod y Mauffret, 1990; Van der Voo, 1993; Rosenbaum et al., 2002), comenzaría la apertura del Golfo de Vizcaya, íntimamente relacionada con la rotación antihoraria de la península Ibérica respecto a Europa (figura 1.2d y 1.2e). Si bien para la mayoría de los autores esta rotación es de entre 30 y 35° (Van der Voo, 1969; Galdeano et al., 1989; Le Pichon y Sibuet, 1971; Sibuet y Collette, 1991), no existe consenso acerca de cómo se produjo tanto la rotación como la apertura del Golfo de Vizcaya.



Figura 1.2. Reconstrucción paleogeográfica de las posiciones de las placas Ibérica y Europea desde el Júrasico hasta el Mioceno propuesta por Rosenbaum *et al.* (2002).

En este sentido, los modelos propuestos se dividen básicamente en dos grupos, dependiendo principalmente de la posición del polo de rotación de Iberia: (i) aquellos que consideran una apertura en tijera, con el eje de rotación situado en la esquina suroriental del Golfo de Vizcaya o en la parte occidental de los Pirineos, lo que implicaría una compresión contemporánea en el dominio pirenaico (Carey, 1958; Matthews y Williams, 1968; Masson y Miles, 1984, Sibuet y Collette, 1991; Roest y Srivastava, 1991; Sibuet *et al.*, 2004) y (ii) los que consideran una apertura acompañada por una translación siniestra de más de 300 kilometros de la península lbérica a favor de una falla de desgarre, la falla Norpirenaica, y con un polo de rotación situado al norte de Francia (Le Pichon *et al.*, 1970; Choukroune *et al.* 1973; Sibuet, 1989). Este último modelo puede encajar mejor con los datos geológicos, si bien la consideración de la falla Norpirenaica como una gran estructura de desgarre planteó también algunos problemas (Mattauer y Seguret, 1971; Montardet y Winnok, 1971). Así surgieron modelos intermedios como el de Olivet (1996) que proponía la apertura en dos fases, una primera distensiva y una segunda con carácter de desgarre, planteando una translación lateral más moderada.

En el límite Santoniense – Campaniense (Cretácico Superior) se produce un cambio en la evolución geodinámica desde una situación de movimiento transcurrente a un régimen de convergencia. Esta convergencia fue provocada por el movimiento de la placa Africana hacia el norte como consecuencia de la apertura del océano Indico, que produjo el empuje de la placa Ibérica contra la Europea (Savostin *et al.*, 1986). Esto daría lugar al inicio de la compresión Alpina con la inversión de las cuencas mesozoicas y el levantamiento del orógeno Pirenaico.

Los Pirineos son un orógeno asimétrico de doble vergencia, que tradicionalmente se ha divido en tres zonas orientadas en dirección ONO – ESE (según la zonación definida por Mattauer, 1968): la *Zona Norpirenaica*, la *Zona Axial* y la *Zona Surpirenaica*. La Zona Norpirenaica y la Zona Surpirenaica están compuestas principalmente por rocas mesozoicas y terciarias y en la Zona Axial aflora principalmente el basamento paleozoico y constituye el eje de la cadena. En la Zona Norpirenaica las estructuras presentan vergencia esencialmente hacia el norte y los cabalgamientos involucran afloramientos del basamento paleozoico (macizos Norpirenaicos y macizos Vascos) y potentes series sedimentarias mesozoicas. Su límite norte viene marcado por el *cabalgamiento frontal norpirenaico* que cobija sedimentos terciarios de la cuenca de antepais de Aquitania. Al sur de esta zona donde las estructuras son esencialmente subverticales un accidente tectónico de primer orden, la falla Norpirenaica, marca el límite con la Zona Axial. Esta última zona constituye el mayor afloramiento de rocas paleozoicas de los Pirineos, las cuales están deformadas por estructuras alpinas de vergencia sur que consisten en un gran apilamiento antiformal de láminas de cabalgamiento que será el responsable de su exhumación (Fischer, 1984; Déramond *et al.* 1985;

Willians, 1985; Muñoz, 1992; Vergés *et al.*, 1995 y Teixell, 1998). Estos cabalgamientos alpinos se superponen a las estructuras variscas previas, lo que imprime una mayor complejidad estructural a las rocas de la Zona Axial. Sobre las rocas paleozoicas de la Zona Axial se superponen discordantes las series post-variscas que se extienden hacia el sur hasta el cabalgamiento frontal surpirenaico, situado en el límite con la cuenca de antepais del Ebro y que constituyen la Zona Surpirenaica. Esta zona está afectada por cabalgamientos dirigidos al sur que involucran al basamento y, principalmente, a materiales mesozoicos y terciarios. En ella se diferencian longitudinalmente tres subzonas delimitadas por las alineaciones estructurales del Segre, del Cinca y de Pamplona: la Zona Surpirenaica Oriental, constituida por una estrecha banda de rocas mesozoicas y terciarias; la Zona Surpirenaica Central formada por tres láminas de cabalgamiento principales (Bóixols, Montsec y Sierras Marginales) y la Zona Surpirenaica Occidental constituida esencialmente por los materiales sin-orogénicos de la cuenca de Jaca-Pamplona (Barnolas y Pujalte, 2004).

En cuanto a la estructura profunda de la Cordillera Pirenaica, en las últimas décadas, ha aumentado notablemente su conocimiento debido a la aplicación de diferentes técnicas geofísicas en todos los sectores del orógeno, destacando la adquisición de los perfiles sísmicos de los proyectos ECORS [ECORS-Pirineos (ECORS – Pyrenees Team, 1988); ECORS-Arzacq (Daignières et al., 1994)] y ESCIN (ESCIN-2). Con ayuda de estos perfiles diferentes autores han elaborado transectas de escala cortical en distintas partes de la cadena pirenaica (figura 1.3). En todas ellas se observa la subducción parcial de la corteza ibérica bajo la europea y el desarrollo de una cuña de doble vergencia en niveles supra- y mesocorticales (Pedreira, 2004). Sin embargo, como se puede apreciar en la figura 1.3, longitudinalmente existen algunas diferencias estructurales. Así, en los Pirineos centrales y orientales la interpretación de la estructura es similar, con la formación de un gran apilamiento antiformal de láminas de basamento en la Zona Axial responsable de un importante relieve estructural (Vergés et al. 1995; Muñoz, 1992;, Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003) (figuras 1.3a y 1.3b). En los perfiles occidentales, este apilamiento estructural es mucho menor y, como se aprecia en el extremo occidental de la Zona Axial, el basamento queda en una posición mucho más baja y cubierto por los materiales cretácicos de la cobertera, lo que implica que el acortamiento asociado al apilamiento es mucho menor (Teixell, 1998; figura 1.3c). Por otra parte, en los Pirineos centrales y orientales el cabalgamiento basal de la corteza europea puede seguirse hasta el cabalgamiento frontal surpirenaico mientras que en los Pirineos occidentales la indentación entre ambas cortezas presenta una geometría más complicada que guarda importantes similitudes con la interpretada por Gallastegui (2000; figura 1.3d) en la transecta del perfil ESCIN-2 en la Cordillera Cantábrica. Otra variación longitudinal que se aprecia tras la restauración de todas las secciones es que el acortamiento calculado decrece también de este a oeste desde 125 a 147 km en las más orientales

(Vergés *et al.*, 1995; Muñoz, 1992 respectivamente), 103 km en el central (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003), 75 – 80 km en los Pirineos occidentales (Teixell, 1998) y 96 km en el margen Cantábrico (Gallastegui, 2000).



Figura 1.3. (a) Esquema de situación de cuatro cortes interpretativos realizados a partir de los datos aportados por los pérfiles sísmicos ECORS y ESCIN, modificada de Teixell (2000). Cortes modificados de Verges *et al.* (1995) (corte b), Muñoz, 1992 (corte c), Teixell (1998) (corte d), Gallastegui (2000) (corte e). Cortes c, d y e modificados de *Geología de España* (Vera, Ed., 2004).

La zona estudiada en esta tesis, se sitúa en las proximidades del perfil ECORS-Pirineos, donde se apilan tres láminas de cabalgamiento denominadas: Nogueras, Orri y Rialp (Muñoz, 1992) (figura 1.3b) que generan un gran relieve estructural, responsable de las altas cotas e importantes desniveles presentes en la zona y descritos en el primer apartado de este capítulo, así como del afloramiento en superficie de rocas paleozoicas afectadas por la deformación varisca pretérita y que serán objeto de estudio en este trabajo.

1.2.2 La Zona Axial Pirenaica

Las rocas paleozoicas de los Pirineos afloran principalmente en la Zona Axial, esta se extiende en dirección ONO – ESE desde el Cap de Creus al este hasta los valles de Hecho y Aspe en los Pirineos occidentales al oeste, donde quedan cubiertas por la cobertera mesozoica. Además de aflorar en esta zona, las rocas paleozoicas afloran también en los macizos norpirenaicos, involucrados en los cabalgamientos alpinos de la zona norpirenaica, en las unidades de los Nogueras en la Zona Surpirenaica y en los macizos vascos que suponen los afloramientos paleozoicos más occidentales de los Pirineos. Como se ha señalado en el apartado anterior, la Zona Axial conforma el basamento del orógeno pirenaico involucrado en los cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el sur, los cuales además de provocar el levantamiento de este basamento, dan lugar a una rotación variable de las estructuras variscas previas (García-Sansegundo, 2004). Si bien el desarrollo de estructuras de edad alpina (foliación, pliegues) es limitado y, por tanto, las estructuras que se observan en esta zona son principalmente variscas (García-Sansegundo, 2004; Gil-Peña, 2004).

La sucesión estratigráfica que aflora en la Zona Axial abarca desde el Neoproterozoico hasta el Carbonífero, si bien existen algunos afloramientos aislados de rocas permo-triásicas y cretácicas (figura 1.4). Las rocas precámbricas, cámbricas y ordovícicas se caracterizan por sucesiones siliciclásticas y afloran principalmente en grandes unidades con geometría de domo nucleados en gneises y/o metasedimentos, no datados paleontológicamente, del Proterozoico superior (Gil-Peña y Barnolas, 2004). Estos domos están afectados por metamorfismo de baja presión y alta temperatura, aunque puede alcanzar condiciones de alto grado. Por encima, el Silúrico presenta características muy homogéneas a lo largo de toda la Zona Axial y, junto al Devónico de carácter carbonatado y lutítico, se suelen localizar en estrechos sinclinales de orientación esencialmente E – O a ONO – ESE y presentan metamorfismo de grado bajo o muy bajo. El Carbonífero está representado por litologías bastante variadas; así, durante el Carbonífero Inferior se produce el depósito de series carbonatadas, mientras que el Carbonífero Superior se caracteriza por una sedimentación arenosa y conglomerática que representan las series sinorogénicas variscas con la existencia a techo de depósitos volcánicos considerados post-orogénicos por algunos autores (Mey et al. 1968). Finalmente, durante el Pérmico, claramente post-orogénico, la sedimentación tiene lugar en pequeñas cuencas limitadas por fallas extensionales donde la sedimentación presenta un carácter heterogéneo con intercalaciones de rocas volcánicas. Además de las rocas sedimentarias, en la Zona Axial afloran también ortogneises de edad Ordovícica (Laumonier, 2004) y granitoides variscos (figura 1.4).





Capítulo 1. – Introducción

Los primeros estudios en los que se llevo a cabo una cartografía sistemática de la Zona Axial y que aportaron gran cantidad de relevantes datos paleontológicos, estratigráficos, estructurales y metamórficos fueron los realizados en las décadas de los sesenta y setenta, del pasado siglo, por los geólogos de la escuela holandesa de Leiden. Entre ellos destacan Zwart (1963b, 1979), Kleinsmiede (1960), Zandvliet (1960), Mey (1967), Oele (1966), Sitter y Zwart (1962) y Hartevelt (1970). Contemporáneamente con estos autores otras escuelas comenzaron también a estudiar diferentes sectores de la Zona Axial destacando la escuela de Montpellier (Seguret y Prouts, 1968a y b; Matte, 1969), así como otros autores franceses y españoles como Autran y Guitard (1969), Guitard (1970) y Santanach (1972). A partir de aquí estas y otras escuelas como las de Toulouse (Majeste-Menjoulas, 1979; Soula *et al.*, 1986a y b) y Barcelona (Carreras *et al.* 1980; Muñoz, 1985; Casas, 1984, Casas *et al.* 1989) abordaron el estudio de la Zona Axial y lo hicieron con diferentes objetivos y metodologías, lo cual se ha visto reflejado principalmente en una gran variedad de propuestas para explicar la deformación polifásica varisca y el contexto en el que esta se produjo.

Así, en lo que se refiere a la estructura de la Zona Axial, según la mayoría de los autores, la orogenia Varisca dio lugar a una deformación polifásica y la orogenia Alpina produjo algunas de las estructuras que se reconocen en las rocas paleozoicas. Sin embargo el número de fases variscas y la representación de las estructuras alpinas es todavía hoy objeto de debate (Seguret y Proust, 1968a y b; Zwart, 1960, 1979, 1986; Matte, 1969; Clin et al., 1970; Muller y Roger, 1977; Soula, 1982; 1986 et al., 1986; Vissers, 1992). Tradicionalmente, en la Zona Axial se han diferenciado dos dominios estructurales denominados infraestructura y supraestructura (Zwart, 1963). La infraestructura se caracteriza por una foliación subhorizontal, desarrollada bajo unas condiciones de metamorfismo de grado medio a alto. Por su parte, en la supraestructura las estructuras principales son pliegues subverticales con una foliación de plano axial asociada y desarrollada bajo condiciones de metamorfismo de bajo o muy bajo grado. La infraestructura está mejor representada en la parte oriental de la Zona Axial debido, probablemente, a que el nivel de erosión del edificio alpino es mayor en esta zona como ya se señaló en el comienzo de este capítulo. Si bien, la mayoría de los autores están de acuerdo en las estructuras que caracterizan cada dominio no existe consenso en lo que se refiere a su edad y al contexto geodinámico en el que se desarrollaron. Así, para algunos autores (Van den Eeckhout, 1986; Van den Eeckhout y Zwart, 1988; Kriegsman et al., 1989; Vissers, 1992 y Aerden, 1994) la deformación subvertical de la supraestructura es anterior a la foliación subhorizontal de la infraestructura, la cual se produjo en relación con un evento extensional varisco contemporáneo con el pico metamórfico. Soula (1982) y Soula et al. (1986) proponen una interpretación diferente, considerando ambas foliaciones sincrónicas y relacionadas con un evento de diapirismo regional generado por la intrusión de granitos variscos durante un evento extensional

precoz. Otros autores consideran que la foliación subhorizontal fue la primera en desarrollarse y que el contexto en el que se produjo la deformación principal varisca fue esencialmente compresivo (Matte, 1969; Seguret y Proust, 1968a y b; Matte y Mattauer, 1987; Casas y Poblet, 1983; Carreras y Capella, 1994; Carreras y Debat, 1996; García-Sansegundo, 1996). A la vista de todas estas hipótesis se pone de manifiesto otra cuestión para la que no existe acuerdo entre los diferentes autores: esta es el contexto geodinámico invocado para explicar el origen de las estructuras variscas, el metamorfismo y el magmatismo en los Pirineos (Wickham y Oxburgh, 1985, 1986; Soula *et al.*, 1986; Matte y Mattauer, 1987; Van den Eeckhout y Zwart, 1988; Pouget *et al.*, 1989; Pouget, 1991; Vissers, 1992; Poblet y Casas, 1993). Es posible que estas diferencias de interpretación tengan su base en la escasez de datos estructurales de la Zona Axial o en el hecho, como se ha señalado anteriormente, de que los estudios se desarrollaron por diferentes escuelas.

Como se acaba de exponer, los principales rasgos estructurales de la Zona Axial son el resultado de la deformación varisca y la superposición de la orogenia Alpina. Si bien, existen también deformaciones anteriores, que afectan a las rocas precámbricas, cámbricas y ordovícicas. Esta deformación pre-varisca queda reflejada claramente por la existencia de una discordancia en la base del Ordovícico Superior, puesta de manifiesto en diferentes puntos de la Zona Axial (Llopis-Lladó, 1965; Santanach, 1972; Laumonier y Guitard, 1986; García-Sansegundo y Alonso, 1989; Muñoz y Casas, 1996; García-Sansegundo *et al.*, 2004; Casas, 2007). Además, en algunos sectores de los Pirineos orientales se han observado pliegues sin foliación asociada, que afectan únicamente a la sucesión pre-Caradoc (Muñoz y Casas, 1996) y fallas normales en la parte inferior del Ordovícico Superior (Casas, 2010), así como magmatismo durante el Ordovícico Superior (Navidad *et al.*, 2010).

Por otra parte, en muchos de los estudios realizados sobre la estructura varisca de la Zona Axial, se trató esta unidad como una porción prácticamente aislada del resto de afloramientos del orógeno varisco europeo y por tanto la evolución estructural, los dominios estructurales diferenciados y el contexto geodinámico propuesto para el Paleozoico de los Pirineos, no encaja correctamente con lo observado en porciones vecinas del orógeno Varisco. Además, la superposición de la orogenia Alpina al segmento varisco de los Pirineos añade complejidad a su estudio, lo que llevo a algunos autores a no tener en cuenta la deformación alpina en las reconstrucciones propuestas para el Varisco (Matte, 1995, 1998). Será ya en los últimos años cuando diferentes autores propongan la correlación del basamento Paleozoico de los Pirineos con los afloramientos vecinos del orógeno Varisco europeo (Laumonier *et al.* 2010; Martinez-Catalan, 2011; García-Sansegundo *et al.*, 2011; Edel, 2012; Aguilar, 2013; Carreras y Druguet, 2014), si bien, las correlaciones propuestas sitúan este segmento en diferentes posiciones dentro de la cadena.
1.2.3 La Cordillera Varisca

El cinturón orogénico varisco se extiende en Europa desde el norte de Bohemia (Macizo de Bohemia) al este, hasta la Península Ibérica al oeste, (Macizo Ibérico) quedando interrumpida en ambos extremos por el frente del orógeno Alpino, si bien, existen evidencias claras de que esta cordillera se extendió mas allá de estos límites, hasta los Urales por el este y hasta el conjunto Apalaches – Mauritanides al oeste (Julivert, 1983, 1996) (figura 1.5). Su formación se produjo al final del Paleozoico como consecuencia de la colisión de dos grandes continentes Laurussia y Gondwana (Matte y Ribeiro, 1975; Matte, 2001) que darían lugar posteriormente al super-continente Pangea. La Cordillera Varisca presenta un marcado carácter bilateral que queda claramente de manifiesto al conectar los Apalaches con el Macizo Ibérico. En la parte más oriental de la rama perteneciente al Macizo Ibérico predomina una tectónica de cobertera que afecta a rocas poco o nada metamórficas de edad Cámbrico – Carbonífero. Esta rama por el oeste limita con una franja que ocupa el centro del orógeno, en la que se sitúan la mayor parte de los terrenos metamórficos y los granitoides (Julivert, 1996; Pérez-Estaun *et al.*, 2004).



Figura 1.5. Trazado de las cordilleras Caledoniana y Varisca en Europa y America. Donde se observa la extensión de la Cordillera Varisca desde los Urales al este hasta los Montes Ouachitas al oeste. Tomada de Julivert, M. y Martínez, J. F. (1983): Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Hercianiana. En: Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos (J.A. Comba, Coord.), IGME, Madrid, 1: 612-630. Redibujada por F. Bastida, tomada de Pérez-Estaún et al. (2004): La cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: Geología de España (J.A Vera, Ed.), SGE – IGME, Madrid, pp. 21 – 25.

Los afloramientos del orógeno Varisco a lo largo de Europa occidental varían en extensión y posición (figura 1.6) y están incluidos, en ocasiones, en el basamento de orógenos más recientes

como es el caso de los afloramientos paleozoicos de los Pirineos o desgajados de su posición original como ocurre con el Macizo Ibérico debido al movimiento de la Placa Ibérica en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. En este macizo aflora la sección más completa del orógeno varisco europeo lo que ha permitido que esta sea una de las zonas mejor conocidas de dicho orógeno. En el Macizo Ibérico se distinguen seis zonas (Lotze, 1945; Matte, 1968; Julivert et al. 1972; Robardet, 1976; Arenas et al., 1988; Farias et al., 1987). Estas zonas sobre el mapa geológico muestran una geometría argueada que se continúa al norte del Golfo de Vizcaya en, el Macizo Armoricano dando lugar al Arco Ibero – Armoricano, en cuyo núcleo se sitúa la Zona Cantábrica que representa las zonas externas de la cadena, pasando hacia el oeste hacia zonas cada vez más internas (Zonas Asturoccidental Leonesa y Centro-Ibérica) (figura 1.7). Diferentes autores han propuesto distintas hipótesis para explicar la génesis de este arco (Brun y Burg, 1982; Martínez-Catalán, 1990; Ribeiro et al. 1995) que ha sido clasificado recientemente, según la clasificación de Weil y Sussman (2004), como un arco orogénico secundario u oroclinal (Gutiérrez-Alonso et al., 2008; Martínez-Catalan, 2011; Pastor-Galan, 2012). Así, según estos autores, la cadena, en esta zona, adquirió su curvatura por un proceso posterior a la orogenia Varisca. La continuación de la rama norte de este arco hacia el este correspondería a los afloramientos paleozoicos de los Pirineos, Cordillera Costero Catalana y Cordillera-Ibérica, si bien, como se señaló en el apartado anterior, todavía no existe consenso sobre la parte del arco (externa o interna) a la que corresponden estos afloramientos.



Figura 1.6. Afloramientos de los diferentes macizos de la Cordillera Varisca en Europa. Tomada de Chauvel, J.J. y Robardet, M. (1976): Massif Armoricain. Géologíe des pays européens (France. Belgique, Luxembourg). Dunod, 125-178. Redibujada por F. Bastida tomada de Pérez-Estaún et al. (2004): La cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: Geología de España (J.A Vera, Eds.), SGE – IGME, Madrid, pp. 21 – 25.

En la rama norte del arco formado por el Macizo Ibérico afloran rocas que esencialmente se depositaron en el antiguo margen continental de Gondwana. Sin embargo, en la parte meridional del arco, en la Zona Centroibérica, existe una serie de unidades alóctonas, con presencia de rocas máficas y ultramáficas así como unidades ofiolíticas, lo que llevó a Farias *et al.* (1987) a separarlas del

resto de la zona Centro-Ibérica definiendo una nueva zona (Zona de Galicia-Tras-Os-Montes) y que según Matte (1991) representan parte del otro margen continental involucrado en la orogenia. La raíz de estas unidades o mantos alóctonos se encontraría al oeste de la costa de Galicia y representaría la prolongación de la zona de cizalla Badajoz – Córdoba.



Figura 1.7. Localización de las seis zonas que componen el Macizo Ibérico en el marco del orógeno Varisco de Europa occidental, Africa y Norte America, (1) Zona Cantábrica, (2) Zona Asturoccidental Leonesa, (3) Zona Centro – Ibérica, (4) Zona de Galicia Tras – Os – Montes, (5) Zona de Ossa-Morena, (6) Zona Sudportuguesa. Modificada de Alonso *et al.* (2009) con la reconstrucción del frente varisco (9), el prisma de acreción (7) y el foreland (8) (reconstrucción de Pangea en las proximidades de Ibería, después de Lefort, 1989)

La estructura del Macizo Ibérico, así como de otros muchos afloramientos de la cadena varisca, es el resultado esencialmente de la Orogenia Varisca, si bien se han reconocido deformaciones más antiguas. Las rocas precámbricas fueron deformadas antes de la generación de las cuencas y de la sedimentación de las unidades Paleozoicas (Pérez-Estaun *et al.*, 2004), como se pone de manifiesto en el caso del Macizo Ibérico donde se ha reconocido una discordancia en la base del Cámbrico inferior (denominada "Asíntica" o "Cadomiense" por correlación con otras regiones europeas) (De Sitter, 1961; Matte, 1967; Matte, 1968b; Marcos, 1973). Por otra parte, en este mismo macizo, se ha reconocido una discordancia (Gutiérrez-Marco, 2004), en la base del Ordovícico (discordancia "Toledánica") (Lotze, 1956) y la discordancia de la base del Ordovícico Superior, reconocida tanto en el Macizo Ibérico, como en los Pirineos y en los afloramientos variscos de

Cerdeña, de donde adquirió la denominación de discordancia "Sárdica". Por otra parte, en los últimos años se ha comprobado la existencia de magmatismo de edad Ordovícico Inferior que se relaciona con un evento extensional (Valverde-Vaquero y Dunning, 2000; Montero *et al.*, 2007; Díez-Montes *et al.*, 2010; Navidad y Castiñeiras, 2011).

1.3 Objetivos y metodología

Considerando el contexto geológico descrito en el apartado anterior y las cuestiones que, todavía hoy, son objeto de debate, en el siguiente apartado se exponen los objetivos planteados para la elaboración de esta tesis y la metodología empleada para su consecución.

1.3.1 Objetivos

Hasta el momento actual, en la zona objeto de esta tesis son escasos los datos estratigráficos, tanto de la sucesión pre-Caradoc como de la serie devónica, y existe una notable controversia en cuanto a la interpretación de la estructura. Por ello, el primer objetivo de este trabajo es la realización de una transversal de la Zona Axial pirenaica, con el fin de resolver estos problemas que son principalmente de índole estratigráfica y estructural.

En esta área pueden observarse sectores como los correspondientes a los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet, incluidos tradicionalmente en la *infraestructura*, así como otras estructuras, tales como el sinclinal de Tor-Casamanya, el anticlinal de La Massana y el sinclinal de Llavorsí, que representan la *supraestructura*, dominios estructurales estos, cuyas características fueron explicadas anteriormente. Igualmente, en esta área se observa también la zona de transición entre ambos dominios, situada dentro de la sucesión pre-Caradoc del noreste del macizo de la Pallaresa y que fue estudiada por diversos autores (Oele, 1966; Seguret y Prouts, 1968). Así pues, esta es un área idónea para la caracterización tanto de las estructuras representativas de cada dominio como de las relaciones existentes entre ellas. Por lo tanto, el estudio de esta área es de gran ayuda para alcanzar un mejor conocimiento de la estructura con el que se podrá explicar la transición entre *infraestuctura* y *supraestuctura*, que ha sido eje de controversia entre los diferentes grupos de trabajo que han estudiado la zona (Oele, 1966; Seguret y Prouts, 1968; Van den Eeckhout, 1986).

Para poder abordar el estudio estructural es necesario mejorar el conocimiento estratigráfico de las sucesiones del pre-Caradoc, del Ordovícico Superior y del Devónico. En el sinclinal de Tor-Casamanya la sucesión devónica presenta importantes lagunas en cuanto a su caracterización, por lo que será preciso llevar a cabo un estudio bioestratigráfico para identificar las formaciones litoestratigráficas que componen el Devónico de esta unidad. Las nuevas unidades estratigráficas

Capítulo 1. – Introducción

reconocidas se representaran en la cartografía geológica de la zona que servirá como base para el estudio estructural.

El estudio estructural tiene como primer objetivo el reconocimiento y caracterización de las estructuras, para posibilitar el establecimiento de la secuencia de deformación varisca y diferenciarla de las posibles deformaciones pre-variscas y alpinas presentes en la zona. Estas deformaciones pre- y post-variscas serán también descritas y caracterizadas en esta tesis. Junto al estudio estructural, y dada la existencia de zonas afectadas por metamorfismo que puede alcanzar condiciones de grado medio - alto, se realizará un análisis de las relaciones metamorfismo – deformación que permitan conocer de manera precisa el orden cronológico de las diferentes fases de deformación y su relación con el metamorfismo, buscando construir un modelo de evolución tectonometamórfica coherente. En este sentido, se llevará a cabo el estudio de estructuras relevantes presentes en la zona como la falla de Merens, con objeto de conocer el papel jugado por dichas estructuras a lo largo de la evolución tectónica de esta área. A partir de este estudio, se intentará establecer la correlación entre las estructuras más características de la zona de tesis y las de otros sectores de la Zona Axial tratando de llegar a un modelo que pueda hacerse extensivo para el Paleozoico de los Pirineos.

Además, teniendo en cuenta el contexto geológico descrito en el apartado anterior, a la hora de caracterizar la deformación, metamorfismo y magmatismo variscos se tomará en consideración que la Zona Axial corresponde a una porción del extenso Orógeno Varisco y todos los datos que aporte este estudio detallado de la estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo permitirán establecer y discutir las relaciones entre el Paleozoico de los Pirineos y otros afloramientos cercanos de la Cadena Varisca, así como lograr el encaje de esta porción del Orógeno Varisco en un contexto mayor.

<u>1.3.2 Metodología</u>

Para la consecución de estos objetivos se ha adoptado una metodología clásica que se puede dividir en cuatro etapas que son: (1) análisis de los trabajos previos, (2) trabajos de campo, (3) trabajos de laboratorio y (4) tratamiento de datos.

1) Análisis de los trabajos previos

Debido a las condiciones de los diferentes proyectos que permitieron el desarrollo de esta tesis, en una primera etapa se procedió al análisis de la bibliografía existente sobre el sinclinal de Llavorsí, para pasar, en una etapa posterior, a estudiar la información sobre la geología del sinclinal de Tor-Casamanya, el macizo de la Pallaresa y los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet. Igualmente, se revisaron todas las cartografías geológicas existentes, que en su gran mayoría estaban realizadas a escala 1:50.000, siendo especialmente útiles los mapas realizados por los geólogos de la

escuela holandesa de Leiden (Hartevelt, 1970; Zwart, 1965; Zwart y Roberti, 1976), si bien existen notables variaciones en el detalle y en la información registrada entre unos mapas y otros. También fueron analizadas y revisadas las cartografías inéditas, realizadas en algunos sectores del área de estudio en el marco de diferentes tesis doctorales y de licenciatura (Capella, 1988; Poblet, 1987, 1991). Por otra parte, en el caso del Principado de Andorra, la cartografía de síntesis realizada por Casas *et al.* (2002) y especialmente la memoria que acompaña dicha cartografía, así como la hoja número 1093 (Fortangente) (Besson, 1991) del mapa geológico francés a escala 1:50.000, fueron revisadas y valoradas en los comienzos de este trabajo.

2) Trabajos de Campo

En esta segunda etapa se comenzó realizando un estudio fotogeológico mediante pares estereoscópicos de las fotografías aéreas existentes. En el caso de las comarcas de Lleida se utilizaron fotografías a escala 1:33.000 (vuelo del ejército de 1957) y 1: 18.000 (vuelo del Instituto Cartográfico de Cataluña). Para el sector de Andorra se utilizaron dos vuelos, el primero de escala 1: 22.000 del año 1982 y el segundo, de escala 1: 16.000, del año 1995. Dada la orografía de la zona, este estudio ha resultado de gran utilidad, para tener una primera idea de la localización y acceso a algunos afloramientos que pudieran ser de interés tanto estratigráfico como estructural, así como para realizar el trazado cartográfico de las estructuras mayores, de escala hectométrica y kilométrica, que quedan reflejadas en el paisaje.

En lo que se refiere a los trabajos de campo enfocados al estudio estratigráfico se han realizado los perfiles estratigráficos representativos del Devónico, tanto en el sinclinal de Llavorsí como en el sinclinal de Tor - Casamanya. En estos perfiles se ha prestado especial atención en el reconocimiento de discontinuidades o interrupciones en la sedimentación, con el fin de establecer correctamente los límites entre las distintas formaciones. Igualmente, se realizaron observaciones de carácter litológico, sedimentológico y paleontológico. A su vez, se llevó a cabo un muestreo sistemático del perfil del sinclinal de Tor-Casamanya, para poder realizar precisiones acerca de las características texturales, paleontológicas y microestructurales. En las zonas y unidades en las que no se han podido levantar perfiles se han realizado observaciones de carácter general que han permitido elaborar, al menos, perfiles sintéticos de las mismas.

En el Devónico del sinclinal de Tor-Casamanya se llevó a cabo un estudio bioestratigráfico a partir de conodontos, dirigido por los doctores Valenzuela-Ríos y Liao, con el fin de buscar la datación preliminar de las formaciones devónicas que afloran en este sinclinal. Se levantaron cinco secciones estratigráficas que se muestrearon detalladamente en la vertiente sur del Pic de Casamanya y se tomaron varias muestras en la sección de Canillo, donde se había realizado el perfil estratigráfico

referido en el apartado anterior. Para la consecución de los datos bioestratigráficos se tomaron más de 50 muestras de entre 3 y 10 kg que totalizaron unos 400 kg.

En lo referente a la sucesión cambro-ordovícica, la elaboración de una columna estratigráfica representativa es difícil debido a la gran complejidad estructural existente en el domo de la Pallaresa. Por esta razón, para obtener esta columna estratigráfica ha sido necesario estudiar detalladamente la estructura, con el fin de caracterizar la geometría y magnitud de los pliegues y fallas que afectan a los materiales cambro-ordovícicos, a la vez que se realizaba la ordenación estratigráfica de las rocas reconocidas en el campo.

Contemporáneamente al estudio fotogeológico y en fases posteriores del trabajo, se realizó la cartografía geológica de las unidades litoestratigráficas definidas en la zona estudiada. La escala de trabajo utilizada ha sido principalmente 1: 25.000, si bien, cuando la complejidad geológica lo requería, se emplearon escalas de mayor detalle. Para la presentación del trabajo en esta memoria, se ha optado por emplear la cartografía a escala 1: 50.000, que permite mostrar la geología de la zona sin perjuicio del nivel de detalle, a la vez que se puede obtener una visión global de la geología del área de tesis. A partir de la cartografía geológica se realizaron varios cortes geológicos, que en muchas ocasiones, sobretodo en el caso de los cortes elaborados en el macizo de la Pallaresa, se han realizado a escala detallada (escala 1: 10.000), con base en cortes realizados directamente en el campo. Estos cortes se han construido atendiendo a las relaciones de corte entre la estratificación y la foliación tectónica y conociendo la polaridad estratigráfica de la serie. De esta forma, se han podido diferenciar zonas de flanco normal y flanco inverso que han permitido la reconstrucción de pliegues de escala cartográfica, que de otra manera pasarían desapercibidos. A su vez, este trabajo ha permitido relacionar estructuras de escala centimétrica o métrica con las estructuras de gran escala, lo cual ha sido representado en mapas de flancos que permiten visualizar mejor la entidad de las estructuras reconstruidas.

3) Trabajos de laboratorio

En primer lugar, estos trabajos conllevaron el tratamiento, en los laboratorios del IGME (Instituto Geológico y Minero de España), de una pequeña parte de las muestras tomadas para el estudio bioestratigráfico. El resto de muestras fueron tratadas por los doctores Valenzuela-Ríos y Liao, en los laboratorios de la Universidad de Valencia. En ambos casos, este tratamiento consistió en: (i) la fragmentación y ataque químico de las muestras mediante una disolución de ácido fórmico al 10%, (ii) su posterior lavado por decantación (iii) secado, (iv) concentración por líquidos pesados y/o separación magnética y (v) finalmente, las muestras fueron triadas con ayuda de una lupa binocular para separar los ejemplares positivos y susceptibles de aportar datos bioestratigráficos.

Por otro lado, los trabajos de laboratorio relativos al estudio estructural, han consistido principalmente en el estudio de las láminas delgadas obtenidas a partir de las muestras recogidas en el campo, orientadas en la mayoría de los casos, para realizar el análisis microestructural. Este estudio se ha realizado mediante el microscopio óptico de luz transmitida, que ha permitido reconocer la composición mineral de las rocas sedimentarias, los minerales índice de cada zona metamórfica y las microestructuras y foliaciones características de cada fase de deformación. Con estos análisis se han establecido las relaciones entre las fases de deformación y el desarrollo del metamorfismo.

4) Tratamiento e interpretación de datos

En este apartado se agruparon los trabajos que conllevan el tratamiento y la interpretación de los datos obtenidos en el campo y en el laboratorio y que culminaron con la redacción de esta memoria. El primero de estos trabajos fue la digitalización de la cartografía mediante una aplicación CAD (Microstation SE) para, posteriormente, introducirla junto al resto de datos tomados en el campo en un sistema de información geográfica (ArcGis). Este trabajo ha permitido una mayor rapidez y eficacia en el tratamiento de los datos. A partir de la cartografía geológica (anexos 1 y 2) se han elaborado los cortes geológicos generales (anexo 3) y de detalle, estos últimos, como se ha señalado anteriormente, realizados con datos tomados directamente en el campo, lo que ha servido, a su vez, para apoyar y mejorar la cartografía geológica.

Por otra parte, se ha realizado el análisis de la geometría de las estructuras a partir de los datos de foliación, estratificación, lineaciones de intersección y ejes de pliegues mediante programas de representación estereográfica (Stereonet y Geocalculator). Con este trabajo se ha podido obtener un mejor conocimiento de la orientación general de estas poblaciones de estructuras. Igualmente, a partir de criterios de superposición de estructuras y de su relación con el metamorfismo, obtenida en el estudio microscópico, las estructuras se agrupan en episodios de deformación, buscando finalmente establecer la secuencia de deformación.

Capítulo 2. ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica estudiada en esta tesis, abarca el intervalo temporal comprendido entre el Precámbrico - Cámbrico Inferior y el Devónico Superior. Las unidades estratigráficas observadas se pueden separar atendiendo a distintas unidades estructurales. Así, en el macizo de la Pallaresa, más concretamente en los domos del Aston y del Hospitalet y el anticlinal de la Massana, afloran las formaciones más antiguas, comprendidas entre el Precámbrico - Cámbrico Inferior y el Ordovícico Superior, mientras que en los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsi afloran materiales pertenecientes al Silúrico y al Devónico.

Los principales estudios realizados sobre la geología regional de la zona, dentro de los cuales se propusieron diferentes divisiones estratigráficas, fueron los realizados por Zandvliet (1960), Zwart (1965), Llopis-Lladò (1965), Hartevelt (1970) y Zwart (1979). En épocas más recientes se han realizado otros trabajos de carácter más especializado para los que se han llevado a cabo estudios estratigráficos locales como los de Van den Eeckhout (1986), Poblet (1991) y Sanz-López (2002) o bien estudios estratigráficos comparativos como los de Laumonier *et al.* (2004). Durante la realización del presente trabajo se han utilizado los nombre de las formaciones definidas en algunos de estos estudios, tanto procedentes de los trabajos más antiguos de autores de la escuela holandesa de Leiden, como es el caso de las formaciones definidas para el Ordovícico Superior y Devónico, como de las últimas aportaciones realizadas por Laumonier y otros autores a la estratigrafía de la sucesión pre-Caradoc, que incluye todas las rocas anteriores al Ordovícico Superior. Se ha intentado, en la medida de lo posible, no introducir nueva nomenclatura para unidades estratigráficas muy similares a las ya definidas y únicamente se han añadido los nombres de las nuevas unidades diferenciadas.

En este capítulo se describen las características de las unidades estratigráficas identificadas, teniendo en cuenta que en muchas de las series los espesores serán aproximados ya que existen dificultades para realizar mediciones precisas debido a la intensa deformación que presentan estos materiales. Para poder mostrar de manera clara la terminología utilizada y su relación con otras preexistentes se realizará una comparación con las divisiones estratigráficas propuestas para la zona

por otros autores y se establecerán correlaciones con las unidades descritas en áreas cercanas. Todo esto quedará plasmado en varias tablas resumen de las diferentes columnas.

Por otra parte en este trabajo se ha intentado precisar, en la medida de lo posible, la edad de las diferentes formaciones lo cual dado el carácter azoico de parte del registro estratigráfico resulta complicado. En este sentido, se han realizado dataciones a partir de conodontos para los materiales devónicos del sinclinal de Tor-Casamanya, cuyos resultados han permitido realizar precisiones tanto litoestratigráficas como cronoestratigráficas.

2.1 Sucesión pre-Caradoc

La sucesión pre-Caradoc en los Pirineos Centrales consiste, a grandes rasgos, en una monótona alternancia de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones de calizas, cuarcitas o microconglomerados y cuyo carácter azoico ha llevado a denominarla tradicionalmente como serie cambro-ordovícica. En el conjunto de la Zona Axial pirenaica, solamente dos afloramientos fosilíferos aislados han arrojado datos acerca de la edad de estas rocas, uno de ellos en Terrades, en los Pirineos Orientales, en el que se identifican arqueociatos del Cámbrico Inferior (Abad, 1987, 1989; Perejón *et al.*, 1994, 1996) y otro en los Pirineos Vascos (macizo de Aldudes) en el que se registraron icnofósiles atribuibles al Arenigiense (Gutiérrez Marco, 2004). Por otra parte, resulta también problemático conocer la edad de la base y el techo de esta sucesión ya que en la gran mayoría de los casos tampoco se conoce la edad de los materiales infrayacentes y su límite superior consiste en una discordancia (Santanach, 1972; Den Brok, 1989; García-Sansegundo y Alonso, 1989; Muñoz y Casas, 1996; García-Sansegundo *et al.* 2004; Casas y Fernández, 2007).

Una de las primeras descripciones de esta sucesión fue realizada por Cavet (1957) en el macizo del Canigó (zona de Conflent) donde este autor define dos series, una inferior denominada serie de Canaveilles y otra superior que denominó serie de Jujols, considerándolas como Paleozoico Inferior. Coetáneamente, en la zona de los Pirineos centrales, otros autores, destacando los de la escuela holandesa de Leiden, estudiaron esta sucesión (Zandvliet, 1960; Zwart, 1965) proponiendo su subdivisión y en algunos casos la correlación con las unidades estratigráficas definidas por Cavet (1957). De este modo, Zandvliet (1960), de base a techo, describe dos series para el macizo de la Pallaresa y el anticlinal de La Massana – Ribera de Cardos, la serie de Lleret–Baiau y la serie de Pilas-Estats, que correlacionó con la serie de Canaveilles y serie de Jujols respectivamente. Zwart (1965) sustituirá el término de serie de Lleret–Baiau por Formación Ransol para el extremo oriental del macizo de la Pallaresa, aunque no considera esta formación equiparable a la serie de Canaveilles. Por su parte, Llopis-Lladò (1965) realiza el estudio de los materiales del pre-Caradoc que afloran en

territorio andorrano, definiendo dos series que, de base a techo, son la serie de Comapedrosa que considera equivalente a la serie de Canaveilles y la serie de Sant Julia o La Massana que equipara a la serie de Jujols. Posteriormente, Hartevelt (1970) agrupa toda la sucesión pre-Caradoc de los Pirineos centrales en una única formación, denominada Formación la Seo, diferenciando dentro de ella el Miembro Ransol, anteriormente considerado como Formación Ransol por Zwart (1965). En la década de los ochenta, Van den Eeckhout (1986) diferencia dentro de la Formación la Seo tres niveles, uno inferior de cuarcitas y microconglomerados (Nivel de Pic du Sal), el Miembro Ransol, de carácter carbonatado que quedará en posición intermedia y un nivel superior también silicilástico (Nivel de cap d'Entor). Al mismo tiempo, Laumonier y Guitard (1986) redefinen como grupo las series Canaveilles y Jujols de Cavet (1957) y, por comparación con los Pirineos orientales, consideran que la sucesión pre-Caradoc del centro de la Zona Axial, salvo el domo del Orri, pertenecería al Grupo Canaveilles, lo cual implicaría una laguna estratigráfica importante que abarcaría todo el Grupo Jujols. A su vez, subdividen el Grupo Canaveilles en cuatro formaciones (Formación Carança, Formación Canaveilles, Formación Cabrils y Formación Evol). Según Laumonier y Guitard (1986), de estas cuatro formaciones la mejor representada en los sectores centrales de la Zona Axial es la Formación Evol, la cual reposa directamente sobre los considerados metagranitos cadomienses de los domos del Aston y del Hospitalet. Esta formación presenta un tamaño de grano, en general, más grueso que el resto del grupo y desarrolla, en este sector de la Zona Axial, tres miembros: miembro inferior esquistoso grosero, miembro intermedio de esquistos negros con un nivel carbonatado de poco espesor y de carácter discontinuo y miembro superior arenoso-pelítico de grano fino y tono verdoso.

A principio de los años noventa, Poblet (1991) estudia la sucesión pre-Caradoc de la vertiente sur de la Zona Axial de los Pirineos centrales y la subdivide en tres formaciones, que de base a techo son: Formación Montenartró, Formación del Barranc dels Horts y Formación de la Central. La primera de estas formaciones puede ser equivalente a la serie de Jujols de Cavet (1957). Por otra parte, García-Sansegundo y Alonso (1989) y García-Sansegundo (1992) realizan el estudio estratigráfico y estructural de la serie pre-Caradoc del Domo del Garona en la que identifican tres unidades: la serie de Urets, la Caliza de Bentaillou y la Serie de Orlá, comparándolas con la serie Jujols de los Pirineos Orientales.

En los últimos años Laumonier *et al.* (2004) han reinterpretado la estratigrafía de la sucesión pre-Caradoc de la Zona Axial pirenaica, redefiniendo los grupos Canaveilles y Jujols. La principal diferencia con las unidades iniciales es que la formación más alta del grupo Canaveilles (Formación Evol) pasa a formar parte del Grupo Jujols y el límite entre ambos grupos queda marcado por la presencia de dos olistostromas que estos autores denominaron Formación Tregura. A partir de

nuevos datos geocronológicos, obtenidos con isótopos de U-Pb sobre monozircones, establecen una edad de 473 ± 4 Ma (Floianiense: parte alta del Ordovícico inferior) para los metagranitos lacolíticos del Canigó y otra de 581 Ma (Ediacariense) para los niveles volcánicos intercalados en el grupo Canaveilles (Cocherie *et al.* 2005), lo que sitúa a la serie de Canaveilles con una edad más antigua de lo que se pensaba hasta ese momento. A su vez, Laumonier *et al.* (2004) señala que en la parte central de la Zona Axial (macizo de la Pallaresa, anticlinal de La Massana - Ribera de Cardos, domo del Aston y domo del Hospitalet), el Grupo Canaveilles aflora únicamente bajo el domo gneísico del Aston, mientras que la mayoría de los materiales pre-Caradoc corresponden a la parte inferior del Grupo Jujols, en el que diferencia tres formaciones: Fm Alos de Isil, Fm Lleret-Baiau y Fm Alins que serán equivalentes laterales de la Fm. Evol de los Pirineos Orientales.

En la zona estudiada en este trabajo, los afloramientos de la sucesión pre-Caradoc corresponden mayoritariamente a las formaciones: Alos de Isil, Lleret-Baiau y Alins, según Laumonier et al. (2004) si bien, en ciertas áreas como el extremo Noroeste de Andorra, las características litológicas, granulométricas y petrológicas (presencia de niveles calcosilicatados, aboudinados y con bordes de reacción, abundantes venas pegmatíticas con cuarzo y feldespato) hacen pensar en una edad más antigua (Ediacariense?) para estas rocas (A. Marcos y F.J. Martínez; comunicación personal). Por otra parte, Laumonier et al. (2004) tampoco sitúan el límite inferior del Grupo Jujols en una edad concreta sino que dejan abierto un intervalo temporal entre la parte alta del Ediacariense y la parte baja del Cámbrico Inferior. En cualquier caso y hasta que estas últimas observaciones se verifiquen mediante dataciones o estudios estratigráficos y sedimentológicos más precisos, en el presente trabajo con los datos estratigráficos obtenidos y las observaciones realizadas, se ha establecido una equivalencia entre la sucesión pre-Caradoc que aflora en el área de estudio y las formaciones descritas por Laumonier et al. (2004) y, a su vez, se ha elaborado una tabla de correlación con el resto de divisiones precedentes y expuestas en párrafos anteriores (tabla 2.1). Así, en el área estudiada, se pueden diferenciar dos tramos de carácter esencialmente siliciclástico, correspondientes a las formaciones Alos de Isil y Alins, separados por un tramo intermedio de calizas y lutitas negras que corresponde a la Formación Lleret-Baiau (figura 2.1a).

La serie pre-Caradoc aflora en dos sectores del área de estudio, el más extenso se sitúa al norte y corresponde a la parte oriental del macizo de la Pallaresa y el extremo occidental de los domos gneísicos del Aston y del Hospitalet y el segundo, situado en la mitad sur de la zona, corresponde al extremo oriental del anticlinal de la Massana-Ribera de Cardos. En el primer sector se han podido diferenciar los tres tramos a los que se ha hecho referencia anteriormente, mientras que el sector meridional muestra características más afines con el tramo superior de la sucesión o Formación Alins.



Figura 2.1. Tabla de correlación de las diferentes propuestas realizadas por diferentes autores para la sucesión pre-Caradoc de los Pirineos Centrales y correlación de estas con las sucesiones definidas en los Pirineos Orientales por Cavet (1957) y Laumonier et al. (2004).

Tramo inferior: Formación Alos de Isil

En esta unidad se incluyen los materiales que afloran por debajo del tramo carbonatado intermedio que se considerará equivalente a la Fm. Lleret-Baiau. La Formación Alos de Isil consiste en una alternancia centimétrica a decimétrica de areniscas beiges a grises claras y lutitas grises oscuras (figura 2.1b), con intercalaciones de cuarcitas blancas a beiges dispuestas en estratos de hasta 60 cm de potencia. Ocasionalmente se han identificado tramos carbonatados de no más de 10 m de espesor y con escasa continuidad lateral, consistentes en calizas beiges a blancas, tableadas, dispuestas en estratos de potencia decimétrica y a las que normalmente se asocian niveles de lutitas negras. La potencia mínima de esta Formación es de unos 400 m.

Un extenso afloramiento de esta Formación se encuentra en la zona de la estación de esquí de Arcalis, en Andorra, donde cabalga sobre los materiales del Silúrico y del Ordovícico Superior que afloran en la Sierra del Cap de la Coma (Anexo 1).

La edad de esta formación es todavía incierta ya que no se ha encontrado en la zona ningún resto fósil que permita determinar su edad, si bien, con base en la correlación con el Paleozoico Inferior de los Pirineos Orientales que sugieren Laumonier *et al.* (2004) (tabla 2.1), estas rocas pertenecerían al Cámbrico Inferior. Aunque, por otra parte, algunos de los afloramientos incluidos en este tramo, en concreto los de la zona de la estación de esquí de Arcalís, muestran características que como se ha señalado anteriormente harían pensar en una edad Ediacariense para estas rocas. Además, como se ha descrito en este mismo apartado en este tramo se intercalan niveles carbonatados, rasgo que también es característico de la Formación Canaveilles (Neoproterozoico Superior).

Tramo intermedio: Formación Lleret-Baiau

En la zona de estudio esta Formación intermedia está constituida por calizas, normalmente grises claras y lutitas negras, equivalentes al Miembro Ransol de Van den Eeckhout, (1986), si bien, se ha optado por la denominación Lleret-Baiau que es la utilizada en los trabajos más recientes sobre la estratigrafía del Paleozoico Inferior de la Zona Axial (Laumonier *et al.*, 2004, Laumonier, 2008).

Las calizas que constituyen esta unidad son de tonos entre blanco y gris claro aunque, hacia la base, pueden mostrar un carácter más arenoso y un color tostado. Estas calizas se disponen en estratos centimétricos a decimétricos y pueden constituir tramos de hasta 50 m de espesor que alternan con otros de lutitas negras en las que no se han podido observar superficies de estratificación y que pueden alcanzar varias decenas de metros de potencia. Algunos niveles de calizas muestran fragmentos de lutitas negras con morfología elipsoidal que podrían tener un origen sedimentario, relacionado con un aumento de energía en el medio que daría lugar a capas rotas.

Debido al efecto del metamorfismo, estas rocas presentan un importante grado de recristalización que no permite observar en ellas ningún tipo de estructuras sedimentarias, únicamente en el afloramiento de la collada de la Tosa de Caraup puede reconocerse una laminación que, por su aspecto, parece tener este origen (figura 2.1c). Esta unidad alcanza un máximo de 150 m de espesor, si bien el aumento lateral de potencia que se observa en el mapa, es debido a su duplicación por cabalgamientos (Anexo 1).



Figura 2.1. (a) Columna estratigráfica sintética realizada para la sucesión pre-Caradoc a partir de los afloramientos observados en la zona estudiada. **(b)** Aspecto de campo de las alternancias de cuarcitas y pizarras de la Fm. Alos de Isil. **(c)** Calizas blancas de la Fm. Lleret – Bayau con fragmentos de pizarras negras en la zona del Pic de La Serrera. **(d)** Aspecto de un tramo cuarcítico de la Fm. Alins en la zona del Estany de Querol

Esta formación está bien representada en la cresta que separa los valles de Sorteny y Ransol, entre el collado de les Meners y el Pic de la Serrera, donde pueden observarse varias láminas

constituidas por tramos de calizas y lutitas de esta formación, asociadas a un cabalgamiento que afecta a la serie pre-Caradoc de la zona.

Por correlación con el tramo calcáreo intermedio de la Fm. Evol reconocido hacia los Pirineos Centro-Orientales por Laumonier y Guitar (1986), se le atribuye una edad Cámbrico Inferior.

Tramo superior: Formación Alins

Por encima de la Fm. Lleret-Baiau aflora una serie alternante de lutitas y areniscas que se ha considerado equivalente a la Fm. Alins y sobre la cual se disponen las formaciones correspondientes al Ordovícico Superior, aunque este contacto en la mayoría de los afloramientos de este sector se encuentra afectado por fallas.

Esta alternancia está compuesta por lutitas grises a gris verdoso y areniscas beiges dispuestas en estratos milimétricos a decimétricos aunque, en general, muestran una disminución de la potencia de los niveles alternantes hacia techo. Se identifican tramos de carácter esencialmente cuarcítico que pueden alcanzar varias decenas de metros de espesor, como puede observarse en la zona del Estany de Querol, en la ladera derecha del valle de Incles (figura 2.1d). El espesor de esta unidad es difícil de determinar ya que sus límites se encuentran fallados, si bien, como mínimo y a la vista de los cortes realizados, se estima en unos 600 m.

De las tres unidades que componen la serie pre-Caradoc esta es la que mejor aflora en el sector meridional, ya que constituye toda la serie pre-Caradoc que aflora en el anticlinal de la Massana-Ribera de Cardos, donde puede observarse claramente al norte de la población de Os de Civis, siguiendo la pista que remonta el valle del río Seturia hacia su cabecera. En el sector más septentrional (macizo de la Pallaresa, domos gneísicos del Aston y del Hospitalet) aflora bastante bien en la parte alta de la Val de Riu y en la cresta que une el coll d'Arenes con el pico del Estanyo. En la parte sur de esta cresta afloran las ampelitas del Silúrico sobre la serie del Ordovícico superior y por debajo de esta, hacia el norte, la Formación Alins. La edad de esta unidad, al igual que sucedía en el caso de las dos precedentes, sería Cámbrico Inferior siguiendo la correlación que proponen Laumonier *et al.* (2004) de estas unidades con la Fm. Evol de los Pirineos Orientales.

2.2 Ordovícico Superior

Sobre la sucesión pre-Caradoc se disponen discordantes las rocas pertenecientes al Ordovícico Superior, que constituyen una serie esencialmente siliciclástica con una unidad carbonatada en su parte media - superior. El carácter discordante de su límite inferior ha sido puesto de manifiesto por varios autores en distintos puntos de la Zona Axial pirenaica, algunos de ellos

cercanos al área de estudio (Santanach, 1972; Den Brok, 1989; García-Sansegundo y Alonso, 1989; García-Sansegundo *et al.* 2004; Muñoz y Casas, 1996; Casas y Fernández, 2007). Si bien esta discordancia no ha sido observada claramente en el ámbito de la zona estudiada, las relaciones angulares entre la estratificación de la serie pre-Caradoc y del Ordovícico Superior, en las proximidades de las bordas de Percanela, al norte de Arinsal, indicarían su existencia (Anexo 1).

El primer estudio estratigráfico detallado de la sucesión del Ordovícico Superior en los Pirineos Centrales fue realizado por Hartevelt (1970) en el valle del Segre. Posteriormente, diferentes autores han descrito las características litoestratigráficas de estos materiales: Van den Eeckhout (1986) en el Domo del Hospitalet, García-Sansegundo y Alonso (1989) y García-Sansegundo *et al.* (2004) en el Domo del Garona, Poblet (1991) en distintos puntos de la vertiente sur de la Zona Axial de los Pirineos Centrales, Palau (1998) en el macizo de Marimanya y Gil-Peña *et al.* (2000) en el domo del Orri. Algunos de estos autores han adoptado la diferenciación de unidades realizada por Hartevelt (1970), en otras ocasiones cuando estas no han sido claramente identificables o no están presentes, se han modificado o se han definido otras nuevas (tabla 2.2). Las formaciones definidas por Hartevelt (1970) son de base a techo las siguientes:

- Formación Rabassa, consistente en conglomerados de carácter no granosostenido compuestos por cantos de cuarzo, cuarzitas, pizarras, areniscas y esquistos negros en una matriz lutítica de colores verde a púrpura. El tamaño de los cantos varía desde milimétrico a centimétrico y los niveles de conglomerados pueden pasar lateral y verticalmente a niveles de lutitas.
- Formación Cavá, compuesta por grauvacas, limolitas y lutitas y que Hartevelt (1970) dividió en cuatro miembros (Mb. grauváquico, Mb. esquistoso, Mb. pelítico y Mb cuarcítico) los cuales no siempre pueden ser diferenciados.
- Fm. Estana, caracterizada por calizas y margas en las que se identifican, entre otros, restos de braquiópodos y conodontos pertenecientes al Ashgill (Sanz López y Sarmiento, 1995). Estas calizas no siempre están presentes y, en muchas ocasiones, sobre la Fm. Cavá afloran las lutitas de la unidad suprayacente.
- Formación Ansovell, son lutitas que presentan un color gris oscuro a negro y en las que es difícil observar superficies de estratificación a no ser en aquellos tramos en los que aumenta la proporción de niveles milimétricos arenosos.
- Formación Cuarcita de Bar, es la unidad más moderna, no suele alcanzar grandes potencias (en torno a una decena de metros), está representada normalmente por

cuarcitas grises claras y, localmente, por cuarcitas negras como ocurre al norte de la población de Bar y al Noreste de Bescaran.

	Cambro-Ordovícico	Ordovícico Superior												
		Caradoc			Ashgill						Sil			
		Sandbiense			Katiense				Hirnantiense			úrico		
	Fm. La Seo	Fm. Rabasa	Fm. Co Mb. esquistoso Mb. grauváquico	Mb. cuarcitico	Fm. Estana			Fm. Ansobell		Fm. Cuarcita de Bar	1 Izailao amponisioao	Pizarras ampelíticas	Valle del Segre (Hartevelt, 1970)	
	Fm. La Seo	Fm. de la Massana Mail de Bulard				·						Pizarras amnelíticas	Domo del Hospitalet (Van den Eeckhout, 1986 a y b)	
	Serie de Orla				Caliza Sandwich		Cg. <u>carbonalado</u> Capas de Liat				Pizarras ampelíticas		Domo del Garona (García-Sansegundo y Alonso,1989)	PIR
	(Fm. de la Mass			Fm. Estana			Fm. Bernui				Ampelitas	Vertient	INEO CEN
	Fm. la Central		Cavá (4 Mb)		Fm. Estana			Fm. Ansobell			Fm. Bar	Poblet, 1991) Ampelitas Fm. Bar	e Sur de la Zoi (Poblet,1991)	TRAL
		Fm. Rabasa	Fm. Cavá (2 Mb)	1		_	Fm. del riu d'Ars				Fm. Bar	Ampelitas	na Axial	
	Unidad de Isil	Unidad peliticoarenosa de Matamoixons Unidad Conglomerados de la Bonaigua Fm. Conglomerado de Rabasa		Unidad detriticocarbonatada del barranco d'Alòs			Unidad peliticoarenosa de la Peülla				Pizarras amoelíticas	Macizo de Marimanya (Palau, 1998)		
	Cambro-Ordovícico				Fm. Estana	(Fm. Ansobell	Fm. Cg. de Berasti		Em Bar	Pizarras ampeliticas	Domo del Orri (Gil-Peña et al., 2000 y 2004)		

Tabla 2.2. Tabla de correlación de la sucesión del Ordovicico Superior, descrita por diferentes autores, para distintas unidades de los Pirineos Centrales

Como se señalaba anteriormente, los estudios de esta sucesión realizados en épocas más recientes por otros autores han dado lugar a la definición de nuevas unidades, lo que queda reflejado en la tabla 2.2. En general, muchas de estas unidades pueden correlacionarse fácilmente con las descritas por Hartevelt (1970). Por ejemplo, la Fm. de la Massana definida por Van den Eeckhout (1986), según el propio autor, sería correlacionable con la Fm. Rabassa y con la Fm Cavá, si bien, la primera con ciertas reservas debido al carácter mucho más discontinuo de los niveles de conglomerados y a las diferencias litológicas que presentan en la zona del macizo del Hospitalet. Ciertas diferencias litológicas fueron también las que llevaron a Poblet (1991) a la definición de la Fm.riú d'Ars compuesta por elementos intermedios entre tres formaciones: Cavá, Estana y Ansovell y la Fm. Bernui, que representaría la sustitución por "horizontes detríticos" de las formaciones Ansovell y Bar. Por otra parte, hay que señalar la definición de una nueva unidad conglomerática a techo de la sucesión que, si bien había sido observada en distintos trabajos, serán Gil-Peña et al. (2000, 2001 y 2004) quienes definan y describan con detalle sus características litoestratigráficas en el domo del Orri y en otros puntos de la Zona Axial de los Pirineos Centrales. Esta formación consiste en un conglomerado carbonatado con cantos centimétricos de composición tanto silícea como carbonatada entre los que se reconocen cantos de las formaciones Ansovell y Estana y cuyo límite inferior viene marcado por una superficie erosiva. El carácter erosivo de esta superficie y su posición estratigráfica ha permitido a estos autores relacionar el depósito de esta formación con el rebote isostático que se produjo tras la fusión del casquete polar al final del Hirnantiense inferior.

En el presente trabajo se han utilizado las unidades definidas por Hartevelt (1970), atribuyendo los materiales diferenciados como Ordovícico Superior a una u otra formación en función de sus características litoestratigráficas (figura 2.2a). No se ha observado prácticamente en ningún punto la sucesión completa. Además, hacia el norte de la zona estudiada, los conglomerados de la Fm. Rabassa y la Fm. Cavá tienen un escaso desarrollo. En general, la Fm. Ansovell es la mejor representada mientras que la cuarcita de Bar únicamente aflora en el extremo suroriental del sinclinal de Llavorsí. Las características de estas unidades en la zona estudiada son las siguientes:

Formación Rabassa

En esta formación se han incluido los conglomerados y microconglomerados observados sobre la sucesión pre-Caradoc y sobre los cuales afloran rocas correspondientes a diferentes formaciones del Ordovícico superior. Los primeros se han encontrado esencialmente al sur del sinclinal de Tor-Casamanya (figura 2.2b), mientras que los microconglomerados afloran principalmente al norte del sinclinal.

Los conglomerados son de carácter poligénico, están constituidos por cantos subangulosos a redondeados de cuarzo, cuarcita, areniscas y pizarras mosqueadas que pueden alcanzar hasta 10 cm de diámetro. Los cantos se encuentran soportados en una matriz de color verde, esencialmente lutítica, aunque en ocasiones puede presentar un carácter más arenoso. Los microconglomerados se disponen en niveles de escala métrica y escasa continuidad lateral, siendo los cantos de cuarzo los más abundantes pudiendo alcanzar tamaños de hasta 4 mm. Estos niveles pasan lateralmente a unas areniscas o limolitas de color marrón verdoso. La potencia de esta formación en ningún caso supera los 25 m.



Figura 2.2. (a) Columna estratigráfica sintética realizada para la serie del Ordovícico Superior a partir de los afloramientos observados en la zona de estudio. (b) Conglomerados de la Fm. Rabassa en la cresta del Pic de Seturia con cantos centimétricos de cuarzo, cuarcitas y pizarras. (c) Afloramiento de calizas y calizas arenosas de la Fm. Estana la zona de la estación de esquí de Arcalis. (d) Aspecto de campo de la Fm. Ansovell en la cresta del Pic de Port Vell.

Como se ha señalado anteriormente se aprecia en la zona una variación en el tamaño de grano de sur a norte, pasando de conglomerados con cantos centimétricos al sur a microconglomerados al norte. Así, los mejores afloramientos de los conglomerados afloran en ambos flancos del anticlinal de La Massana – Ribera de Cardos, en el Pic de Seturia, cercano al Port de Cabus, y en la cima del Pic de Saloria, situado en el Pallars Sobirá (Anexos 1 y 2). Por su parte, el mejor afloramiento de los microconglomerados se encuentra en la parte meridional de la Serra del Estanyo, al sur del estany del mismo nombre. La disminución del tamaño de grano hacia el norte fue ya señalada por Hartevelt (1970) y Poblet (1991), apuntando este último autor que este decrecimiento en el tamaño de grano hacia el norte y oeste podría deberse a una dirección de transporte del sedimento hacia el noroeste. En cuanto a su edad, la Fm. Rabassa es azoica y se ha atribuido al Caradoc, en función de la edad de la formación suprayacente (Hartevelt, 1970).

Formación Cavá

Está compuesta esencialmente por areniscas, lutitas y limolitas de color marrón verdoso a gris, normalmente dispuestas en estratos tabulares de escala milimétrica a decimétrica, con intercalaciones ocasionales, hacia la base de la unidad, de niveles centimétricos de microconglomerados, fundamentalmente cuarcíticos. Las areniscas poseen un tamaño de grano medio y muestran oquedades posiblemente originadas por la disolución de restos fósiles. En algunos niveles se identifican estructuras sedimentarias como laminaciones paralela y cruzada. Las limolitas, en ocasiones, presentan laminación paralela y numerosos restos bioclásticos entre los que destacan los braquiópodos. En alguno los afloramientos, estos niveles bioclásticos están situados principalmente en la base de un tramo más limolítico. La baja calidad de los afloramientos no ha permitido determinar con exactitud en ningún punto la potencia de esta formación pero podría estimarse entre 50 y 125 m.

Los mejores afloramientos, al igual que ocurría en el caso de la unidad anterior, se encuentran al sur en el anticlinorio de La Massana – Ribera de Cardos, concretamente en el Pic de Saloria, mientras que hacia el norte, en el Domo de la Pallaresa, son escasos, poco potentes y de muy baja calidad.

Para esta formación y en esta misma zona Spjeldnaes en Hartevelt (1970) determinó una edad Caradoc Superior con base en su contenido en braquiópodos. Trabajos más recientes realizados en áreas vecinas, en los que se han obtenido también restos de braquiópodos, han permitido identificar: *Rafinesquina* sp., *Rostricellula* sp. y *Svobodaina havliceki*, que permiten datarla como Caradoc terminal – Ashgill (Gil-Peña *et al.*, 2004).

Formación Estana

Esta formación consiste en calizas, calizas margosas grises a marrones oscuras y calizas arenosas grises que en ocasiones adquieren un tono ocre anaranjado, todas ellas se disponen en estratos tabulares decimétricos. Las calizas presentan oquedades originadas probablemente por la

disolución de restos fósiles, lo cual las hace fácilmente identificables en campo (figura 2.2c). En sección pulida, las calizas tienen color negro y algunas de ellas muestran texturas nodulosas. Al microscopio se observan algunos restos bioclásticos pero no se ha podido determinar el grupo fósil al que pertenecen (crinoides, braquiópodos, etc), debido a la intensa recristalización que presentan. En cuanto a su potencia no llega a superar en ningún caso los 20 m de espesor.

Al contrario que las formaciones precedentes, la Formación Estana muestra más afloramientos al norte del área de estudio que al sur, siendo esta unidad de carácter discontinuo. Algunos de los mejores afloramientos se sitúan en la zona de la estación de esquí de Arcalis y más concretamente en la cresta del Pic de Arcalis, además, en este afloramiento puede observarse el paso gradual de esta formación hacia la Fm. Ansovell por la intercalación de niveles de lutitas negras que van aumentando hacia el techo.

La edad de esta formación según los últimos trabajos realizados a partir del estudio bioestratigráfico de conodontos en el valle del Freser (Girona) (Sanz-López y Sarmiento, 1995) es Ashgill Medio. Edad más moderna que la propuesta por Spjeldnaes en Hartevelt (1970) quien la atribuyó al Caradoc terminal – Ashgill inferior.

Formación Ansovell

Sobre las calizas de la Formación Estana o, más frecuentemente en la zona estudiada, sobre la Formación Cavá afloran las lutitas de la Formación Ansovell, que se caracterizan por una monótona serie de lutitas de color gris oscuro a negro que, en ocasiones y dada su posición estratigráfica, pueden ser confundidas con las lutitas negras del Silúrico. En la Fm. Ansovell es difícil observar superficies de estratificación, pudiéndose únicamente identificar niveles muy finos de limos o areniscas grises claras de escasos milímetros en algunos tramos. El espesor total de esta unidad es bastante variable de unos afloramientos a otros, superando en algunos casos los 200 metros. Debido a que el límite superior de esta formación, en la mayoría de los casos, está fallado no es posible precisar su potencia con exactitud. En general, esta unidad es la más ubicua de la sucesión del Ordovícico superior y algunos de sus mejores afloramientos se pueden encontrar en la zona del Pic del Port Vell, al norte del sinclinal de Tor-Casamanya (figura 2.2d) y en las laderas del Pic de Saloria al norte del sinclinal de Llavorsí.

Los restos fósiles en esta unidad son escasos y, en cualquier caso, no determinantes para asignarle una edad concreta. Por ello, y teniendo en cuenta las edades de las formaciones infra- y suprayacente, se puede considerar una edad Ashgill Medio – Superior para esta unidad.

Formación Bar

Esta es la formación más alta del Ordovícico superior, está caracterizada por cuarcitas grises claras que suelen adquirir un tono ocre anaranjado en superficie. Se disponen en bancos decimétricos a métricos y su tamaño de grano es grueso llegando algunos niveles a alcanzar un tamaño más propio de microconglomerado. En ocasiones pueden observarse cantos de calizas redondeados de hasta 5 cm y de esquistos de hasta 15 cm dispersos en la matriz arenosa. En cuanto a su contenido fósil, se observan fragmentos bioclásticos entre los que se puede identificar valvas de braquiópodos. Su potencia no supera los 25 metros. Esta unidad únicamente aflora en el extremo sureste del área de estudio, si bien presenta buenos afloramientos en la carretera de acceso a la población leridana de Argolell, cercana a la frontera Sur de Andorra.

La Formación Bar tradicionalmente ha sido atribuida al techo del Ashgill (Hartevelt, 1970) y, a la vista de sus características estratigráficas y sedimentológicas, se considera que representa una rápida transición a las facies de lutitas y limolitas ampelíticas del Silúrico (Gil-Peña *et al.,* 2001).

2.3 Silúrico

Al igual que en el resto de la Zona Axial pirenaica, el Silúrico está representado por una sucesión de lutitas ampelíticas negras con intercalaciones de niveles de calizas negras que se hacen mucho más abundantes hacia techo. Estas rocas han sido descritas por diferentes autores (Zandvliet, 1960; Zwart, 1965; Llopis-Lladò, 1966; Hartevelt, 1970; Buchroithner, 1979b; Poblet, 1991) si bien, fue Degardin (1988) quien realizó un estudio bioestratigráfico y paleogeográfico del Silúrico de los Pirineos, en el que identifica más de 80 especies correspondientes a 13 géneros de graptolites que representan la mayor parte de las biozonas del Llandovery y el Wenlock. Hacia techo de la sucesión, la ausencia de graptolites queda paliada por la presencia de niveles carbonatados que proporcionaron fauna de conodontos lo que permitió a Degardin (1988) identificar diferentes biozonas clásicas de Europa desde el Telychiense al Gediniense. Estos resultados muestran que prácticamente todo el registro sedimentario correspondiente al Silúrico está representado en los afloramientos pirenaicos. Aunque su base no está datada totalmente y hay que asumir la posible existencia de lagunas estratigráficas, los graptolites más antiguos que identifica Degardin (1988) en las lutitas negras arenosas los asigna al Aeroniense, por tanto, la parte alta de la cuarcita de Bar debe asignarse a la base del Llandovery. Sin embargo, en la zona estudiada, Llopis-Lladò, (1966) obtuvo graptolites del Rhuddaniense medio-superior, lo que indicaría una edad más temprana para las lutitas ampelíticas de la base del Silúrico.

Para la zona de Andorra y áreas limítrofes Degardin (1988) estudió la sucesión silúrica en varios puntos. En la sección de la Fontaneda, extremo oriental del sinclinal de Llavorsí, al Sur del Principado de Andorra, identifica desde graptolites de la base del Llandovery (*Monograptus halli, M. holmi y M. priodon*) hasta conodontos del Pridoli (*Hindeodella equidentata, Neoprioniodus bicurvatus, Neoprioniodus latidentatus, Ozarkodina typica denckmanni, Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis et Synprioniodina silúrica*). Al norte del sinclinal de Tor-Casamanya, en la zona del Port Negre (valle de Arinsal), este autor solo obtuvo fauna de conodontos de las calizas con ortoceras. Sin embargo, para esta misma área, Buchroithner (1979b) obtuvo conodontos desde la zona *siluricus* hasta la zona *eosteinhornensis* (Ludlow-Pridoli, en Sanz-López, 1995).

En la zona estudiada los afloramientos del Silúrico están constituidos mayoritariamente por lutitas ampelíticas negras y algunos niveles carbonatados de calizas negras que se hacen algo más abundantes hacia techo. A grandes rasgos, las sucesiones observadas se podrían correlacionar, al menos en parte, con la sección sintética propuesta para el Silúrico de la unidad de Sierra Negra – Llavorsí por Sanz-López *et al.* 2002 (figura 2.3).



Figura 2.3. Columna estratigráfica sintética de las rocas silúricas del sinclinal Sierra Negra – Llavorsí según Sanz López et al. (2002).

Lutitas ampelíticas negras

Estas lutitas se corresponderían, al menos parcialmente, con las denominadas "Pizarras Graptolíticas inferiores" (Schmidt, 1931) (figura 2.3). Constituyen una sucesión en la que no suelen identificarse superficies de estratificación salvo si se presentan intercalaciones de niveles carbonatados. En general, en todos los afloramientos identificados, estas lutitas suelen estar intensamente foliadas, plegadas y afectadas por numerosas fallas que hacen muy complicado confeccionar una sucesión continua, así como conocer el espesor real de la serie (figura 2.4a). Es muy frecuente la presencia de nódulos de pirita y precipitaciones sulfurosas y sulfatadas de colores amarillentos y blancos. Cuando estas lutitas se encuentran metamorfizadas es muy abundante la presencia de silicatos alumínicos como por ejemplo: quiastolita, corindon y cloritoide, llegando en el caso de la primera a alcanzar tamaños centimétricos como se observa en los alrededores de la población de Llorts. Su alto contenido en aluminio ya fue señalado por Zwart (1979) quien a partir de análisis químicos señaló que el aluminio podía llegar al 35 por 100 de Al₂O₃ lo que contrasta con un bajo contenido en SiO₂ que oscila entre el 40 y el 60 por 100. Hacia techo, aumenta la presencia de nódulos carbonatados y capas de calizas que marcan el paso gradual hacia las "Calizas con Ortoceras" (figura 2.3)



Figura 2.4. (a) Aspecto de campo de las lutitas ampelíticas negras del Silúrico en la zona del coll de Arenes. (b) Alternancia de calizas y pizarras carbonatadas de la parte alta del Silúrico, en las proximidades de la población de Canillo.

Calizas negras con ortocerátidos

Consisten en niveles de calizas y lutitas negras con nódulos carbonatados. Las calizas se disponen en estratos tabulares de hasta 40 cm en los que se puede identificar restos de ortocerátidos y crinoides (figura 2.4b). Estos materiales no superan la decena de metros de potencia en ninguno de los afloramientos observados.

En la zona estudiada, Valenzuela-Ríos y Liao (2008) han estudiado la sección de Canillo, al sureste del sinclinal de Tor-Casamanya. En ella tomaron diferentes muestras en varios niveles calcáreos que, hasta el momento, no han proporcionado resultados positivos. Litológicamente, esta sección puede ser correlacionada con la estudiada por Degardin (1988) en el Port de Cabus, situada también al sur de dicho sinclinal. A este respecto, Valenzuela-Ríos y Liao (2008) indican que se pueden atribuir al Silúrico Superior las lutitas y limos algo arenosos con intercalaciones de bancos de caliza negra de 15 a 40 cm, con abundantes ortocerátidos, sin descartar una posible extensión al Devónico Inferior más temprano (Lochkoviense inferior).

2.4 Devónico

Como ocurre en el resto de la Zona Axial, la sucesión devónica en los Pirineos centrales muestra una gran variación lateral de facies de unas unidades estructurales a otras. Los primeros estudios estratigráficos coherentes del sistema Devónico en esta zona fueron los realizados por los autores de la escuela de Leiden Mey (1967a y b), Hartevelt (1970), Boersma (1973) y Zwart (1979) entre otros. Mey (1967a) definió cuatro áreas de facies caracterizadas por diferentes sucesiones estratigráficas para todo el Devónico de los Pirineos (tabla 2.3): Área de facies Occidental - Norpirenaica, Área de facies Septentrional, Área de facies Central y Área de facies Meridional. En esta última quedarían incluidos los materiales devónicos estudiados en este trabajo que afloran en los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí.

Boersman (1973) realizó un estudio bioestratigráfico sobre conodontos del Área Meridional introduciendo algunas modificaciones a la subdivisión inicial propuesta por Mey (1967a) para esta área (subfacies Sierra Negra, subfacies Baliera, Subfacies Renanue y subfacies Comte), agrupando las dos primeras en la subfacies Sierra Negra s.l. Posteriormente, Zwart (1979) siguió esencialmente la propuesta de Boersman, aunque, incluyó además la subfacies Renanue dentro de la subfacies Sierra Negra, si bien, ambos autores mantienen dentro de la subfacies Sierra Negra s.l. una diferenciación en dos áreas: la subfacies Sierra Negra s.s. y la subfacies Baliera, que se corresponden aproximadamente con la división inicial de Mey (1967a) (tabla 2.3).

EL PIRINEO	de facies Área de facies Subarea del Norte atrional Norpirenaica Subarea del Centr Subarea del Centr Norpirenaica Subarea del Suroeste					i de facies Área de facies	tentrional Occidental - Norpirenaica	de facies Área de facies entrional Occidental - Norpirenaica				
VICO DE	es		Áres	Sep	Área Sept							
A EL DEVÓN	Área de subfaci	del Valle de Ara	Área de subfaci	Área de subfacie del Pla dels Estanys			facies Central	facies Central				
-ACIES PAR	Área de facies Central						Area de t	Área de				
AREAS DE I	Área de subfacies Sierra Negra	Área de subfacies Baliera	Área de subfacies Renanué	Área de subfacies Comte	Área Sierra Negra s.s.	Área Baliera	e subfacies Jé	e subfacies	Área Sierra Negra s.s.	Área Baliera	e subfacies	
	I	Área de subfacies	Sierra Negra s.l.	Área de Renanu	Área de Comte	Área de subfacies Sierra Negra s.l. Área de Comte						
		Área de facies Meridional				Área de facies Meridional						
AUTORES		Boersman, 1973				Zwart, 1979						

En la década de los noventa otros autores han estudiado la estratigrafía del Devónico en diferentes sectores de los Pirineos Centrales. Estos tomarán como base la división propuesta por los anteriores, respetando en gran medida la nomenclatura que dieron a las unidades litoestratigráficas, si bien proponen algunas modificaciones. Este es el caso de Poblet (1991) en la vertiente sur de la Zona Axial en el Pirineo Central, García-Sansegundo (1992) en el sinclinal del Valle de Aran y en el sector de la Alta Ribagorza, Valenzuela-Riós (1994) entre los valles del río Esera y el Noguera Ribagorzana y Palau (1998) en el Macizo de Marimanya. De estos autores, Poblet (1991) y García-Sansegundo (1992) introducen algunas modificaciones en lo referente a la subdivisión del área de facies meridional el primero y a la edad de algunas de las unidades litoestratigráficas, características de este área, el segundo. Por su parte, Valenzuela-Ríos (1994) estableció una bioestratigrafía detallada de los pisos Lochkoviense y Praguiense del Devónico Inferior a partir de diferentes secciones de las subfacies Baliera y Comte.

El hecho de que las áreas de facies estén limitadas en la mayoría de los casos por importantes accidentes tectónicos, tanto variscos como alpinos, ha supuesto una limitación en cuanto a su utilidad estratigráfica regional. Este hecho unido a los avances en los estudios bioestratigráficos llevaron en los últimos años a Sanz-López. (2002a, 2004) a proponer una división en dominios sedimentarios que no tienen relación con las estructuras y permiten una correlación entre las diferentes unidades litoestratigráficas. Así, este autor diferenciará: Los dominios de Cinco Villas y de Alduides-Mendibeltza, en los macizos vascos, dándose en el segundo condiciones de plataforma interna durante todo el Devónico. La región de Sierra Negra en la que incluye los dominios de Sallent, Baliera y Sierra Negra, que representarían un área marginal próxima a una zona emergida meridional (Macizo Cántabro-Ebroico). El Domino del Comte que muestra los depósitos propios de una plataforma externa profunda. El Dominio Central, caracterizado por potentes series siliciclásticas marinas depositadas en un surco que ocuparía el centro de la cuenca. Al norte y noreste de este surco se situaría el Dominio Septentrional que hacia el este pasaría al Dominio Oriental, caracterizados ambos por una sedimentación hemipelágica con series condensadas, sobretodo en el segundo caso, mientras que al noroeste del Dominio Central se situaría un área con una sedimentación marina somera, similar a la de la región de Sierra Negra y denominada Dominio de Ferrieres.

Una división en dominios sedimentarios ya fue esbozada por García-Sansegundo (1992) señalando en este sentido que a partir del esquema propuesto por los autores holandeses únicamente podían ser claramente diferenciados tres tipos de facies: aquellas con un Devónico Superior predominantemente calcáreo, un segundo grupo de facies con un marcado carácter siliciclástico del Devónico Superior y, finalmente, un tercer grupo en el cual el Devónico Medio es

fundamentalmente lutítico. En trabajos recientes García-Sansegundo *et al.* (2011) sugieren la diferenciación en tres dominios principales Devónico – Carboníferos (Carbonífero pre-Estefaniense). Un dominio nor-oriental caracterizado por calizas, pizarras y margas con un importante desarrollo de calizas nodulosas durante el Devónico Medio y Superior. En este se incluirían: el área de facies septentrional, el área de facies Nor-pirenaica y el área de facies Comte y representarían la sedimentación propia de zonas de plataforma hemipelágica moderadamente profunda. Un segundo dominio sur-occidental con predominio de la sedimentación lutítica sobre margas y calizas durante el Devónico Inferior. Un Devónico Medio caracterizado por calizas al arrecifales al oeste y lutitas negras al este. Mientras que, el Devónico Superior está representado generalmente por calizas. Estas series muestran las características de un ambiente de plataforma somera y, en este dominio diferenciado se situaría entre los dos anteriores y correspondería al dominio central, caracterizado principalmente por un Devónico Medio y Superior representado por una potente sucesión siliciclástica. Este incluiría el área de facies Central de Mey (1967) y representaría la sedimentación propia de un surco profundo y elongado a lo largo de la parte central de la cuenca devónica.

Siguiendo las últimas aportaciones expuestas arriba por los diferentes autores, se puede considerar que las sucesiones devónicas que afloran en la zona estudiada y que se incluían en el área de facies Sierra Negra s.s. de Boersman (1973) y Zwart (1979), representarían el depósito en una plataforma somera con variaciones en la cantidad de los aportes terrígenos, mucho más abundantes hacia el Oeste, así como en la tasa de subsidencia, lo que daría lugar a series marinas detrítico-carbonatadas.

Las unidades litoestratigráficas utilizadas en este trabajo corresponden, la mayor parte, a las definidas por Mey (1967) para la subfacies Sierra Negra que de base a techo son: la Fm. Rueda, formada por una monótona serie de lutitas arenosas y calizas margosas. Una segunda unidad de calizas masivas oscuras, la Fm. Castanesa, sobre la que se sitúa una unidad de lutitas negras y grises oscuras denominada Fm. Fonchanina. Por encima de estas, la última unidad definida por Mey para esta subfacies fue la Fm. Manyanet compuesta por calizas nodulosas de color rojo y verde con tramos de calizas y calizas margosas. A partir de aquí la serie adquiere un carácter pizarroso, representado por una unidad de lutitas micáceas, localmente arenosas, que fue definida por Hartevelt (1970) y la denominó Fm. Civis. Ya en los últimos años, en los afloramientos más occidentales de esta área de facies se ha descrito una unidad carbonatada que se superpone a esta formación consistente en calizas nodulosas grises y arrecifales (Fm. Calizas de la Renclusa) (Sanz-López, 2002).

En las sucesiones devónicas estudiadas tanto en el sinclinal de Llavorsí como en el de Tor-Casamanya se diferencian, generalmente bien, las formaciones que representan el Devónico Inferior en facies Sierra Negra s.s. (Zwart, 1979), si bien, pueden observarse ciertas variaciones de un sinclinal a otro, así como dentro de cada uno de ellos. En ambos sinclinales se aprecia el aumento del carácter carbonatado de la serie hacia el Este. En el extremo occidental del sinclinal de Llavorsí, este hecho se pone de manifiesto por la presencia de un tramo intermedio más arenoso dentro de la Fm. Castanesa que no se encuentra al este de la unidad. Este tramo arenoso podría ser correlacionable con el tramo intermedio cuarcítico descrito para esta misma formación en el área de facies Baliera por Mey (1967). Otra diferencia significativa de la sucesión devónica de ambos sinclinales es la ausencia de la Fm. Fonchanina, fundamentalmente lutítica, en la parte oriental del sinclinal de Llavorsi, donde sobre la Fm. Castanesa se sitúa directamente la Fm. Manyanet. Una situación similar a esta se produce en el sinclinal de Tor-Casamanya, donde, en lugar de la Formación. Fonchanina, se observa un paso gradual de la Formación. Castanesa hacia la Formación. Manyanet, marcado por un aumento de los niveles de calizas margosas. Este aumento del carácter carbonatado hacia el Este se puede apreciar también porque la Fm. Rueda contiene mayor proporción de niveles de calizas margosas y calizas en el sinclinal de Tor que en el de Llavorsí. Por otra parte, a techo de la Fm. Civis, en la parte central del sinclinal de Tor-Casamanya (Zona del Pic de Casamanya) afloran unas calizas de las que recientemente se han realizado los primeros estudios bioestratigráficos y dataciones a partir de conodontos (Valenzuela-Ríos et al. 2009) pudiendo comprobar que representan desde la parte alta del Devónico Medio hasta el límite Devónico - Carbonífero. Dentro de este intervalo y con base principalmente en sus características litológicas se han diferenciado, hasta el momento, dos unidades que se han denominado: unidad D. S. Casamanya_1 y unidad D. S. Casamanya_2.

Para realizar la descripción de estas series, se han realizado dos columnas estratigráficas representativas, una en el sinclinal de Llavorsí (figura 2.5) y otra en la población de Canillo, sector oriental del sinclinal de Tor-Casamanya, en la que está representado todo el Devónico Inferior (figura 2.6), mientras que el Devónico Medio y Superior se ha podido estudiar en la zona del Pic de Casamanya (figura 2.8), como ya se ha señalado anteriormente. Con base en estas columnas estratigráficas, la descripción de las diferentes unidades devónicas es la siguiente:

Formación Rueda

Se sitúa inmediatamente por encima de los últimos niveles negros carbonatados o incluso directamente sobre las pizarras ampelíticas del Silúrico, debido a que en ocasiones este contacto se encuentra fallado. Esta Formación está constituida por una alternancia de lutitas, lutitas carbonatadas y calizas que alcanzan los 60 m de potencia y se disponen en estratos tabulares de escala decimétrica. Las lutitas muestran colores grises en superficie y corte fresco, mientras que las



Figura 2.5. (a) Columna estratigráfica sintética representativa de la sucesión devónica del sinclinal de Llavorsí, incluida en el área de facies Sierra Negra *s.s.* (b) Aspecto de afloramiento de la Fm. Rueda al oeste del sinclinal de Llavorsí. (c) Pliegue hectométrico en las calizas grises de la Fm. Castanesa en las proximidades de la población de Escart.

calizas presentan tonos ocres en superficie y gris oscuro en corte fresco. Estas últimas presentan texturas mudstone y wackestone y, en toda la unidad, se identifican restos de crinoides, cefalópodos ortocónicos y fragmentos bioclásticos. Hacia techo disminuyen las lutitas, aumentando los estratos de calizas, que indican un tránsito gradual hacia la unidad superior. En algunos afloramientos se han identificado niveles de calizas arenosas, observándose un aumento del carácter carbonatado de la formación de Oeste a Este. Esto se aprecia claramente en el sinclinal de Tor-Casamanya y es coherente, a mayor escala, con el carácter más siliciclástico de la unidad en el área tipo situada más al oeste en la montaña de Rueda (valle de Benasque) (Mey, 1967). Esta unidad está muy bien representada en el sector occidental del sinclinal de Tor-Casamanya y puede observarse, entre otros afloramientos, en la zona situada entre el Coll de la Botella y el Port de Cabus, en la carretera C. S. 413, que da acceso a la estación de esquí de Arinsal, donde la superposición de varias láminas de cabalgamiento da lugar a la repetición de la parte inferior de la serie devónica (figura 2.7a).

El depósito de esta Formación representa el aumento de la oxigenación de la cuenca a partir del Lochkoviense medio, tras la sedimentación pelítica del Silúrico. Esta sedimentación corresponde en concreto al depósito en un ambiente de rampa somera con cierto aporte de terrígenos desde el Sur y una alta tasa de subsidencia (Sanz-López, 2004).

Según los últimos trabajos sobre bioestratigrafía de conodontos del Devónico Inferior en facies Sierra Negra realizados por Valenzuela-Ríos (2006), los materiales pertenecientes a la Formación. Rueda tienen una edad Lochkoviense – Praguiense.

Formación Castanesa

Consiste en calizas grises masivas y calizas estratificadas con intercalaciones de calizas margosas grises oscuras. Esta formación alcanza unos 100 m de espesor y da lugar a importantes resaltes en el paisaje (figura 2.7b), lo que favorece su cartografía y su utilidad como nivel guía. Las calizas se disponen en estratos de hasta 60 cm y presentan texturas mudstone, mudstone-wackestone y wackestone, en las que se identifican restos de crinoides, corales, trilobites y otros fragmentos bioclásticos (figura 2.7c). Las calizas margosas, dispuestas en estratos decimétricos, son más abundantes en la mitad inferior y contienen restos de crinoides. A lo largo de la unidad pueden diferenciarse tramos de potencia métrica de calizas masivas, dos intermedios en el caso del sinclinal de Tor-Casamanya (figura 2.6) y uno en la mitad superior en el sinclinal de Llavorsí (figura 2.5a). La textura wackestone de las calizas es más frecuente hacia techo, a la vez que en la parte más alta se observa cierto aumento de los niveles de calizas margosas.

Una de las mejores zonas donde se puede observar esta Formación es en los alrededores de la población de Escart (figura 2.5c), al oeste del sinclinal de Llavorsí. En este punto, la caliza dibuja un

gran pliegue de dirección E – O de escala kilométrica y en ella se pueden diferenciar claramente tres tramos: uno primero de alternancias de calizas, calizas margosas y lutitas carbonatadas, otro intermedio, en el que aumenta la proporción de los niveles lutíticos y limosos, y un tercer tramo superior de Calizas masivas. Hacia el Este la individualización del tramo intermedio es menos evidente.

Su límite superior con la Fm. Fonchanina es bastante neto, si bien en el extremo oriental del sinclinal de Llavorsí y en el sinclinal de Tor-Casamanya la unidad suprayacente no aflora, observándose en su lugar un paso gradual hacia calizas margosas de color verdoso que se ha considerado la base de la Fm. Manyanet.

En lo que se refiere a la edad de esta formación, en el estudio de secciones cercanas al área de trabajo, se han registrado en su base conodontos del Praguiense, mientras que en los niveles más altos los conodontos encontrados pertenecen al Emsiense Inferior (Sanz-López *et al.*, 2002).

La sedimentación carbonatada durante el Emsiense Inferior, representada en la zona estudiada por la Fm. Castanesa, está generalizada en la cuenca devónica pirenaica excepto en su extremo occidental y refleja la retrogradación de los sistemas siliciclásticos. Además se observa una tendencia a la profundización que quedará reflejada hacia el techo de la formación por el aumento de niveles de calizas margosas y que culminará con el posterior depósito, bastante generalizado, de formaciones lutíticas representativas de un ambiente de cuenca más profunda que hacia el este son sustituidas por calizas marcando una evolución hacia un ambiente de rampa hemipelágica (Sanz-López, 2002).

Formación Fonchanina

Sobre la formación anterior se sitúa la Fm. Fonchanina, que dentro de la zona estudiada solo se ha podido diferenciar en el sinclinal de Llavorsí. Está compuesta íntegramente por lutitas grises oscuras a negras que, cuando se alteran, muestran un color gris muy claro y en las que no se han podido diferenciar superficies de estratificación. El contenido fósil de esta unidad no es muy abundante, identificándose únicamente restos de crinoides. La Formación Fonchanina se caracteriza por su escasa potencia, que no supera los 20 m, pudiendo observarse algunos de los mejores afloramientos de esta formación en el flanco norte de la parte central del sinclinal de Llavorsí, en los alrededores de la población de Burg.

Esta unidad marca un límite neto sobre las calizas de la Fm. Castanesa reflejando la profundización de la cuenca y el anegamiento de la plataforma.



Figura 2.6. Columna estratigráfica realizada en las proximidades de la población de Canillo, situada en la parte oriental del sinclinorio de Tor-Casamanya, en la que están representado el límite Silúrico – Devónico y las unidades: Rueda, Castanesa y Manyanet del Devónico Inferior

La edad de esta formación fue establecida como Emsiense Inferior por Sanz-López (2002) con base en la bioestratigrafía de conodontos.

Formación Manyanet

Esta unidad se compone de calizas margosas verdes y beiges con intercalaciones de calizas beiges y rosas en la base, que llegan a constituir una alternancia hacia techo. La Formación Manyanet muestra importantes espesores, tanto en el sinclinal de Tor-Casamanya como en el de Llavorsí, superando en ambos casos los 90 m. Las calizas, dispuestas en estratos de hasta 25 cm de espesor, tienen textura mudstone y en ellas pueden identificarse restos de crinoides y draquioconaridos. En muchos casos, estas calizas están recristalizadas adquiriendo un aspecto marmóreo. Esta formación en su parte alta es mucho más margosa, marcando el paso gradual a la Fm. Civis.

En general, se observan buenos afloramientos de la Fm. Manyanet (figura 2.7e), si bien, los mejores se encuentra en la zona del Pic de Casamanya (figura 2.7d), donde la presencia de numerosos pliegues de dirección E-O y plano axial subvertical da lugar, a lo largo de la cresta entre las tres cumbres de este pico, a una importante extensión de afloramiento como puede apreciarse en el mapa geológico (anexo 1).

Tras la sedimentación lutítica representada por la Formación Fonchanina se produce una evolución hacia una rampa mixta hemipelágica representada por la Formación Manyanet, en la que se desarrollan biostromos de corales y braquiópodos (Sanz-López, 2004), si bien en la zona estudiada no se han identificado ninguno de ellos, siendo mucho más abundantes los restos de tentaculitoides y conodontos. Estos últimos microfósiles han permitido atribuir esta formación al intérvalo Emsiense Medio – límite Emsiense – Eifeliense (Sanz-López, 2002).

Formación Civis

Está constituida esencialmente por lutitas grises micáceas con intercalaciones de niveles de calizas margosas grises y areniscas ocres más abundantes hacia la base de la unidad. Su potencia no ha podido ser establecida de manera precisa pero podría alcanzar los 60 m. Las lutitas, con características muy uniformes, imprimen un aspecto monótono a la serie (figura 2.7f), solo roto por las calizas margosas y areniscas que se disponen en estratos de potencia centimétrica a decimétrica. En las areniscas, de grano fino, pueden identificarse estructuras sedimentarias como laminación paralela y ripples.

En el sinclinal de Llavorsí, esta Formación ocupa un área muy extensa que marca claramente el núcleo del pliegue, mientras que en el sinclinal de Tor-Casamanya, se ha observado en diferentes puntos de la parte central, como por ejemplo en el Coll de Cases, si bien su afloramiento más importante se encuentra en la cresta sur del Pic de Casamanya.


Figura 2.7. (a) Alternancias centimétricas a decimétricas de pizarras carbonatadas ocres y calizas pizarrosas grises de la Fm. Rueda en la zona de Arinsal (sinclinal de Tor - Casamanya). **(b)** Pliegue decamétrico de la Fm. Castanesa en el flanco norte del Sinclinal de Tor – Casamanya, en las cercanías del coll de Arenes. **(c)** Alternancia de calizas y calizas margosas plegadas de la Fm. Castanesa, zona de Arinsal, oeste del sinclinal de Tor-Casamanya. **(d)** Aspecto de la Fm. Manyamet en la cresta del Pic de Casamanya, zona central del sinclinal de Tor - Casamanya. **(e)** Afloramiento de las alternancias de calizas margosas beiges y verdes de la Fm Manyanet en la población de Ordino, zona central del sinclinal de Tor – Casamanya. **(f)** Aspecto de las pizarras grises de la Fm. Civis en el sinclinal de Llavorsí

Esta unidad, de marcado carácter pelítico, representa un episodio de profundización de la cuenca que tuvo lugar durante el Eifeliense, y se interpretaría, a su vez, como un incremento en el espacio de acomodación y en los aportes siliciclásticos (Sanz-López, 2002).

Los conodontos obtenidos de esta formación permiten asignarle una edad Eifeliense (Sanz-López, 2002), si bien su límite superior en el dominio de Sierra Negra todavía no ha sido determinado de manera concreta.

Unidad D. S. Casamanya_1

Esta unidad consiste en una alternancia de calizas, lutitas calcáreas y lutitas de algo más de 50 m de potencia. Las primeras corresponden principalmente a calizas laminadas gris-azulado, grises y negras y calizas pseudo-nodulares verdosas, anaranjadas y rojizas, ambas dispuestas en estratos de escala decimétrica. Las lutitas calcáreas de tonos verdosos y anaranjados contienen abundantes granos de mica y niveles milimétricos de calizas grises a negras. En general, esta unidad muestra un aspecto externo lajado de color ocre-anaranjado y con hiladas verde grisáceas (figura 2.8b).

Como ya se ha señalado anteriormente, la Unidad D. S. Casamanya_1 solo se ha identificado en la parte centro-oriental del sinclinal de Tor-Casamanya, en la ladera sur del Pic de Casamanya. Recientemente, Valenzuela-Ríos *et al.* (2009) han realizado los primeros estudios bioestratigráficos de esta unidad, reconociendo los siguientes ejemplares: *Tortodus weddigei* y *Tortodus bultyncki* pertenecientes a la zona *varcus* que indicaría una edad Givetiense medio. Los taxones *Ancyrodella africana*, *Ancyrodella soluta* transicional a *Ancyrodella rotundiloba* e *Icriodus alternatus* y *Mesotaxis falsiovalis* han permitido reconocer la unidad bioestratigráfica MN3 (Montaña Negra - 3), correspondiente a la parte alta de la clásica Zona *Falsiovalis* del Frasniense Inferior. Por último, se han identificado los conodontos *Ancyrognathus triangularis, Ancyrodella curvata* (forma tardía) y *Tortodus sp.*, pertenecientes a la zona MN11 y parte baja de la zona MN13, con lo que esta unidad alcanzaría el Frasniense alto. Por su edad y posición estratigráfica, estas calizas podrían considerarse equivalentes a las calizas de la Renclusa descritas en el dominio de Sierra Negra de la región de Sierra Negra de Sanz-López (2004).

Unidad D. S. Casmanya_2

En comparación con la unidad anterior, esta muestra una naturaleza más carbonatada ya que está compuesta por 54 m de calizas gris azuladas con glomérulos blancos (figura 2.8c). Hacia los 30 m de la base se observa una intercalación de calizas nodulares verdes con matriz roja de 8 m de espesor, cuyo límite superior está fallado y presenta un aspecto que contrasta claramente con el resto de la unidad. Los glomérulos blancos presentes en las calizas podrían corresponder a restos orgánicos, si bien este extremo no está confirmado.

Esta unidad, cuyo afloramiento se sitúa entre dos afloramientos de la unidad anterior, fue igualmente estudiada por Valenzuela-Ríos *et al.* (2009) quienes reconocieron, en los estratos situados cerca de la base, el taxón *Scaphignathus velifer*, perteneciente a la parte alta de la Zona

Capítulo 2. - Estratigrafía

Marginífera de la zonación tradicional, lo cual les ha permitido atribuir una edad Fameniense Medio al menos a la parte inferior de la unidad.



Figura 2.8. (a) Columna litoestratigráfica realizada en la cresta del Pic de Casamanya a partir de los datos bioestratigráficos aportados por el estudio de conodontos y las características litológicas observadas. **(b)** Aspecto de las lutitas calcareas verdes y anaranjadas de la unidad inferior D.S Casamanya_1. **(c)** Calizas gris azuladas de la unidad superior D.S. Casamanya_2.

Capítulo 3. ESTRUCTURA

El área estudiada está incluida en la Zona Axial pirenaica que constituye el eje central del orógeno alpino de los Pirineos. En esta región afloran principalmente rocas paleozoicas con deformación varisca aisladas del resto de fragmentos pertenecientes al orógeno varisco que se extienden prácticamente por toda Europa y América del Norte. Este hecho supone una seria dificultad a la hora de correlacionar el Paleozoico de los Pirineos con el del resto de la cordillera varisca, como ha quedado de manifiesto en numerosas propuestas de reconstrucción de este orógeno (Van der Voo, 1979; Julivert y Martinez, 1983; Matte, 1986, 1995, 1998 y 2001; Scotese and McKerrow, 1990; Scotese and Golonka, 1992; Robardet et al., 1993; Olivet, 1996; Unrug, 1997; Torsvik, 1998). Recientemente, con base en un mejor conocimiento estratigráfico y estructural de los afloramientos variscos y de la aplicación de técnicas de paleomagnetismo y geocronología, se han realizado nuevas propuestas con la finalidad de encajar el Paleozoico de los Pirineos en el sistema orogénico varisco (figura. 3.1). Así, Laumonier et al. (2010) considerando un contexto tectónico general transpresivo, lo sitúan en el núcleo del Arco Ibero - Armoricano (figura 3.1B), como una cadena intracontinental cuyo funcionamiento estaría condicionado por una importante zona transcurrente dextral situada al norte (paleo-falla Norpirenaica). Martinez-Catalán (2011) explica la geometría del orógeno Varisco y la formación de sus oroclinales como producto de una tectónica de strike-slip a escala de placas tectónicas y, dentro de esta reconstrucción, considera la Zona Axial pirenaica como la prolongación de la rama norte del Arco Ibero - Armoricano (figura 3.1A). García-Sansegundo et al. (2011) proponen una zonación estructural para la Zona Axial en la que basándose en sus características estratigráficas, estructurales, y grado metamórfico diferencian unas regiones situadas originalmente en las zonas internas (hinterland) de otras localizadas en las externas (foreland) del orógeno; además, estos autores aportan datos que les permiten discutir sobre las similitudes y diferencias entre el Paleozoico de los Pirineos y el del noroeste de la Península Ibérica, proponiendo una correlación entre ambos fragmentos del orógeno Varisco (figura 3.1C). Si bien los modelos citados ayudan a establecer una correlación entre las rocas paleozoicas de los Pirineos y las del macizo Ibérico, todavía existen incertidumbres sobre su relación con las rocas paleozoicas de zonas relativamente cercanas como son la Montaña Negra, el Macizo de Mouthoumet, la Cordillera Costero Catalana o Cerdeña y sobre el contexto tectónico en el que se originó el orógeno Varisco. Recientemente Carreras y Druguet (2014) han propuesto la relación entre la Zona Axial pirenaica y los afloramientos variscos cercanos del NE de Iberia, Montaña Negra, Córcega y Cerdeña, integrándolos en un modelo de evolución tectónica varisca. Así, basándose en características de la deformación, grado metamórfico y magmatismo han diferenciado tres zonas para el NE de Iberia (figura 3.1D): zonas Externas en las que incluyen los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica, zonas Intermedias y zonas Internas marcando el límite entre estas dos últimas a través de la Zona Axial Pirenaica y la Cordillera Costero Catalana en dirección ONO – ESE guardando cierta similitud con el límite entre zonas externas e internas propuesto por García-Sansegundo *et al.* (2011). En este sentido con la realización de la presente tesis, se pretende contribuir a mejorar el conocimiento de las características estructurales del Paleozoico de la Zona Axial Pirenaica, la cual debido a sus peculiaridades intrínsecas y a su situación dentro del orógeno pirenaico, presenta ciertos problemas que podrían resumirse en tres puntos:

► El carácter polifásico de la deformación varisca. Las rocas paleozoicas de los Pirineos presentan estructuras producidas por varias fases de deformación, lo que fue puesto de manifiesto en todos los trabajos llevados a cabo en la zona. El número de fases de deformación presentes, su cronología y relación con el magmatismo y metamorfismo, que conlleva el desarrollo de diferentes niveles estructurales, sigue siendo actualmente objeto de debate.

► El contexto tectónico en el que se desarrollaron las diferentes fases de deformación durante la orogenia varisca. Las estructuras variscas han sido interpretadas como producto de deformaciones producidas en contextos tectónicos diferentes e incluso contradictorios como se expondrá de manera detallada en el siguiente apartado, donde se hará una recopilación de los modelos estructurales propuestos por diferentes autores.

► La influencia de la deformación alpina sobre las rocas previamente deformadas. A grandes rasgos la orogenia Alpina produjo cabalgamientos de dirección E – O, que dieron lugar a un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes. Estas láminas involucran rocas paleozoicas que poseen deformación varisca previa, quedando el efecto más evidente de la deformación alpina en la rotación y traslación de bloques de basamento paleozoico con características estructurales algo diferentes. Aunque la deformación interna parece quedar reducida a bandas estrechas o al moderado desarrollo de un clivaje alpino en algunos sectores, existen problemas de correlación entre los bloques de rocas paleozoicas separados por cabalgamientos alpinos.



Figura 3.1. Diferentes interpretaciones sobre la localización y contexto tectónico de los afloramientos paleozoicos de la Zona Axial Pirenaica tanto en el marco general del orógeno Varisco. **A.** Interpretación propuesta por Martinez – Catalán (2011); **B.** propuesta de Laumonier *et al.* (2010) como en relación al macizo Ibérico y el NE de Iberia: **C.** propuesta de García-Sansegundo *et al.* (2011); **D.** propuesta de Carreras y Druguet (2014).

3.1 Trabajos previos. Estado del conocimiento

En lo que se refiere a los trabajos de carácter tectónico realizados en la zona estudiada, los primeros que marcan un avance significativo en el conocimiento estructural son las cartografías y cortes geológicos realizados por los geólogos de la escuela holandesa de Leiden. A principios de la década de los sesenta estos geólogos comienzan la elaboración de una serie de cartografías geológicas sistemáticas a escala 1:50.000 del sector central de la Zona Axial pirenaica. En el área objeto de este estudio, destacan los trabajos de Zandvliet (1960), Zwart (1959), Hartevelt (1969) y Zwart y Roberti (1976). En el trabajo de Zandvliet (1960) se realiza la cartografía del macizo de la Pallaresa y se introducen algunas variaciones en la litología de la serie Cambro – Ordovícica respecto de trabajos anteriores. Al mismo tiempo Zwart (1959) lleva a cabo la cartografía geológica del sector más oriental del macizo de la Pallaresa, de los domos del Aston y del Hospitalet y del sinclinal de Tor-Casamanya. En este mapa se diferencian las rocas cambro-ordovícicas metamorfizadas y se elaboran varios cortes geológicos de dirección N-S en los que destaca el buen desarrollo de pliegues derechos a los que se asocia una foliación subvertical. Desde áreas adyacentes a los domos del Aston y del Hospitalet y hacia la parte meridional de los cortes, las estructuras adoptan una marcada vergencia sur, que contrasta con lo que ocurre hacia el norte de los cortes y en torno a los domos, donde la foliación se dispone subhorizontal. Además, en estos cortes, algunas fallas importantes como la de Merens (Anexo 1), que separa el domo del Aston del domo del Hospitalet, o la de Soldeu – Lanous (Anexo 1), que pone los neises del Hospitalet sobre el Cambro-Ordovícico del anticlinal de La Massana, son interpretadas como fallas inversas. Posteriormente a estos autores, Hartevelt (1969) realiza la cartografía geológica del área correspondiente a los valles del Segre y del Valira y diferencia una serie de formaciones devónicas que caracterizan el sinclinal de Llavorsí y la unidad del Segre. También, diferencia en su mapa las distintas unidades del Ordovícico Superior en los macizos de la Pallaresa, el Orri y la Rabassa. A su vez, Hartevelt (1969) elabora una serie de cortes geológicos en los que se observa una marcada vergencia sur de los pliegues y un buen desarrollo de fallas y cabalgamientos. En el sinclinal de Llavorsí y la unidad del Segre se presentan pliegues entre apretados e isoclinales y cabalgamientos dirigidos hacia el sur que son especialmente abundantes en el caso de la unidad de Segre. Ya en la década de los setenta Zwart y Roberti (1976) realizan la cartografía de la parte occidental del sinclinal de Llavorsi, donde también fueron diferenciadas las formaciones del Devónico y del Ordovícico Superior definidas por Hartevelt (1969) más al Este. La

cartografía sistemática de estas áreas permitió asimismo a los geólogos de la Escuela de Leiden desarrollar trabajos más especializados; así, en lo que se refiere a estructura y metamorfismo del área de estudio Sitter y Zwart (1960) esbozaron por primera vez la idea de la existencia de dos niveles estructurales que denominaron infraestructura y supraestructura basándose en la posición de la foliación principal y el grado metamórfico; esquema estructural que fue posteriormente adoptado por el resto de autores de la escuela de Leiden. La continuación de estos trabajos en diferentes sectores de los Pirineos centrales llevo a Zwart (1963b) a realizar un modelo evolutivo estructural del Paleozoico de los Pirineos basado en los dominios estructurales citados anteriormente que este autor consideró sincrónicos. Zwart (1963b) señala que durante la fase de deformación principal ligada a una compresión N-S, en niveles superficiales se produjo una compresión N –S que causó la formación de la foliación subvertical que caracteriza la supraestructura y, en niveles más profundos, con una extensión E-O, se desarrolló la foliación subhorizontal característica de la infraestructura. En esta misma línea Oele (1966) estudió el sector noreste del macizo de la Pallaresa, hacia el Domo del Aston, que corresponde a la zona de transición de estos dos dominios estructurales y consideró las dos foliaciones singenéticas, siendo gradual el paso entre los dos dominios estructurales por medio de una compleja zona de transición localizada en el Cambro – Ordovícico. Para el sector sur-oriental de la zona estudiada en el presente trabajo, Hartevelt (1970), a partir de su cartografía geológica, realizó un estudio estructural en el que diferenció cuatro fases de deformación que correlaciona con las propuestas por Zwart (1963b). Hartevelt (1970) consideró que su segunda fase de deformación coincidía con la "fase principal" de Zwart (1963b) basándose en el paralelismo existente entre el clivaje de segunda fase en el sinclinal de Llavorsi y el slaty clevage de plano axial (S1 cleavage de Zwart (1963)) desarrollado en el anticlinorio de Salat-Pallaresa.

En esta misma época destacan también los trabajos realizados en este sector por los autores de la Escuela francesa de Montpellier como Seguret y Proust (1968 a y b) quienes realizan una interpretación alternativa para explicar la diferenciación estructural en dominios propuestos por Zwart (1963). Así, Seguret y Proust (1968 a y b) consideran la existencia de una única foliación que se desarrolló inicialmente subhorizontal durante un evento de deformación principal y que posteriormente se verticalizó o incluso resulta transpuesta por una foliación de crenulación subvertical debido a un evento de plegamiento disarmónico tardío. También en esta misma época Llopis-Lladó (1967) realizó la cartografía del Principado de Andorra a escala 1: 25.000 en la que, además de diferenciar varias unidades de la sucesión pre-silúrica y devónicas y aportar importantes datos paleontológicos, diferenció varias zonas atendiendo al grado metamórfico.

La diferenciación en dominios estructurales señalada por Zwart (1963b), su interpretación, la secuencia de eventos de deformación y el régimen tectónico en el que se producen, siguió siendo

objeto de debate en los años posteriores, dando lugar a numerosos trabajos. En este sentido, a partir de los estudios realizados Verhoef et al. (1984) en el extremo occidental del domo del Aston, y Van den Eeckhout (1986) y Van den Eeckhout y Zwart (1988) en el domo del Hospitalet propusieron una modificación de la interpretación de Zwart (1963b) considerando que la formación de la foliación sub-vertical de la supraestructura precede al desarrollo de la sub-horizontal de la infraestructura que, según estos autores, tiene lugar bajo un régimen general extensional y va acompañada por un metamorfismo progrado. Por el contrario, autores como Soula (1982) y Soula et al. (1986 a y b) mantienen la idea del sincronismo en la formación de ambas foliaciones, si bien su interpretación es diferente. Así, Soula (1982) y Soula et al. (1986 a y b) a partir del estudio de los domos néisicos de Aston-Hospitalet, interpretan el origen de ambas foliaciones como producido en relación con la formación de domos estructuro-metamórficos emplazados diapíricamente, donde la disposición de la foliación depende de su localización con respecto al domo. Otros trabajos realizados en la zona estudiada durante estos años tuvieron por objeto la interpretación de la falla de Merens cuya edad, extensión y características cinemáticas fueron objeto de controversia entre diferentes autores, si bien existe un cierto consenso en que se trata de una estructura varisca, con rejuego alpino (Soula y Bessière, 1980; Lamouroux et al.; 1980, 1981; Saillant, 1982; Comes, 1983; Verhoef et al., 1984; Soula et al., 1986 b y c; Lamouroux, 1987; Mc Caig, 1984, 1986 y Mc Caig & Miller, 1986). Por otra parte, Carreras y Cires (1986) realizaron un exhaustivo trabajo en la Falla de Merens y la interpretaron como tardi-varisca, sin excluir posibles rejuegos alpinos menores. Además, Carreras y Cires (1986) continuaron la cartografía de la falla hacia el oeste, donde estudiaron su amortiguamiento, reconociendo diferentes ramas o bandas de deformación al adentrase en el macizo de La Pallaresa. A finales de la década de los ochenta cabe destacar la elaboración de otros trabajos centrados en el estudio estructural del sinclinal de Llavorsí como son los de Poblet (1987), Capellà (1988) y Casas y Poblet (1989), quienes coinciden en considerar la estructura del sinclinal como el producto de una tectónica polifásica de pliegues y cabalgamientos, aunque divergen en la cronología de formación de los cabalgamientos con respecto a la fase de deformación principal. Así, Capella (1988) los considera previos, mientras que para Casas (1987) y Casas y Poblet (1989) son posteriores. Años más tarde, Capella (1991) y Poblet, (1991) extendieron sus estudios a áreas más amplias de los Pirineos Centrales donde llevaron a cabo sus tesis doctorales. En estos trabajos, ambos autores caracterizaron el estilo y número de fases de deformación y el contexto tectónico en el que se producen, explicando la variación del estilo estructural entre unas zonas y otras (infraestructura y supraestructura). Estudios similares se llevarán a cabo en zonas vecinas como en la transversal N-S del Domo del Garona - Valle de Aran (García-Sansegundo, 1992). Todos estos autores considerarán que la foliación subhorizontal característica de la infraestructura se desarrolló con anterioridad a la foliación subvertical y que todos estos eventos de deformación se produjeron en un marco tectónico general

compresivo. La diferenciación en niveles estructurales, la cronología de los diferentes eventos y el régimen tectónico responsable, seguirá siendo objeto de debate ya que a su vez autores de la escuela holandesa de Leiden como Vissers (1992) y Aerden (1994) siguen proponiendo que la foliación de la infraestructura se produce en relación a un evento extensional tardío y con posterioridad al desarrollo de la foliación subvertical de la supraestructura. Esta discusión llevará a Carreras y Capella (1994) a la realización de un trabajo de síntesis muy completo sobre este problema y a proponer un modelo alternativo capaz de explicar la diferenciación en niveles tectónicos en espacio y tiempo basado principalmente en los datos publicados y en los hechos más relevantes puestos de manifiesto por los diferentes autores, si bien Carreras y Capella (1994) asumen un contexto tectónico esencialmente compresivo.

En los últimos años se han elaborado trabajos en áreas concretas del Domo del Aston y del Hospitalet cercanas a la zona estudiada. En ellas se han propuesto distintas secuencias de deformación que difieren en algunos aspectos de las propuestas en trabajos pretéritos. Así Denele et al. (2007) y Denele et al. (2009a y b), partiendo de los estudios llevados a cabo en los domos del Aston y del Hospitalet, consideraron que las características principales de la deformación varisca son el resultado de dos eventos principales relacionados con un régimen general transpresivo dextral. Durante el primero, datado entre 320 y 315 Ma, tuvo lugar el emplazamiento de numerosos sills y magmas calcoalcalinos en la corteza media que provocarían el desarrollo del metamorfismo de baja presión y alta temperatura presente en la zona. Posteriormente, el segundo evento se produciría aproximadamente entre 312 – 305 Ma, y en él se produjo el plegamiento y la formación de los domos con el desarrollo coetáneo de la foliación subhorizontal y subvertical. Este evento estuvo acompañado por el ascenso de magmas calco-alcalinos a la corteza superior. Por otra parte, Mezger (2005 y 2009) llevó a cabo el estudio comparativo de los domos gnéisicos de Bossòst y Aston -Hospitalet intentando aplicar las conclusiones tectónicas obtenidas en estudios anteriores del domo de Bossòst y comparando la evolución tectónica de ambos. De este modo, Mezger (2005) propuso una secuencia de eventos tectónicos y metamórficos en la que diferenció, un primer evento de deformación principal varisco con desarrollo de foliación subhorizontal seguido por un metamorfismo de presión y temperatura medias al que se le superpone un segundo evento metamórfico de contacto (baja presión y alta temperatura). Estos dos eventos metamórficos estarían separados por un episodio de deformación no coaxial. Sin embargo, existían ciertos aspectos en los que la secuencia propuesta para el domo de Bossòts no era aplicable al caso del Aston-Hospitalet. Por ejemplo, el evento de deformación no coaxial que se reconoce claramente en el domo de Bossòts y para el que se asume un contexto general extensional no queda reflejado claramente en las características microestructurales del Aston - Hospitalet. Por otra parte, tras el segundo evento

metamórfico, en el caso del Domo de Bossots, Mezger y Passchier (2003) proponían un evento compresivo NNE – SSO que da lugar a la morfología final de domo y a pliegues regionales y locales, lo cual según Mezger (2005) tampoco queda claramente reflejado en el caso del Aston - Hospitalet. Posteriormente, Mezger (2009) realizó un trabajo considerando que los domos de Bossòts y Aston-Hospitalet reflejarían distintos niveles de profundidad en el basamento varisco de la Zona Axial lo que explicaría las diferencias existentes entre ambos sectores. En este trabajo Mezger (2009) propone una secuencia de eventos en la que durante una fase de deformación varisca temprana se produjo el desarrollo de la foliación subhorizontal, lo que precedería al ascenso de los núcleos neísicos. Según este autor, este ascenso comenzó durante una compresión N-S y continuó con una fase de transpresión dextral, no necesariamente generalizada a nivel regional. Finalmente y durante una nueva etapa de compresión N-S tendría lugar la formación de los antiformes y se produciría el cabalgamiento de los neises sobre los sedimentos a través de la falla de Merens y de la falla de Soldeu-Lanou.

A partir de los antecedentes expuestos en este apartado, se puede asegurar que actualmente siguen existiendo aspectos controvertidos entre las distintas interpretaciones de la estructura varisca de los Pirineos Centrales, por lo que los objetivos que se proponen para abordar este trabajo pueden resumirse en los siguientes:

• La caracterización de las estructuras variscas que permita deducir las diferentes fases de deformación que las originaron y el contexto tectónico en el que tuvieron lugar.

• Analizar la relación entre las estructuras y el desarrollo del metamorfismo, lo que constituye un factor importante a la hora de establecer la cronología de las diferentes fases de deformación.

• El análisis de las características de los dos dominios estructurales tradicionalmente definidos (*infraestructura* y *supraestructura*), así como la caracterización de la zona de transición entre ellos. Intentando explicar esta diferenciación en dominios de manera coherente dentro del contexto de un cinturón orogénico.

3.2 Características estructurales de la zona estudiada a partir de la cartografía geológica

En este trabajo se ha realizado la cartografía geológica a escala 1:25.000 (anexos 1 y 2) de un sector que abarca total o parcialmente varias unidades estructurales variscas de la Zona Axial Pirenaica. Estas unidades muestran una deformación polifásica caracterizada por cabalgamientos, pliegues y foliaciones tectónicas variscas asociadas. Observando el mapa geológico número 1 (anexo 1), en su parte norte, afloran rocas de edad pre-Caradoc correspondientes al extremo oriental del Macizo de la Pallaresa y su transición hacia los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet. Al sur, se sitúan los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, ocupados por rocas del Silúrico y Devónico. Ambos sinclinales están separados por el anticlinal de La Massana en cuyo núcleo afloran materiales que abarcan desde el Cámbrico hasta el Ordovícico Superior (figura 3.2).



Figura 3.2. Localización de las cartografías geológicas a escala 1:50000 realizadas en este trabajo, Zona Axial, Pirineos Centrales. Mapas anexo 1 y anexo 2.

En la parte más septentrional del mapa las rocas que se encuentran en las proximidades del domo del Astón presentan un metamorfismo de alta presión y baja temperatura (Zwart, 1963; Alías, 1991) que aumenta de oeste a este, llegando a alcanzar la zona sillimanita en las áreas colindantes con los gneises. En general, en esta parte se observa una foliación tectónica que se dispone principalmente subhorizontal, pudiéndose observar localmente asociada a pliegues acostados de escala métrica, como ocurre en los alrededores de los Estanys deTristaina (Anexo 1). La falla de Merens separa las rocas pre-Caradocienses con alto grado metamórfico y los neises del domo del

Aston de otra sucesión, también pre-Caradoc, afectada por metamorfismo de bajo grado y de los neises del domo del Hospitalet. Esta falla, dentro de la Zona Axial pirenaica, es una estructura de primer orden que atraviesa la zona estudiada desde el Port de Banyell, al este, hasta la zona de Arcalis, donde se divide en dos ramas. La rama norte de la falla de Merens discurre por el Cap de la Coste Grand y la sur se localiza entre el port de Arinsal y el Port Dret donde lateralmente pasa a varios cabalgamientos (Figura o mapa). Al sur de la falla de Merens destaca la abundancia de grandes pliegues de escala cartográfica, de dirección E – O, tumbados y con una marcada vergencia norte a los que se asocia una foliación subhorizontal que es la dominante en toda esta área. Hacia el sur, cobra importancia una cada vez más abundante sucesión de pliegues derechos. Estos pliegues tienen dirección ENE - OSO y llevan asociada otra foliación de crenulación subvertical, que deforma la foliación subhorizontal antes mencionada. En este mismo sector, entre el valle de Sorteny, localizado al este de la población del Serrat, y el Coll de les Meners, ya cerca del domo del Hospitalet, se observa un importante cabalgamiento de dirección ENE – OSO con sentido de movimiento hacia el norte en cuyo bloque inferior presenta las calizas de la formación Lleret Bayau, que a su vez se encuentran deformadas por algunas fallas menores asociadas al cabalgamiento (ver Mapa). Al sur de este cabalgamiento y de la rama meridional de la falla de Merens se observa un buen desarrollo de los pliegues derechos y su foliación asociada, lo que hace mucho más difícil reconocer los pliegues tumbados y la foliación horizontal dominante en sectores más septentrionales. Este cambio en el dominio de unas y otras estructuras es mucho más marcado en la zona del Valle de l'Angonella, al sur de la rama meridional de la falla de Merens, donde se dejan de observar casi totalmente las estructuras subhorizontales. Ya en las proximidades del sinclinal de Tor-Casamanya los pliegues derechos son muy abundantes y la foliación subvertical es más penetrativa, llegando incluso a transponer completamente la foliación horizontal anterior.

Al sur en el sinclinal de Tor-Casamanya, las rocas del Silúrico y Devónico se encuentran afectadas por pliegues y cabalgamientos de dirección esencialmente E – O. Los pliegues, reconocibles a todas las escalas, son derechos o vergentes al sur y poseen una foliación de plano axial que es la principal en todo el sinclinal. Los cabalgamientos se han observado principalmente en su mitad norte, poseen sentido de movimiento hacia el sur, convergen en el Silúrico y superponen láminas de rocas devónicas cortando a los pliegues principales. Al norte del sinclinal de Tor-Casamanya, el contacto entre el Devónico y el Silúrico viene marcado por la falla de Arinsal. En su parte occidental, esta falla superpone las ampelitas silúricas sobre distintas formaciones devónicas, mientras que desde el valle del Valira del Nord hacia el este, presenta buzamiento hacia el sur con sentido de movimiento hacia el norte, superponiendo la sucesión devónica plegada sobre las rocas silúricas como se puede observar en la zona del Coll de Arenes. Este cambio en el sentido de movimiento de

la falla de Arinsal coincide con un gran afloramiento silúrico de orientación N – S observable en el mapa geológico. La falla o cabalgamiento de Pal configura el límite sur del sinclinal de Tor-Casamanya, poniendo en contacto las formaciones silúrico - devónicas de Tor - Casamanya con diferentes formaciones del Ordovícico Superior del anticlinal de La Massana. Este anticlinal cuya característica estructural más destacable, a la vista de la cartografía, es la presencia de una foliación muy penetrativa de dirección E – O, subvertical o vergente al sur, separa los sinclinales de Tor-Casamanya y de Llavorsi. Al igual que sucedía en el caso del sinclinal de Tor-Casamanya, en el núcleo del sinclinal de Llavorsi afloran rocas del Silúrico y Devónico deformadas por pliegues derechos o vergentes al sur y cabalgamientos de dirección principalmente ENE – OSO y sentido de movimiento hacia el sur. Destaca la presencia de cabalgamientos en el sector oriental del sinclinal, especialmente en el flanco sur, donde se observa una estructura que consiste básicamente en la superposición de varias láminas de la sucesión devónica plegada. Los pliegues llevan asociada una foliación de plano axial que es la dominante en todo el sinclinal. Su límite meridional corresponde a la falla o cabalgamiento de Llavorsi que provoca a menudo que las formaciones del Devónico Inferior – Medio se pongan directamente en contacto con las rocas de la sucesión pre-Caradoc y del Ordovícico Superior del domo del Orri.

A la vista de estas características estructurales, en el ámbito del área estudiada se pueden distinguir unas zonas en las que domina una foliación subhorizontal asociada a pliegues tumbados y vergentes al norte, de otras en las que es más abundante la existencia de pliegues derechos o vergentes al sur con una foliación dominante, paralela a su plano axial. Esta diferenciación queda más acentuada por el hecho de que, en las zonas donde las estructuras subhorizontales son las dominantes, el grado metamórfico es mayor. Por lo tanto, a partir de estos rasgos estructurales se ha dividido el área estudiada en los sectores *septentrional* y *meridional* (figura 3.3).

En el *sector septentrional* se han incluido todas las rocas de edad pre-silúrica que afloran al norte del sinclinal de Tor-Casamanya y forman parte del extremo oriental del Macizo de la Pallaresa y de las zonas adyacentes a los domos neísicos del Aston y del Hospitalet. En todas estas zonas abundan las estructuras subhorizontales tales como pliegues tumbados o fuertemente vergentes al norte y la foliación de plano axial asociada a estos. En otros sectores únicamente se reconoce la foliación subhorizontal como sucede en las zonas afectadas por un mayor grado metamórfico.

El **sector meridional** incluye el sinclinal de Tor-Casamanya, el extremo oriental del anticlinal de La Massana –Ribera de Cardos y el sinclinal de Llavorsí. En el núcleo de ambos sinclinales afloran materiales de edad silúrica y devónica, mientras que el núcleo del anticlinal de La Massana – Ribera de Cardos está ocupado por rocas del Cámbrico, Ordovícico Inferior – Medio y Ordovícico Superior. Estas tres unidades se han agrupado en un mismo sector porque en todas ellas las estructuras

principales se encuentran subverticales o vergentes al sur, además, el metamorfismo alcanzado en las tres unidades es de grado bajo o muy bajo, sin llegarse a superar la zona clorita.



Figura 3.3. Situación de los sectores septentrional y meridional diferenciados en este trabajo. 1. sector septentrional y 2. sector meridional.

3.3 Estructura del sector septentrional

Este sector incluye en su extremo más septentrional la zona adyacente al domo del Aston, donde las rocas muestran el mayor grado metamórfico de todo el área estudiada, alcanzando la zona sillimanita. Al sur, la falla de Merens separa estas rocas de las del domo del Hospitalet y de otras zonas donde aflora la sucesión pre-Caradoc del extremo oriental del macizo de la Pallaresa, que presenta un metamorfismo de grado más bajo, que no sobrepasa la zona andalucita (figura 3.3). Estos tres subsectores se describen a continuación de manera más detallada.

3.3.1 Área suroccidental del domo del Aston

Desde la cresta divisoria entre Andorra y Francia hasta el contacto con los paragneises del domo del Aston, se ha observado un aumento del grado metamórfico desde la zona de la biotita, en el extremo noroeste del mapa, hasta la zona de la sillimanita, en el este, que abarca la mayor parte de la superficie de esta área. En general, en los metasedimentos se reconoce la foliación dominante subhorizontal de orientación ONO – ESE a NO - SE que localmente puede presentar buzamientos de hasta 60 º y orientaciones NE - SO. En las zonas de menor grado metamórfico, donde todavía es posible identificar la estratificación, como es el caso de la cresta entre el port de Creussans y el Pic Petit de l'Estany Forcat o los alrededores de los estanys de Tristaina, puede observarse la foliación dominante asociada a pliegues de escala métrica a decamétrica, acostados, con ejes de orientación NO – SE que presentan mayoritariamente una inmersión hacia el NO de entre 15º y 20º (figura 3.4)



Figura 3.4. Proyección estereográfica de ejes de pliegues y lineaciones de intersección entre estratificación y foliación principal del área suroccidental del domo del Astón.

La vergencia de estos pliegues no ha podido ser observada ya que en ningún punto se ha conservado la polaridad de la serie. En lámina delgada, se observa que la foliación dominante corresponde esencialmente a una esquistosidad definida por la alternancia de dominios esquistosos, constituidos principalmente por moscovita y biotita, y microlitos de cuarzo. Tanto en los microlitos como en los dominios de esquistosidad se identifican arcos poligonales que indican la existencia de una foliación previa a la dominante. Además, se observan porfiroblastos de granate, andalucita,

estaurolita y sillimanita cuyas asociaciones varían dependiendo de la zona metamórfica de la que sean característicos. En la zona del granate se observan porfiroblastos idiomorfos de este mineral, no afectados por las foliaciones descritas lo que indicaría su crecimiento posterior a ellas (figura 3.5a). Por otra parte, en la zona estaurolita - *out* se observan porfiroblastos de andalucita que presentan inclusiones que conservan en su interior las dos foliaciones observadas en la zona. Sin embargo, en la matriz, la primera foliación se encuentra totalmente borrada y solamente se observa la segunda que, por otra parte, es la principal del área septentrional (figura 3.5b).



Figura 3.5. (a) Porfiroblasto pos-tectónico de granate sobrecreciendo la foliación horizontal definida por los cristales de biotita. Aunque no existen inclusiones que indiquen la existencia de la foliación anterior, el hecho de que no se observe un aplastamiento de la foliación alrededor de los bordes del porfiroblasto y de que no se desarrollen sombras de presión son indicativos del carácter pos-tectónico del granate. (b) Porfiroblasto de andalucita pos-tectónico con respecto a las dos foliaciones observadas en el área suroccidental del domo del Aston.

<u>3.3.2 Área centro – occidental del sector septentrional (extremo oriental del macizo</u> de la Pallaresa)

En esta área la elaboración de cortes geológicos de campo detallados, en los que se analiza conjuntamente la relación entre la foliación tectónica principal, la estratificación y la polaridad estratigráfica, ha hecho posible la cartografía de las trazas axiales de pliegues de escala hectométrica o kilométrica. Estos pliegues tienen una dirección aproximada E – O, están tumbados, son vergentes al norte y se extienden desde la cresta fronteriza entre Francia y Andorra en la parte más occidental, hasta la cresta divisoria entre los valles de Sorteny y Ransol al este (Anexo 1 y figura 3.6). Observando el mapa geológico de la figura 6, en la estación de esquí de Arcalis se han podido reconstruir cinco grandes pliegues tumbados cuyos flancos inversos alcanzan los 600 metros de longitud y los normales casi un kilómetro (figuras 3.7 y 3.8). Los dos pliegues más meridionales se encuentran basculados hacia el norte y corresponden al sinclinal del port de Arinsal y al anticlinal del pic de l'Angonella. En la parte septentrional, los pliegues mejor desarrollados se han denominado sinclinal



Figura 3.6. Mapa geológico del área centro-occidental del sector septentrional y del área suroccidental del domo del Aston. Leyenda: (1) Cambro – Ordovícico indiferenciado; (2) Fm. Alos de Isil (Cámbrico Inferior); (3) Calizas blancas de la Fm. Lleret – Bayau (Cámbrico Inferior); (4) Pizarras negras de la Fm. Lleret – Bayau (Cámbrico Inferior); (5) Fm. Alins (Cámbrico Inferior); (6) Fm. Rabassa (Ordovícico Superior); (7) Fm. Cava (Ordovícico Superior); (8) Fm. Estana (Ordovícico Superior); (9) Fm, Ansovell (Ordovícico Superior); (10) Pizarras negras del Silúrico; (11) Calizas y pizarras devónicas; (12) zona moscovita – clorita; (13) zona biotita; (14) zona granate; (15) zona andalucita – estaurolita – cordierita; (16) zona sillimanita; (17) Migmatitas del domo del Aston. (A – A') Localización del corte de la figura 3.7; (B – B') localización del corte de la figura 3.8; (C – C') localización del corte de la figura 3.11; (D – D') localización del corte de la figura 3.12.



escala hectométrica a kilométrica. En la parte superior se representa un detalle de la deformación que producen las bandas de cizalla sobre el clivaje principal en esta zona. Figura 3.7. Corte geológico realizado a lo largo de la cresta fronteriza entre Andorra y Francia en el que se observan dos anticlinales y dos sinclinales vergentes al norte de Corte A - A' figura 3.6



Figura 3.8. Corte geológico llevado a cabo en la zona de la estación de esquí de Arcalis en el que se aprecian los grandes pliegues tumbados y vergentes al norte plegados suavemente por pliegues de plano axial subvertical. Corte B – B', figura 3.6

del port de Rat y anticlinal de la Coste Grand (figura 3.7 y 3.8). El anticlinal más septentrional, está cortado por la falla de Merens. Más al sur, en el corte realizado en la estación de esquí de Arcalis existe un buen afloramiento de la zona de charnela del anticlinal del Pic de l'Angonella, donde se reconocen pliegues menores de escala métrica bien desarrollados en la serie cuarcítico-pizarrosa precaradociense (figura 3.9). Estos pliegues han sido clasificados por el método de Ramsay (1967) y se encuentran próximos a las clases 2 (pliegues similiares) y 1C (figura 3.10). Hacia el este de esa área, se reconocen otras cuatro trazas axiales correspondientes a dos sinclinales y dos anticlinales que fueron reconstruidos al elaborar detalladamente los cortes geológicos entre el port de Banyell y la serra de l'Estanyo (figuras 3.11 y 3.12). De sur a norte estos pliegues son: el sinclinal del pic del Estanyo, el anticlinal de la collada de les Meners, el anticlinal de la portella de la Cebollera y el sinclinal de la serra del Forn. Todos estos pliegues son de escala hectométrica o kilométrica, pues tienen flancos inversos de aproximadamente 500 metros de longitud. En general, son apretados con charnelas engrosadas y flancos adelgazados y a ellos se asocia una foliación de plano axial que es la dominante en esta zona. Al norte de la collada de les Meners, el flanco normal del anticlinal de la portella de la Cebollera está cortado por un cabalgamiento y varias fallas inversas menores asociadas que dan lugar a la repetición de láminas de calizas y pizarras de la formación Lleret – Baiau (figura 3.12). En lámina delgada se ha observado que esta foliación está deformando a un clivaje anterior.





Figura 3.9. Pliegue vergente al norte desarrollado en las pizarras y cuarcitas de la Fm. Alos de Isil en la zona de la estación de esquí de Arcalis.

Figura 3.10. Clasificación por el método de RAMSAY de cuatro capas cuarcítico – pizarrosas del pliegue de la figura 3.9, típico de la generación dominante, localizado en la estación de esquí de Arcalis.





lugar a la repetición de varias láminas de la Fm. Lleret – Bayau. Corte D – D' figura 3.6.

En los cortes realizados en esta área se observa que los pliegues descritos anteriormente se encuentran deformados por estructuras posteriores (figuras 3.7, 3.8, 3.11 y 3.12). Estas estructuras corresponden a pliegues con dirección entre E - O y ENE – OSO y plano axial subvertical que al norte producen el suave plegamiento de las estructuras subhorizontales, mientras que hacia el sur son progresivamente más abundantes y apretados. A escala de afloramiento, se ha observado la interferencia entre ambos sistemas de pliegues, que da lugar a figuras tipo 3 de Ramsay (1967) (figura 3.13).



Figura 3.13. Figura de interferencia tipo 3 de Ramsay (1967) desarrollada en las pizarras y cuarcitas de la formación Alos de Isil, producida por la superposición de los pliegues subverticales sobre los pliegues tumbados vergentes al norte de escala centimétrica.

Normalmente, en los pliegues tumbados, la estratificación y la foliación dominante se pliegan conjuntamente, tal y como se puede observar en la figura 3.13, sin embargo, en algunas partes del flanco inverso o de la charnela de los pliegues, donde la estratificación se encuentra subvertical y la foliación de plano axial subhorizontal, la deformación conjunta de ambas superficies de anisotropía da lugar a situaciones particulares cuya interpretación es compleja. En estos casos se produce un intenso plegamiento de la foliación tectónica mientras que la estratificación no puede ser plegada debido a su posición subvertical. En estas situaciones la estratificación se encuentra perpendicular al esfuerzo compresivo principal, lo que da lugar a un aplastamiento perpendicular a las capas, mientras que la foliación tectónica subhorizontal se pliega, favorecida por los suaves cambios de buzamiento originados por la refracción causada por el contraste de competencia entre las capas lutíticas y arenosas (figura 3.14). Ejemplos de este tipo pueden observarse en la zona de la estación de esquí de Arcalis (figura 3.15 a y b) y en otros puntos de la Zona Axial Pirenaica como en el valle de Aran (García-Sansegundo, 1992) y en el macizo de Lys-Caillaouas (García-Sansegundo *et al.* 2014).



Figura 3.14. Esquema tomado de García-Sansegundo *et al.* (2014) en el que se explica la geometría de los pliegues variscos subverticales que se desarrollan sobre pliegues variscos previos subhorizontales. (a) Pliegue subhorizontal que tiene un clivaje asociado que, en su flanco corto, cambia de buzamiento debido a la diferencia de competencia entre las capas. (b) Pliegues subverticales desarrollados sobre el flanco normal, a la vez que en el flanco corto de los pliegues subhorizotales únicamente se pliega el clivaje mientras la estratificación sufre un aplastamiento perpendicular a las capas.



Figura 3.15. (a) Esquema del pliegue de la figura 3.9 mostrando la polaridad de la serie. (b) Detalle de la zona de charnela en el que se observa la foliación de plano axial plegada y la estratificación subvertical únicamente aplastada.por el efecto de los pliegues subverticales.

Al sur de la collada de les Meners, por donde discurre el cabalgamiento que limita la formación Lleret – Baiau por el sur, están muy bien desarrollados los pliegues derechos, que aquí son apretados o isoclinales y presentan orientaciones subparalelas a la dirección del cabalgamiento (Anexo 1, figuras 3.6, 3.11 y 3.12). Además de los pliegues derechos, en áreas cercanas a la falla de Merens, en las proximidades del Pic de Cataperdis y al norte del port de Rat, se observan numerosas zonas de cizalla de escala centimétrica y dirección E – O que presentan buzamientos de entre 50° y 70° hacia el norte, en relación con las cuales se observan pliegues derechos de tipo chevron, desarrollados sobre la foliación dominante subhorizontal (figuras 3.7 y 3.16). Al igual que ocurre con los pliegues descritos anteriormente, estas bandas de cizalla también deforman a las estructuras subhorizontales. Estructuras de este tipo fueron descritas en la zona de estudio por Carreras y Cirés (1986) quiénes las relacionaron con la deformación asociada a la falla de Merens.



Figura 3.16. Aspecto de la foliación asociada a los pliegues tumbados vergentes al norte plegada por pliegues subverticales tipo chevron y a su vez deformada por bandas de cizalla de tamaño centimétrico.

En la parte más meridional de esta área aumenta significativamente el desarrollo de los pliegues derechos que aquí ya llevan asociada una foliación de plano axial penetrativa. Así, al sur de la rama meridional de la falla de Merens, en el valle de l'Angonella y Montmantell y en las proximidades del sinclinal de Tor-Casamanya, las estructuras dominantes son estos pliegues, que en esta zona se presentan, cerrados y apretados transponiendo las estructuras subhorizontales. Solo a escala de lámina delgada en las muestras procedentes de estas zonas se puede observar la foliación subvertical deformando a la tumbada.

<u>3.3.3 Zona de contacto entre el área centro – occidental del sector septentrional y el</u> <u>domo del Hospitalet</u>

En esta área afloran las rocas de la sucesión pre-Caradoc que se sitúan sobre los gneises del Hospitalet. El metamorfismo de estas rocas alcanza la zona andalucita en las áreas colindantes con el domo y va disminuyendo hasta la zona moscovita – clorita a medida que nos acercamos al sinclinal de Tor-Casamanya. Esta disminución del grado metamórfico es muy clara en un corte NE – SO, entre el Pic del Mil Menut y la Val del Ríu (Anexo 1 y figura 3.17). En general, el contacto de los metasedimentos con los gneises es neto, como se observa en los alrededores del Refugio de Jan en la zona de la Coma de Ransol (figura 3.18). En el contacto no se han observado inter-digitaciones entre gneises y sedimentos y está afectado por algunas fallas de dirección NE – SO a NNO – SSE.

En los cortes detallados realizados directamente sobre los afloramientos de la zona, se han podido reconstruir varios pliegues de escala decamétrica y vergentes al norte analizando las relaciones angulares entre la estratificación y la foliación principal asociada a sus flancos, si bien, no ha sido posible seguir en la cartografía el trazado de sus planos axiales. En el corte realizado entre el Pic de Coma Variles y la Sola del Tarter (corte A – A' figura 3.17 y figura 3.19) se observan varios pliegues con flancos inversos de hasta 300 metros de longitud. Al igual que ocurría en el área descrita en el apartado anterior, en general, se trata de pliegues con flancos adelgazados y charnelas engrosadas que, en ocasiones, son redondeadas si están afectando a niveles cuarcíticos más competentes. La foliación tectónica principal que se asocia a estos pliegues corresponde a una foliación de crenulación ya que afecta a un clivaje previo. Los ejes de los pliegues medidos y las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación principal muestran una dirección dominante E – O para estas estructuras (figura 3.20). A su vez, a escala de afloramiento, en la cresta sur del Pic de Coma Variles y en algunos puntos del valle de Ransol, afectados por metamorfismo de grado medio (zona andalucita – estaurolita out), se observan dos lineaciones: (1) la lineación de intersección entre estratificación y foliación principal de dirección esencialmente E - O que es la más penetrativa y (2) una segunda lineación de orientación NO – SE que corresponde a una lineación de estiramiento marcada por minerales de tamaño centimétrico (cordierita, estaurolita). Coincidiendo con la presencia de esta lineación mineral, en las láminas delgadas procedentes de estas rocas, se observan porfiroblastos de estaurolita que contienen inclusiones de cuarzo o de minerales opacos rectas o ligeramente plegadas, marcando una foliación interna y que están rodeados por una foliación externa definida por cristales de biotita y moscovita que se adapta al porfiroblasto indicando su posible carácter inter-tectónico.



Figura 3.17. Mapa geológico de la zona de contacto entre el Área centro – occidental del sector septentrional y el Domo del Hospitalet. (A – A') Localización del corte de la figura 3.19.



Figura 3. 18. Aspecto de campo del contacto entre los metasedimentos de la sucesión pre-Caradoc y los gneises del Domo del Hospitalet en la zona de la Coma de Ransol

Al norte del Estany de Querol afloran las calizas y pizarras de la formación Lleret – Baiau limitadas por cabalgamientos que, como puede verse en el mapa (Anexo 1) y en la figura 3.17, representan la continuación hacia el este del cabalgamiento que atraviesa la collada de les Meners. Se trata de cabalgamientos de dirección E – O a NO – SE y sentido de movimiento hacia el norte que cortan la zona de charnela de un pliegue vergente al norte. En la zona del Estany de Querol (figuras 3.17 y 3.19), donde la serie se encuentra en posición de flanco normal, se puede observar que la foliación principal está deformada por suaves pliegues de plano axial subvertical y dirección E – O a NO – SE. Estos pliegues, hacia el sur, son más abundantes y apretados y llevan asociada una foliación principal. En el extremo meridional de esta área la foliación asociada a los pliegues derechos pasa a ser la dominante trasponiendo a las estructuras previas vergentes al norte.







Figura 3.20. Diagramas estereográficos mostrando la distribución de polos de estratificación, foliación asociada a los pliegues subhorizontales y foliación asociada a los pliegues subverticales y orientación de las lineaciones de intersección entre la estratificación y ambas foliaciones y de los ejes de ambas familias de pliegues.

3.4 Recapitulación de estructuras del sector septentrional

3.4.1 Estructuras principales en el sector septentrional

Las estructuras mayores hasta ahora descritas en la totalidad del sector septentrional que se muestran en los cortes (figuras 3.7, 3.8, 3.11, 3.12 y 3.19), consisten en pliegues de escala cartográfica, tumbados y vergentes al norte, y corresponden a las estructuras dominantes del sector septentrional, pues llevan asociada la foliación principal que en la casi totalidad del sector se encuentra subhorizontal y poco deformada por estructuras posteriores. Estos pliegues mayores llevan asociados otros menores observables a todas las escalas. Los ejes de los pliegues, así como las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación dominante asociada a los pliegues, medidas en la totalidad de la zona, muestran una dirección esencialmente E-O, con una inmersión entre 10º y 15º hacia el oeste (figura 3.21). La importancia y magnitud de los pliegues mayores puede observarse en la figura 3.22, donde se muestra un mapa de distribución de flancos inversos y flancos normales de estos pliegues en el Área centro - occidental del sector septentrional.



Figura 3.21. Diagramas estereográficos mostrando la orientación de ejes de pliegues de la generación dominante del sector septentrional y de las lineaciones de intersección entre estratificación y foliación asociada a ellos.

Los pliegues vergentes al norte llevan asociada la foliación principal de la zona, que se dispone paralela a su plano axial. Esta foliación corresponde a un clivaje de crenulación que se encuentra bien desarrollado en prácticamente todo el sector septentrional y corresponden a la foliación dominante, excepto en la parte más meridional del sector.



Figura 3.22. Mapa estructural mostrando la distribución de los flancos normales y flancos inversos de los pliegues subhorizontales en el Área centro – occidental del sector septentrional. Leyenda: (1) flanco inverso; (2) flanco normal; (3) dominio de la foliación subhorizontal en el que se observa peor su relación con los pliegues; (4) dominio de pliegues subverticales; (5) límite entre el dominio de pliegues vergentes al norte y el dominio de pliegues subverticales.

Esta foliación, generalmente, resulta del microplegamiento de una fábrica previa, dando lugar a un clivaje de crenulación, definido por dominios de clivaje y microlitos. En los dominios de clivaje se acumulan filosilicatos, principalmente biotita y moscovita, orientados paralelos o subparalelos a la dirección de los dominios en los que también se observan acumulaciones de minerales opacos. Los microlitos están ocupados esencialmente por cuarzo y, en menor medida, por feldespato y plagioclasa. En los microlitos los elementos de la fábrica están orientados oblicua o perpendicularmente a la dirección de los dominios. En los casos en que la fábrica previa se encuentra bien desarrollada, se observa claramente en las zonas de charnela de los micropliegues vergentes al norte. En ocasiones, cuando el límite entre los dominios de clivaje y los microlitos es muy neto, se llega a desarrollar un "tectonic banding" incipiente. Cuando la sucesión estratigráfica es más lutítica, o consiste en una alternancia centimétrica de lutitas y areniscas, la foliación suele estar bien desarrollada, mientras que cuando predominan las areniscas se aprecian únicamente bandas con acumulación de filosilicatos según la dirección de la foliación. Por encima de la zona biotita, a medida que aumenta el grado metamórfico, esta foliación se presenta como una esquistosidad y, generalmente, viene definida por la orientación dimensional preferente de cristales de biotita y cuarzo (figura 3.23a), así como por otros minerales propios del grado metamórfico. En estos casos la presencia de la foliación previa en los microlitos, suele venir definida por arcos poligonales de moscovita o biotita (figura 3.23b). Dentro de la zona de la andalucita se pueden observar porfiroblastos de este mismo mineral que contienen inclusiones que conservan la orientación de la foliación previa y de la foliación principal crenulando a la primera (figura 3.23c). En esta misma zona metamórfica, en sectores cercanos al domo del Hospitalet, se observan porfiroblastos de estaurolita que contienen inclusiones de cuarzo y minerales opacos orientadas según la foliación principal, mientras que en la matriz solamente se observa una foliación que se encuentra definida por cristales de biotita y moscovita que se adaptan a la forma del porfiroblasto (figura 3.23d).

3.4.2 Estructuras previas a la generación dominante en el sector septentrional

En todo el sector septentrional se observa que la foliación dominante corresponde a una foliación de crenulación ya que deforma a un clivaje previo que en los niveles más lutíticos corresponde a un clivaje pizarroso de desarrollo regional y que se reconoce solamente en las rocas de la sucesión pre-Ordovícico Superior. En el campo es difícil llegar a reconocer esta foliación siendo en la lámina delgada donde se observa. Por otra parte, nunca han sido reconocidos pliegues asociados con esta foliación. Este clivaje está definido por la orientación dimensional preferente de cuarzo y micas, especialmente de moscovita, lo que sugiere que se formó en condiciones de grado metamórfico bajo o muy bajo. Cuando el grado metamórfico aumenta se produce una recristalización de los minerales que definen esta foliación formando arcos poligonales (figura 3.23b).



Figura 3.23. (a) Cristales de biotitas orientados preferentemente definiendo la foliación dominante subhorizontal del sector septentrional. En este caso se encuentran paralelas al plano axial de un micropliegue subhorizontal. (b) Arcos poligonales de moscovita en los microlitos de la foliación dominante subhorizontal que marcan la existencia de una foliación previa. (c) Muestra procedente de la zona andalucita – estaurolita – cordierita en la que se observa en la esquina superior izquierda de la fotografía un porfiroblasto de andalucita con inclusiones de cuarzo que mimetizan una foliación de crenulación correspondiente a la foliación principal que se encuentra crenulando a la foliación previa. Este mismo modelo de crenulación se observa en el exterior del porfiroblasto. (d) Porfiroblasto de estaurolita con inclusiones de cuarzo y minerales opacos que se orientan según la foliación principal en el interior del porfiroblasto y perpendicularmente a la foliación de la matriz, marcando el carácter inter-cinemático del porfiroblasto.

3.4.3 Estructuras posteriores a la generación dominante en el sector septentrional

Los pliegues vergentes al norte y la foliación asociada a ellos se encuentran deformados por estructuras posteriores como son pliegues, fallas, cabalgamientos y bandas de cizalla:

Pliegues derechos

Los pliegues que deforman a las estructuras de la generación dominante son derechos, de dirección E – O a ESE – ONO (figura 3.24) y reconocibles desde escala centimétrica a hectométrica. De norte a sur, se observa en ellos una variación gradual. Así, al norte consisten en pliegues laxos que producen flexiones suaves en las estructuras dominantes subhorizontales. Por el contrario, en los

sectores meridionales pasan a ser cada vez más abundantes y apretados y llevan asociada una foliación de plano axial subvertical. En estos últimos sectores, los pliegues pueden presentar geometrías de tipo chevron o incluso de tipo similar (figura 3.25) Algunos de estos pliegues son apretados y han sido analizados por el método de Ramsay (1967) pudiendo clasificarse como de tipo 2, 1C y 1B (figura 3.26).



Figura3.24.Representaciónestereográfica de lineaciones deintersección y ejes de plieguessubverticalesdel sectorseptentrional en la que seapreciaunadireccióndominante E – O a ESE – ONO.



Figura 3.25. Aspecto de campo de pliegues subverticales bien desarrollados en cuarcitas y pizarras de la sucesión pre-Caradoc al sur de la collada de les Meners.



Figura 3.26. Clasificación por el método de Ramsay (1967) de dos pliegues derechos de la figura 3.25.

La foliación que acompaña a estos pliegues da lugar al microplegamiento de la foliación dominante asociada a los pliegues subhorizontales y vergentes al norte. En los sectores donde esta foliación subvertical se encuentra bien desarrollada, se presenta como un clivaje de crenulación a veces discontinuo, definido por dominios donde se acumulan minerales opacos que separan microlitos más ricos en cuarzo en los que se observa la foliación anterior plegada y evidenciada por la orientación de cristales de moscovita y biotita (figura 3.27 a, b y c). Cuando el grado metamórfico aumenta, como se ha observado en algunas muestras procedentes de la zona andalucita, los porfiroblastos de biotita crecen en los microlitos, aunque en el interior de los porfiroblastos todavía pueden reconocerse inclusiones que conservan la orientación de la foliación asociada a los pliegues vergentes al norte (figura 3.27 c y d).

Fallas y Cabalgamientos

En este sector se observan fallas inversas y cabalgamientos que presentan una dirección esencialmente E – O, aunque puede variar entre ENE – OSO y ONO – ESE. En los cortes geológicos de las figuras 3.7, 3.8, 3.11, 3.12, 3.19 y en la cartografía geológica (Anexo 1), se puede observar que, en muchos casos, las fallas presentan un escaso desplazamiento. En general, estas fallas tienen sentido de movimiento hacia el sur excepto el cabalgamiento que discurre desde el este de la población de El Serrat hasta el domo del Hospitalet y las fallas inversas asociadas a dicho cabalgamiento que
muestran sentido de movimiento hacia el norte (figura 3.11 y 3.12). Estos cabalgamientos y fallas presentan buzamientos altos y se encuentran cortando a las estructuras de la generación dominante. En algunos casos, como ocurre al sur de la rama meridional de la falla de Merens y al sur del cabalgamiento que discurre por la collada de les Meners, es especialmente abundante la presencia de pliegues derechos apretados similares a los descritos en el apartado anterior cuyo plano axial muestra una dirección paralela a la dirección de estas fallas.



Figura 3. 27. (a) Lámina delgada en la que se observa la foliación subhorizontal asociada a los pliegues vergentes al norte plegada por una foliación incipiente que corresponde a la foliación subvertical. A su vez en los microlitos de la foliación subhorizontal se aprecia un clivaje anterior a la foliación dominante subhorizontal marcado por la orientación de cuarzo y micas. (b) Aspecto microscópico en el que se puede apreciar la charnela de un micropliegue tumbado vergente al norte, la foliación de plano axial asociada a este y las relaciones de crenulación entre las tres foliaciones presentes en el sector septentrional. (c) Relaciones entre la foliación dominante subhorizontal (en esta lámina en posición vertical) y la foliación de crenulación asociada a los pliegues derechos. La primera definida por la orientación preferente de cuarzo y micas blancas y la segunda por la acumulación en los dominios de clivaje de minerales opacos. En los microlitos de esta última se desarrollan porfiroblastos de biotita de hasta 1mm. (d) Detalle de un porfiroblasto de biotita con inclusiones de cuarzo que conservan la orientación de la foliación dominante.

En este grupo de estructuras se incluye la *falla de Merens*. Esta es una estructura de escala regional que cruza la zona de tesis en dirección E - O desde el port de Banyell hasta la cresta fronteriza entre Andorra y Francia. Esta falla será descrita más detalladamente en el apartado 3.7.1 de este capítulo.

Bandas de cizalla

Estas estructuras se han observado mayoritariamente en la zona de la estación de esquí de Arcalis y principalmente entre las dos ramas de la falla de Merens. Presentan una dirección esencialmente E – O y buzamientos entre 50º y 70º al norte y deforman principalmente a la foliación dominante subhorizontal. Además, en las zonas donde la estratificación y la foliación subhorizontale son subparalelas, ambos planos se deforman conjuntamente por estas zonas de cizalla (figura 3.16).

Pliegues N – S

Se observan localmente en algunos puntos de la zona de Arcalis y en el valle de Sorteny, asociados a una débil foliación de crenulación desarrollada sobre la foliación subhorizontal. Estos pliegues tienen una escala entre centimétrica y métrica y fueron reconocidos en el noroeste de Andorra por Cirés (1996).

Lineación mineral

En el área colindante con el domo del Hospitalet, afectada por metamorfismo de grado medio – alto se observan abundantes porfiroblastos de estaurolita, cordierita y andalucita. Los de estaurolita presentan tamaños de entre 1,5 y 2 cm, mientras que los de cordierita y andalucita alcanza los 8 cm siendo su eje mayor el que define la lineación. Esta lineación es poco penetrativa, tiene espaciado centimétrico y una orientación N 145 E.

Estructuras de deformación por cizalla

Coincidiendo en muchos casos con la presencia de la lineación mineral, descrita en el apartado precedente, pueden observarse a escala de lámina delgada porfiroblastos de estaurolita que presenta un débil desarrollo de sombras de presión y que contienen inclusiones de cuarzo y minerales opacos. Estas inclusiones coinciden con el trazado de la foliación principal, que puede estar ligeramente plegada o formando un ángulo de aproximadamente 80º con la foliación que se observa en la matriz (Figura E23d). Esto indicaría una rotación del porfiroblasto y una débil deformación por cizalla posterior al desarrollo de la foliación principal. En estas láminas delgadas se observa también una foliación externa posterior, definida por biotita y moscovita, que se adapta al porfiroblasto. En estas mismas rocas pueden observarse estructuras S – C' típicas de la deformación asociada a zonas de cizalla (figura 3.23d).

3.5 Estructura del sector meridional

Como se ha explicado en el apartado 3.2 de este capítulo, en este sector se incluye el sinclinal de Tor – Casamanya, el extremo oriental del anticlinal de La Massana y el sinclinal de Llavorsi ya que son estructuras con características similares. A continuación se realizará la descripción detallada de cada una de estas tres unidades estructurales.

<u>3.5.1 El sinclinal de Tor – Casamanya</u>

El límite norte del Sinclinal de Tor-Casamanya viene marcado por la falla de Arinsal y el meridional por el cabalgamiento de Pal. Su núcleo está ocupado por rocas devónicas mientras que el Silúrico aflora principalmente en el flanco norte. Al oeste del sinclinal afloran las formaciones del Devónico Inferior: Rueda y Castanesa y en las partes central y oriental del mismo, existen buenos afloramientos de las formaciones del Devónico Medio y Superior, principalmente de la formación Manyanet. En general, como se observa en el mapa geológico (Anexo), la Formación Castanesa constituye un nivel guía característico que dibuja bien la estructura a lo largo de todo el sinclinal, consistente básicamente en pliegues de escala centimétrica a hectométrica, derechos o vergentes al sur, de dirección esencialmente E - O. Los ejes de estos pliegues poseen una inmersión principalmente entre 0º y 30º, tanto a este como a oeste, en la mitad oriental del sinclinal, mientras que en la mitad occidental presentan inmersiones más altas y una mayor dispersión de la dirección de sus ejes, llegándose incluso a medir orientaciones N - S (figura 3.28). En general, el sinclinal aparece constituido por pliegues apretados, a los que se asocia una foliación tectónica con elevados buzamientos al norte. Esta es la foliación dominante en todo el sinclinal y tanto en algunos afloramientos, como en lámina delgada, se observa que corresponde a una foliación de crenulación, ya que se encuentra deformando a una fábrica anterior. En el valle del Montaup situado en la parte oriental del sinclinal y en otros puntos más occidentales como el valle del río Arinsal, aparecen bien desarrollados algunos de los pliegues menores asociados a esta estructura, tal y como se puede observar en el mapa geológico (Anexo 1). Además, tanto en la cartografía como en los cortes geológicos (Anexo 1, figuras 3.29 y 3.30) se observa un paso gradual de predominio de pliegues derechos en el flanco norte y en el núcleo del sinclinal a pliegues de marcada vergencia sur en el flanco meridional. En el extremo occidental del sinclinal de Tor - Casamanya, entre el coll de la Botella y el port de Cabus, las charnelas de los pliegues medidos y las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación principal presentan una clara dispersión, con un predominio de direcciones entre NE – SO y E – O (figura 3.28). Las orientaciones E – O corresponden a ejes subhorizontales mientras que las NE – SO poseen una inmersión de unos 40º al NE. Por otra parte, en este extremo occidental del sinclinal es abundante el desarrollo de cabalgamientos de dirección E – O

y sentido de movimiento hacia el sur, que convergen hacia abajo en las pizarras del Silúrico y dan lugar a la repetición de las pizarras y calizas de las formaciones Rueda y Castanesa (figura 3.29). En el flanco norte y en el extremo oriental del sinclinal de Tor - Casamanya son también numerosos estos cabalgamientos que superponen láminas de rocas devónicas y que, además, cortan a los pliegues menores asociados a esta estructura.



Figura 3.28. Representación estereográfica de la estratificación, foliación dominante y lineaciones de intersección del sinclinal de Tor – Casamanya diferenciadas por sectores. Se puede observar como los sectores occidental y central presentan una distribución similar, tanto en el caso de los polos de la estratificación y de la foliación, que muestran un buzamiento generalizado de ambas superficies hacia el norte, como en el de las lineaciones de intersección, que presenta una inmersión mayor y se encuentran dispersas sobre planos orientados entre E – O y ESE - ONO. Por el contrario, en el sector oriental los polos de estratificación y foliación muestran buzamientos tanto a N como a S y las lineaciones de intersección una orientación general E – O con menor inmersión que en los sectores occidental y central.

En la zona central del sinclinal se realizó un corte geológico detallado entre el coll de Arenes y el coll de Ordino (figura E30), en el que se pueden reconocer numerosos pliegues de dirección E – O, derechos o vergentes al sur, de escala métrica a decamétrica, a los que se asocia la foliación dominante. Además, gracias al estudio bioestratigráfico realizado en las calizas que afloran en el núcleo del sinclinal se ha podido deducir la existencia de varias láminas de cabalgamiento que sitúan la Formación Rueda sobre la Formación Manyanet y, a esta, sobre las calizas del Devónico Superior. A menor escala, el estudio paleontológico también ha revelado la existencia de varios cabalgamientos más pequeños dentro de las propias calizas del Devónico Superior (figura 3.30). Todos estos cabalgamientos muestran buzamientos elevados hacia el norte y sentido de movimiento hacia el sur.

Por otra parte, en el flanco norte del sinclinal de Tor-Casamanya se han observado pliegues de escala métrica a decamétrica, vergentes al norte, a los que se asocia un clivaje de plano axial que se encuentra crenulado por la foliación subvertical dominante. En este flanco septentrional, la foliación subvertical presenta un pobre desarrollo favoreciendo que la foliación asociada a los pliegues vergentes al norte sea la más penetrativa, tal y como se observa en algunos afloramientos del valle de Ensegur (figura 3.31). En el extremo norte del corte de la figura 3.30 se puede observar que la falla de Arinsal corresponde a un cabalgamiento de escala cartográfica que sitúa las formaciones Rueda y Castanesa del Devónico Inferior, previamente deformadas por pliegues vergentes al norte, sobre las ampelitas del Silúrico (anexo 1 y figura E30). En esta zona la falla de Arinsal buza hacia el sur y presenta sentido de movimiento de bloque superior hacia el norte (figura 3.32). Este hecho contrasta con lo observable en la parte occidental del sinclinal, donde la falla de Arinsal presenta un elevado buzamiento hacia el norte y sentido de movimiento de bloque septentrional hacia el sur, superponiendo así las ampelitas silúricas sobre diferentes formaciones devónicas, tal y como se puede observar en los alrededores de la población de Arinsal. El cambio en el sentido de movimiento de esta falla coincide con el extenso afloramiento de Silúrico situado en la zona del Valira del Nord (Anexo 1). En el extremo oriental del sinclinal se han identificado también varios cabalgamientos que afectan a las rocas devónicas de dirección E – O a ENE – OSO, los cuales presentan un buzamiento elevado hacia el norte y sentido de movimiento hacia el sur.



cabalgamientos con su nivel de despegue localizado en las ampelitas silúricas. Corte A – A' del Anexo 1.



enraizados en las ampelitas silúricas que provocan la repetición de la serie devónica. Corte B – B' del Anexo 1. deforman a la serie silúrico – devónica adquieren de norte a sur una vergencia sur más marcada. Además en la parte central del corte existen numerosos cabalgamientos Figura 3.30. Corte geológico del sector central del sinclinal de Tor – Casamanya realizado entre el coll de Ordino y el coll de Arenes. En este corte se observa como los pliegues que



Figura 3.31. Pliegue vergente al norte en el valle de Ensegur al que se asocia una foliación de plano axial crenulada por otra subvertical poco desarrollada.



Figura 3.32. Aspecto de campo del límite norte del sinclinal de Tor – Casamanya en la zona del coll de Arenes donde se observa el buzamiento al sur de la falla de Arinsal.

El límite sur del sinclinal de Tor - Casamanya corresponde al denominado por Cirés *et al.* (1990) cabalgamiento de Pal que, en general, presenta buzamientos que varían entre 35º y 75º hacia el norte. Al sur del coll de la Botella y en la carretera entre las poblaciónes de Erts y Pal, en las proximidades de la superficie de cabalgamiento, se han observado zonas de cizalla desarrolladas en las pizarras de la base de la Formación Rueda y en las ampelitas del Silúrico que afectan a la foliación principal. Estas zonas de cizalla tienen orientación NE – SO a ENE - OSO e indican sentido de movimiento del bloque superior hacia el SO (figura 3.33). Este tipo de estructuras, más abundantes en el extremo meridional del sinclinal, indican que en las ampelitas del Silúrico existe un nivel de despegue en el que convergen las estructuras antes mencionadas. Por lo tanto, y puesto que no existe superposición estratigráfica importante, no parece que el límite entre el sinclinal de Tor – Casamanya y el anticlinal de La Massana corresponda a un cabalgamiento, sino a un nivel de despegue en el que convergen las estructuras desarrolladas por encima de él, en el sinclinal de Tor – Casamanya .



Figura 3.33. Aspecto de campo de las zonas de cizalla que afectan a las pizarras de la base de la Formación Rueda en la zona del coll de la Botella en las proximidades del límite sur del sinclinal de Tor – Casamanya.

3.5.2 El anticlinal de La Massana

El anticlinal de La Massana se sitúa en el extremo oriental de una unidad mayor definida por Poblet (1991) y denominada anticlinal de la Massana – Ribera de Cardos que, desde la zona

estudiada, se extiende unos 50 kilómetros hacia el oeste, hasta el río de la Bonaigua, flanqueado al norte por el macizo de la Pallaresa y el sinclinal de Tor – Casamanya y al sur por el sinclinal de Llavorsi. En este trabajo se ha estudiado el extremo oriental del anticlinal, que corresponde al área situada entre los sinclinales de Tor – Casamanya y de Llavorsí, en cuyo núcleo afloran rocas del Cámbrico y Ordovícico Inferior y la sucesión del Ordovícico Superior en los flancos (Anexo 2). El límite norte del anticlinal de La Massana está marcado por el despegue de Pal y el sur corresponde al cabalgamiento de Estaron. A la vista del mapa geológico, esta unidad no parece presentar complicaciones, sin embargo, los estudios a escala microscópica y de afloramiento revelan una mayor complejidad estructural.

El rasgo estructural más destacado del anticlinal de La Massana es la foliación tectónica asociada a él que presenta una orientación E – O y se dispone subvertical o buzando entre 40º y 80º hacia el norte. Esta foliación es la dominante en el núcleo del anticlinal y en su flanco sur, mientras que en el flanco norte su desarrollo es menor. En un corte realizado en la zona del valle del río Civis, se observan, en el núcleo del anticlinal, pliegues apretados de dirección E – O a ESE – ONO, con flancos adelgazados y charnelas engrosadas a los que está asociada la foliación principal. En lámina delgada, se observa que esta foliación corresponde a un clivaje de crenulación. En el flanco norte del anticlinal, al sur del port de Cabus en la cresta fronteriza entre Andorra y España, se observan las diferentes formaciones de la sucesión del Ordovícico Superior buzando hacia el sur en posición invertida. En estos afloramientos se reconocen pliegues centimétricos vergentes al norte que, a escala microscópica, se observa que son previos a la foliación principal (figura 3.34). Al plano axial de estos pliegues se asocia un clivaje de dirección E – O a NO – SE, con buzamientos de unos 40º hacia el sur, mientras que, la foliación principal está menos desarrollada que en el resto del anticlinal.



Figura 3.34. (a) Aspecto de lámina delgada de la Fm. Cava del Anticlinal de la Massana en la que se observa la presencia de un micropliegue vergente al norte que está atravesado por una foliación oblicua que se aprecia en toda la lámina. (b) Detalle microscópico del micropliegue de la figura a en el que se puede observar una foliación de plano axial asociada a él.

En el flanco sur del anticlinal de La Massana, acercándose al cabalgamiento de Estaron, se observan bandas de cizalla de anchura centimétrica, bien desarrolladas en los materiales pizarrosos, aunque se han reconocido también en los conglomerados de la formación Rabassa, donde los cantos cuarcíticos pueden estar intensamente deformados (figura 3.35). Estas zonas de cizalla tienen una orientación entre NE – SO y ENE – OSO, con buzamientos moderados hacia el norte de 40º a 45º y que afectan a la foliación dominante. En ellas se observa que el bloque superior se desplaza hacia el sur, indicando un movimiento de falla inversa. El cabalgamiento de Estaron constituye el límite sur del anticlinal de La Massana, y presenta un buzamiento alto hacia el norte, situando diferentes formaciones de la sucesión del Ordovícico superior o de la sucesión pre – Caradoc sobre las rocas del Silúrico y Devónico que afloran en el sinclinal de Llavorsi.



Figura 3.35. Aspecto de campo de las zonas de cizalla que afectan al conglomerado de la Formación Rabassa en el flanco sur del anticlinal de la Massana. Se puede apreciar como los cantos de cuarzo del conglomerado presentan geometrías sigmoidales, indicando una importante deformación por cizalla.

3.5.3 El sinclinal de Llavorsi

Este sinclinal se extiende en dirección ONO - ESE entre los macizos granodioríticos de La Maladeta, al oeste, y de Andorra – Montlouis, al este, estando en su núcleo compuesto por rocas del Silúrico y Devónico (Anexo 2). Por el norte, el cabalgamiento de Estarón superpone la sucesión del Ordovícico Superior del Anticlinal de La Massana sobre las ampelitas del Silúrico y por el sur

diferentes formaciones devónicas y el silúrico están en contacto, a través de la falla de Llavorsí – Senet, con las rocas pre – Caradoc y del Ordovícico Superior del Macizo del Orri. La serie devónica del flanco norte aflora generalmente completa, mientras que en muchos puntos del flanco sur formaciones del Devónico Medio, tales como Manyanet y Civis, se encuentran directamente sobre la sucesión del Ordovícico Superior o sobre la sucesión pre – Caradoc. Como se muestra en la cartografía geológica, las principales estructuras menores presentes en el sinclinal de Llavorsi, son pliegues de escala centimétrica a hectométrica, vergentes al sur, a los que se asocia la foliación principal de la zona, con una orientación general de ESE – ONO a SE – NO e inclinada mayoritariamente entre 40º y 55º al norte. Estos pliegues pueden reconocerse en todo el sinclinal, son apretados, tienen los flancos adelgazados y las charnelas engrosadas. La proyección estereográfica de los ejes de estos pliegues muestra una importante dispersión, si bien se pueden definir dos orientaciones preferentes que son E – O y SE – NO, con inmersiones de unos 20 grados hacia el este en el caso de los primeros y entre 30º y 40º hacia el noroeste para los segundos (figura 3.36).



Figura 3.36. Representación estereográfica de la estratificación, foliación principal y lineaciones de intersección en el sinclinal del Llavorsi. Los polos de estratificación y foliación se encuentran concentrados reflejando una orientación para ambas superficies ESE – ONO. Las lineaciones de intersección se encuentran dispersas mostrando dos direcciones preferentes: E-O y NO –SE.

En la parte occidental del sinclinal, en las proximidades de la población de Escart (Anexo 2), se identifican pliegues de escala hectométrica dibujados por las calizas de la Formación Castanesa. Hacia la parte central, en los afloramientos del valle del río Noguera de Cardos, se observan pliegues de escala métrica muy apretados y con los flancos adelgazados, a los que se asocia una foliación de plano axial muy penetrativa que, cuando afecta a las alternancias de calizas y pizarras de la Formación Rueda, sufre una importante refracción como se puede observar en las proximidades de la población de Tirvia. En algunos afloramientos de esta parte central del sinclinal de Llavorsi se puede observar que la foliación es de crenulación, ya que se encuentra deformando a un clivaje previo. En la parte oriental del sinclinal, y principalmente en su flanco sur, son abundantes los cabalgamientos de dirección ESE – ONO (Anexo 2) con sentido de movimiento hacia el sur, que convergen en las ampelitas del Silúrico y que en muchos casos, como puede observarse en las cercanías de la población de Asnurri, superponen las propias ampelitas sobre diferentes formaciones devónicas (figura 3.37).



Figura 3.37. Mapa geológico del área del río Civis situado en la parte oriental del flanco sur del sinclinal de Llavorsi. (A – A') Corte geológico de la figura 3.38.

En un corte detallado realizado en el flanco sur del sinclinal, a lo largo del valle del río Civis, entre las poblaciones de San Joan Fumat, al sur, y Civis, al norte (figuras 3.37 y 3.38), se puede observar que la estructura de este flanco consiste en un apilamiento de láminas limitadas por fallas y cabalgamientos cuyas superficies presentan un buzamiento de alrededor de 30º hacia el norte y sentido de movimiento hacia el sur. Los cabalgamientos se enraízan en el nivel de despegue del Silúrico mientras que las fallas se interpretan como fallas directas dado que no producen superposición de serie. Sin embargo, a lo largo del corte y particularmente en las proximidades de fallas y cabalgamientos, se han observado estructuras, tales como bandas de cizalla, que indican sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur. Esta circunstancia en el caso de las fallas directas puede reflejar una reactivación posterior como cabalgamientos. Si bien esta no fue lo suficientemente importante como para recuperar el salto inicial de las fallas normales.

Los pliegues que se observan a lo largo de todo el corte, generalmente, son apretados o isoclinales con sus dos flancos buzando al norte, y a ellos se asocia la foliación principal. En la parte meridional del corte (figuras 3.37 y 3.38), dentro de la Formación Manyanet, atendiendo a las relaciones entre estratificación y foliación principal, se puede reconstruir un pliegue vergente al sur, cuyo flanco inverso queda cortado por un cabalgamiento que sitúa las ampelitas del Silúrico sobre esta formación. Las lineaciones de intersección entre estratificación y foliación dominante tienen direcciones entre E – O y NE – SO (figura 3.39). Las primeras corresponden a ejes subhorizontales, mientras que las segundas presentan una inmersión que oscila entre 25º y 30º hacia el norte.



Figura 3.38. Corte geológico del flanco sur del sinclinal de Llavorsi realizado por el valle del río Civis en el que se han diferenciado tres sectores en función de la orientación de los ejes de pliegues y las lineaciones de intersección, las cuales son de dirección E - O en los sectores meridional y septentrional y N –S en el sector central. Corte A – A' figura 3.37.

En la transversal del corte de la figura 3.38, en todo el flanco sur del sinclinal de Llavorsi, hasta las cercanías de la población de Asnurri, se mantienen estas características estructurales, sin embargo, desde esta localidad hacia el norte, dominan los cabalgamientos dirigidos hacia el sur de las ampelitas del Silúrico sobre la Formación Rueda, en la que, por otra parte, se observan las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación con una orientación predominante N – S (figura 3.39). En la margen derecha del río Civis, al noroeste de Asnurri, se reconoce un pliegue de escala cartográfica con dirección N – S y cuyo eje presenta una inmersión de unos 40º hacia el N (figura 3.37). Sobre el afloramiento más septentrional de ampelitas del Silúrico, que se observa en el corte de la figura 3.38, se dispone la Formación Manyanet y a partir de este punto, se observa un importante afloramiento de dicha Formación en el que las lineaciones de intersección y los ejes de los pliegues muestran, de nuevo, un predominio de dirección E – O (figura 3.39). En el extremo norte del corte donde aflora la Formación Civis, que ocupa el núcleo del Sinclinal, no se observan con claridad las superficies de estratificación.



Figura 3.39. Estereogramas donde se han representado los planos de estratificación y foliación principal y las lineaciones de intersección entre ambos para cada sector diferenciado en el corte de la figura 3.38. En ellos se observa un mayor predominio de pliegues de orientación entre N - S y NO – SE en el sector central.

La coexistencia de pliegues orientados en dirección E - O y N - S a los que se asocia la foliación principal, unido al hecho de que la mayor parte de los pliegues con ejes N - S se concentren en la zona central del corte, puede ser interpretado como debido a la existencia de alguna estructura en profundidad que provoque el cambio de posición de los ejes de los pliegues como pueden ser

rampas laterales de cabalgamientos contemporáneos a los pliegues (Clariana, 2001). Además hay que tener en cuenta que las áreas de culminación de rampas se presentan en el relieve como estructuras antiformales mientras que todo el fondo del valle del río Civis es un gran afloramiento de ampelitas del Silúrico que puede ser considerado como el núcleo de un sinforme asociado a una rampa lateral.

Deformando a las estructuras principales, en general, en todo el sinclinal de Llavorsi se observan pliegues de escala centimétrica, con ejes de dirección N – S, que no presentan una foliación de plano axial asociada y pliegues tipo kink band de carácter más local.

El límite meridional del sinclinal de Llavorsi corresponde a la falla de Llavorsí – Senet. En los afloramientos de las ampelitas del Silúrico, cercanas a la superficie del cabalgamiento, se pueden observar bandas de cizalla afectando a la foliación principal que indicarían movimiento de bloque superior hacia el Sur, lo cual unido a que no existe superposición de serie puede interpretarse como un nivel de despegue. Por otra parte Poblet (1991) señala la posterior reactivación como falla directa de este accidente en una etapa tardi-hercínica o Alpina posterior a la intrusión del granito de la Maladeta, lo que puede ser constatado a la vista del desplazamiento por falla normal que se observa en la aureola de contacto de este macizo.

3.6 Recapitulación de estructuras del sector meridional

3.6.1 Estructuras principales en el sector meridional

Como se deduce de la descripción realizada anteriormente del sector meridional de la zona estudiada, las estructuras principales están generalizadas en todo el sector y consisten en pliegues derechos o vergentes al sur, a los que se asocia la foliación dominante de este sector, y cabalgamientos de dirección generalmente E - O dirigidos hacia el sur.

Pliegues y foliación principal

Las estructuras mejor desarrolladas en este sector corresponden a pliegues de dirección aproximada E - O, derechos o vergentes al sur que se desarrollan a todas las escalas y la foliación regional que es paralela a su plano axial. Los ejes de estos pliegues y las lineaciones de intersección entre estratificación y foliación principal tienen direcciones mayoritariamente E – O aunque en algunos sectores de los sinclinales de Tor – Casamanya y de Llavorsi su orientación es más variable (figuras 3.28 y 3.36). En el caso del sinclinal de Tor-Casamanya el cambio de orientación e inmersión de los ejes de los pliegues coincide con la zona central del sinclinal, donde se sitúa el gran afloramiento de ampelitas del Silúrico. La foliación principal asociada a estos pliegues presenta una

orientación muy constante en las tres unidades incluidas en este sector, oscilando entre E - O y ESE -ONO, con buzamientos de moderados a altos (40º - 90º) hacia el norte. En todo este sector, la foliación corresponde a un clivaje de crenulación como puede observarse en algunos afloramientos y en lámina delgada. Se desarrolla bien en los niveles más lutíticos o en las series más alternantes, mientras que en las capas de caliza masiva es menos penetrativa. A escala microscópica, se observa que en muchos casos esta foliación se origina como el resultado del microplegamiento de un clivaje previo. Generalmente, viene definida por estrechas bandas oscuras que corresponden a dominios discretos en los que han operado mecanismos de disolución por presión (figura 3.40a). Estos mecanismos de disolución por presión quedan en evidencia cuando la foliación se desarrolla sobre restos fósiles, tales como placas de equinodermos (figura 3.40b). En estos dominios se produce la acumulación de material insoluble, principalmente minerales opacos, aunque también pueden observarse dominios de clivaje que pasan de manera gradual a otros con mayor acumulación de cuarzo y clorita (figura 3.40c y d). En estos casos, los dominios de clivaje están ocupados por cristales de moscovita, mientras que en los microlitos los cristales de cuarzo y clorita aparecen con la orientación de una fábrica previa (figura 3.40c y d). En el extremo norte, tanto del sinclinal de Tor-Casamanya como del anticlinal de La Massana, la foliación dominante se encuentra peor desarrollada siendo el clivaje previo la foliación que mejor desarrollo presenta, tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada.

Cabalgamientos

En muchos casos, a partir de la cartografía, de los cortes geológicos y con base en criterios estratigráficos y paleontológicos se ha deducido la existencia de cabalgamientos que afectan principalmente a las formaciones devónicas y silúricas de los sinclinales de Tor – Casamanya y Llavorsi. Estos cabalgamientos presentan una orientación E – O a ESE – ONO y en algunos casos ENE – OSO, como ocurre en el extremo oriental del sinclinal de Tor – Casamanya. Las superficies de cabalgamiento presentan buzamientos moderados hacia el norte, desde unos 30º en el caso del sinclinal de Llavorsi hasta entre 50º y 70º en el sinclinal de Tor – Casamanya. En general, todos estos cabalgamientos convergen en un nivel de despegue, situado en el Silúrico, y pueden tener pliegues asociados aunque también se observan cortando a los pliegues derechos o vergentes al sur que afectan a las diferentes formaciones devónicas. También existen otros cabalgamientos fuera de secuencia que cortan tanto al despegue como а los pliegues (figura 3.30).

En ocasiones, como ocurre en algunos sectores del flanco sur del sinclinal de Llavorsi, los ejes de los pliegues de la generación dominante varían de acuerdo con la dirección de los cabalgamientos o de las estructuras laterales asociadas a ellos, lo que puede indicar la contemporaneidad entre pliegues y cabalgamientos. Así por ejemplo, en el valle del río Civis, los ejes de los pliegues a los que

se asocia la foliación principal presentan orientaciones N – S, coincidentes con numerosos pequeños cabalgamientos y zonas de cizalla observables en las ampelitas silúricas que ocupan el valle del río Civis. Mientras que al sur y al norte de este afloramiento del silúrico que se encuentra limitado por dos cabalgamientos, se observan pliegues de la generación principal con orientación E – O (figuras 3.37 y 3.38).



Figura 3.40. (a) Clivaje de crenulación en las alternancias de calizas pizarrosas y pizarras carbonatadas de la Fm. Rueda. Este clivaje es el dominante en todo el sinclinal y, en sus microlitos se aprecia una foliación anterior. (b) Placa de crinoideo disuelta por efecto de los mecanismos de disolución por presión que favorecen el desarrollo de la foliación. (c) Aspecto microscópico de las pizarras carbonatadas de la Fm. Castanesa en las que se aprecia el límite gradual entre los dominios de clivaje y los microlitos. (d) Dominios de clivaje ocupados por cristales de moscovita. En las láminas c y d se observa un clivaje previo en los microlitos marcado por la orientación de cuarzo, moscovita y clorita

3.6.2 Estructuras previas a la generación principal en el sector meridional

En los extremos septentrionales del sinclinal del Tor – Casamanya y del anticlinal de La Massana se reconocen pliegues de escala centimétrica a decamétrica de dirección E – O a SE - NO, vergentes al norte, a los que se asocia una foliación de plano axial que, tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada, está crenulada por la foliación subvertical dominante en este

sector. Esta foliación previa, al contrario que los pliegues, está generalizada en casi todo el sector meridional. El análisis microscópico revela que se trata de un clivaje pizarroso bien desarrollado en los niveles pelíticos y poco penetrativo en los niveles cuarcíticos que afloran en el anticlinal de la Massana (figura 3.41a), o en aquellas capas más carbonatados del sinclinal de Tor – Casamanya (figura 3.41b). Los dominios del clivaje subvertical de las muestras procedentes del anticlinal de la Massana vienen definidos por la acumulación de minerales opacos, mientras que en los microlitos el clivaje previo queda bien definido por la orientación de cuarzo, moscovita y clorita (figura 3.41c). En ocasiones, en los microlitos también pueden observarse "fibras" de cuarzo creciendo a partir de un objeto rígido, como por ejemplo granos de pirita irregulares. Estas fibras muestran escasa deformación y están alargadas paralelamente a la dirección de la foliación principal (figura 3.41d).

3.6.3 Estructuras posteriores a la generación principal en el sector meridional

Pliegues

De manera local pueden observarse pliegues de orientación N - S y escala centimétrica a decimétrica que no presentan foliación asociada y que pliegan a la foliación principal.

Fallas

En el flanco sur del sinclinal de Llavorsí se han identificado fallas directas de dirección E – O a ESE – ONO que afectan a la sucesión del Devónico y a las ampelitas del Silúrico así como al nivel de despegue del Silúrico. En las cercanías de los planos de falla se observan estructuras tales como bandas de cizalla que indicarían sentido de movimiento del bloque superior hacia el sur, por lo cual, es probable que estas fallas se reactivasen como cabalgamientos en un evento de deformación posterior a su juego como fallas normales. Este desplazamiento tardío como falla inversa de estas estructuras no fue lo suficientemente importante para restituir el previo, de falla normal, ya que no se observa superposición de la serie estratigráfica.

Figura 3.41. (a) Nivel cuarcítico de la Fm. Cavá del Ordovícico Superior del flanco norte del anticlinal de la Massana en el que se observa el menor desarrollo en estos niveles de la foliación asociada a los pliegues vergentes al norte. (b) Muestra carbonatada de la Fm. Castanesa del sinclinal de Tor – Casamanya en la que se observa que la foliación dominante de este sector crenula a la foliación anterior asociada a los pliegues vergentes al norte. (c) Aspecto del clivaje principal subvertical definido por la acumulación de minerales opacos en los dominios de clivaje y presencia de la foliación previa en los microlitos definida por la orientación de cristales de moscovita y cuarzo. (d) Fibras de cuarzo creciendo a partir de cristales de pirita de geometría irregular en los microlitos de la foliación principal.



3.7 Transición estructural entre los sectores septentrional y meridional

En el apartado 3.2 de este capítulo se han puesto de manifiesto las principales diferencias estructurales que han ocasionado la división de esta tesis en dos sectores. Básicamente, estas diferencias consisten en un predominio de estructuras subhorizontales y vergentes al norte, desarrolladas bajo condiciones metamórficas que localmente pueden ser de alto grado, en el sector septentrional, frente al predominio de estructuras derechas o vergentes al sur con un grado metamórfico bajo o muy bajo en el sector meridional. El límite entre ambos sectores coincide con un horizonte estratigráfico situado en las ampelitas del Silúrico del flanco norte del Sinclinal de Tor – Casamanya. Sin embargo, al norte del sinclinal se observa un gradual y significativo desarrollo de pliegues derechos y apretados, que deforman la foliación subhorizontal y los pliegues vergentes al Norte, y que son especialmente abundantes en los sectores meridionales de la rama sur de la falla de Merens y del cabalgamiento que atraviesa la collada de les Meners (Anexo 1). El mejor desarrollo de los segundos pliegues en las proximidades de las fallas, unido a la coincidente orientación entre ellos

y las fallas, revela su relación genética, tal y como ya sugirió Cirés (1996), y podría explicar la transición entre los sectores aquí definidos, así como su extensión y distribución en profundidad. La transición entre los dos sectores que, por otra parte coinciden con los dominios *infraestructural* y *supraestructural* propuestos por Zwart (1963b), quedaría, por lo tanto, delimitada entre las ampelitas sílúricas y el horizonte a partir del cual dejan de desarrollarse los pliegues derechos. La idea de una zona de transición compleja entre sectores con predominio de una foliación subhorizontal a otros donde dominan las estructuras subverticales ya fue propuesta por Oele (1966) para la transición entre el macizo de la Pallaresa y el domo del Aston. Este autor consideraba ambas foliaciones singenéticas lo que difiere con las observaciones realizadas en esta tesis.

A partir de la cartografía geológica y de las observaciones realizadas en los cortes geológicos se pueden deducir que las áreas más representativas donde se puede observar la transición entre el sector septentrional y meridional, de norte a sur son las siguientes: La Falla de Merens, el cabalgamiento de la collada de les Meners y las ampelitas del Silúrico entre el macizo de la Pallaresa y el sinclinal de Tor – Casamanya.

3.7.1 La falla de Merens

Esta falla corresponde a una estructura mayor dentro de la Zona Axial pirenaica que discurre en dirección E – O a lo largo de aproximadamente 70 kilómetros, desde su extremo oriental en el sinclinal de Villefranche, hasta el macizo de la Pallaresa, al oeste, donde su traza se divide en varias bandas de cizalla con importante deformación. Esta falla separa los domos gnéiscos del Aston y del Hospitalet y atraviesa la zona estudiada desde el port de Banyell hasta la cresta fronteriza occidental entre Andorra y Francia (figura 3.42). La falla de Merens separa rocas de la sucesión pre-Caradoc que rodean al domo del Aston al norte y que están afectadas por un metamorfismo de grado alto, de las que afloran entorno al domo del Hospitalet, también pre – caradocienses, y con un metamorfismo que no supera la zona andalucita. En su recorrido dentro de Andorra se pueden diferenciar longitudinalmente dos tramos de la falla de Merens: el oriental, en el que la falla está representada por una sola traza, y el occidental, en el que se divide en dos ramas.

Tramo oriental de la falla de Merens (Port de Banyell – Estany Esbalçat)

En relación con esta falla, en el port de Banyell, aflora una banda de rocas, de espesor decamétrico, intensamente deformadas (punto 1 figura 3.42), en las que a escala microscópica, se reconoce un bandeado tectónico. Esta foliación se encuentra definida por dominios discretos, en los que existe una acumulación de materiales insolubles, tales como los minerales opacos. Estos dominios, separan unos microlitos en los que se observan micas de muy pequeño tamaño, principalmente moscovita (figura 3.43 a y b). Dominios y microlitos pueden rodear o separar niveles



en los que existe una mayor acumulación de cuarzo y feldespato. A su vez esta foliación se encuentra deformada por pequeñas zonas de cizalla, dando lugar a geometrías típicas S-C y S – C'. Por lo tanto, esta anisotropía representa una foliación milonítica relacionable con la propia falla. Dentro de estas zonas de cizalla, algunos de los porfiroblastos de cuarzo muestran geometría sigmoidal y, en general, presentan subgranos de cuarzo que evidencian una recristalización mecánica (figura 3.43c). El pequeño tamaño de los cristales de cuarzo indica que se trata de una milonita formada en condiciones metamórficas de bajo grado (Passchier *et al.* 2005). Por otra parte, en los microlitos micáceos se observan estructuras con morfología de peces de mica (*mica fish*) que indican un sentido de movimiento del bloque superior hacia el sur (figura 3.43d).



Figura 3.43. (a) y (b) Aspecto microscópico de la foliación en la zona de alta deformación asociada a la falla de Merens en el Port de Banyell. (c) Aspecto del cuarzo recristalizado y con geometría sigmoidal rodeado por abundantes cristales de moscovita. (d) Detalle de los cristales de moscovita en forma de "pez" propios de zonas con deformación milonítica. La asimetría de este "pez" indica una cinemática coherente con la observada en la falla de Merens

Hacia el oeste del port de Banyell, a lo largo del valle de Rialb, la falla de Merens pone en contacto rocas con alto grado metamórfico (zona sillimanita), al norte, y rocas que no superan la zona andalucita, al sur (Anexo 1). En las proximidades del punto donde la falla de Merens se divide en

dos ramas (punto 2 figura 3.42), el estudio microscópico de las rocas que afloran en el bloque meridional muestran una foliación subparalela a la estratificación que, en las secciones transversales a la dirección mineral, viene definida por unos dominios en los que se observa la orientación de cristales de biotita y moscovita paralelos a la foliación (figura 3.44a). En estas mismas secciones, la foliación, a su vez, se encuentra deformada por otra posterior y poco penetrativa (figura 3.44b). En las secciones paralelas a la dirección de los minerales que definen la foliación se observan los cristales de cuarzo generalmente estirados con una importante deformación cristalo-plástica sin una visible recristalización (figura 3.44c). Además, también en las secciones paralelas a la lineación de estiramiento, se observa que la segunda foliación corresponde a bandas de cizalla oblicuas, que pueden ser consideradas planos C' (figura 3.44d). Estas microestructuras indican, por lo tanto, el desarrollo de una deformación milonítica asociada a la falla de Merens, que se ha producido bajo condiciones de menor grado metamórfico que en la zona del port de Banyell. En algunos diques de rocas ácidas situados aproximadamente un kilómetro y medio al este del punto 2 (figura 3.42), en la zona del pic de Besalí, también se observan afloramientos con evidencias de deformación milonítica producida por la falla, como lo muestran los porfiroblastos de plagioclasas fuertemente deformados rodeados por cuarzo recristalizado de grano muy fino observables en la figura 3.44e y f.

<u>Tramo occidental de la falla de Merens (Estany Esbalçat – cresta fronteriza occidental)</u>

Hacia el oeste del estany Esbalçat, la falla se divide en dos ramas: la norte, que atraviesa la cresta fronteriza entre Andorra y Francia por el cap de la Coste Grand, y la sur, que aflora entre el port de Arinsal y el port Dret, donde lateralmente pasa a varios cabalgamientos.

En la zona del valle del río Tristaina, en la carretera de acceso a la parte alta de la estación de Arcalis (ver MAPA Anexo), la rama norte de la falla de Merens está representada por una banda de unos 25 metros de espesor en la que afloran alternancias milimétricas de capas claras y oscuras muy continuas, de espesor constante y muy regulares, con el aspecto propio de una foliación milonítica (punto 3 figura 3.42). Esta nueva foliación tiene una orientación E – O y presenta un elevado buzamiento hacia el norte (70º - 80º). A su vez, está foliación se encuentra afectada por otra de espaciado centimétrico (2 – 3 cm) y buzamiento de entre 20º y 40º al norte, que corresponde a bandas de cizalla tipo C que indican sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur (figura 3.45a y b). En niveles centimétricos de areniscas y pizarras que afloran en esta misma zona se observan sistemas subhorizontales de pequeñas fracturas tardías, con espaciado centimétrico, que indican la existencia de una deformación extensional con movimiento de bloque superior hacia el sur (figura 3.46). En general, en todo el área de Arcalis, entre la dos ramas de la falla de Merens, y especialmente en las proximidades de la propia de falla, se observa un significativo desarrollo de



Figura 3.44. (a) Aspecto microscópico de la foliación principal subparalela a la estratificación y que está definida por cristales de moscovita y biotita que crecen en los dominios de clivaje. (b) Cristales de moscovita y biotita plegados por un segundo clivaje poco penetrativo (plano perpendicular a la dirección de crecimiento mineral). (c) Nivel cuarcítico en el que se observan cuarzos estirados y con extinción ondulante debido a la deformación (plano paralelo a la dirección mineral). (d) Detalle de la fotografía 44c en el que se aprecia que la segunda foliación da lugar a banda de cizalla tipo C'. (e) Porfiroblasto de plagioclasa con extinción ondulante. (f) abundante cuarzo recristalizado rodeando porfiroblastos de biotita. (c) y (d) corresponden a una muestra procedente de un dique acido cercano a la falla de Merens y afectado por la deformación asociada a esta.

deformación por cizalla, caracterizada por bandas de cizalla con elevado buzamiento hacia el norte (70º) y orientación similar a la de la falla que afectan a la foliación principal subhorizontal.



Figura 3.45. (a) Aspecto de campo de la Fm. Alos de Isil (Cámbrico Inferior) afectada por la deformación asociada a la falla de Merens. (b) Detalle de las bandas de cizalla de tamaño centimétrico indicando sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur.

La rama sur de la falla de Merens tiene una dirección NE – SW y superpone la serie pre – Caradoc sobre las ampelitas del Silúrico, tal y como se puede observar en la cresta del Pic de Arcalis (ver mapa ANEXO). Al norte de la falla de Merens, la sucesión pre – Caradoc se encuentra deformada principalmente por pliegues subhorizontales, vergentes al norte, a los que se asocia una foliación de plano axial subhorizontal, mientras que al sur de la falla, abundan los pliegues derechos (centimétricos o métricos) con una foliación de plano axial subvertical asociada (figura 3.47). Este cambio es especialmente notable hacia el sur del port de Arinsal, donde, en el bloque inferior de la falla, es difícil reconocer las estructuras subhorizontales debido al intenso grado de apretamiento de los pliegues derechos cuyos ejes tienen además una dirección coincidente con la de la falla. Por el contrario, al norte de la falla, las estructuras acostadas y vergentes al norte son muy evidentes y los pliegues derechos están mucho más abiertos y no llevan asociada foliación tectónica.



Figura 3.46. Aspecto de campo de la Fm. Alos de Isil afectada por la deformación milonítica asociada a la falla de Merens. A su vez, en los niveles cuarcíticos más potentes se observa una deformación extensional tardía que da lugar a pequeñas fallas directas con sentido de bloque superior hacia el sur.

3.7.2 Cabalgamiento de la collada de Les Meners

La collada de Les Meners o coll de la Mina, como se puede observar en la cartografía y en los cortes geológicos (figuras 3.11 y 3.12), está atravesada por una falla que presenta un buzamiento elevado hacia el sur. En el plano de falla que aflora en el mismo collado se pueden observar criterios cinemáticos que indican el cabalgamiento del bloque meridional hacia el norte. A esta estructura se le ha denominado cabalgamiento de la collada de Les Meners y, si bien esta falla presenta un sentido de movimiento contrario al de la falla de Merens, el cambio estructural observable a ambos lados de ella es muy similar al descrito en la rama meridional de dicha falla. Al norte del cabalgamiento de la collada de Les Meners se observa una serie de fallas menores asociadas, desarrolladas en el flanco normal de un pliegue hectométrico vergente al norte, y que producen la repetición de las pizarras y calizas de la Formanción Lleret – Baiau. Asociadas a estas fallas se generan en las pizarras zonas de cizalla con desarrollo de estructuras S – C, que indican sentido de movimiento del bloque superior

hacia el norte, coherentes con los criterios cinemáticos observados en el propio cabalgamiento de la collada de Les Meners. Por el contrario, al sur del cabalgamiento son mucho más numerosos los pliegues apretados de plano axial subvertical, con foliación de plano axial penetrativa asociada y ejes de orientación E - O y, por lo tanto, subparalelos a la dirección de la falla (figura 3.25). Así mismo, al sur del collado de Les Meners, los pliegues derechos están menos desarrollados y son menos apretados que en las proximidades del cabalgamiento (figura 3.12), aunque se siguen observando hasta el sinclinal de Tor – Casamanya, donde vuelven a ser los dominantes y donde la foliación de plano axial asociada llega a trasponer la subhorizontal.



Figura 3.47. Aspecto de campo de la Fm. Alins, en la cresta del pic de Arcalis, al sur de la falla de Merens donde se encuentra deformada por numerosos pliegues apretados, derechos o vergentes al sur de tamaño centimétrico a métrico. Estos pliegues tienen una orientación igual o similar a la de la falla.

<u>3.7.3 Las ampelitas del Silúrico en el límite entre los sectores septentrional y</u> <u>meridional</u>

La cartografía geológica (ver mapa anexo) pone de manifiesto que, por encima de las ampelitas del Silúrico, la deformación presenta un mayor número de pliegues derechos y más apretados que en los niveles infrayacentes, además, se desarrollan numerosos cabalgamientos que no se continúan en la sucesión pre-silúrica (Anexos 1 y 2 y figuras 3.29, 3.30 y 3.38). Por otra parte,

en la sucesión post-silúrica tienen menos desarrollo la foliación subhorizontal y los pliegues vergentes al norte característicos del sector septentrional.

Las ampelitas silúricas que afloran tanto en el flanco norte del sinclinal de Tor – Casamanya como en el resto de afloramientos del área de estudio, presentan evidencias de cabalgamientos y zonas de cizalla que en ocasiones también se observan en los niveles pizarrosos de la base de la Formación Rueda (figura 3.33) y que afectan a la foliación principal subhorizontal. La abundancia de estas estructuras indica que las ampelitas silúricas has servido como nivel de despegue. Generalmente, estas estructuras corresponden a cabalgamientos dirigidos al sur que convergen hacia la base del Silúrico, y, en muchos casos, hacia el techo se observa la Formación Rueda separada de las ampelitas por otro nivel de despegue. En la mitad oriental del flanco norte del sinclinal de Tor – Casamanya este despegue buza hacia el sur y en él se han observado estructuras que indican sentido de movimiento del bloque superior hacia el norte, como ocurre en el coll de Arenes y al norte de la población de Canillo (figura 3.48).



Figura 3.48. Aspecto del contacto del Silúrico con la Fm. Rueda, del Devónico Inferior, en la población de Canillo donde presenta buzamiento hacia el sur.

Un buen afloramiento del contacto Silúrico - Devónico se observa al NNE de dicha población, en la pista que conduce a las bordes de l'Armiana. En este punto, se observan las ampelitas y las calizas del Silúrico ocupando el núcleo de un anticlinal de escala hectométrica, muy deformadas y afectadas por varios cabalgamientos que cortan a pliegues métricos de plano axial subvertical. Los cabalgamientos convergen hacia abajo en un nivel de despegue situado en la base del Silúrico y hacia arriba en el contacto entre las calizas y pizarras de la Fm. Rueda y las ampelitas y calizas silúricas (figura 3.49). En el flanco sur de ambos sinclinales se observan también numerosas zonas de cizalla que mayoritariamente presentan buzamiento hacia el norte y sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur (figura 3.38). Se han observado buenos ejemplos de estas pequeñas zonas de cizalla en el sinclinal de Tor – Casamanya, a la altura de la carretera general nº 4, entre las poblaciones de Erts y Pal y en la carretera del coll de Ordino y la población del mismo nombre. En el sinclinal de Llavorsi, también se observan estas estructuras en el valle del Río Civis, cerca de la población de Asnurri.



Figura 3.49. Corte geológico realizado al N de la población de Canillo donde se aprecia el contacto entre el Silúrico y la Fm. Rueda afectado por numerosos cabalgamientos con su nivel de despegue situado en la base del Silúrico. En este corte se puede observar también que el contacto entre ambas unidades se encuentra mecanizado.

3.8 Secuencia de formación de estructuras

El área estudiada se ha dividido en dos sectores en los que se observan estructuras diferentes: el septentrional dominado por estructuras variscas subhorizontales y el meridional por estructuras variscas subverticales. Como queda evidenciado en el apartado 3.7, el límite entre ambos sectores consiste en un área intermedia de transición en la que coexisten las estructuras dominantes

en uno y otro sector. En esta área de transición se puede observar la relación entre las estructuras de ambos sectores, lo que permite proponer una secuencia de deformación para toda la zona estudiada, si bien se debe tener en cuenta la heterogeneidad de las estructuras en uno y otro sector. A las estructuras variscas, que serán englobadas a continuación en varios episodios de deformación, se les superponen las estructuras alpinas cuya importancia e influencia varía de unas zonas a otras. Así, a partir de criterios de superposición de estructuras y del estudio detallado de pliegues y foliaciones asociadas se propone la siguiente secuencia de deformación.

<u>3.8.1 Estructuras pre - Variscas</u>

Estas son las primeras estructuras que se observan en el sector septentrional, aunque solo se desarrollan en las rocas de la sucesión pre – Caradoc. Se caracterizan por un clivaje pizarroso definido por la orientación dimensional preferente de cuarzo y micas blancas, lo que indica un desarrollo en condiciones de grado metamórfico bajo o muy bajo. No se han reconocido pliegues asociados a esta foliación en toda la zona. En adelante, denominaremos S_E a este clivaje. El hecho de que esta foliación solo se observe en las rocas anteriores al Ordovícico Superior permite interpretar que se desarrolla durante un evento de deformación pre – Varisco.

Una foliación similar a la descrita aquí se ha observado en otras áreas de la Zona Axial como el Domo del Garona (García-Sansegundo y Alonso, 1989; García-Sansegundo 1990, 1996) y el macizo de Lys – Caillaouas (Pérez-Cáceres, 2012; García-Sansegundo *et al.*, 2014). En ambos sectores, esta foliación se relacionó con la discordancia del Ordovícico Superior cuyo origen se interpretó como producido por un evento extensional (García-Sansegundo, *et al.*, 2004, 2011). Por otra parte, la existencia de este evento extensional a finales del Ordovícico viene soportada por la presencia de mineralizaciones de Pb – Zn, que se han interpretado como generadas en un contexto extensional y que han sido datadas como Ordovícico Superior – Devónico Inferior en el Macizo de Lys-Caillaouas y el Domo del Garona (Cardellac, *et al.*, 1996; García-Sansegundo *et al.*, 2014). A su vez, apoyando esta interpretación, en los Pirineos Orientales se han identificado fallas normales que afectan a la parte inferior del Ordovícico Superior, a la discordancia y a los metasedimentos cambro-ordovícicos infrayacentes, que han sido interpretadas como originadas en relación con un evento extensional pre - Varisco (Casas y Fernández, 2007; Casas, 2010).

3.8.2 Estructuras D1

Las estructuras incluidas en este episodio de deformación están bien desarrolladas en el sector septentrional y mucho menos en el meridional. Se trata de pliegues de dirección aproximada E-O, tumbados y vergentes al norte que, en el sector septentrional, son de escala cartográfica (centenares de metros) con pliegues menores asociados y cuya foliación de plano axial es la principal

en la mayor parte del sector septentrional. Esta foliación se dispone generalmente subhorizontal y corresponde a un clivaje o a una esquistosidad de crenulación (S1) dependiendo del grado metamórfico en el que se generó. En el sector meridional las estructuras D1 corresponden a pliegues asimétricos de escala métrica a los que se asocia un clivaje de plano axial que en este sector es la primera foliación en desarrollarse. En ambos sectores, estas estructuras son las primeras estructuras Variscas que se forman y afectan tanto a las rocas de la sucesión pre-Caradoc como a las del Ordovícico Superior, Silúrico y Devónico.

En trabajos precedentes llevados a cabo en el área de estudio se pone de manifiesto la existencia de las estructuras D1 del presente trabajo. Así, Poblet (1991) interpreta que los sinclinales de Llavorsí y de Tor - Casamanya, son el resultado de la superposición de dos generaciones de pliegues, la primera caracterizada por pliegues kilométricos vergentes al norte y, por lo tanto, correlacionables con las estructuras D1 de esta tesis. La segunda generación de estructuras observada por este autor está representada por pliegues vergentes al sur con una foliación de plano axial muy bien desarrollada y que corresponden a la generación principal. Igualmente Poblet (1991) y Cirés et al. (1992) interpretan el anticlinal de la Massana como el resultado de una superposición de pliegues similar a la anterior, de forma que, las primeras estructuras, se pueden corresponder con las D1 de este trabajo. En el corte geológico realizado en los Pirineos Centrales a partir de la interpretación del perfil sísmico ECORS, Muñoz (1988) y Muñoz et al. (1993) dibujan el sinclinal de Llavorsí como un gran pliegue vergente al norte plegado posteriormente por otros pliegues de vergencia sur, por lo que la primera estructura en desarrollarse, también se puede considerar equivalente a las estructuras D1 de esta tesis. En zonas muy cercanas, como son el extremo oriental del domo del Hospitalet, Van den Eeckhout y Zwart (1988) describen pliegues de dirección E – O vergentes al norte que incluyen en un segundo evento de deformación varisca. Estos autores consideran los pliegues vergentes al norte como parte de la supraestructura que posteriormente serán deformados por la foliación y los pliegues que configuran la infraestructura.

Por otra parte, la presencia de pliegues Variscos vergentes al norte, correlacionables con las estructuras D1 del presente trabajo, ha sido puesta de manifiesto en otros puntos de la Zona Axial pirenaica. Así, estos pliegues fueron descritos por primera vez en el domo del Garona por Alonso (1979) y García-Sansegundo y Alonso (1989) quienes describen pliegues de escala kilométrica que llevan asociada una foliación de plano axial bien desarrollada. En áreas muy cercanas al domo del Garona (sinclinal del Valle de Aran y áreas adyacentes al macizo de la Maladeta) García-Sansegundo (1990, 1992, 1996) también identifica pliegues hectométricos con una foliación de plano axial asociada mucho menos desarrollada que en el caso del domo del Garona. Al sur del Valle de Arán, en el macizo de Lys – Caillaouas, Kriegsman (1989) realizó varios cortes geológicos, en la parte central

del macizo, en los que dibuja pliegues hectométricos vergentes al norte a los que se asocia la foliación principal subhorizontal. En los últimos años, en la parte suroccidental de este mismo macizo, Pérez – Cáceres *et al.* (2012) también reconocen pliegues vergentes al norte de escala kilométrica, localizados al norte de la falla de Eriste – Valarties y, finalmente, en el extremo oriental de este mismo macizo, concretamente en el área del Pass de Benasque, García-Sansegundo *et al.*, (2014) cartografían y describen un pliegue de escala kilométrica vergente al norte, con un flanco corto subvertical y un flanco largo subhorizontal cuya foliación de plano axial, es la principal en la zona.

3.8.3 Estructuras D2

Estas estructuras se reconocen en la mitad sur del sector septentrional y en el sector meridional de la zona de estudio, siendo en este último sector donde alcanzan un mejor desarrollo. Se incluyen en este episodio de deformación todos los pliegues derechos de dirección E - O (D2) que deforman a los pliegues vergentes al norte cuando coexisten con ellos, y son las estructuras principales del sector meridional y del extremo sur del sector septentrional. A ellos se asocia una foliación de crenulación (S2), desarrollada siempre en condiciones de grado metamórfico bajo o muy bajo, que es la dominante en el sector meridional donde pasa de una posición subvertical en la parte norte a presentar buzamientos moderados al norte en el sur.

En el sector septentrional se observan algunos cabalgamientos y zonas de cizalla cuya orientación coincide con la de los pliegues derechos D2 y que cortan a los pliegues vergentes al norte (D1). En las proximidades de dichos cabalgamientos y zonas de cizalla es más abundante la presencia de pliegues derechos que en áreas alejadas de ellos, por lo que se considera que cabalgamientos, zonas de cizalla y pliegues tienen una relación genética. Hacia el sur de la zona estudiada, van siendo gradualmente más abundantes los pliegues derechos, llegando a transponer a las estructuras D1 en el sector meridional. Por encima de las ampelitas del Silúrico, que al igual que ocurre en otros puntos de la Zona Axial de los Pirineos actúan como nivel de despegue, el desarrollo de las estructuras D2 llega a ser tan intenso que solo en casos esporádicos es posible reconocer las estructuras D1. En las ampelitas silúricas se observan numerosos cabalgamientos que convergen hacia su base, la mayoría de ellos tienen sentido de movimiento hacia el sur y deforman a la foliación S1. En posiciones estratigráficamente más altas están bien desarrollados los pliegues de propagación de falla asociados a los cabalgamientos y la foliación de plano axial de dichos pliegues (S2). En otros casos, los cabalgamientos cortan a los pliegues derechos (D2) y deforman a la foliación asociada a ellos, por lo que pueden ser interpretados como cabalgamientos fuera de secuencia respecto de los que van asociados a los pliegues. A la vista de lo expuesto se considera que los pliegues derechos y los

cabalgamientos son coetáneos, aunque se pueden desarrollar en distintos momentos dando lugar a más de una secuencia de cabalgamientos.

La actuación del Silúrico como nivel de despegue fue puesta de manifiesto en el sector meridional del área estudiada por Poblet (1991) y en otros puntos de la Zona Axial pirenaica, como es el caso del domo del Garona por Matte (1969) y García-Sansegundo (1990, 1992, 1996). En este último caso, el límite entre las estructuras subhorizontales y los pliegues derechos coincide casi exactamente con en el límite Ordovícico - Silúrico, donde en la base de las ampelitas silúricas se desarrolla un nivel de despegue en el que se enraízan numerosos cabalgamientos dirigidos hacia el sur con pliegues asociados que deforman a la foliación subhorizontal (S1). Hacia arriba estratigráficamente, estos pliegues están mucho mejor desarrollados (pliegues de propagación de falla) y la foliación subvertical asociada con ellos transpone las foliaciones previas.

La presencia en la zona estudiada de cabalgamientos y zonas de cizalla en el Silúrico parece tener un significado similar al explicado en el domo del Garona. Por otra parte, en el sector septentrional del área de estudio, la presencia de cabalgamientos situados en niveles estratigráficos por debajo de las ampelitas silúricas, a los que se asocian pliegues derechos (D2) con la misma orientación, también parece indicar un origen genético común entre ambas estructuras. Por lo tanto, es factible asumir la existencia de un nivel de despegue más bajo localizado en la sucesión pre -Caradoc en el que se enraícen estos cabalgamientos. La existencia de este nivel de despegue más profundo podría explicar la transición gradual observada entre los sectores septentrional y meridional de la zona estudiada. En el mismo sentido y con una explicación similar a la anteriormente descrita, Carreras y Cirés (1986) observan que, hacia el oeste y estratigráficamente hacia arriba en la serie pre-Caradoc, la falla de Merens pasa lateralmente a zonas de alta deformación con pliegues derechos de dirección E – O. A su vez, cabalgamientos enraizados por debajo de las ampelitas silúricas y que marcan un cambio en el estilo de deformación se han observado recientemente en otros puntos de la Zona Axial como el macizo de Lys – Caillaouas, donde Pérez – Cáceres et al. (2012) interpreta la falla de Eriste – Valarties como un cabalgamiento, con su nivel de despegue situado en la serie Jujols o por debajo de ella, responsable de la distribución espacial de las estructuras variscas en esa zona.

En diversos puntos del sector septentrional de la zona de estudio, concretamente en Arcalis y en el valle de Sorteny, se ha reconocido un débil clivaje de crenulación desarrollado sobre la S1 y, en algunos casos, asociado a pliegues laxos, subverticales de dirección N – S. Estos pliegues son posteriores a las estructuras D1 y, aunque coexisten con pliegues derechos de dirección E – O (D2), debido a su desarrollo local, no ha sido posible establecer la relación temporal con ellos. Sin embargo, pliegues N – S con clivaje de crenulación asociado fueron descritos en el Noroeste de

Andorra por Cires (1996), quien los consideró como pertenecientes a un episodio de deformación posterior al de la foliación subhorizontal (D1) y anteriores a los pliegues derechos de dirección E – O (D2). En el domo del Garona también se han reconocido pliegues derechos de dirección NO – SE posteriores a las estructuras vergentes al norte y previos a los pliegues derechos de dirección E – O (Alonso, 1979, García-Sansegundo y Alonso, 1989).

3.8.4 Estructuras D3

Las estructuras pertenecientes a esta generación solamente se reconocen en las rocas metasedimentarias colindantes al domo del Hospitalet. En esta generación de estructuras se han incluido: la rotación de porfiroblastos de estaurolita, la esquistosidad subhorizontal (S3) que rodea los porfiroblastos de estaurolita y andalucita, sin que se observen pliegues asociados con ella, y estructuras S – C' propias de zonas de deformación por cizalla.

A la vista de los datos de campo y del estudio de las láminas delgadas, la foliación S3 presenta una posición subhorizontal coincidente con la de la foliación principal del sector septentrional (S1), lo que hace difícil reconocer las relaciones temporales entre ellas. Parece que en la mayoría de las ocasiones la fase de deformación D3 produce el reaplastamiento de la S1 y solamente en aquellas zonas donde la S3 presenta un buen desarrollo se observa el crecimiento de biotita y moscovita en los dominios de clivaje de la S1 definiendo la S3. A su vez la deformación D3 produce la rotación de los porfiroblastos de andalucita y estaurolita previamente desarrollados que, eventualmente, pueden conservar en su interior la S1. Este tipo de estructuras fueron reconocidas en la zona de tesis por Mezger (2005) quien, con base en las relaciones entre deformación y metamorfismo, propuso una secuencia de eventos tectono – metamórficos: (i) evento de deformación no coaxial, posterior al desarrollo de la foliación principal subhorizontal, que dará lugar a la rotación de porfiroblastos de estaurolita y andalucita; (ii) evento magmático; (iii) con posterioridad o durante el pico metamórfico, desarrollo de una deformación por cizalla de carácter local.

En el presente trabajo, se ha considerado que el desarrollo de todas las estructuras D3 se produjo en un mismo episodio de deformación ya que todas ellas se concentran en torno al contacto con el domo del Hospitalet y temporalmente están ligadas a un evento tectónico relacionado con el climax del metamorfismo de baja presión y alta temperatura presente en la zona. Por otro lado, este evento tectono-metamórfico está relacionado con el ascenso de magmas que solo llegan a aflorar en superficie en forma de sills. La edad obtenida para el granito peraluminíco de Ax-les-Thermes, localizado en el núcleo del domo gnéisico del Aston, y que por otra parte marcará la edad de las últimas estructuras Variscas de la zona, es de 306.2 ± 2.3 Ma (Denèle *et al.*, 2011). Esta edad es

coherente con la de la mayoría de los granitos variscos de los Pirineos que intruyeron en un contexto extensional durante las etapas tardías de la orogenia Varisca.

En coherencia con lo señalado anteriormente, la zona en la que se han observado las estructuras D3 coincide casi exactamente con la zona de deformación milonítica situada en el contacto gneis – metasedimentos (*CHSZ*) y definida por Van den Eeckhout (1986) al suroeste del domo de Hospitalet. A partir de diferentes elementos observados en la fábrica, tales como lineaciones minerales, porfiroblastos rotados, boudinage, etc, este autor caracteriza esta zona como el resultado de dos eventos *trans/extensivos* tardíos de deformación varisca, que tuvieron lugar después del climax metamórfico en un contexto general extensional. En esta tesis se ha comprobado que las estructuras D3 son coincidentes con esta zona de alta deformación extensional, sin embargo, su desarrollo es local, restringido únicamente a las zonas próximas a los domos, y no se encuentra generalizado, tal y como fue propuesto por Van den Eeckhout (1986).

En otros puntos de la Zona Axial pirenaica se han observado estructuras típicas de deformación por cizalla, tales como porfiroblastos rotados, estructuras S – C y S – C', asociadas a un evento de deformación post-D1. Por ejemplo, en el domo de Bossòts, Mezger y Passchier (2003) consideran estas estructuras como el resultado de un evento de deformación no coaxial producido en un contexto general extensional. Según estos autores, esta extensión precedió a la intrusión del granito de Bossots (tardi - Varisco) cuyo ascenso habría generado estructuras propias de una deformación coaxial. Así mismo Mezger y Passchier (2003) consideran que todas estas estructuras se desarrollan previamente a los pliegues E - O que configuran los rasgos generales del Domo de Bossost (que corresponderían con las estructuras D4 de García-Sansegundo 1992, 1996) y que podrían ser Alpinos. También en el macizo de Lys – Caillaouas, Perez – Cáceres (2012) describe un episodio de deformación con una débil componente de deformación por cizalla asociada que tendría lugar con posterioridad al primer episodio de deformación descrito en la zona y caracterizado por una foliación subhorizontal. Después de la rotación de los porfiroblastos y en relación con la intrusión del granito de Lys – Caillaouas, Pérez – Cáceres (2012) describe evidencias de un aplastamiento que reestructura la foliación subhorizontal alrededor de los cristales previamente rotados dando lugar a una nueva foliación externa que rodea el cristal, situación ésta muy similar a la descrita en este trabajo.

En los dos casos descritos anteriormente, las estructuras D3 son claramente posteriores a las estructuras D1, sin embargo, la relación entre la esquistosidad S3 y el clivaje S2 es difícil de observar, tanto en el campo como en lámina delgada, ya que no suelen coexistir ambas foliaciones. Por otra parte, en la zona estudiada en el presente trabajo, esta relación es también difícil de observar en el
campo y solo en algunas láminas delgadas procedentes del extremo sur del sector septentrional se ha observado la relación de la S2 con el metamorfismo como se describirá en el siguiente apartado.

3.9 Metamorfismo

Las rocas de la Zona Axial pirenaica están afectadas por un metamorfismo varisco de baja presión y alta temperatura, pudiéndose decir que, en general, las rocas más profundas de la sucesión sedimentaria son las que presentan mayor grado metamórfico. En un recorrido de dirección E-O por la Zona Axial pirenaica, se ha observado una oblicuidad del metamorfismo respecto a la estratigrafía, de modo que, al este, el metamorfismo en facies anfibolítica afecta exclusivamente a rocas de edad Cambro – Ordovícica, mientras que al oeste, son las rocas devónicas las afectadas por esta facies metamórfica (Liesa, 2004). Por otra parte, los ortogneises que afloran en los niveles profundos de la mayoría de los macizos pirenaicos, como los del Aston – Hospitalet de la zona estudiada, han sido considerados por algunos autores como un posible zócalo Precámbrico (Cavet, 1957; Autran *et al.*, 1966; Autran y Guitard, 1969; Guitard, 1970), lo cual ha sido motivo de controversia durante mucho tiempo, ya que otros autores (Jäger y Zwart, 1968; Zwart, 1979; Sebastián, 1981; Soula, 1982) los interpretaron como derivados de un cuerpo intrusivo de edad ordovícica, intercalado en la serie. Actualmente no se descarta la existencia de un zócalo pre-varisco, si bien, en los últimos años, los nuevos datos obtenidos en diferentes macizos de la Zona Axial pirenaica apuntan a una edad Ordovícico Medio para el emplazamiento del protolito granítico (Ver tabla 3.1).

Ortogneises	Metodo	Edad (Ma)	Referencia
Canigou	U-Pb (circones)	473 ± 4 Ma	(Cocherie <i>et al.,</i> 2005)
Roc de France	U-Pb (circones)	477 ± 4 Ma	(Cocherie <i>et al.,</i> 2005)
Aston	U-Pb (circones)	470 ± 6 Ma	(Denèle <i>et al.,</i> 2009)
Hospitalet	U-Pb (circones)	472 ± 2 Ma	(Denèle <i>et al.,</i> 2009)

Tabla 3.1. Datos de edades publicadas en los últimos años para diferentes ortogneises de la Zona Axial

Denèle *et al.* (2009) interpretaron los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet, presentes en el área estudiada, como lacolitos graníticos emplazados en metapelitas cambro – ordovícicas. Asimismo, estos autores sugieren que los lacolíticos tuvieron una influencia relevante en el comportamiento mecánico y térmico de la corteza varisca de los Pirineos, actuando como pantallas durante el ascenso de magmas calco-alcalinos. Esta interpretación se basa en la existencia en la zona de numerosos sills per-alumínicos, desconectados de los cuerpos graníticos, tanto en el caso de los paragneises anatécticos como en el de las metapelitas. Asimismo, Denèle *et al.* (2009) relacionaron este magmatismo con granitos calco – alcalinos emplazados como sills de espesor métrico a hectométrico en la corteza media y les atribuyeron una edad de aproximadamente 315 Ma, con base en datos de otros afloramientos de los Pirineos similares a estos (macizo del Agly, Respaut *et al.*, 1983; Olivier *et al.*, 2004). A estos sills se les considera responsables de la inducción de una anomalía térmica en los ortogneises, de la fusión parcial de estas rocas y del metamorfismo de baja presión y alta temperatura presente en la zona.

La variación de las características del metamorfismo varisco de los Pirineos en relación con las rocas (gneas que intruyeron en diferentes niveles corticales fue propuesta por Autran *et al.* (1970), quienes diferenciaron tres grandes grupos de intrusiones: (i) *intrusiones en macizos inferiores*; (ii) *intrusiones en macizos intermedios* e (iii) *intrusiones en macizos superiores*. (i) Las *intrusiones en macizos inferiores* corresponden a pequeños cuerpos (gneos intruidos en los niveles más profundos de la serie y que afloran en los macizos Nor-pirenaicos, en las escamas tectónicas de Lherz y en el macizo vasco de Ursuya. (ii) *Las intrusiones en macizos intermedios*, se producen en la parte alta de la facies anfibolita, normalmente corresponden a leucogranitos peralumínicos y pegmatitas de escala decamétrica a kilométrica y no suelen producir metamorfismo de contacto. (iii) Las intrusiones en macizos superiores pueden alcanzar el centenar de kilómetros cuadrados, con el techo emplazado en rocas metamórficas de bajo grado y la base en zonas de medio – alto grado y presentan una aureola de contacto mejor desarrollada en la zona superior que en la inferior. En este trabajo Autran *et al.* (1970) consideran que la parte sur del macizo del Aston, incluida en el área estudiada en esta tesis, presenta características metamórficas relacionables con las intrusiones (gneas situadas en niveles intermedios.

En el área de estudio se observan unas zonas donde el metamorfismo varisco nunca sobrepasa la zona de la moscovita - clorita (sector meridional) y otras donde se pueden alcanzar condiciones de alto grado metamórfico (sector septentrional). El origen de este metamorfismo, a la vista de los antecedentes expuestos (Autran *et al.,* 1970; Denèle *et al.,* 2009), debe buscarse en intrusiones ígneas situadas en niveles intermedios de la corteza, las cuales dan lugar a un aumento de la temperatura en la zona, sin llegar a desarrollar metamorfismo de contacto. A grandes rasgos, en los sectores con mayor grado metamórfico, las isogradas del metamorfismo se disponen diseñando una aureola entorno a los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet y, según Alías (1995), presentan forma de domo en relación con la foliación subhorizontal dominante en la zona.

Con base en estudios previos (Alías, 1995; Mezger, 2005) y a partir de datos de campo y de análisis microscópicos, en el sector septentrional, se han podido diferenciar seis zonas metamórficas que son: zona moscovita - clorita, zona biotita, zona granate, zona andalucita – estaurolita -

cordierita, zona estaurolita out y zona sillimanita (Ver mapa anexo). Como se ha indicado arriba, las isogradas de este metamorfismo presentan un trazado aproximadamente concéntrico respecto a los domos del Astón y Hospitalet, encontrándose las de menor grado metamórfico próximas al sinclinal de Tor – Casamanya y en las áreas más alejadas, de la parte occidental del domo del Hospitalet. Por su parte, las isogradas de mayor grado de metamorfismo se sitúan al oeste del macizo del Aston. Al sur de la falla de Merens existen buenos afloramientos de las zonas con metamorfismo de grado intermedio, donde las zonas de la biotita y de la andalucita se encuentran separadas por una estrecha zona del granate. En el sector meridional el grado metamórfico es muy bajo y nunca supera la zona moscovita - clorita, por lo que el estudio del metamorfismo en este trabajo se ha centrado esencialmente en el sector septentrional.

A continuación se exponen las características de la zonación metamórfica arriba propuesta, esencialmente desde un punto de vista de la estructura, a partir de las relaciones blastesis – deformación que consisten en el análisis de la cronología de crecimiento de los minerales de la matriz y de los porfiroblastos en relación con la deformación.

* Las abreviaturas utilizadas para nombrar a los minerales metamórficos se han tomado de Kretz, (1983).

<u>3.9.1 Zona de la moscovita – clorita</u>

Esta zona metamórfica afecta a la alternancia de lutitas y areniscas del tramo superior de la serie pre – Caradoc equivalente a la Fm. Alins que aflora al norte del sinclinal de Tor – Casamanya (valles de Comapedrosa, Pla de l'Estany y Vall de Riu), donde se observa el crecimiento de los siguientes minerales: moscovita, clorita, cuarzo, feldespato y como accesorios: minerales opacos (sulfuros, materia orgánica), turmalina, zircones y ocasionalmente apatito.

Moscovita

La moscovita (Ms) se dispone paralela a la fábrica planar S1 y está plegada por micropliegues D2 que producen la deformación de los cristales de moscovita. Esta situación permite considerarla como un mineral pre-S2 y posiblemente sin-S1. En algunos casos puede observarse paralela a la S2, lo que indicaría que la moscovita siguió creciendo durante la fase de deformación D2.

Clorita

La clorita (Chl) se observa paralela tanto a la fábrica S1 como a la S2, lo que indicaría que el crecimiento de este mineral, al igual que ocurre con la moscovita, se produjo coetáneamente con ambas fases de deformación.

En esta zona metamórfica también se observan blastos de clorita – moscovita (figura 3.50a) en los que se distingue un bandeado de ambos minerales que ha sido interpretado por diferentes

Capítulo 3. - Estructura

autores como producto de la transformación de los minerales de la arcilla durante el metamorfismo de enterramiento (Craig et al. 1982; Weaver, 1984; Dimberline, 1986; Bons, 1988). Estos blastos se encuentran siempre en los microlitos, limitados y disueltos por la foliación S2 por lo que se interpretan como anteriores a la fase de deformación D2.

3.9.2 Zona de la biotita

En general, la aparición de biotita en relación con el metamorfismo, no cambia significativamente el aspecto de campo de las rocas respecto a la zona anterior, siendo el buen desarrollo de cristales de biotita la característica microscópica más relevante. Esta zona está bien representada al sur de la falla de Merens y la asociación mineral que la caracteriza está compuesta por: biotita, cuarzo, moscovita, clorita, feldespato y, como accesorios, minerales opacos, turmalina y apatito.



Figura 3.50. (a) Aspecto de una muestra procedente de la zona de la moscovita – clorita en la que se aprecia los blastos de clorita creciendo en los microlitos de la foliación S2. (b) y (c) Estas dos fotos corresponden a dos muestras procedentes de la zona de la biotita. (b) En esta lámina se aprecia la foliación S1 subparalela a S0 y la foliación previa S_E marcada por la orientación de los granos de cuarzo que se disponen oblicuos a los planos de la foliación regional S1. (c) Arcos poligonales de moscovita que mimetizan a la foliación previa S_E en la zona de charnela de un micropliegue D1. (d) Muestra procedente de la zona del granate, donde la foliación dominante (S1) viene marcada por los cristales de biotita orientados preferentemente y donde se aprecia un porfiroblasto de Grt idiomorfo pos-tectónico con respecto a S1.

Biotita

La biotita (Bt) se observa paralela a la foliación principal del sector septentrional (S1) que, en la mayoría de las muestras, viene definida por dominios de clivaje ricos en biotita y microlitos ricos en cuarzo. En muchos casos los cristales de cuarzo se encuentran orientados de manera oblicua a los dominios de clivaje indicando la existencia de una fábrica previa (SE) (figura 3.50b). En algunas láminas delgadas se han podido observar cristales de biotita paralelos al plano axial de los pliegues D1, lo que indica que la biotita se desarrolló bien contemporáneamente con S1 o posteriormente creciendo miméticamente sobre ella (Passchier & Trouw, 2005).

Moscovita

La moscovita en esta zona metamórfica se observa principalmente en los microlitos de la foliación dominante S1, microplegada por efecto de la deformación D1 y reflejando la existencia de una fábrica planar previa (SE). En muchas ocasiones se encuentra formando arcos poligonales mimetizando a la foliación previa (SE) (figura 3.50c). También pueden observarse cristales de moscovita en los dominios de clivaje creciendo paralelos a la foliación dominante D1. Ambas situaciones indicarían que este mineral creció también en relación a la fase de deformación D1.

3.9.3 Zona del granate

En la zona estudiada, la zona granate se presenta como una estrecha banda situada entre la zona biotita y la zona andalucita, ambas definidas por Alias (1995), que si bien reconoció porfiroblastos de granate en ambas zonas, no cartografió una zona del granate independiente. Con base en los estudios microscópicos realizados en este trabajo se ha podido delimitar una pequeña banda, correspondiente a la zona del granate, en la que existe un buen desarrollo de este mineral, pero en la que no se observa el crecimiento de andalucita, estaurolita y cordierita.

La asociación mineral que caracteriza esta zona está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita, granate, moscovita y como accesorios: minerales opacos, turmalina y zircón. Los porfiroblastos de granate muestran un tamaño mayor que el resto de minerales, entre 1,5 y 3 mm, y son claramente visibles en muestra de mano, principalmente en los niveles más cuarcíticos (figura 3.51) donde presentan mejor desarrollo que en los niveles pelíticos.

Granate

Los granates (Grt) presentan inclusiones de cuarzo y minerales opacos sin orientación aparente y son claramente pos-tectónicos con respecto a la foliación principal (S1), que viene marcada por la orientación de cristales de biotita que crecen paralelos a la foliación principal subhorizontal S1 (figura 3.50d).

3.9.4 Zona de la andalucita – estaurolita - cordierita

Esta zona aflora al norte y al sur de la falla de Merens. En el domo del Aston, se reconoce en el área de los estanys de Tristaina, y corresponde a una franja de dirección N – S mientras que en el domo del Hospitalet se extiende por la cabecera del valle del Ordino del Nord y más al este en los valles de Ransol e Incles (Ver mapa anexo). Las rocas que afloran en esta zona metamórfica corresponden a esquistos, formados a partir de rocas filosilicatadas, con porfiroblastos centimétricos. Los minerales que caracterizan esta zona son por orden de importancia: andalucita (And), estaurolita (St), cordierita (Crd), y otros minerales como: cuarzo, biotita, moscovita, clorita y granate; como accesorios: minerales opacos, zircón, turmalina y apatito. En algunas de estas muestras se observa clorita procedente de la retrogradación de la biotita y porfiroblastos, principalmente de feldespato, alterados a sericita.



Figura 3.51. Aspecto de campo de un nivel de cuarcitas de la serie pre-Caradoc en el que se aprecian granates con tamaños entre 2 y 5 mm.

Las principales asociaciones minerales reconocidas en esta zona metamórfica por Alías (1995) son: St-Crd, St -And±Crd y Gn- St -And y para ellas estableció el orden más común de cristalización de los diferentes porfiroblastos. En la primera asociación (St-Crd) la estaurolita siempre cristaliza antes que la cordierita. Para la segunda (St And±Crd) la estaurolita vuelve a ser la primera en formarse seguida de andalucita y al mismo tiempo o ligeramente después, la cordierita.

Finalmente, para la tercera asociación (Gn- St- And), el granate es el primero en crecer, posteriormente se produce la formación de estaurolita y finalmente la de andalucita. A grandes rasgos, en el estudio realizado en el presente trabajo se han observado las mismas asociaciones minerales, si bien, cierta distribución espacial de cada una de estas asociaciones podría estar condicionada por la naturaleza original de la roca. Normalmente, la asociación St - Crd se ha encontrado en las proximidades del macizo del Hospitalet, (valle de Ransol), mientras que la asociación Gn- St- And- se ha observado mayoritariamente en las láminas procedentes de la zona de Tristaina, cercana al macizo del Aston. Por otra parte, este orden de cristalización ha podido relacionarse con los eventos de deformación propuestos para la zona de estudio en el presente trabajo.

Andalucita

Este mineral se reconoce fácilmente en el campo alcanzando tamaños comúnmente entre 2 y 5 centímetros. En lámina delgada, los porfiroblastos de andalucita pueden presentar un hábito xenoblástico, de aspecto esquelético, que engloba la matriz o bien un hábito subidioblástico con inclusiones de cuarzo, minerales opacos y biotita. En los primeros se conserva la orientación tanto de la foliación principal del sector septentrional (S1) como de la foliación crenulada por ella (SE) (figura 3.52a) lo que indica el carácter postectónico de este mineral con respecto a la fase de deformación D1. En el caso de los porfiroblastos subidioblásticos se observa que las inclusiones de biotita son marcadamente idioblásticas y muestran la traza de S1 y de SE esta última representada por arcos poligonales de biotita y también de moscovita.

Estaurolita

Este mineral, por su forma prismática y su color caramelo, se reconoce bien en el campo, donde muestra tamaños de hasta 1 cm. En lámina delgada se observa que posee inclusiones principalmente de cuarzo y de minerales opacos que, generalmente, presentan un tamaño más pequeño que los cristales de la matriz, lo que indicaría que la estaurolita creció antes de la cristalización final de esta (Alias, 1995). También existen ejemplares esqueléticos de estaurolita en los que se mimetizan los micropliegues presentes en la matriz producidos por efecto de la deformación principal D1 sobre la foliación previa SE, lo que indicaría el carácter postectónico de este mineral con respecto a esta fase de deformación. Por otra parte, en las muestras procedentes del valle de Ransol y de Incles, muy próximas al contacto con el domo del Hospitalet, se observan inclusiones que marcan una foliación interna recta o laxamente plegada (S1) y una foliación externa definida esencialmente por la orientación preferente de cristales de biotita que rodea a los porfiroblastos de estaurolita (figura 3.52b). Esta fábrica planar que posee una disposición

subhorizontal muy similar a la foliación dominante en el sector septentrional (S1) corresponde a la foliación S3 identificada, únicamente, en las áreas más próximas al domo del Hospitalet. Esta disposición indica el carácter inter - sin – tectónico de la estaurolita, entre la fase de deformación principal D1 y la fase D3 posterior. Es decir que creció después de la formación de S1 y antes o durante el desarrollo de la S3.



Figura 3.52. Muestras de la zona andalucita – estaurolita – cordierita procedentes de diferentes puntos del sector septentrional. (a) En este caso la mayor parte de la foto está ocupada por un porfiroblasto de andalucita en el que se diferencia la foliación S1 crenulando a la foliación previa (S_E). (b) Muestra procedente de las proximidades del domo del Hospitalet, en la que la foliación presente en la matriz se adapta al porfiroblasto de estaurolita que contiene las trazas de la foliación S1 suavemente plegadas y marcadas por inclusiones de cuarzo y minerales opacos. (c) y (d) Muestra procedente de la parte sur del sector septentrional. (c) Porfiroblasto de cordierita ocupando la mitad inferior de la fotografía. En el borde del porfiroblasto puede observarse como se introduce la foliación S1 plegandose. En la matriz se aprecia la foliación S1 crenulada por la foliación S2 (d). A su vez, en la matriz se observan porfiroblastos de biotita, algunos de ellos en los microlitos de la foliación S2, poseen bordes oquerosos y contienen inclusiones de cuarzo y minerales opacos que dibujan la traza de S1 y otros que poseen bordes rectos y crecen tanto sobre S1 como sobre S2.

Cordierita

En el campo se observan cristales de cordierita de hasta 2 cm y se diferencia por su forma redondeada y color gris oscuro (figura 3.53). A escala microscópica, presenta inclusiones muy pequeñas de cuarzo y minerales opacos que definen una foliación interna, que fuera del

porfiroblasto, se continúa con la foliación principal del sector septentrional S1. La relación entre las foliaciones interna y externa, indican el carácter postectónico del porfiroblasto respecto a la fase de deformación D1. En alguna muestra situada al sur del sector septentrional, la foliación S1, coincidiendo con el borde del cristal de cordierita, se curva (figura 3.52c) lo que indicaría un carácter sin-tectónico del cristal respecto a la D1. Es frecuente encontrar los porfiroblastos de cordierita pseudomorfizados a clorita y moscovita, lo que dificulta la observación de las relaciones blastesis – deformación.



Figura 3.53. Aspecto de campo de la serie pre-Caradoc en la zona andalucita – estaurolita – cordierita en la que se aprecian porfiroblastos de cordierita con formas ovaladas y tamaño centimétrico.

Granate

Los porfiroblastos de granate observados en las láminas delgadas de la zona de la andalucita – estaurolita - cordierita presentan un tamaño menor que los observados en la zona del granate (0,5 – 1,5 mm), tratándose de cristales idiomorfos que, en algunos casos, muestran inclusiones de cuarzo. En las muestras observadas en este trabajo, las inclusiones no definen una foliación interna por lo que su relación con la foliación externa (S1) sobre la que crece el porfiroblasto indicaría un carácter post-cinemático respecto a la foliación principal S1. Por otra parte, Alias (1995) señala la existencia de granates sin-cinemáticos con el desarrollo de la foliación principal en esta zona metamórfica.

Capítulo 3. - Estructura

Biotita

Dentro de esta zona metamórfica, en las secciones perpendiculares a la dirección de la foliación dominante y, principalmente, en las paralelas a la dirección de crecimiento mineral se observa que las biotitas crecen paralelas a la foliación dominante S1. En las secciones perpendiculares a la foliación principal, en los microlitos, se aprecian cristales de biotita que mimetizan la foliación anterior SE formando arcos poligonales, lo que indica que la biotita pudo seguir creciendo durante los últimos estadios de la fase de deformación D1 o posteriormente a ella. Por otra parte, también se identifican porfiroblastos de biotita con inclusiones de cuarzo subredondeado y minerales opacos, generalmente rectas. En la parte sur del sector septentrional, se encuentran porfiroblastos biotíticos con bordes oquerosos que crecen preferentemente en los microlitos de la foliación S2, mientras que las inclusiones marcan el trazado de la foliación principal S1. En esta misma zona se observan otros porfiroblastos de biotita, con bordes rectos, en los que se aprecia la traza del dominio de clivaje S2 dentro de ellas, lo que indica su carácter pos-tectónico respecto tanto a D1 como a D2 (figura 3.52d).

Moscovita

En general, dentro de esta zona metamórfica, la moscovita se encuentra mimetizando la foliación SE en los microlitos de la foliación principal S1. Sobre los cristales originales deformados y crenulados por los micropliegues D1, recristaliza moscovita como arcos poligonales. En algunas ocasiones, también se aprecian cristales de moscovita creciendo según la foliación principal S1 que, en algunas láminas de la parte sur del sector septentrional, se encuentra crenulada por la foliación S2, por lo que su cristalización tuvo lugar durante la fase de deformación D1.

Clorita

La clorita procede de la retrogradación de los cristales de biotita, tanto cuando crece paralela a la foliación principal S1 como en los microlitos de la foliación S2.

3.9.5 Zona de la estaurolita out

La zona estaurolita *out* se sitúa entre las zonas de la andalucita y de la sillimanita y aflora en el área de los estanys de Tristaina y en la cabecera del valle de Ransol. Esta zona fue definida por Alias (1995) y viene marcada por la desaparición de estaurolita por pseudomorfización a moscovita. Esta no es una zona metamórfica en sentido estricto, sino que representa una transición que corresponde a una isograda de reacción cartografiable a lo largo de un área extensa.

Los minerales que caracterizan esta zona por orden de importancia son: estaurolita, andalucita, biotita, moscovita, granate, cuarzo, feldespato y cordierita. Entre los accesorios destaca la

turmalina, zircón y, en menor medida, minerales opacos. En general, en esta zona metamórfica, el grado de cristalización es mayor que en la anterior por lo que es más difícil establecer las relaciones de crecimiento de los porfiroblastos con la deformación. Las asociaciones minerales de la zona de la andalucita, St-And±Crd y Gnt-St-And, definidas por Alias (1995) se mantienen en esta zona metamórfica y, al igual que ocurría en la zona anterior, la cristalización de estaurolita y granate se produce siempre antes que la de cordierita y andalucita, si bien, en esta zona metamórfica la cordierita es poco abundante.

Estaurolita

Los porfiroblastos de estaurolita en esta zona son de menor tamaño que en la anterior y, en muchos casos, se encuentran rodeados por una corona de moscovita (figura 3.54a) o incluidos en porfiroblastos de andalucita o cordierita, lo que indica un crecimiento anterior al mineral que la incluye.

Andalucita

Al igual que ocurría en la zona anterior, se observan porfiroblastos de andalucita de hábito xenoblástico que presentan inclusiones de minerales opacos, cuarzo y biotita. Los minerales opacos marcan la traza de la foliación principal S1 recta y crenulando a la foliación SE (figura 3.54b). En algunas de estas muestras, el grado de cristalización de la matriz ha borrado prácticamente la traza de ambas foliaciones, lo que indica que la andalucita es post-cinemática respecto a la foliación S1.

Moscovita

En esta zona es especialmente abundante la moscovita que, por una parte, se encuentra rodeando a los porfiroblastos de estaurolita y sustituyendo a la estaurolita desestabilizada y, por otra, es abundante también en la matriz, donde sobrecrece a la biotita que define la foliación principal S1.

3.9.6 Zona de la sillimanita

La zona de la sillimanita es la de mayor extensión en el extremo norte del área de estudio, encontrándose inmediatamente al oeste del domo del Aston. Se extiende desde los estanys de Tristaina hasta la cabecera del valle de Rialb. La asociación mineral que la caracteriza está compuesta por sillimanita (fibrolita), cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa y ocasionales porfiroblastos de andalucita. Como accesorios destaca la turmalina sobre zircón y apatito.



Figura 3.54. Muestras de las zonas de la estaurolita – *out* (a y b) y de la sillimanita (c y d). (a) Porfiroblasto de estaurolita rodeado por una corona de moscovita producto de la pseudomorfización de estaurolita a moscovita, característica de la zona estaurolita – *out*. (b) Porfiroblasto de andalucita que conserva en su interior inclusiones de minerales opacos y biotita marcando las trazas de la foliación dominante (S1) que crenula a la foliación previa (SE). (c) Sillimanita de hábito fibroso intercreciendo con cristales de biotita. (d) Ejemplo de pseudomorfización por sillimanita de un porfiroblasto, probablemente de andalucita, y las sombras de presión asociadas a este.

En esta zona metamórfica el grado de cristalización de la roca es mayor y los porfiroblastos son escasos lo que dificulta el reconocimiento de las relaciones blastesis - deformación.

Sillimanita (fibrolita)

En algunas muestras se puede observar sillimanita intercrecida en cristales de biotita (figura 3.54c) o pseudomorfizando a porfiroblastos de andalucita o cordierita y, en el caso de que existan sombras de presión asociadas a los porfiroblastos, la sillimanita crece sobre todo el conjunto (figura E54d).

Biotita

Generalmente, cuando puede observarse la foliación dominante (S1) en la matriz de las rocas de esta zona metamórfica, la biotita viene marcada por la orientación preferente de los cristales de

Capítulo 3. -Estructura

biotita. Esto queda especialmente patente en las secciones paralelas a la dirección de crecimiento del mineral, en las que incluso los cristales de cuarzo se encuentran orientados con su eje largo en la misma dirección.

Capítulo 4. INTERPRETACION Y DISCUSIÓN

4.1 Interpretación estructural de la zona de estudio

Considerando las características estratigráficas y estructurales expuestas en esta tesis, en el área de estudio se han podido identificar diferentes fases de deformación que tuvieron lugar principalmente durante la orogenia Varisca (tabla 4.1). Además de las estructuras variscas, se han reconocido otras originadas en eventos de deformación anteriores y a todas ellas se superponen las estructuras alpinas que dieron lugar al Orógeno Pirenaico.

Evento extensional pre-Varisco

En la sucesión pre-Caradoc del área estudiada, representada por las formaciones Alos de Isil, Lleret-Bayau y Alins, que afloran principalmente en el macizo de la Pallaresa, las zonas de contacto con los domos del Aston y del Hospitalet y en el anticlinal de La Massana, se observa un clivaje pizarroso (SE) al que no se han observado pliegues asociados. Dado que afecta únicamente a rocas anteriores al Ordovícico Superior y que no se han reconocido estructuras compresivas asociadas con este clivaje, se considera que representa una etapa de deformación pre-Varisca relacionada con un evento extensional que tendría lugar antes del Caradoc. Este evento extensional ha sido corroborado y bien caracterizado en diferentes áreas de los Pirineos centrales y orientales.

En los Pirineos centrales, como es el caso del domo del Garona y del macizo de Lys – Caillaouas, se ha identificado un clivaje similar al observado en la zona estudiada en esta tesis. Además, en estos sectores, la sucesión del Ordovícico Superior se dispone discordante sobre la sucesión pre-Caradoc infrayacente y contiene mineralizaciones de Pb – Zn cuyo origen, al igual que el de la discordancia, se ha interpretado en relación a un evento extensional pre-Varisco, si bien, existen evidencias de su posterior removilización durante la etapa compresiva Varisca (Alonso, 1979; García-Sansegundo y Alonso, 1989; García-Sansegundo *et al.* 2004, 2011). Por otra parte, apoyando el origen extensional de las mineralizaciones primarias, estos mismos autores han obtenido una edad tipo comprendida entre el Ordovícico Superior – Devónico Inferior y las han interpretado como de tipo SEDEX o Mississippi Valley, (Cardellac, *et al.*, 1996; García-Sansegundo *et al.*, 2014).

Fase Alpina	Fase Tardivarisca	Fase Varisca D3	Fase Varisca D2	Fase Varisca D1	Fase Prevarisca	
			Pliegues D2	Pliegues D1		Pliegues
		Esquistosidad S3	Foliación de crenulación S2	Clivaje / esquistosidad de crenualación S1	Clivaje pizarroso Se	Foliación
Cabalgamientos			Cabalgamientos D2			Cabalgamientos
	Fallas directas		Fallas inversas D2			Fallas
zonas S - C	zonas S - C'	zonas S - C' D3	zonas S - C D2			Zonas de cizalla
		E - O a NO - SE	E - O a ONO - ESE	E-0		Dirección
	30° - 40° norte		45° - 80° norte	0° - 40° sur	¿? 20° - 30° norte	Buzamiento

En los Pirineos orientales, se han reconocido fallas normales que afectan a las formaciones de la base del Ordovícico Superior, a la discordancia y a la sucesión pre-Caradoc infrayacente. Estas fallas provocan importantes variaciones de espesor y de tamaño de grano en las formaciones del Ordovícico Superior, lo que evidencia la contemporaneidad entre el desarrollo de las fallas y la sedimentación de la serie. Por otra parte, estas fallas fueron relacionadas por Casas (2010) con el extenso vulcanismo descrito en los Pirineos durante el Ordovícico Superior, datado en los Pirineos orientales en 455 ± 2 Ma (Navidad *et al.* 2010; ID-TIMS U-Pb sobre Zr) y originado en un contexto tectónico extensional (Casas, 2010; Navidad *et al.* 2010).

Eventos compresivos Variscos: D1 y D2

Sobre el clivaje pizarroso (SE), en el macizo de la Pallaresa y en las áreas próximas a los domos del Aston y del Hospitalet, se ha desarrollado una foliación tectónica (S1) cuyas características varían desde un clivaje a una esquistosidad de crenulación, en función del grado metamórfico en el que se generó. Esta foliación, esencialmente subhorizontal, es la principal en prácticamente todo el sector septentrional y está asociada a pliegues de dirección aproximada E – O, tumbados y vergentes al norte que se desarrollan a todas las escalas. Hacia el sur, en el sinclinal de Tor – Casamanya, las primeras estructuras en desarrollarse son los pliegues vergentes al norte que en este caso pasan a ser pliegues asimétricos y la foliación S1 corresponde a un clivaje pizarroso, ya que por encima del Ordovícico Superior no se desarrolla la foliación pre-Varisca (SE). Al sur de la falla de Merens y hasta el flanco norte del sinclinal de Tor – Casamanya, las estructuras D1 se encuentran deformadas por pliegues derechos y laxos (D2) de dirección E – O, que hacia el sur del sector septentrional son cada vez más abundantes, más apretados y desarrollan una foliación de plano axial (S2). A su vez, en las cercanías de la propia falla de Merens y del cabalgamiento de la collada de Les Meners, los pliegues D2 son especialmente abundantes coincidiendo también con numerosas fallas y zonas de cizalla asociadas. Pliegues D2, fallas, cabalgamientos y zonas de cizalla presentan la misma orientación, esencialmente E – O, buzamientos elevados al norte y en el caso de las zonas de cizalla y los cabalgamientos, sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur. El cabalgamiento de la collada de Les Meners es la excepción, ya que presenta sentido de movimiento de bloque superior hacia el norte, por lo que se ha interpretado como un retrocabalgamiento dentro de la misma secuencia, que tendría su nivel de despegue dentro de la sucesión pre-Caradoc. En el área de estudio, al igual que ocurre en otros puntos de la zona Axial pirenaica, las ampelitas del Silúrico actúan como nivel de despegue y, por encima de ellas, el desarrollo de los pliegues D2 y la foliación de plano axial asociada a ellos (S2) es tan intenso que las estructuras previas son intensamente transpuestas y solo en casos puntuales se reconocen algunos pliegues D1. En el nivel de despegue de la base del Silúrico se enraízan numerosos cabalgamientos con sentido de movimiento hacia el sur

que, hacia niveles estratigráficamente más altos, pueden llevar asociados pliegues de propagación de falla (D2) o cortar otros pliegues D2, previamente desarrollados, que afectan a las diferentes formaciones devónicas, evidenciándose así la existencia de dos secuencias de cabalgamiento enraizadas en el mismo nivel de despegue. A la vista de las relaciones observadas en el área de estudio entre los pliegues D2 y los cabalgamientos se puede considerar que ambos son coetáneos y se desarrollaron durante un mismo evento de deformación. Dentro de este mismo evento los cabalgamientos más jóvenes corresponden a los enraizados en niveles más profundos dentro de la sucesión pre-Caradoc, ya que cortan al nivel de despegue de la base del Silúrico y a los cabalgamientos más superficiales, lo cual también fue puesto de manifiesto en esta y en otras áreas de la Zona Axial por otros autores (García – Sansegundo, 1990, 1992, 1996; Poblet, 1991; Clariana y García – Sansegundo, 2009; García – Sansegundo et al. 2011). Estas características estructurales explican cómo se produce la transición gradual entre zonas profundas, en las que dominan las estructuras subhorizontales (pliegues D1 y foliación asociada S1), y zonas superficiales, con predominio de estructuras subverticales (pliegues D2 y foliación asociada S2). El hecho de que en el área estudiada se observe un nivel de despegue en el Silúrico hace pensar en una explicación para la transición entre dominios (infraestructura y supraestructura) similar a la propuesta para el Domo del Garona (Matte, 1969; García – Sansegundo, 1992, 1996). Sin embargo, en la zona estudiada, por debajo del Silúrico existen numerosos pliegues D2 relacionados con cabalgamientos cuyo nivel de despegue se sitúa dentro o por debajo de la sucesión pre-Caradoc. La existencia, por lo tanto, de dos niveles de despegue sobre los que se desarrollan las estructuras D2 podría ser la razón de una aparente transición gradual, ya sugerida en la zona por Oele (1966), entre los dominios infraestructural y supraestructural propuestos por Zwart (1963).

A la vista de las estructuras que caracterizan los eventos de deformación D1 y D2 definidos en esta tesis parece factible pensar que tuvieron lugar en el marco de un contexto tectónico compresivo con desarrollo de pliegues y cabalgamientos que darían lugar al engrosamiento cortical en esta parte del Orógeno Varisco. En este sentido, el desarrollo no contemporáneo de las foliaciones subhorizontal y subvertical bajo un contexto tectónico general compresivo fue propuesto por diferentes autores, tanto para el sector estudiado en esta tesis como para otros sectores de la Zona Axial, considerando un engrosamiento cortical por acortamiento con desarrollo de foliación subhorizontal que precedería a la formación de las estructuras subverticales (Guitard, 1964, 1970; Autran & Guitard, 1969; Lagarde, 1978; Matte & Xu Zhi, 1988; Soliva *et al.*, 1989; García – Sansegundo, 1992, 1996; Poblet, 1991; Capellá, 1991; Carreras y Capellá, 1994; Clariana & García – Sansegundo, 2009; García – Sansegundo *et al.*, 2011; Pérez-Cáceres, 2012). Sin embargo, en trabajos realizados en los últimos años en áreas muy cercanas a la estudiada en esta tesis se ha propuesto el

desarrollo coetáneo de ambas foliaciones en un único evento varisco tardío y en un contexto de transpresión dextral (Denèle, 2007 y 2009). Si bien, autores como Mezger (2009) proponen el desarrollo de la foliación subhorizontal en una etapa de deformación varisca temprana, a la que se superponen estructuras subverticales desarrolladas en una etapa posterior de compresión N – S (en coordenadas actuales) que evolucionarían también hacia un régimen de transpresión dextral. A partir del estudio estructural realizado en el presente trabajo parece más factible el modelo propuesto por Mezger (2009) que aquel que asume un desarrollo contemporáneo de ambas foliaciones (Denèle, 2007 y Denèle *et al.,* 2009).

Por otra parte, para esta área también existen otras propuestas que explican la formación de la foliación subhorizontal en el marco de un contexto general extensional y con un orden cronológico respecto a la foliación subvertical contrario al expuesto en este trabajo (Verhoef *et al.*, 1984; Zwart, 1986; Van den Eeckhout, 1986, Van den Eeckhout & Zwart, 1988). Quizás estas interpretaciones pudieron realizarse a partir de observaciones procedentes de las áreas de contacto con los domos gnéisicos donde se observan estructuras coincidentes en su posición con las D1, que podrían caracterizar una deformación extensional posterior al desarrollo de las estructuras subverticales D2, como se explica en el apartado siguiente.

Evento extensional varisco D3

En la estrecha zona de contacto entre el macizo de la Pallaresa y el domo gnéisico del Hospitalet se han incluido dentro de un episodio de deformación D3 estructuras propias de zonas de deformación por cizalla, como son porfiroblastos de estaurolita y andalucita rotados, una foliación subhorizontal (S3) que rodea a los porfiroblastos y estructuras S – C'. Debido a que tanto la S1 como la S3 tienen una posición subhorizontal coincidente es difícil diferenciarlas ya que en la mayoría de las ocasiones la foliación S3 únicamente produce un reaplastamiento de la S1. Solo en los casos en que la foliación S3 se observa en torno a porfiroblastos rotados, que conservan en su interior inclusiones orientadas según la foliación S1, suavemente onduladas o rectas y perpendiculares a la S3 de la matriz, se pueden diferenciar claramente ambas foliaciones. Este evento de deformación D3 se produce en un contexto que permitió el ascenso de magmas que solo llegan a aflorar en superficie en forma de sills, aunque su efecto queda reflejado en el metamorfismo de alta temperatura y baja presión presente en la zona y caracterizado por asociaciones de St – Crd y St – And \pm Crd. Además, en algunas láminas delgadas procedentes del extremo sur del sector septentrional se observan porfiroblastos de biotita que crecieron sobre la foliación S2, lo que indica un crecimiento posterior a las últimas estructuras variscas compresivas.

Capítulo 4. – Interpretación y Discusión

Para explicar la existencia de estructuras típicas de deformación no coaxial como las que caracterizan el evento D3 en esta zona, Mezger (2009) considera que en niveles profundos, como los representados por los domos del Aston y del Hospitalet, durante la fase principal transpresiva, posterior a la foliación subhorizontal (S1 de este trabajo), apenas se desarrolla deformación no coaxial penetrativa. Por lo tanto, el desarrollo de zonas de cizalla queda restringido a la interfase gneis – metasedimentos, sin necesidad de un contexto extensional generalizado. Esta fase transpresiva según Mezger (2009) tendría lugar antes de la formación de las grandes estructuras antiformales y de la falla de Soldeu-Lanou, que representa el cabalgamiento que superpone los gneises del Hospitalet sobre los metasedimentos de la serie pre-Caradoc. Por otra parte, recientemente, Denèle et al. (2011) obtienen para el emplazamiento del granito peralumínico de Axles-Thermes, localizado en el núcleo del domo del Aston, una edad de 306,2 ± 2,3 Ma (Denèle et al., 2011; LA-ICPMS U-Pb sobre Zr). A su vez estos autores identifican un evento de deformación, que muestra una dirección de estiramiento E – O a N-120 E, asociado a una cizalla plana con movimiento de bloque superior hacia el este. Esta deformación, que afectaría tanto a las rocas encajantes situadas por debajo de la isograda de la sillimanita como al granito de Ax-les-Thermes, tendría lugar bajo un régimen transpresivo que precedería a un plegamiento a gran escala de la corteza superior.

Los datos obtenidos en el presente trabajo sugieren que el evento de deformación D3 debe de restringirse a zonas muy concretas colindantes con los domos gneísicos, ya que no se han observado estructuras propias de deformación por cizalla en la sucesión pre-Caradoc del macizo de la Pallaresa alejadas de los domos del Aston y del Hospitalet. Esto estaría en consonancia con los datos aportados por Mezger (2009), que limitan la deformación no coaxial a la interfase gneis – metasedimentos sin necesidad de un contexto extensional de carácter regional. Además, la edad obtenida en los últimos años para el granito peralumínico de Ax-les-Thermes (Denèle *et al.*, 2011; Denèle *et al.* 2014), posiblemente responsable del metamorfismo de alta temperatura observado en la zona, indica que su emplazamiento tuvo lugar en una etapa tardía de la Orogenia Varisca ya que, como reflejan las relaciones blastesis – deformación, tendría lugar con posterioridad a los eventos compresivos D1 y D2. Por lo tanto, parece probable que las estructuras que caracterizan el evento D3 son el resultado de las condiciones de deformación extensional asociada a la intrusión de cuerpos ígneos. A su vez, el ascenso de magmas durante este evento D3 podría estar relacionado con un aumento de temperatura provocado por el engrosamiento cortical producido por los dos eventos compresivos previos que darían lugar a un debilitamiento de la corteza (López-Sánchez, 2013).

Deformación tardi-Varisca

En el área estudiada se han reconocido estructuras tardías que se desarrollaron después de las estructuras variscas descritas en apartados anteriores. Entre ellas se han reconocido pliegues,

desde escala centimétrica a escala cartográfica, pliegues de tipo *kink – band* y fallas con una componente de desplazamiento predominantemente normal.

Estructuras compresivas

Los pliegues de escala centimétrica se han reconocido en diferentes puntos del área estudiada pero principalmente en el sinclinal de Llavorsí. Presentan una orientación N – S y no tienen una foliación de plano axial asociada. Los pliegues tipo *kink band*, también de escala centimétrica, se han observado tanto en el sinclinal de Llavorsí como en diferentes puntos del sinclinal de Tor-Casamanya, en cuya estructura suelen presentar una orientación próxima E – O. Ambos tipos de pliegues afectan a las estructuras previas, no habiéndose observado criterios para discernir entre una edad tardi-Varisca o Alpina.

Algunos de estos pliegues son los grandes antiformes abiertos, de dirección E – O, que configuran la actual forma de los grandes domos gnéisicos y que pliegan el despegue silúrico. Estas estructuras podrían tener una edad tardivarisca, alpina, o bien, resultar de un reapretamiento alpino de una estructura varisca.

Fallas extensionales

Se trata de las fallas directas presentes en el flanco sur del sinclinal de Llavorsi que sitúan las formaciones plegadas de la serie devónica sobre las ampelitas del Silúrico. En zonas cercanas de los Pirineos orientales, Casas *et al.*, (2007) reconocen fallas normales que provocan contactos sustractivos entre el Devónico y la sucesión Cambro – Ordovícica y que se encuentran cortadas por el plutón granodiorítico varisco de Andorra – Mont Lluis lo que indicaría, según estos autores, que durante el Moscoviense pudo tener lugar un evento de extensión sinorogénico. Por otra parte, en el área de estudio no se han observado criterios para excluir una posible edad mesozoica para estas fallas.

Deformación Alpina

Algunas de las estructuras que afectan a las rocas paleozoicas que afloran en el área estudiada y en el resto de la Zona Axial se generaron durante la orogenia Alpina, que dio lugar al orógeno Pirenaico. En general, algunos cabalgamientos, pliegues y sus foliaciones asociadas afectan tanto a las rocas paleozoicas como a las post-paleozoicas. Por otra parte, durante la Orogenia Alpina se produjo la reactivación de cabalgamientos y fallas originadas durante la Orogenia Varisca o durante la extensión mesozoica. Por ejemplo, en el área de estudio, las fallas directas que se observan en el flanco sur del sinclinal de Llavorsí, y que no provocan superposición de serie, tienen asociadas estructuras como zonas de cizalla que presentan buzamientos similares a los del plano de

Capítulo 4. – Interpretación y Discusión

falla y sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur. Esto puede explicarse como una reactivación como cabalgamientos de estas fallas, que no llegó a recuperar la totalidad del desplazamiento inicial.

Por otra parte, la variación progresiva de la inclinación que presenta la foliación S2 varisca desde una posición subvertical al norte de la Zona Axial hasta una suave inclinación hacia el norte en los sectores meridionales, puede ser coherente con la geometría general de la cadena pirenaica, resultado del apilamiento antiformal de las láminas cabalgantes alpinas (Parish, 1984).

4.2 Relaciones metamorfismo – deformación

Las rocas que afloran en el área de estudio, y principalmente las rocas del macizo de la Pallaresa y de las zonas colindantes con los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet, han sido sometidas, durante la Orogenia Varisca, a diferentes condiciones metamórficas de presión y temperatura cuyo origen, como ya se expuso en el capítulo anterior, debe buscarse en las intrusiones situadas en niveles intermedios de la corteza, que darían lugar a un aumento de temperatura en la zona pero sin llegar a desarrollar metamorfismo de contacto (Autran *et al.,* 1970; Denèle *et al.,* 2009).

Las relaciones cristalización – deformación y el estudio microestructural han permitido avanzar en el conocimiento de la evolución tectono – metamórfica del episodio o episodios de alta temperatura y baja presión registrados durante la Orogenia Varisca en esta área de la Zona Axial. En los metasedimentos afectados por un metamorfismo de bajo grado (zona moscovita – clorita y zona biotita) se observan cristales de moscovita y biotita paralelos a la fábrica planar S1, lo que indicaría que estos minerales pudieron crecer durante el evento de deformación D1. A su vez, en los microlitos de esta fábrica se observan cristales de moscovita formando arcos poligonales que mimetizan la existencia de una fábrica previa (SE). Cuando el metamorfismo de grado bajo afecta a rocas deformadas por estructuras D2, en los microlitos de la foliación S2, se han observado cristales de moscovita paralelos a la fábrica planar S1 y deformados por micropliegues D2. Por otra parte, en los dominios de clivaje de la foliación S2, también se han encontrado cristales de moscovita creciendo paralelos a dicha fábrica por lo que se puede considerar que este mineral siguió creciendo durante el desarrollo del evento de deformación D2 (tabla 4.2). Por lo tanto, a partir de las relaciones blastesis – deformación expuestas, se podría afirmar que contemporáneamente con los eventos de deformación D1 y D2 se produjo un aumento de la temperatura en la zona que dio lugar al crecimiento de estos minerales. En el caso de los metasedimentos afectados por metamorfismo de

grado medio (zona granate, zona andalucita - estaurolita – cordierita, zona estaurolita *out*) la mayoría de los porfiroblastos muestran evidencias de haber crecido con posterioridad al desarrollo de la esquistosidad S1, ya que esta queda preservada en su interior. Sin embargo, existen excepciones, como es el caso de algunos cristales de cordierita en los que la foliación S1 se encuentra plegada coincidiendo con el borde del porfiroblasto, indicando el carácter sin- o post-tectónico de este mineral respecto a la S1. Por lo tanto, es factible considerar que puntualmente, durante la deformación D1, se pudieron alcanzar condiciones de grado medio. En las rocas colindantes con los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet se observan porfiroblastos de estaurolita rotados en los que la foliación S1 aparece dentro del cristal, plegada suavemente o recta y prácticamente perpendicular a la foliación de la matriz (S3) que se encuentra rodeando a los porfiroblastos. En las zonas afectadas por metamorfismo de grado medio donde existen estructuras D2 se pueden observar porfiroblastos de biotita post-tectónicos respecto tanto a S1 como a S2, lo que indica que el episodio metamórfico en el que se generaron tuvo lugar con posterioridad a los principales eventos de deformación D1 y D2.

	Fase Varisca D1	Fase Varisca D2	Fase Varisca D3
Moscovita 1			
Moscovita 2			8
Clorita 1			
Clorita 2			
Biotita 1			
Biotita 2			
Granate			
Estaurolita			
Andalucita			-
Cordierita 1			
Cordierita 2		1	
Sillimanita		1.8.1	

Tabla 4.2. Minerales metamórficos observados en el área de estudio y si relación con las fases de deformación variscas identificadas.

Estas relaciones blástesis – deformación permiten diferenciar en el área estudiada dos episodios metamórficos. El primero estaría caracterizado esencialmente por asociaciones de bajo grado metamórfico y sería contemporáneo con las estructuras D1 y con el comienzo del desarrollo de las estructuras D2. A este primer episodio metamórfico se le superpone otro que alcanza condiciones de alto grado (baja presión y alta temperatura), sobretodo en la parte suroeste del domo del Astón, y que se ha reconocido principalmente en las zonas colindantes con los domos del Astón y del Hospitalet. Este episodio metamórfico sería sin-cinemático con el evento de deformación D3.

Capítulo 4. – Interpretación y Discusión

El origen del metamorfismo de baja presión y alta temperatura de esta parte de la Zona Axial pirenaica ha sido explicado por diferentes autores en el marco de modelos geodinámicos distintos. Así, Van den Eeckhout (1986) propuso un modelo en el que el metamorfismo estaría asociado a una fase de extensión generalizada, responsable de la formación de la foliación subhorizontal y de bandas de deformación dúctil en niveles intermedios e inferiores de la corteza, que permitirían la exhumación de terrenos más profundos. Según este autor, esta deformación extensional tendría lugar tras un engrosamiento cortical previo, en el que se produciría el desarrollo de la foliación subvertical (S2 de este trabajo). La propuesta de Van den Eeckhout (1986), que invoca a un evento extensional como causa para el desarrollo del metamorfismo y de la formación tardía de la foliación subhorizontal asociada a zonas de cizalla dúctil, parece basarse en las relaciones cristalización – deformación que permiten relacionar el último evento de deformación (D3 de este trabajo) con el pico metamórfico. Van den Eeckhout (1986) propone que el evento extensional está generalizado y sin embargo, la deformación no coaxial observada en la zona está restringida al contacto con los domos gnéisicos. Es posible que la coincidente posición entre las foliaciones S1 y S3 definidas en el presente trabajo, haya llevado a Van den Eeckhout (1986) a considerarlas como contemporáneas.

Posteriormente, Alías (1995) consideró el metamorfismo presente en esta zona contemporáneo con la fase principal varisca en la que se desarrollaría la foliación subhorizontal. A su vez, sugiere que para que se produzca el aumento del gradiente térmico se necesitaría, además del engrosamiento producido por la deformación compresiva, los efectos de un magmatismo gestado en profundidad.

Recientemente, Mezger (2005) propone una historia metamórfica con un primer evento metamórfico regional, de presión y temperatura intermedias, contemporáneo con la fase de deformación principal varisca, en la que se desarrolla la foliación subhorizontal (S1 de este trabajo). A este evento se le superponen uno o más episodios de metamorfismo térmicos (*AT-BP*) más tardíos (tardi-variscos). Según este autor, estos episodios de alta temperatura estarían relacionados con el ascenso de plutones variscos en un contexto transpresivo. Esta última hipótesis, en la que se diferencian al menos dos episodios metamórficos, parece la que mejor se ajusta con los datos obtenidos en el presente trabajo.

Finalmente, si se asume la relación entre el metamorfismo presente en la zona y las intrusiones de magmas en niveles intermedios de la corteza y que el pico metamórfico es coetáneo con el evento de deformación varisco más tardío D3, es posible que el origen del metamorfismo en el área de estudio esté relacionado con la intrusión del granito peralumínico de Ax-les-Thermes que tendría lugar durante el Moscoviense (306,2 ± 2,3 Ma según Denèle *et al.* 2011; Denèle *et al.* 2014). Por otra parte, las fuentes de calor que pueden explicar el primer evento metamórfico podrían estar

en relación con i) el calor producido por el engrosamiento cortical durante el evento de deformación D1, ii) la producción de calor mecánico durante la deformación de las rocas, iii) intrusiones magmáticas previas. Con los datos disponibles en este momento ninguno de estos tres factores puede ser confirmado o descartado totalmente. Si bien, teniendo en cuenta los datos geocronológicos aportados por Denèle (2007) sobre la edad del granito de Ax-les-Thermes (321 ± 7 Ma) (lon microprobe sobre Zr), cabría la posibilidad de que los zircones que proporcionaron esa edad fuesen heredados de alguna intrusión previa situada en niveles más profundos. Por lo que la tercera posibilidad podría ser factible.

4.3 Interpretación estructural de la falla de Merens

La falla de Merens, representada en gran parte de su recorrido por una zona de cizalla, se dispone aproximadamente E – O siguiendo la dirección de las principales estructuras de la cadena, tanto variscas como alpinas, con un buzamiento entre 60° y 80° al norte. En el área de estudio la falla se divide en dos tramos: el tramo oriental y el tramo occidental. El primero se caracteriza por la presencia de rocas con fábricas miloníticas de grado bajo o muy bajo, en las que son comunes las bandas de cizalla de tipo S - C y S - C', estructuras de peces de mica (mica fish) y cuarzos con geometría sigmoidea, a partir de estos elementos de fábrica se deduce generalmente un sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur. Por otra parte, en el tramo occidental la falla se divide en dos ramas y entre ambas son abundantes las bandas de cizalla con una dirección y un buzamiento similares a los de la falla. La rama sur de la falla de Merens, marca un cambio de un área con predominio de estructuras subhorizontales (D1) en el bloque norte, a un predominio de pliegues derechos de dirección E - O(D2) en el bloque sur. Los pliegues D2 son especialmente abundantes en las proximidades de la falla y, al igual que las bandas de cizalla, tienen una dirección coincidente con la de la falla, razón por la que se puede pensar que existe un origen genético común entre todas estas estructuras. La relación entre la falla de Merens y los pliegues D2 que caracterizan bandas de alta deformación ya fue puesta de manifiesto por Carreras y Cirés (1986) al oeste del área de estudio, en el macizo de la Pallaresa. Por lo expuesto arriba, y teniendo en cuenta la relación observada entre los pliegues D2 y la falla de Merens, se puede decir que la actividad de la falla pudo haber comenzado durante el evento de deformación compresivo D2 y por lo tanto en una etapa relativamente temprana de la Orogenia Varisca.

Como se señaló al comienzo del capítulo anterior, existe cierto consenso en considerar la falla de Merens como una estructura varisca con rejuego alpino (Soula y Bessière, 1980; Lamouroux *et al.;* 1980, 1981; Saillant, 1982; Comes, 1983; Verhoef *et al.,* 1984; Soula *et al.,* 1986 b y c;

Lamouroux, 1987; Mc Caig, 1984, 1986 y Mc Caig & Miller, 1986) y también la mayoría de los autores coinciden en que se trata de una falla inversa con sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur y con una componente dextral menor (Saillant, 1982; Carreras y Cirés, 1986; Mc Caig, 1984, 1986; Mc Caig & Miller, 1986). En los últimos años diferentes autores han estudiado la falla de Merens en distintos tramos de su recorrido (Denèle, 2007; Denèle *et al.*, 2008; Mezger *et al.*, 2012 y Van den Eeckhout y De Bresser, 2014) y, si bien están de acuerdo en la doble componente inversa y dextral de la falla, tienen discrepancias acerca de la magnitud de cada una esas componentes y del momento en el que comenzó la actividad de la falla.

Denèle (2007) y Denèle *et al.* (2008) estudiaron la falla de Merens al este del domo del Aston, donde afecta a los paragneises del macizo del Aston y a rocas plutónicas calcoalcalinas. Estas rocas ígneas, consideradas una apófisis del granito de Quérigut (Raguin, 1977), están milonitizadas por la zona de cizalla de Merens y, según estos autores, muestran indicios de deformación en estado subsolido durante su emplazamiento. Esta observación llevó a Denèle *et al.* (2008) a considerar la zona de cizalla de Merens como una zona de transferencia de magmas que alimentaría a un plutón actualmente erosionado y cuyo origen estaría relacionado con el de los granitos de Quérigut y Millas. Según estos autores la existencia de un régimen transpresivo en etapas tardias de la Orogenia Varisca, favorecería la creación de fracturas en niveles intermedios de la corteza. A su vez, la transpresión facilitaría también el ascenso de magmas desde la zona de producción, en la base de la corteza, hasta niveles superficiales donde se emplazarían los granitos calcoalcalinos. Los datos aportados por Denèle (2007) y Denèle *et al.* (2008) difieren en cuanto al comienzo de la actividad de la falla y al contexto geodinámico con los presentados en esta tesis, ya que dada la relación genética observada entre los pliegues D2 y la falla de Merens, la actividad de la falla habría comenzado en etapas más tempranas de la Orogenia Varisca y bajo un contexto compresivo.

Por su parte, Mezger *et al.* (2012) realizan el estudio de prácticamente toda la mitad occidental de la falla de Merens. Estos autores, asumiendo un gradiente geotérmico de 72°C/km para el oeste del domo del Hospitalet (Van den Eeckhout, 1986) y a partir de datos termobarométricos calculan un salto vertical para la falla de 5 – 6 km y consideran que el desplazamiento en la horizontal tendría una magnitud similar. Por otra parte, a partir del estudio de sills graníticos afectados por la zona de cizalla de Merens, y que consideran relacionados con el granito de Soulcem, cuya edad de emplazamiento fue datada en 339 Ma (Mezger 2010), estos mismos autores proponen una edad mínima de Carbonífero Inferior para el comienzo de la actividad de la falla de Merens. Finalmente, Mezger *et al.* (2012) presentan un modelo de evolución para la falla de Merens dividido en cuatro estadios: i) un primer estadio principalmente compresivo con la formación de los domos durante el Carbonífero Inferior, ii) continuación del estadio compresivo con la formación de una zona de alta

deformación entre los domos gnéisicos que se acercan (Vissense), iii) cambio hacia un régimen de esfuerzos transpresivo con desarrollo de una componente dextral en una estrecha zona milonítica y iv) etapa de reactivación tardi-varisca o alpina. Los datos ofrecidos por Mezger *et al.* (2012) estarían en consonancia con la propuesta realizada en el presente trabajo, ya que sitúan el comienzo de actividad de la falla en una etapa temprana de la Orogenia Varisca y bajo un contexto compresivo.

Recientemente, Van den Eeckhout y de Bresser (2014) sugieren la existencia de una estructura de dirección N 125 E al suroeste del domo del Aston que consideran como la continuación, al norte de la falla de Merens, de la zona de cizalla transcurrente subvertical (ERZ) definida por Van den Eeckhout (1986) al oeste del domo del Hospitalet y que tendría la misma dirección (N 125 E). Utilizando esta banda de deformación subvertical como marcador, Van den Eeckhout y de Bresser (2014) caracterizan y cuantifican el salto de la falla y su desplazamiento en la horizontal, obteniendo un desplazamiento vertical de más de 4 km y uno horizontal dextral de 10,4 ± 0,5 Km. Este valor del desplazamiento horizontal sería prácticamente el doble del calculado por autores anteriores (Mc Caig, 1986; Mezger *et al.*, 2012). Por otra parte, Van den Eeckhout y de Bresser (2014) consideran que las zonas de cizalla transcurrentes subverticales se desarrollaron en una etapa tardi-Varisca y que fueron cortadas y desplazadas posteriormente por la falla de Merens, lo cual implicaría que la actividad de la falla comenzó bien en etapas tardi-Variscas muy tardías o ya durante la Orogénia Alpina. Esta hipótesis difiere con la presentada en esta tesis, en la que se propone el comienzo de la actividad de la falla durante el evento varisco compresivo D2 muy anterior.

A partir de los datos obtenidos y las observaciones realizadas en esta tesis, se puede decir que, en general, existe coincidencia con la mayoría de los autores en que la actividad de la falla comenzaría durante la Orogenia Varisca y se reactivaría posteriormente durante la Orogenia Alpina. En esta tesis también se constata el carácter inverso de la falla, si bien se han obtenido menos datos que permitan caracterizar fehacientemente su componente horizontal dextral. En cuanto a la prolongación de la falla de Merens hacia el oeste, en general, los diferentes autores que han estudiado la zona, a excepción de Oele (1966) y Soula *et al.* (1986), consideran que hacia sectores más occidentales la deformación pasa de estar concentrada en un accidente discreto a varias bandas de alta deformación, hasta desaparecer en el macizo de la Pallaresa (Carreras y Cirés, 1986; Carreras y Debat, 1995). Las observaciones realizadas en el presente trabajo, en las crestas divisorias entre Andorra y Francia y entre Francia y España, apoyarían igualmente esta hipótesis. Por otra parte, la similitud entre las rocas a un lado y a otro de la falla y los datos aportados en los últimos trabajos sobre la magnitud del desplazamiento vertical de la falla, parecen indicar que es difícil considerar la falla de Merens como un cabalgamiento alpino que suponga un acortamiento de aproximadamente 30 kilómetros, como sugiere Muñoz (1992).

4.4 Comparación con áreas próximas

Los estudios realizados en los últimos años en diferentes áreas de la Zona Axial Pirenaica han aumentado, y sin duda mejorado, el conocimiento geológico de la misma. En prácticamente todos los sectores se reconoce una deformación varisca polífásica que dependerá en muchos casos del desigual desarrollo de las estructuras, lo cual está en función de si se trata de zonas superficiales y externas o internas y profundas dentro de la cadena Varisca. Las zonas externas están afectadas por metamorfismo de grado bajo o muy bajo y las internas por un metamorfismo de grado medio o alto (figura 4.1). En general, se puede afirmar que en el segmento varisco representado en la Zona Axial Pirenaica, al sur y al oeste se encuentran las regiones no metamórficas, mientras que las regiones metamórficas se sitúan al norte y al este (García-Sansegundo *et al.*, 2011).

En este apartado se van a exponer las características estructurales de las diferentes zonas, con base en los estudios realizados en los últimos años, comparándolas, en la medida de lo posible, con las características de la zona estudiada en esta tesis.

4.4.1 Parte oriental de la Zona Axial Pirenaica

Esta parte de la Zona Axial ha sido objeto de numerosos estudios desde la segunda mitad del siglo XX, principalmente por autores franceses (Guitard, 1964; Autran y Guitard, 1969; Laumonier y Guitard, 1978; Laumonier *et al.*, 1984; Laumonier; 2004b) y de la escuela de Barcelona (Santanach, 1972; Carreras *et al.*, 1980; Carreras, 2001; Casas, 1984; Liesa y Carreras, 1989; Liesa, 1994; Druguet & Hutton, 1998; Druguet, 2001).

En los últimos años, a partir del estudio de diferentes macizos paleozoicos de los Pirineos Orientales, se han propuesto distintas secuencias de evolución tectono – plutono – metamórfica varisca que, en algunos casos, se han hecho extensivos a los Pirineos Orientales (Laumonier *et al.*, 2010; Aguilar, 2013) e incluso a los segmentos variscos del noreste de Iberia (Pirineos Orientales, Cordillera Costero Catalana, Cordillera Ibérica y Menorca) (Carreras y Druguet, 2014). Entre ellos, Laumonier *et al.* (2010) a partir de las diferentes fases de deformación, características metamórficas y episodios magmáticos, reconocidos principalmente en el macizo del Canigó (figura 4.1) elaboraron una secuencia de deformación dividida en dos eventos principales (D1 y D2). En ambos eventos estos autores han diferenciado varias fases de deformación acompañadas de tres episodios metamórficos, el primero y el tercero de tipo Barroviense (MI y MIII) y el segundo (MII), que sería el evento más importante, de baja presión y alta temperatura (BP-AT). El evento de deformación D1, según los autores antes citados, tuvo lugar entre 325 y 310 Ma, es de carácter principalmente compresivo y dio lugar a la formación de un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes al sur con desarrollo de la foliación principal subhorizontal. En las últimas etapas del evento de deformación D1 se desarrolló



Figura 4.1. Mapa de la Zona Axial Pirenaica y extremo norte de las Cadenas Costero Catalanas en el que se localizan la parte oriental, central y occidental consideradas en este trabajo. A: zona de Alberes, río Gállego, Lp: Lesponne, P: Puigmal, Pf: Pierrefite, PT: zona del puerto de Portalet, RF: Roc de Frausa, S: zona del puerto de Somport, SA: Sinclinorio del Valle de Arán, SC: Sierra del Cadí, SL: Sinclinal de AC: Anticlinal Central, AS: zona del río Aragón Subordán, CC: zona de Cap de Creus, Ch: Chirulet, DG: Domo del Garona, DO: Domo de l' Orri, DP: Domo de la Pallaresa, F: zona del río Freser, G: zona del Llavorsí, SN: Anticlinorio de Sierra Negra, SP: Sinclinorio de Plan d' Están, ST: Sinclinal de Tor - Casamanya, SV: Sinclinal de Villafranche, ZN: zona de los Nogueras. Macizos Norpirenaicos (BR: Barousse, ML: Milhas, CS: Castillon, AR: Arize, TS: Trois Segnieur, SB: Saint Barthélemy, AG: I' Agly), FNP: Falla Norpirernaica, FM: Falla de Merens, FB: Falla de Bosso, FEV: Falla de Eriste - Valarties.

Capítulo 4. – Interpretación y Discusión

el episodio metamórfico MI de tipo Barroviense asociado al engrosamiento cortical producido durante este evento compresivo. En general, este es un metamorfismo de grado bajo y únicamente alcanzaría condiciones de grado medio en puntos como los macizos de Saint Barthélémy, Agly, Castillon y Aston. A este primer evento se le superpone el evento de deformación D2 que, según los mismos autores, ocurrió entre 310 – 300 Ma y es más complejo que el anterior. Este episodio de deformación comenzó con una primera fase extensional sin-convergente (D2a), que dio lugar a retro-pliegues vergentes al norte, relacionados con una extensión E – W. Tras la extensión se produjo un cambio hacia un nuevo evento compresivo (D2b) que provocó un acortamiento N - S, con desarrollo de grandes anticlinales (domos) y sinclinales estrechos. Contemporáneamente con estas dos fases de deformación, pero esencialmente con la primera de ellas (D2a), se desarrolla el metamorfismo MII de baja presión y alta temperatura relacionado, según Laumonier et al. (2010), con el emplazamiento de sills y lacolitos graníticos tempranos. En general, este metamorfismo solo alcanza condiciones de grado medio y únicamente se encuentran condiciones de alto grado en el núcleo del macizo de Alberes, al sur del domo del Aston y en los macizos Nor-Pirenaicos. Posteriormente, este evento de deformación D2 evoluciona a un régimen de transpresión dextral en el que tienen lugar las dos últimas fases de deformación varisca, caracterizadas por el emplazamiento principal granítico bajo condiciones de bajo grado (D2c). Finalmente, se produce el desarrollo de zonas miloníticas dextrales – inversas (D2d). Durante esta etapa final del evento D2 se produce un episodio de metamorfismo Barroviense tardío retrogrado, de distribución desigual en la zona y que Laumonier et al. (2010) consideran relacionado con una disminución de la temperatura en condiciones isobáricas.

Por otra parte, Aguilar (2013), a partir del estudio del magmatismo, metamorfismo y su relación con la deformación en el macizo de Roc de Frausa (figura 4.1), propone también un modelo para la evolución varisca de los Pirineos Orientales. Esta autora diferencia dos fases de deformación variscas, la primera (D1) (ocurrida entre 320 y 315 Ma) caracterizada en los niveles inferiores de la corteza por el desarrollo de una foliación sub-horizontal asociada a pliegues apretados de pequeña escala. A la vez, se desarrollan cabalgamientos dirigidos al suroeste en niveles superiores de la corteza. Esta fase de deformación será contemporánea, en sentido amplio, con el pico metamórfico regional. La segunda fase de deformación (D2) está representada por pliegues subverticales, apretados, de dirección NE – SW y con vergencia NW. Según Aguilar (2013), la deformación D2 se superpone a la D1 de manera heterogénea, de modo que en los dominios de alto grado metamórfico se genera una foliación penetrativa de plano axial S2, mientras que, en los dominios de bajo grado, la foliación S2 no está desarrollada. En lo que se refiere al magmatismo presente en la zona, Aguilar (2013) considera las rocas (gneas variscas como pre- a sin-cinemáticas con la deformación D2. En la

transición entre D1 y D2, se produjo la intrusión del complejo granítico calco–alcalino de Sant Llorenç – La Jonquera (figura 4.1) en niveles superiores de la corteza (314 – 311 Ma) y, posteriormente, contemporáneamente con la deformación D2, intruyó el stock gabro-diorítico de Ceret (312 – 307 Ma) en las series intermedias, a la vez que se produce la exhumación de los niveles calientes inferiores y medios de la corteza.

Recientemente, Carreras y Druguet (2014) presentaron un modelo de evolución varisca para el noreste de Iberia. A partir del análisis de las estructuras variscas en los Pirineos sugieren que las distintas fases de deformación identificadas muestran una rotación, en sentido horario, de las direcciones estructurales principales a lo largo de la Orogenia Varisca. De esta forma, estos autores proponen que las fases de deformación más tempranas se desarrollaron bajo un régimen compresivo y estarían caracterizadas por cabalgamientos en niveles superficiales y foliación subhorizontal penetrativa en niveles profundos con dirección NNE – SSW. Durante estas primeras etapas de la Orogenia Varisca pudo desarrollarse un metamorfismo barroviense de presión media. Según Carreras y Druguet (2014), posteriormente, se produce un cambio hacia un régimen transpresivo bajo el cual tendría lugar la fase principal varisca (D2), caracterizada por el desarrollo de pliegues y foliaciones penetrativas de dirección ENE - WSW que pueden presentar buzamientos muy variables. Según estos autores, el desarrollo de esta foliación estaría muy cercano o sería contemporáneo con el pico del metamorfismo térmico y con el emplazamiento granítico, como ya propusieron (Druguet, 2001 y Vila et al., 2007). Finalmente, con la continuación de un régimen transpresivo y con una componente direccional mucho más marcada, tuvo lugar la última fase de deformación (D3). Esta fase, según los autores, está representada por estructuras de dirección SE - NW, correspondiente a pliegues, en rocas con metamorfismo de grado bajo o medio, y a zonas de cizalla, cuando afecta a rocas cristalinas. Además, Carreras y Druguet (2014) consideran que la superposición de este último evento de deformación sobre las estructuras de la fase principal sería la causa de la formación de las estructuras en forma de domo en los dominios infraestructurales.

En los modelos de evolución varisca propuestos por los diferentes autores en la parte oriental de la Zona Axial (figura 4.1) se considera, a grandes rasgos, que las primeras etapas de deformación tendrían lugar bajo un régimen tectónico general compresivo que posteriormente evolucionaría hacia un régimen transpresivo, sin que en ningún caso se contemple un régimen general extensional o de colapso extensional. El régimen compresivo durante los primeros eventos de deformación varisca queda también puesto de manifiesto en el área estudiada en este trabajo y, el régimen transpresivo, invocado para las etapas tardías, podría ser un marco compatible para el evento extensional (D3) propuesto en esta tesis. Según los modelos descritos por los distintos autores, algunas de las estructuras que se desarrollan bajo un contexto transpresivo son zonas de

Capítulo 4. – Interpretación y Discusión

cizalla discretas desarrolladas contemporáneamente con el emplazamiento de rocas ígneas. En cuanto a estructuras concretas, a primera vista, se podría pensar en que la foliación temprana subhorizontal reconocida en las diferentes áreas del segmento oriental de la Zona Axial, podría relacionarse con la foliación subhorizontal S1 del presente trabajo, que como ha sido explicado en capítulos anteriores, está asociada a pliegues tumbados vergentes al norte. Sin embargo, esta correlación presenta algunos problemas, uno de ellos es la vergencia, en algunos casos incluso opuesta como ocurre en el Canigó y en Roc de Frausa. Por otro lado en el área estudiada, la foliación S1 está asociada a pliegues de todas las escalas y sin embargo, exceptuando los mantos de estilo "pennico" del Canigou, en el resto de zonas se reconocen únicamente pequeños pliegues asociados a la foliación subhorizontal. A la vista de estas diferencias, parece factible que los pliegues vergentes al norte observados en el noroeste de Andorra se relacionen con los retro-pliegues vergentes al norte descritos por Laumonier et al. (2010), dado que en algunas zonas la foliación subhorizontal que acompaña a estos pliegues puede llegar a considerarse la foliación regional. Además, estos autores sugieren que hacia los Pirineos Centrales los pliegues de vergencia norte cobrarían más importancia. En lo que se refiere al metamorfismo, todos los autores reconocen un metamorfismo barroviense de presión media contemporáneo con las fases tempranas de deformación que dan lugar a la foliación subhorizontal, al que se le superpone un episodio metamórfico principal de baja presión y alta temperatura. En sentido amplio, según los autores antes mencionados este episodio de deformación principal tendrá lugar al comienzo o durante la fase de deformación D2. En la zona de estudio también se diferencian dos episodios metamórficos, el primero podría relacionarse con el metamorfismo regional descrito al este y el segundo y principal, corresponder a un evento de baja presión y alta temperatura, si bien, en el área de estudio este tendría lugar en etapas más tardías que las propuestas en los Pirineos orientales.

4.4.2 Parte central de la Zona Axial Pirenaica

La parte central de la Zona Axial pirenaica (figura 4.1), al igual que ocurría en la oriental, fue también objeto de numerosos estudios desde la década de los sesenta del pasado siglo XX hasta la actualidad. En esta zona son destacados los trabajos de la escuela holandesa de Leiden y Utrech (Hartevelt, 1970; Zwart, 1979; Bresser *et al.*, 1986; Kriegsman et al., 1989; Kriegsman, 1989; Speksnijder, 1987) y, posteriormente, en la década de los ochenta, lo fueron los de las escuelas francesa (Pouget, 1984; Bodin y Ledrú, 1986; Bodin, 1988) y de Barcelona (Poblet, 1987; Domingo, 1988; Casas y Poblet, 1989; Casas *et al.* 1989; Cirés, 1990). En la última década del siglo XX destacan los trabajos realizados por autores de la escuela de Oviedo en la transversal del Valle de Aran y la Alta Ribagoza (García – Sansegundo, 1992) y de la escuela de Barcelona en la vertiente sur de la Zona Axial en los Pirineos Centrales (Poblet, 1991) y en el macizo de La Pallaresa (Capella, 1991), así como

la continuación del trabajo de autores de la escuela holandesa, tales como Aerden (1994), en el macizo del Lys – Caillaouas.

Al igual que ocurría en la parte oriental de la Zona Axial, en la parte central también se han realizado recientemente diferentes trabajos que proponen una secuencia de deformación varisca, algunos de los cuales intentaran extender su modelo geodinámico para todo el Varisco de los Pirineos. En este apartado no se han incluido las propuestas de Mezger (2009), Denèle (2007) y Denèle *et al.* (2009) ya que, debido a la proximidad de sus áreas de estudio con la estudiada en el presente trabajo, estas han sido esbozadas más ampliamente y comparadas con los datos aportados en esta tesis en apartados anteriores.

Algunos trabajos están basados principalmente en el estudio de la estructura y de la anisotropía de la susceptibilidad magnética de los cuerpos graníticos localizados en la zona. Así, con base en estos datos, algunos autores proponen un modelo geodinámico para la fase principal de deformación varisca. Entre ellos, Hilario (2004), realiza el estudio estructural de los plutones graníticos de Posets y Lys (figura 4.1) y sus rocas encajantes en la transversal de Benasque a Luchon. A partir de este estudio, Hilario (2004) considera que esta transversal presenta una estructura de doble vergencia (S - N) coherente con la generación de una estructura en flor durante la Orogenia Varisca. La transición entre ambas vergencias se produciría en una estrecha banda situada entre ambos plutones que presenta pliegues verticales muy apretados. Según Hilario (2004) se trataría de una estructura transpresiva de escala cortical, generada durante la segunda fase de deformación varisca en la que se desarrolló la foliación principal de la zona (S2, según el mismo autor) y los pliegues asociados a ella, aunque el proceso de intrusión y emplazamiento de los plutones se produciría durante un lapso de tiempo mucho más breve que el que causó el desarrollo de la esquistosidad. Además, la transpresión provocaría la partición de la deformación en dominios, unos con predominio de estructuras de deformación continua (pliegues y foliación asociada) y otros con zonas de cizalla dúctil discretas; estas últimas, según Hilario (2004), han podido ser interpretadas en estudios previos como una fase posterior a la S2, pasando desapercibida la deformación transpresiva. En la misma línea metodológica, a partir del estudio estructural y de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) del granito de Bielsa (figura 4.1), Román-Berdiel et al. (2004) concluyen que el emplazamiento de este granito tendría lugar durante el estadio compresivo principal varisco (D2, según los autores), dado que es coetáneo con una dirección de aplastamiento NE – SW perpendicular a la foliación principal en el granito y en las rocas encajantes. Sin embargo, según Román-Berdiel et al. (2004) existen evidencias (estructuras de deformación de alta temperatura en estado sólido y bandas de cizalla dextrales cubiertas por Triásico discordante) de que este estadio de deformación compresiva se produjo bajo un régimen de transpresión dextral, resultado de la combinación de un

aplastamiento NE – SW y un movimiento de *strike slip* dextral, al menos, en los últimos estadios de la intrusión, cuando el magma se estaba enfriando.

Por otra parte, García-Sansegundo et al. (2011) proponen una secuencia de deformación para los Pirineos Centrales a partir de numerosos estudios estructurales, del metamorfismo y de la estratigrafía, realizados en el domo del Garona (García-Sansegundo y Alonso, 1989), el Valle de Aran, la Alta Ribagorza (García-Sansegundo, 1992, 1996), la vertiente sur de la Zona Axial en los Pirineos Centrales (Poblet, 1991), el sinclinal de Tor – Casamanya (Poblet, 1991; Clariana et al., 2009), la parte oriental del macizo de la Pallaresa y las áreas adyacentes a los domos del Hospitalet y del Aston (Clariana y García-Sansegundo, 2009) (figura 4.1). En la zona estudiada en este trabajo se incluyen unidades metamórficas y no metamórficas separadas actualmente por cabalgamientos variscos, alpinos o variscos reactivados posteriormente durante la Orogenia Alpina. Para estos autores, en las unidades no metamórficas, las estructuras más características son los cabalgamientos dirigidos hacia el sur, con las zonas de rellano sobre las pizarras silúricas y las rampas desarrolladas sobre las calizas devónicas y carboníferas. También reconocen pliegues, que llegan a ser de escala kilométrica, con una foliación pobremente desarrollada. En el caso de las unidades metamórficas, el primer evento de deformación varisca que se reconoce está caracterizado por pliegues vergentes al norte de dirección E – O, tumbados a inclinados y que se desarrollan a todas las escalas. En regiones septentrionales de la Zona Axial pirenaica (Domo del Garona, macizo de la Pallaresa), estos pliegues son tumbados, apretados y a ellos está asociada una foliación subhorizontal que será la principal en estos sectores. Esta foliación (S1 según los autores antes citados) corresponde a una foliación de crenulación dado que se superpone a un clivaje anterior pre-varisco únicamente reconocido en las rocas pre – Caradoc. El segundo evento de deformación según García – Sansegundo et al. (2011), está caracterizado por pliegues de dirección E – O, subverticales a inclinados desde milimétricos a kilométricos. Estos son escasos en las áreas afectadas por un grado metamórfico elevado, pero son las estructuras dominantes en las regiones de grado metamórfico bajo, donde la foliación asociada a estos pliegues (S2, según los mismos autores) es la fábrica principal. Durante este segundo evento de deformación se desarrollan cabalgamientos con sentido de movimiento hacia el sur y que tienen su nivel de despegue en el Silúrico o en niveles más bajos dentro del Ordovícico Superior o de la sucesión pre-Caradoc. En algunas zonas se observa que los cabalgamientos están relacionados con pliegues de dirección E – O, vergentes al sur, que son mucho más abundantes y muestran geometrías más apretadas en las proximidades de la superficie de cabalgamiento. Aunque en algunos puntos pueden observarse cabalgamientos deformados por pliegues vergentes al sur o pliegues cortados por cabalgamientos, pero en general, se consideran contemporáneos, aunque desarrollados en diferentes momentos del segundo evento de deformación. En lo que se refiere al metamorfismo,

para estos autores existe un primer episodio metamórfico durante el primer evento de deformación, aunque el pico del metamorfismo en la zona sería aproximadamente contemporáneo con el segundo evento. Por otra parte, en las rocas metamórficas que rodean la parte superior de los granitos sin- y tardi-orogénicos presentes en esta parte de la Zona Axial, García–Sansegundo *et al.* (2011) observan estructuras de tipo boudins, pliegues a pequeña escala, lineaciones de estiramiento y fallas normales miloníticas que indicarían el aplastamiento de las estructuras más antiguas como resultado de condiciones de deformación extensional unidas a la intrusión de estos cuerpos ígneos.

Finalmente, Pérez - Cáceres (2012) y Pérez - Cáceres et al. (2012) estudiaron la estructura y el metamorfismo en el sector suroccidental del macizo de Lys - Caillaouas (figura 4.1) para el que propusieron un esquema estructural en el que diferencian varios episodios de deformación. Las primeras estructuras que observan en la zona corresponden a un clivaje pre-Varisco que únicamente afecta a las rocas de la sucesión pre-Caradoc. Las segundas estructuras identificadas, y que corresponden a la primeras estructuras variscas, están representadas por pliegues inclinados, de dirección E – O a SE – NO, vergentes al norte y de escala kilométrica, cuya foliación de plano axial es la dominante al norte del área estudiada y al norte de la falla de Eriste - Valarties (figura 4.1). El segundo episodio de deformación varisco está caracterizado por pliegues derechos, apretados, de dirección E – O con una foliación de plano axial asociada que es la principal en el extremo sur del área estudiada, al sur de la falla de Eriste – Valarties. Esta circunstancia llevó a los autores a sugerir que esta falla que se localiza dentro de las ampelitas del Silúrico, sería la responsable de esta distribución espacial de las estructuras. Además Pérez-Cáceres (2012) y Pérez–Cáceres et al. (2012), observan que existe un episodio metamórfico de alta temperatura que alcanza condiciones de grado medio y, con base en las relaciones blastesis - deformación, consideran que se desarrolló con posterioridad a la foliación subhorizontal. Además, algunos porfiroblastos muestran estructuras propias de deformación por cizalla cuyo origen, según los autores, podría estar relacionado con la intrusión del granito de Lys.

Los datos, que se acaban de exponer, aportados por los últimos trabajos realizados en la parte central de la Zona Axial Pirenaica indican que, al igual que ocurre en la parte oriental, el contexto general en el que tiene lugar los diferentes eventos de deformación varisca es esencialmente compresivo. Si bien, según Hilario (2004) y Román-Berdiel *et al.* (2004) la fase principal varisca tiene lugar bajo un régimen transpresivo, con una componente de *strike slip* dextral durante el emplazamiento de los plutones graníticos. Por lo tanto, se puede pensar que las etapas tempranas de deformación varisca tendrían lugar bajo un régimen esencialmente compresivo, lo cual está en consonancia con los primeros eventos de deformación compresivos (D1 y D2) descritos en esta tesis. La evolución, en etapas más tardías, hacia una componente direccional mayor con el

desarrollo de estructuras típicas de deformación por cizalla, tanto en los granitos como en las rocas encajantes, podría ser un marco viable para el tercer evento de deformación propuesto en esta tesis (D3).

En cuanto a la secuencia de deformación propuesta por García-Sansegundo et al. (2011), Pérez–Cáceres (2012) y Pérez–Cáceres et al. (2012), se pone de manifiesto que las estructuras observadas en el área estudiada en el presente trabajo y los eventos de deformación deducidos a partir de ellas presentan importantes similitudes con lo observado en otras muchas áreas de la parte central de la Zona Axial. En primer lugar, en la mayoría de las sucesiones pre-Caradoc estudiadas en estos trabajos se constata la existencia de una foliación pre-varisca con características similares a las descritas en el primer apartado de este capítulo. Además, estos autores observan otras estructuras que apoyarían el carácter extensional de este evento tectónico pre-varisco. En cuanto a la deformación varisca, se reconocen dos eventos compresivos, el primero, al igual que en el área de tesis está caracterizado por pliegues vergentes al norte (D1 de esta tesis), quedando patente que estos pliegues afloran de manera sistemática a lo largo de la parte central de la Zona Axial. El segundo evento de deformación compresiva caracterizado por pliegues derechos o vergentes al sur y cabalgamientos se desarrolla mejor en las unidades de grado metamórfico bajo, como sucede en los sinclinales de Tor – Casamanya y Llavorsí estudiados en el presente trabajo. Asimismo, esta observación coincide con la existencia del nivel de despegue del Silúrico, donde se enraízan la mayoría de los cabalgamientos, lo cual se reconoce en toda parte central de la Zona Axial. Como se señaló anteriormente, las relaciones observadas entre pliegues y cabalgamientos llevaron a García-Sansegundo et al. (2011) a incluirlos en un mismo evento de deformación. Si bien, en los sinclinales de Tor – Casamanya y Llavorsí las relaciones observadas son de pliegues de propagación de falla asociados a los cabalgamientos o de cabalgamientos cortando a los pliegues y a su foliación asociada, sin que se hayan observado cabalgamientos deformados por los pliegues D2. Estas relaciones estarían de acuerdo con lo que ya observó Poblét (1991), sugiriendo que en las unidades de Llavorsí, subunidad de Sierra Negra y sinclinal de Tor - Casamanya, los cabalgamientos son siempre sincrónicos o tardíos respecto a los pliegues de la fase principal (D2 de esta tesis). En diferentes puntos del Paleozoico de los Pirineos Centrales la distribución espacial de las estructuras, además de estar condicionada por el nivel de despegue del Silúrico, parece estarlo también por la existencia de importantes fallas de dirección E – O. En este sentido, las fallas de Bossots y de Eriste – Valarties (figura 4.1), igual que sucede con la falla de Merens, marcan el cambio del predominio de estructuras subhorizontales al norte al predominio de pliegues derechos al sur. Además, según Pérez-Cáceres et al. (2012) la falla de Eriste - Valarties estaría también relacionada con las estructuras de segunda fase descritas en el macizo de Lys - Caillaouas, similares a las estructuras D2 descritas en el presente

trabajo. A las similitudes entre estas fallas, hay que unir también la deformación milonítica o deformación dúctil asociada a todas ellas, como se ha expuesto en esta tesis y como describieron Clin (1964) en el caso de la falla de Eriste – Valarties y García–Sansegundo (1992) en el domo del Garona. Siendo, por lo tanto, factible pensar que estas estructuras han podido jugar un papel destacado en gran parte de la evolución varisca en esta zona de los Pirineos.

4.4.3. Parte occidental de la Zona Axial Pirenaica

Al contrario de lo que sucede con las partes oriental y central, el extremo occidental de la Zona Axial (figura 4.1) ha sido objeto de un menor número de estudios estructurales. Durante la segunda mitad del siglo XX trabajaron en la zona autores franceses (Mirouse, 1966; Mattauer y Seguret, 1966; Valero, 1974; Muller y Roger, 1977) y diferentes autores españoles (Ríos *et al.* 1987; Teixell y García – Sansegundo, 1994; Teixell *et al.*, 1994) estos últimos en el marco de la realización de las hojas geológicas del Mapa Geológico Nacional. A principios del siglo XXI Matte (2002) realizó un trabajo sobre los pliegues acostados de escala kilométrica en las proximidades del puerto de Somport.

Recientemente, algunos trabajos han tenido como objeto el estudio de la estructura varisca y alpina en diferentes puntos de la Zona Axial occidental. Así, Rodríguez - Méndez (2011) realizó el análisis de la estructura en la transversal Sallent – Biescas (figura 4.1). Esta autora diferenció en la zona dos generaciones de pliegues, la primera de las cuales consiste en pliegues acostados, apretados, isoclinales con una orientación inicial aproximadamente N –S y vergencia oeste que presentan una foliación de plano axial asociada. A estos pliegues se les superpone la segunda generación de estructuras caracterizada por pliegues de orientación ONO – ESE, abiertos y vergentes al sur a los que también está asociada una foliación de plano axial. Según esta autora, esta segunda generación de pliegues y su foliación afectan a diques básicos que intruyeron en las calizas devónicas. A partir de la datación de estos diques Rodríguez – Méndez (2011) obtuvo una edad Pérmico Superior (259,2 ± 3,2 Ma) (U-Pb SHRIMP sobre Zr), lo que le permitió asignar una edad alpina para la segunda generación de estructuras. Este dato viene a confirmar las hipótesis emitidas anteriormente por Teixell y García – Sansegundo (1994), Teixell et al. (1994) y Matte (2002), quienes ya propusieron una edad alpina para la segunda generación de estructuras. Así pues, según Rodríguez – Méndez (2011), en esta parte de la Zona Axial, los materiales previos al Pérmico solo fueron afectados por una etapa de plegamiento, caracterizada por grandes pliegues isoclinales que, además, y con relación al resto de la Zona Axial, pertenecerían a la primera fase de deformación varisca.
También ha sido realizado en los últimos años el estudio estructural y magnético del granito de Eaux – Chaudes (Figura 4.1) por Izquierdo-Llavall et al. (2012), quienes consideran que la estructura varisca en las rocas encajantes de esta área, se caracteriza por pliegues de escala kilométrica de dirección N-S a NO – SE acostados y vergentes al oeste o suroeste, con un clivaje asociado poco desarrollado. A dichos pliegues se les superpone un segundo evento de deformación varisca caracterizado por pliegues de dirección E – O subverticales y vergentes al sur con una foliación asociada que es la dominante en toda la zona. Según Izquierdo-Llavall et al. (2012) la foliación de las proximidades del granito de Eaux – Chaudes cambia suavemente su orientación, adaptándose a la geometría del pluton. A su vez, también consideran que el desarrollo de dicha foliación es consistente con fallas inversas kilométricas vergentes al sur como la falla de Sagette, localizada al sureste del granito. En cuanto al estudio de la fábrica magnética sus resultados están de acuerdo con un emplazamiento del granito en un régimen transpresivo. Así, reconocen una dirección de estiramiento E – O y un acortamiento N – S perpendicular al clivaje varisco principal a escala regional. Sin embargo, no encuentran evidencias claras del sentido de cizalla, ni en el granito ni en las rocas encajantes, por lo que tomando como referencia el cercano plutón de Cauterets - Panticosa (figura 4.1), asumen un sentido de cizalla dextral de dirección ONO – ESE (Gleizes et al., 1998). Así, proponen que el emplazamiento del pluton de Eaux - Chaudes tendría lugar durante los últimos estadios de la orogenia Varisca bajo un régimen transpresivo dextral.

En relación al área estudiada en el presente trabajo, lo primero que debe de tenerse en cuenta es que, en la región occidental de la Zona Axial están representados niveles estructurales más superficiales que los correspondientes a la parte central y oriental. A partir de aquí, al igual que ocurría en el resto de zonas, el régimen general asumido por los diferentes autores es esencialmente compresivo con una evolución hacia un régimen transpresivo en las últimas etapas de la orogenia Varisca, en las que se produciría el emplazamiento de los cuerpos graníticos. En cuanto a las estructuras identificadas, a primera vista, se podría pensar que las dos generaciones de pliegues descritos por Izquierdo-Llavall et al. (2012) se asemejan a los pliegues descritos en el área de estudio, si bien existen diferencias claras como por ejemplo el escaso desarrollo de la foliación de plano axial que acompaña a los pliegues tumbados en esta zona, así como la orientación de los mismos. Por otra parte, hay que tener en cuenta que según Rodríguez-Méndez (2011), los pliegues subverticales de dirección E – O serían de edad alpina y los pliegues de la primera generación estarían relacionados con los pliegues recumbentes, considerados de manera general los más antiguos en el resto de la Zona Axial. Sin embargo, esta correlación no parece clara ya que, como se señalaba más arriba, existen diferencias notables entre estos pliegues y los pliegues (D1) observados en el área estudiada en esta tesis. Por otra parte, los niveles estructurales en los que se desarrollan las estructuras de la

parte occidental de la Zona Axial estarían más próximos a los representados, en los sinclinales de Tor – Casamanya y Llavorsí que en los sectores septentrionales estudiados en esta tesis.

4.4.4 Cadenas - Costero Catalanas

La estructura y el metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Cadenas Costero -Catalanas, fueron escasamente estudiados hasta hace pocas décadas. Los primeros trabajos realizados en este sentido fueron los de Barnolas y García-Sansegundo (1992) y Julivert et al. (1996) y posteriormente los de Reche et al. (2002) y Riesco et al. (2004), estos últimos centrados principalmente en el estudio del metamorfismo. En los últimos años, Martínez et al. (2008) a partir de las dataciones (U-Pb SHRIMP-RG sobre Zr) de diferentes intrusiones en el macizo de las Guilleries (figura 4.1), establece una relación con el metamorfismo y la deformación presentes en este macizo. De este modo, los autores identifican tres eventos de deformación (D1, D2 y D3 según Martínez et al. 2008). Los dos primeros representados por dos foliaciones penetrativas (S1 y S2 según Martínez et al. 2008) en la parte más metamórfica del macizo. La primera foliación se encuentra plegada por la segunda, que los autores consideran sin-metamórfica. El tercero corresponde a un evento de deformación extensional. La diorita que provoca el metamorfismo sin-S2 fue datada en 326 ± 2,8 Ma por lo que Martínez et al. (2008) consideran que esta será la edad del evento de deformación D2 (límite Namuriense - Viseense) y, por tanto, el evento de deformación D1 debería de ser anterior. Por otra parte, la datación de sills leucograníticos que cortan a la foliación S2 y que se interpretan con pre- a sin-cinemáticos con D3 proporcionó edades entre 305 ± 1,9 y 299 ± 2,3 Ma contemporáneas con la edad del granito con Biotita (305,9 ± 1,5 Ma) presente al sur de la zona y probable precursor de los leucogranitos. Según los autores, estas edades serían equivalentes a las de otros muchos granitos de la Zona Axial Pirenaica que han sido relacionados con el colapso extensional de la cadena.

Martínez *et al.* (2008) no concretan el régimen geodinámico general en el que se producen los diferentes eventos de deformación, a excepción del evento de deformación D3 que consideran extensional. De todos modos, el esquema que plantean, con dos eventos de deformación más tempranos representados por dos foliaciones, parece bastante similar al observado en muchos puntos de la Zona Axial Pirenaica. Además, teniendo en cuenta los datos estructurales aportados por Barnolas y García-Sansegundo (1992) y por Julivert *et al.* (1996), las foliaciones observadas en estas rocas paleozoicas parecen estar relacionadas con dos generaciones de pliegues, por lo que parece viable pensar en un carácter compresivo para los eventos de deformación que dieron lugar a estas estructuras, de forma similar a lo observado en la zona estudiada en esta tesis. Además, el tercer evento de deformación considerado extensional por Martínez *et al.* (2008), con desarrollo de zonas de cizalla e intrusión de granitos y leucogranitos, puede presentar similitudes con el evento D3 propuesto para el noroeste de Andorra.

4.5 Correlación con el segmento varisco del Noroeste peninsular (Macizo Ibérico)

Los afloramientos paleozoicos del noroeste de la península Ibérica constituyen el núcleo del Arco Ibero Armoricano. En este sector las partes más externas de la cadena varisca afloran al este, en el núcleo del arco, representadas por la Zona Cantábrica y las zonas internas se localizan el oeste diferenciándose dos zonas, la Zona Astur-Occidental Leonesa y la Zona Centro-Ibérica (siendo el Dominio de Ollo de Sapo su sector más oriental) (figura 4.2). Las propuestas realizadas en los últimos años para correlacionar el segmento varisco de los Pirineos y el Macizo Ibérico Varisco fueron muy variadas, desde situarlo prácticamente en el núcleo del Arco Ibero Armoricano, quedando así enmarcado prácticamente en las zonas externas de la cadena (Matte, 2001; Edel 2012), hasta considerarlo como la continuación de la rama norte de dicho arco y, por tanto, la prolongación de las zonas internas (Zona Centro-Ibérica) (Martínez – Catalan, 2011; Aguilar, 2013). A su vez, otros autores diferencian dentro de la Zona Axial de los Pirineos fragmentos con rocas deformadas bajo condiciones metamórficas, correspondientes a las zonas internas del orógeno varisco, y sectores donde la deformación varisca se produjo en ausencia de metamorfismo, correspondientes, por lo tanto, a las zonas externas de la cadena (García – Sansegundo et al., 2011; Carreras y Druguet, 2014). De este modo, García – Sansegundo et al. (2011) sitúan un límite entre zonas internas y externas, con una dirección aproximada ONO – ESE, marcado en la parte oriental, por una serie de cabalgamientos variscos, alpinos o variscos reactivados en la orogenia Alpina (Poblet, 1991; Casas et al., 1989) y, en la parte occidental, por cabalgamientos variscos reactivados durante la orogenia Alpina, cartografiados por Majesté-Menjoulas (1979) al norte del granito de Cauterets. Por otra parte, Carreras y Druguet (2014) en lugar de situar el límite entre zonas internas y externas definen una "zona intermedia" caracterizada por el desarrollo de pliegues y cabalgamientos, con metamorfismo de grado bajo, intrusiones en niveles superiores de la corteza tardi- o post-téctonicas y vulcanismo. Para Carreras y Druguet (2014) las verdaderas zonas externas corresponderían a los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. En ambas propuestas las zonas externas se situarían al sur o suroeste de las zonas internas, lo cual sería coherente con la consideración del paleozoico de los Pirineos como la continuación de la rama norte del Arco Ibero Armoricano. Además, esta situación sería compatible con el sentido de transporte tectónico observado en los cabalgamientos variscos de la Zona Axial.

El área estudiada en el presente trabajo, y en general la parte central de la Zona Axial pirenaica, está afectada por un metamorfismo que puede alcanzar el grado medio – alto, por dos generaciones de pliegues superpuestos coaxiales con desarrollo de foliaciones penetrativas asociadas y por cabalgamientos. Además, en estos sectores de la Zona Axial, son abundantes los granitos sin- y

post-tectónicos e incluso las migmatitas, localizadas en el domo del Aston. En las unidades situadas en la parte meridional de la Zona Axial central, afloran rocas paleozoicas que no están afectadas por metamorfismo y cuya deformación se caracteriza esencialmente por el desarrollo de cabalgamientos con pliegues asociados que presentan una foliación poco penetrativa (Poblet, 1991). Esta distribución estructural se mantiene, a grandes rasgos, en los Pirineos Orientales mientras que hacia la parte occidental aumentan las zonas no metamórficas con predominio de cabalgamientos y menor desarrollo de la foliación varisca.



Figura 4.2 Esquema del Macizo Ibérico en el que se muestran todas las zonas diferenciadas en él así como los dominios dentro de la Zona Astur-occidental leonesa, de la Zona Centro-Ibérica y de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes. La posición de esta última se ha trazado de acuerdo con Farias *et al.*, (1987). Tomada de Vera (Cord.)(2004).

En cuanto a las características estructurales principales de las diferentes zonas del Macizo Ibérico en el noroeste peninsular, en la Zona Cantábrica (figura 4.2) destaca la existencia de una deformación superficial, o tectónica de piel fina *(thin-skinned tectonic)* en la que dominan los cabalgamientos y los mantos de despegue con pliegues asociados, sin metamorfismo y sin apenas desarrollo de foliación tectónica salvo en áreas muy localizadas (Pérez-Estaún *et al.*, 2004). Por otra parte, en lo que se refiere a las características estructurales de las zonas internas, la Zona Astur Occidental Leonesa (figura 4.2) presenta tres generaciones de estructuras caracterizadas por el desarrollo de foliaciones tectónicas penetrativas y generalizadas. La primera generación de estructuras corresponde a pliegues vergentes al este, que varían desde acostados y apretados a pliegues con una fuerte inclinación de su plano axial hacia el oeste. Estos pliegues están cortados por las estructuras de segunda generación, correspondientes a cabalgamientos dirigidos al este, que a su

Capítulo 4. – Interpretación y Discusión

vez están plegados por las estructuras de tercera generación, correspondientes a pliegues de plano axial subvertical y con una orientación muy parecida a los de primera generación. El metamorfismo regional aumenta de E a O y llega a alcanzar condiciones de grado medio (Pérez-Estaún *et al.*, 2004; Marcos *et al.*, 2004). Por su parte, la Zona Centro-Ibérica (figura 4.2), en concreto su parte más oriental correspondiente al dominio del Ollo de Sapo, se caracteriza por la abundante presencia de gneis glandulares, granitos sin-tectónicos y desarrollo de metamorfismo regional de alto grado. También abundan los pliegues tumbados vergentes al E y NE (Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

A la vista de las características de la estructura varisca del Macizo Ibérico y de los Pirineos Centrales son evidentes las similitudes del estilo tectónico entre los sectores meridionales de la Zona Axial pirenaica y la Zona Cantábrica. Asimismo, las estructuras de los sectores centrales y septentrionales de la Zona Axial pirenaica y de las zonas Astur Occidental Leonesa y Centro-Ibérica son igualmente muy parecidas, tal y como ya propusieron García-Sansegundo *et al.* (2011) (figura 4.3). A su vez, la variación de N a S, desde pliegues acostados y apretados a pliegues inclinados, acompañada por el aumento de metamorfismo de S a N, observable en el área estudiada en el presente trabajo, coincide con una variación similar desde el E hacia el O en la ZAOL. Si bien, a la hora de establecer esta correlación, se debe tener en cuenta que en la Zona Axial pirenaica existen problemas como son la vergencia hacia el norte de la primera generación de estructuras.



Figura 4.3. Mapa en el que se muestra la geometría actual de los afloramientos variscos del suroeste de Europa en el que la rama norte del Arco Ibero-Armoricano se prolonga en los afloramientos paleozoicos de los Pirineos. Basada en García-Sansegundo *et al.* (2011).

En las proximidades del área de tesis, el paso de sectores con características de zonas internas a zonas externas se puede situar entre el sinclinal de Llavorsí y la unidad del Segre (figura 4.4). Este límite ya fue propuesto por García – Sansegundo *et al.* (2011) y sería similar al límite neto

(cabalgamiento de la Espina) (Marcos, 2004) que separa la Zona Cantábrica y la Zona Astur Occidental Leonesa en el noroeste de la península y que marcaría el tránsito entre zonas externas (Zona Cántabrica) y zonas internas (Zona Astur Occidental Leonesa) (Gutiérrez-Alonso, 2004). Por otra parte, en lo que se están aquí considerando zonas internas variscas de la Zona Axial Pirenaica, se podrían diferenciar sectores con pliegues superpuestos, foliación tectónica penetrativa asociada y cabalgamientos, de otros sectores en los que abundan gneises, migmatitas y granitos sintectónicos, correspondientes a los domos del Aston y del Hospitalet (figura 4.4). Esta diferenciación es comparable a la observada entre la Zona Astur Occidental Leonesa y el Dominio del Ollo de Sapo, que viene marcada por la falla de Vivero. Esta falla corresponde a una zona de cizalla con deformación milonítica asociada que según López-Sánchez (2013) comenzó su actividad después del desarrollo de las principales fases de deformación que dieron lugar al acortamiento E – O.



Figura 4.4. Mapa geológico de la Zona Axial mostrando el límite entre las regiones no metamórficas al sur (foreland) y las regiones metamórficas al norte (hinterlan), así como una propuesta tentativa de límite dentro de las zonas internas entre zonas con migmatitas al norte y zonas sin migmatitas al sur. Modificado de García-Sansegundo *et al.* (2011) quienes también proponen una posible explicación para la existencia de rocas metamórficas al norte de la Cordillera Costero Catalana motivada por el efecto de una falla de escala kilométrica y orientación NE – SO. (1) granitoides y gneises, (2) rocas ediacarienses, cámbricas y ordovícicas, (3) rocas silúricas, devónicas y carboníferas.

En la parte central de la Zona Axial pirenaica, la falla de Merens, que es una falla de gran entidad con deformación milonítica asociada, podría ser comparable a la falla de Vivero, aunque su actividad parece que comenzó en etapas pretéritas, en relación con las fases de deformación principal, ya que como se expuso en apartados anteriores de este capítulo, el comienzo de su actividad sería contemporáneo con el evento D2 de este trabajo que junto al evento D1 producen el principal acortamiento N – S en la zona. Por otra parte, según López-Sánchez (2013) en las rocas adyacentes a la falla de Vivero se observa un metamorfismo producido, en gran parte, por la intrusión de magmas contemporáneos con la actividad de la falla en etapas tardías de la orogenia Varisca. Un escenario similar podría haberse dado en el área estudiada en la que el pico metamórfico se alcanza en relación a la intrusión de magmas tardíos. Por su proximidad a la falla de Merens, la intrusión de estos magmas podría haberse visto favorecida por un nuevo periodo de actividad de la misma durante el evento extensional D3 descrito en esta tesis. Además, en este mismo sentido Dénele *et al.* (2008) considera la falla de Merens como una zona de transferencia de magmas relacionada con la intrusión de los granitos en la zona.

4.6 Interpretación de la evolución varisca en los Pirineos Centrales

El estudio estratigráfico, estructural y metamórfico realizado en esta tesis ha permitido reconocer una serie de estructuras que caracterizan diferentes eventos de deformación, los cuales tuvieron lugar bajo diferentes contextos tectónicos durante la evolución de la orogenia Varisca. El ciclo varisco en la zona comenzó con la sedimentación de la sucesión pre-Caradoc en un ambiente probablemente de plataforma externa dando lugar esencialmente a una alternancia monótona de areniscas y lutitas solo rota por las intercalaciones de un tramo intermedio carbonatado y algunos niveles de conglomerados y/o areniscas. Sobre esta sucesión se apoya discordante la secuencia del Ordovícico Superior que marcaría una clara regresión con una sedimentación propia de ambientes mucho más someros. En áreas cercanas de la Zona Axial se puede apreciar claramente la discordancia de la base de esta secuencia [domo del Garona (García-Sansegundo y Alonso, 1989; García-Sansegundo et al., 2004), domo de La Rabassa (Santanach, 1972), área de la Cerdanya (Casas y Fernández, 2010)] así como rocas volcánicas que reflejan la actividad efusiva que tuvo lugar al final del Ordovícico. Además, Casas y Fernández (2010) describen la existencia de fallas normales sinsedimentarias que afectan a la base del Ordovícico Superior, a la discordancia y a la sucesión pre-Caradoc infrayacente. Esto indicaría que la sedimentación durante este periodo se produjo bajo un contexto distensivo. Esta actividad extensional se refleja en el área de estudio y en otras áreas cercanas (domo del Garona, macizo de Lys-Caillaouas) por el desarrollo de un clivaje pizarroso (SE) que solo afecta a las rocas de la sucesion pre-Caradoc y por el emplazamiento de cuerpos mineralizados de Zn-Pb (sectores de Liat, en el domo del Garona, y de Benasque, en el macizo de Lys-Caillaouas). Por encima de la secuencia del Ordovícico Superior se produce una rápida transición generalizada hacia la sedimentación de las lutitas ampelíticas negras del Silúrico que están representadas en toda la Zona Axial. A techo del Silúrico aumenta el carácter carbonatado representado por calizas negras que marca el paso gradual hacia las unidades lutítico – carbonatadas del Devónico. La sedimentación durante el Devónico presenta importantes variaciones de facies a lo largo de la Zona Axial. Así, se diferencian dominios de plataforma hemipelágica al norte y este, caracterizados por un Devónico Medio y Superior con un importante desarrollo de calizas nodulosas. Dominios de sedimentación propia de un surco profundo en la parte central de la cuenca, con series siliciclasticas potentes en el Devónico Medio y Superior y un tercer dominio de plataforma interna, caracterizado por series con predominio de lutitas durante el Devónico Inferior, situado al sur y oeste de la Zona Axial. Como ya se describió en el capítulo de estratigrafía, a este último pertenecerían las rocas devónicas que afloran en el área estudiada en esta tesis. Por último, tuvo lugar la sedimentación del Carbonífero en el que se diferencian las rocas pre- y sin-orogénicas (*facies culm*), si bien ninguna de ellas está representada en el área estudiada.

En el Carbonifero Inferior tendría lugar el comienzo de la Orogenia varisca, como lo atestigua la existencia de intrusiones de edad Viseense (Mezger y Gerder, 2014). Las primeras estructuras variscas que se reconocen consisten en pliegues tumbados de dirección E – O y vergentes al norte (pliegues D1) que se desarrollan a todas las escalas y a los que está asociada la foliación dominante en el sector septentrional (S1), (figura 4.5a) donde el metamorfismo alcanza condiciones de grado medio – alto. Esta fábrica (S1) corresponde a una foliación o esquistosidad de crenulación, ya que resulta del microplegamiento de la foliación SE mencionada anteriormente. La vergencia de estos pliegues, contraria a la vergencia de la mayoría de las estructuras variscas en la Zona Axial, es difícil de explicar en el área de estudio. Si bien su origen podría deberse a diferentes motivos, en áreas cercanas como el domo del Garona existen este tipo de pliegues que se explicaron como el resultado de la posible existencia de zonas de cizalla retrovergentes (García-Sansegundo, 1992). En las proximidades de la zona estudiada en esta tesis, concretamente en la zona de la Cerdanya, Casas (2010) describió una serie de fallas normales cuya actividad fue sincrónica con la sedimentación de las unidades inferiores del Ordovícico Superior. Es por ello que se considera la posible influencia de estas fallas en la vergencia hacia el Norte de los pliegues D1. Estas fallas, con un movimiento de falla normal durante el Ordovícico Superior, podrían haber sufrido una inversión tectónica durante las primeras etapas de la orogenia Varisca o ejercer un efecto contrafuerte condicionando así la formación de back-folds, que correspondería a los pliegues D1 vergentes al Norte. Estas estructuras retrovergentes son típicas en los sistemas de fallas lístricas extensionales (Mc Clay y Buchanan, 1992). A este primer evento de deformación varisca se le superpone un segundo evento caracterizado por cabalgamientos y pliegues de dirección E - O. Estos pliegues (D2), coaxiales con los primeros, son derechos o vergentes al sur y a ellos está asociada la foliación dominante en el sector

meridional (S2) (figura 4.5c). En este sector, donde el metamorfismo no supera la zona moscovita – clorita, el desarrollo de pliegues D2 y su foliación asociada es tan intenso que transponen a las estructuras previas y estas solo pueden reconocerse en afloramientos aislados. Los cabalgamientos D2 tienen una dirección E – O, sentido de movimiento hacia el sur y se enraízan en la base del Silúrico o en niveles inferiores, dentro de la sucesión pre-Caradoc. En los niveles estratigráficamente más altos, los cabalgamientos o bien están asociados a los pliegues D2 (pliegues de propagación de falla), o los cortan. El desarrollo de pliegues y cabalgamientos durante los eventos compresivos D1 y D2 da lugar al engrosamiento cortical en esta región reflejando los efectos de una colisión intra-continental.

Por otra parte, durante el evento de deformación D1 y al comienzo del evento de deformación D2, tuvo lugar un primer episodio metamórfico que pudo alcanzar en algunos puntos condiciones de grado medio (figura 4.5b). A la vista de algunas de las edades obtenidas por las dataciones de los granitos cercanos a la zona de estudio (granito de Ax-les-Thermes, 321 ± 7 Ma (Denèle, 2007); granito de Soulcem, 339 ± 3 Ma (Mezger y Gerder, 2014)), este episodio metamórfico pudo estar relacionado con un primer pulso magmático que daría lugar a la intrusión de granitos sinorogénicos en las zonas internas de este sector del orógeno Varisco.

Tras estos dos eventos compresivos en los Pirineos Centrales se ha identificado un tercer evento de deformación de carácter extensional (figura 4.5d) registrado por el desarrollo de estructuras propias de deformación por cizalla que, en la zona estudiada, quedan restringidas a las áreas colindantes con los domos del Aston y del Hospitalet. Las relaciones blastesis – deformación observadas indican que este evento se produjo con posterioridad a los eventos compresivos D1 y D2 y que sería contemporáneo con el pico metamórfico en la zona. Así pues teniendo en cuenta los últimos datos de edad obtenidos por Denèle *et al.* (2011) para el granito de Ax-les-Thermes, de 306 ± 2,3 Ma la intrusión de este granito podría ser la responsable del metamorfismo de baja presión y alta temperatura existente en la zona y estaría relacionada con el desarrollo de la deformación extensional alrededor de los cuerpos graníticos. Esta edad indica que el emplazamiento del granito de Ax-les-Thermes se produjo durante etapas tardías de la orogenia Varisca y la edad más antigua obtenida previamente (321 ± 7 Ma (Denèle, 2007)) puede ser debida a circones heredados de una intrusión previa más profunda y responsable del primer evento metamórfico descrito anteriormente. Por otra parte, la edad más moderna sería equivalente a la de otros muchos granitos de la Zona Axial Pirenaica (tabla 4.3) y comparable a la edad del magmatismo tardío en el noroeste del Macizo Ibérico (López-Sánchez, 2013 y referencias en el).



Figura 4.5. Modelo de evolución propuesto para los Pirineos Centrales a partir de los datos obtenidos en el presente trabajo y basado en el modelo propuesto por García-Sansegundo *et al.* (2011). (1).Devónico, (2). Silúrico, (3) Ordovícico Superior, (4) sucesión pre-Caradoc, (5) cuerpos graníticos sin-orogénicos, (6) cuerpos graníticos tardi-orogénicos, (7) Pérmico, (8) S1, (9) S2, (10) S3.

Granitos	Método	Edad (Ma)	Referencia
Bordères	U-Pb - Zr (SIMS)	309,4 ± 3,9 Ma	(Gleizes et al., 2006)
Bassiès	U-Pb – Zr	312 ± 2 Ma	(Paquette <i>et al.,</i> 1997)
Mont-Louis	U-Pb – Zr (SIMS)	305 ± 5 Ma	(Maurel <i>et al.,</i> 2004)
Mont-Louis		301,0 ± 2,1 Ma	
	U-Pb - Zr (LA-ICPMS)	302,4 ± 2,9 Ma	(Denèle <i>et al.,</i> 2011)
		303.3 ± 1,1 Ma	
Querigout	U-Pb - Zr (Ablación laser)	307 ± 2 Ma	(Roberts <i>et al.,</i> 2000)
Roc de Frausa	U-Pb – Zr (SHRIMP-RG)	312 ± 1,6 Ma	(Aguilar, 2013)
		307,6 ± 1,5 Ma	
		307 ± 3,5 Ma	
La Jonquera – Sant Llorenç	U-Pb – Zr (SHRIMP-RG)	314,2 ± 1,5 Ma	(Aguilar, 2013)
		311 ± 0.9 Ma	
Cauterets Oriental	U-Pb – Zr	301 ± 7 Ma	(Ternets <i>et al.,</i> 2004)
Eaux - Chaudes	U-Pb – Zr	301 ± 9 Ma	(Ternets <i>et al.,</i> 2004)

Tabla 4.3. Edades obtenidas para gran parte de los granitos de la Zona Axial de los Pirineos, en la que se aprecia una clara coincidencia en un rango entre los 310 y los 300 Ma.

Muchos de los autores que han estudiado la estructura varisca en el Paleozoico de los Pirineos sugieren que el emplazamiento de la mayoría de los granitos tardíos se produjo bajo un régimen de transpresión dextral (Denèle, 2007; Denèle *et al.* 2009; Denèle *et al.* 2011; Laumonier *et al.* 2010), considerado por otros muchos como el evento transpresivo principal varisco (Evans *et al.*, 1997; Aurejac *et al.*, 2004; Hilario, 2004; Román-Berdiel *et al.*, 2004; Vilá *et al.*, 2005; Izquierdo-Llaval *et al.*, 2012; Carreras y Druguet, 2014). Estas interpretaciones se basan en la coincidente orientación de la foliación y lineación magnética en los granitos con la dirección estructural principal en las rocas encajantes. Siendo este un contexto factible para el desarrollo local de deformaciones no coaxiales en la zona. Sin embargo, como se indica más arriba, en la zona estudiada se ha observado que el evento metamórfico y la deformación por cizalla a la que se asocian las intrusiones magmáticas, son posteriores a los dos eventos compresivos que dan lugar al desarrollo de las foliaciones principales en la zona. Otros autores sugieren que el origen del metamorfismo de baja presión y alta temperatura estaría relacionado con un evento de extensión generalizada en etapas tardías de la orogenia Varisca, el cual daría lugar al desarrollo de la foliación subhorizontal y a la deformación no coaxial localizada en bandas de deformación dúctil en niveles intermedios e inferiores de la corteza (Van den Eeckhout, 1986; Vissers, 1992). En este trabajo se ha comprobado que la deformación no coaxial queda restringida a las áreas colindantes con los domos gnéisicos y, por otra parte, la única foliación subhorizontal tardía (S3 de este trabajo) quedaría restringida a las proximidades de los domos. En otros puntos del órogeno Varisco, como sucede en el noroeste peninsular, recientemente, se ha puesto de manifiesto la relación existente entre estructuras extensionales como la falla de Vivero con el desarrollo del magmatismo tardío (López-Sánchez, 2013), que tendría lugar con posterioridad al desarrollo de las principales fases compresivas identificadas en la zona. En este trabajo López-Sánchez (2013) comprobó que existe una implicación clara de estas estructuras, al menos localmente, en el desarrollo de este magmatismo. Esto significaría que la presencia de grandes estructuras como fallas de escala cortical ha podido jugar un papel destacado en las etapas extensionales relacionadas con el acortamiento orogénico varisco. Una estructura similar a la falla de Vivero podría ser la falla de Merens, que en etapas tardías de la orogenia Varisca, pudo rejugar como falla extensional y favorecer el ascenso de magmas a niveles intermedios de la corteza.

A la vista de los modelos propuestos y a partir de los datos obtenidos en este trabajo, se descarta la existencia de un contexto extensional generalizado en las últimas etapas de la orogenia Varisca. Sin embargo, el escenario de un régimen transpresivo dextral y el papel jugado por estructuras como la falla de Merens en relación con la intrusión de los granitos tardi-Variscos pueden explicar el gran volumen de rocas ígneas de esta edad en los dominios variscos.

Capítulo 5. CONCLUSIONES

A partir del estudio realizado en esta tesis, se ha alcanzado una serie de conclusiones, unas de carácter regional y otras que transcienden el ámbito de la zona estudiada y son, por lo tanto, conclusiones que hacen referencia al conjunto de la cordillera Varisca. Entre las conclusiones de carácter más local, unas son relativas a la estratigrafía del área estudiada y otras hacen referencia a la estructura y metamorfismo variscos de la Zona Axial pirenaica en su sector central. De manera sintética, estas conclusiones son las siguientes:

1. La cartografía geológica y el estudio estratigráfico realizado en la zona de tesis han permitido diferenciar tres tramos litoestratigráficos para la serie pre-Caradoc, que son equivalentes a las formaciones propuestas previamente por Laumonier *et al.* (2004) en el macizo de La Pallaresa y, que a su vez, son correlacionables con las formaciones definidas recientemente en los Pirineos Orientales.

2. En la sucesión devónica del sinclinal de Tor-Casamanya que se encontraba indiferenciada hasta la realización del presente trabajo, se han distinguido a partir de la cartografía geológica las formaciones: Rueda, Castanesa, Manyanet y Civis, características del área de facies Sierra Negra s.s. de la parte meridional de la Zona Axial pirenaica. A su vez se ha diferenciado un tramo de calizas, por encima de la Formación Civis, que alcanza el centenar de metros de potencia, constituyendo el Devónico Medio y Superior de la facies Sierra Negra y que se encuentra escasamente representado en los Pirineos Centrales.

3. A partir del estudio bioestratigráfico de conodontos realizado por Valenzuela-Ríos y Liao (2008), se diferenciaron en el sinclinal de Tor – Casamanya dos unidades litológicas denominadas en este trabajo D. S. Casamanya_1 y D. S. Casamanya_2. La primera abarca desde el Givetiense medio al Frasniense alto y la segunda el Fameniense medio. Además, el estudio bioestratigráfico permitió reconocer superposiciones faunísticas y estratigráficas anómalas que se han interpretado en el presente trabajo como debidas a cabalgamientos.

4. El análisis microestructural ha permitido reconocer un evento de deformación que únicamente se desarrolla en las rocas de la sucesión pre-Caradoc. Este evento de deformación se

Capítulo 5. – Conclusiones

caracteriza por un clivaje pizarroso generalizado (SE), con el que no se han observado pliegues asociados. Las características de estas estructuras, unidas a otros datos del Paleozoico de los Pirineos como son: (i) la existencia de una discordancia angular entre la sucesión del Ordovícico Superior y las rocas infrayacentes, (ii) la existencia de varios yacimientos minerales de Pb-Zn de tipo SEDEX y Mississippi Valley de edad comprendida entre el Ordovícico Superior y el Devónico Inferior y (iii) la presencia de afloramientos de rocas volcánicas de edad Ordovícico Superior con afinidades geoquímicas interpretables como relacionadas con una extensión cortical, permiten considerar al clivaje desarrollado exclusivamente en la sucesión pre-Caradoc como un evento de deformación pre-Varisco, generado en un contexto tectónico extensional.

5. En lo referente a la deformación Varisca, en la zona de tesis, se han reconocido tres eventos principales de deformación (D1, D2 y D3). La deformación D1 se caracteriza por pliegues a todas las escalas, de dirección E – O, vergentes al norte y cuya foliación asociada (S1) es la dominante en el sector septentrional del área de estudio. La deformación D2 consiste en pliegues de dirección E – O, derechos o vergentes al sur con una foliación de plano axial asociada (S2) que es la principal en el extremo sur del sector septentrional y en el sector meridional. Durante este evento de deformación también se desarrollan cabalgamientos de dirección E – O y sentido de movimiento hacia el sur, enraizados, unos en la base de las ampelitas del Silúrico y otros, fuera de secuencia, en niveles situados por debajo de la serie pre-Caradoc. Finalmente, la deformación D3 está caracterizada por estructuras propias de deformación por cizalla cuyo desarrollo está restringido a la zona de contacto entre el macizo de La Pallaresa y el domo del Hospitalet.

6. En lo que se refiere al segundo episodio de deformación (D2), a partir del estudio estructural se ha puesto de manifiesto que por debajo del nivel de despegue del Silúrico existe una relación genética entre los pliegues D2 y la falla de Merens, así como con otros cabalgamientos que afectan a la sucesión pre-Caradoc y que tendrían su nivel de despegue dentro o por debajo de esta. La existencia en la zona de dos niveles de despegue da como resultado una transición gradual desde zonas profundas, con predominio de estructuras subhorizontales, a zonas más superficiales con un buen desarrollo de estructuras subverticales. Esto explica de forma coherente la idea ya sugerida en esta zona por otros autores sobre la transición gradual entre los tradicionales dominios de *infraestructura* y *supraestructura*.

7. Las relaciones observadas entre la falla de Merens y los pliegues D2 indican que la actividad de la falla de Merens ya comenzó durante el evento de deformación D2 y, por tanto, en etapas tempranas de la deformación varisca.

8. Las relaciones blastesis - deformación han permitido diferenciar dos episodios metamórficos, de baja presión y alta temperatura, en el área estudiada. El primero está caracterizado esencialmente por asociaciones de bajo grado metamórfico (Ms – Chl - Bt) aunque en

algunos puntos pudo alcanzar condiciones de grado medio y es contemporáneo con el evento de deformación D1 y con las primeras etapas del evento de deformación D2. El segundo episodio alcanzó condiciones de grado medio – alto y se limita a las áreas colindantes con los domos del Aston y del Hospitalet. Los porfiroblastos que lo caracterizan (granate, andalucita, estaurolita y cordierita) son post-tectónicos respecto a S1 y en las rocas más cercanas a los domos gnéisicos se observan porfiroblastos de estaurolita que conservan en su interior la foliación S1 plegada suavemente o recta y perpendicular a la foliación de la matriz (S3) que rodea al porfiroblasto. Además, en algunas zonas se han observado porfiroblastos de biotita post-tectónicos respecto tanto a la S1 como a la S2. Por ello, se puede concluir que el segundo episodio metamórfico es contemporáneo con el evento de deformación D3.

9. Las relaciones entre las estructuras no coaxiales que caracterizan el evento de deformación D3 y el segundo episodio metamórfico de baja presión y alta temperatura reflejan la existencia de condiciones de deformación extensional asociada a la intrusión de cuerpos ígneos en etapas tardías de la deformación varisca.

10.El área estudiada está caracterizada por un buen desarrollo de interferencias de pliegues que, debido a la posición de las diferentes generaciones de pliegues dan lugar principalmente a figuras tipo 3 de Ramsay (1967) y a foliaciones penetrativas y cabalgamientos generados bajo condiciones metamórficas de grado bajo a medio – alto. Además, son numerosos los granitos sin- y post-tectónicos e incluso las migmatitas. Todos estos elementos permiten situar la zona de estudio en regiones internas del orógeno Varisco. Las zonas externa variscas se situarían al sur del sinclinal de Llavorsí, donde la deformación varisca consiste principalmente en cabalgamientos y pliegues asociados, vergentes al sur, desarrollados en ausencia de metamorfismo. La zonación propuesta para el Varisco permite establecer la correlación entre los Pirineos Centrales y la rama norte del Arco lbero Armoricano. Por lo tanto, el área estudiada sería esencialmente correlacionable con la Zona Astur Occidental Leonesa, si bien el extremo septentrional guarda importantes semejanzas con el Dominio del Ollo de Sapo, parte más oriental de la Zona Centro-Ibérica.

11. Los datos estructurales y metamórficos reflejan que la deformación varisca en la zona se produjo bajo un contexto esencialmente compresivo, con el desarrollo de pliegues y cabalgamientos que darían lugar a un importante engrosamiento cortical en esta parte del orógeno Varisco. Posteriormente, tuvo lugar un evento extensional cuyos efectos se restringen a zonas próximas a los domos gnéisicos y relacionado con el emplazamiento de los granitos tardíos en la zona, descartándose la existencia de un colapso extensional generalizado en etapas tardías de la Orogenia Varisca. A partir del Pérmico, cuando ya había finalizado la Orogénesis Varisca y comienza el ciclo Alpino, la extensión se generaliza en todo el Norte de la Península Ibérica.

REFERENCIAS

- Abad, A. (1987). Primera cita de arqueociátidos en Cataluña. *Trabajos Museo Geología Seminario Barcelona*, 222, 10.
- Abad, A. (1989). El Cámbrico Inferior de Terrades (Gerona). Estratigrafía, facies y paleontología. *Batallería*, 2, pp. 47 56.
- Aerden, D. G. (1994). Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks the Lys-Caillaouas Massif. *Tectonophysics*, 238, pp. 139 160.
- **Aguilar, C. (2013).** P–T–t–d constrains on the Late Variscan evolution of the Eastern Pyrenees. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 225 pp.
- Alías, G. (1995). El metamorfisme regional herciniá de les metapelites del sector occidental dels macizos de l'Aston y de l'Hospitalet (Pirineu Central). Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 214 pp.
- Alías, G. & Cirés, J. (1992). Geologia del basament hercinià del NW d'Andorra. Annals del Institut d'estudis andorrans, pp, 61 85.
- Alías, G. & Liesa, M. (1992). Secuencia de reacciones metamórficas en las rocas pelíticas de grano medio (zona And-St-Cd) del extremo SO de los macizos del Aston y el Hospitalet (Pirineo Central). III Congr. Geol. España, Salamanca, 2, pp. 19 – 28.
- Alonso, J. L. (1979). Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales). Tesis de Licenciatura, Univ. De Oviedo, 26 pp.
- Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; García-Ramos. J.C. & Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantanbrian Mountains (NW Spain) In: Friend, P.F. & Dabrio, C.J. (eds) *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 214 – 227.
- Arenas, R. Farias, P. & Gallastegui, G.(1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes. *Congreso Geológico de España*, Granada, 2, pp. 75 84.
- Arthaud, F. & Matte, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip in southern Europe and northern African: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1305-20.
- Auréjac, J.B.; Gleizes, G.; Diot, H. & Bouchez, J.L. (2004). Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la techinque de l'ASM: un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne. Bull. Soc. géol. France, 157, pp. 157 – 174.
- Autran, A. & Guitard, G. (1969). Mise en évidence de nappes hercyniennees de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales): liason avec la Nappe de Canigou. C. R. Acad. Sci. Paris, 269, pp. 2497 2499.
- Autran, A.; Fonteilles, M. & Guitard, G. (1970). Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie et le métamorphisme regional, considérées principalement du point du vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. Bull. Soc. Geol. Fr., t. 7 (12), pp. 673 – 731.
- Autran, A. & García-Sansegundo (1996). Tectonique hercynienne. Carte structurale. *In*: Barnolas, A.; Chiron, J.C. (eds.) Synthèse géologique at géophysique des Pyrénées, vol 1. BRGM ITGE, Orléans Madrid.
- **Barnolas, A. & García-Sansegundo, J. (1992).** Caracterización estratigráfica y structural del Paleozoico de Les Gavarres. (Cadenas Costero Catalanas, NE de España). *Bol, Geol. Min.*, 103 1, pp. 94 108.
- Barnolas, A.; Chiron, J.C. & Guérangé, B. (1996). Synthèse géologique et géophisique des Pyrénées. Volume 1, Introduction, Géophysique, Cycle Hercynien. Éditions BRGM-ITGE, 729 pp., 26pl. h.t.

- **Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004).** La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división. *En* : *Geología de España*. Vera, J.A., (Ed. principal). SGE IGME, (Madrid), pp. 233 341.
- Barrère, P.; Courbouleix, S.; Gil-Peña, I & Martín-Alfageme, S. (2008). Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées à 1:400000. IGME BRGM
- Boersma, K. Th. (1973). "Devonian and Lover Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrénées". *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 307-377.
- Besson, M. (1991). Carte géologique au 1/50000 Fontargente, feuille 1093 et notice. BRGM, Orléans.
- Bodin, J. (1988). Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Documents du BRGM, Orleans, núm. 153, 255 pp.
- Bodin, J. & Ledrú, P. (1986). Nappes hercyniennes précoces à materiel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises. C. R. Acad. Sc. Paris, 302 (2), pp. 969 974.
- Boillot, G. (1986). Comparison between the Galicia and Aquitania margins. *Tectonophysics*, 129, pp. 243 255.
- Bresser, J.H.P. de; Majoor, F.J.M. & Ploegsma, M. (1986). New insights in the structural and metamorphic history of the Western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France). *Geol. en Mijnbouw*, Dordrecht, 65, pp. 177 – 187.
- Brun, J.P. & Burg, J.P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc A corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 61 (2), pp. 319 332.
- Buchroithner, M.F.V. (1979a). Die conodontenchronologie im Karbon der Pyrenäen. *Mit. Österr. geol. Ges.,* Wien, 70 (97), pp. 75 -118.
- Buchroithner, M.F.V. (1979b). Conodontenstratigraphie Untersuchungen im Silur und Devon der Ost und Zentralpyrenäen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, (5), pp. 268 283.
- Carreras, J. (2001). Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 1457 1486,
- Carreras, J.; Julivert, M. & Santanach, P. (1980). Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, Oxford, 2, 1/2, pp. 5 9.
- Carreras, J. & Capellà, I. (1994). Tectonic levels in the Paleozoic basament of the Pyrenees : a review and a new interpretation. *Jour. Struct. Geol.*, 16, pp. 1509 1524.
- Carreras, J. & Capellà, I. (1995). Tectonic levels in the Paleozoic basament of the Pyrenees-a review and a new interpretation. Reply. *Jour. Struct. Geol.*, 17, pp. 1493 1495.
- **Carreras, J. & Cirés, J. (1986).** The geological significance of the western termination of the Mérens fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics,* 129, pp. 99 114.
- Carreras, J. & Debat, P. (coord.), (1996). Tectonique Hercinien. *In*: Barnolas, A. & Chiron, J.C.: "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées". Edition BRGM ITGE Volume 1, pp. 585 678.
- **Carreras, J. & Druguet, E. (2014).** Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *In*: Schulmann, K.; Martínez-Catalan, J.R.; Lardeux, J.M.; Janousek, V. & Oggiano, G. (eds.). The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society, London, Special Publications, 405, http://dx.doi.org/10.1144/SP405.7
- **Capellà, I. (1988).** *Estudi estructural del Sinclinal de Llavorsí entre els rius Civis i Valira (Andorra, Lleida).* Tesis de Licenciatura, Univ. Autónoma de Barcelona, 102 pp.
- **Capellà, I. (1991).** Variació de l'estil estructural a l'Hercinià del Pirineu. Infrastructura Zona de Transiciò Suprastructura. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 279 pp.
- Capellà, I. y Carreras, J. (1996). La zonación estructural del Hercínico del Pirineo Central en el anticlinorio de la Pallaresa. *Estudios Geol.*, 52, pp. 51-61.
- Capote, R. & Carbó, A. (1983). La evolución tectónica de los dominios de la plataforma e intermedios. *En: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, Tomo II,* Inst. Geol. Min. España, Madrid, pp. 37 47.

- **Cardellach, E.; Canals, A. & Pujals, I. (1996).** La composición isotópica del azufre y del plomo en las mineralizaciones de Zn-Pb del Valle de Aran (Pirineo Central) y su significado metalogenético. *Estudios Geológicos*, 52, pp. 189 195.
- Carey, W.S. (1958). The orocline concept in geotectonics: *Royal Society of Tasmania Proceedings*, v. 89, pp. 255 258
- Casas, J.M. (1984). Estudi de la deformació en els gneiss del Massis del Canigó. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 284 pp.
- **Casas, J.M. (2010).** Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ("sardic") tectonics. *Geol. Mag.*, 147, pp. 647 689.
- Casas, J.M. y Poblet, J. (1989). Essai e restitution de la déformation dans une zone avec plis et chavauchements: le "synclinal de Llavorsí" dans les Pyrénées centrales (Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris, 308, II, pp. 427 – 433.
- **Casas, J.M.; Domingo, F.; Poblet, J. & Soler, A. (1989).** On the role the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, Paris, 3, 2, pp. 135 147.
- **Casas, J.M.; Parés, J.M. & Megías, L. (1998).** La fábrica magnética de los materiales cambro ordovícicos del Anticlinal de la Massana (Andorra, Pirineo Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 11, pp. 317 329.
- Casas, J.M.; Alías, G.; Masachs, I.; Soler, A. & Vilaplana, J.M. (2002). Memòria del mapa geológic d'Andorra 1:50000. Institut d'Estudis Andorrans, 49 pp.
- **Casas, J. M. y Fernández, O. (2007).** On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geologica Acta*, 5, 2, pp. 193-198.
- **Casas, J. M.; Fernández, O. & Domingo, F. (2007).** Carboniferous normal faults in the Eastern Pyrenees: evidences and age constrains of syn-orogenic Variscan extension. *Geodinamica Acta*, 20, 6, pp. 385 392.
- Casas, J.M.; Castiñeiras, P.; Navidad, M.; Liesa, M. & Carreras, J. (2010). New insights into the Late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U-Pb SHRIMP zircon data from the Canigo massif. *Gondwana Res.* 17, pp. 317 – 324.
- **Cavet, P. (1957).** Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 254, 55, pp. 303-518.
- Choukroune, P. & Seguret, M. (1973). Carte structurale des Pyrénées, 1/500000. Université de Montpellier ELF Aquitaine.
- Choukroune, P.; Le Pichon, X.; Seguret, M. & Sibuet, J.C. (1973). Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth planet Sci.* Lett., 18 (1). 109 – 118.
- Cirés, J.; Alías, G.; Poblet, J. & Casas, J.M. (1990). La estructura del anticlinal de La Massana (Hercínico del Pirineo central). *Geogaceta*, 8, pp. 42 44
- **Cirés, J. (1996).** pag. 612, La Faille de Meréns dans les Pyrénées d'Andorre *in* Carreras, J. & Debat, P., Chapitre: tectonique Hercinien, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Edition BRGM ITGE Volume 1.
- **Clariana, P. (2001).** Significado de los Pliegues N-S en el área del Río Civis. Sector Oriental del Flanco Sur del Sinclinal de Llavorsí. (Zona Axial, Pirineos Centrales). *Boletín Geológico y Minero*, vol. 112, 3, pp. 39-46.
- **Clariana, P. (2004):** *"Estudio estratigráfico y estructural del Silúrico-Devónico del sinclinorio de Tor-Casamanya, Pirineo Axial. Andorra."* 47 pp.. Fondos documentales de IEA e IGME. Inédito.
- Clariana, P. (2004): El sinclinori de Tor-Casamanya. Estudi estratigráfic i estructural, Nova cartografia geológica a escala 1:25000. *Revista del Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Horitzó,* 6. 3-15.

- **Clariana, P. (2005):** *"Estudio estratigráfico y estructural del Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior de la zona de Comapedrosa y Pla de l' Estany. Andorra."* 46 pp.. Fondos documentales de IEA. Inédito.
- Clariana, P. (2006): Estudi estratigráfic i estructural del Cambro-Ordovícico de la Zona de "Els Pics Alts" de Andorra. (Valles de Comapedrosa y Pla de L'Estany). *Revista del Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Horitzó*, 9, pp. 8 - 25.
- **Clariana, P. (2006):** *"Estudio estratigráfico y estructural del Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior de la zona de El Serrat Arcalis, Pirineo Axial. Andorra."* 47 pp.. Fondos documentales de IEA e IGME. Inédito.
- Clariana, P. (2007): Estudi estratigráfic y estructural del Cambro-Ordovícico de lazona de El Serrat Arcalis. Revista del Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Horitzó, 11, pp. 3 - 20.
- **Clariana, P. (2007):** *"Estudio estratigráfico y estructural del Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior de los valles de Sorteny y Vall de Riu. Pirineo Central. Andorra."* 45 pp.. Fondos documentales de IEA e IGME. Inédito.
- Clariana, P.; Barnolas, A. & García-Sansegundo, J. (2004). Datos preliminares, estratigráficos y estructurales, obtenidos a partir de la cartografía del Sinclinorio de Tor-Casamanya, (Andorra, Pirineos centrales). *Geotemas*, 6, 3, 263-266.
- Clariana, P. & García-Sansegundo, J. (2009). Variscan structure in the Eastern part of the Pallaresa massif Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bull. Soc. géol. France*, 180, pp. 501 511.
- Clariana, P.; García-Sansegundo, J. & Gavaldà, J. (2009). Th estructure in the Bagneres de Luchon and Andorra cross-sections (Axial Zone of the central Pyrenees). *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 29 pp. 175 181.
- Clariana, P. & García-Sansegundo, J. (2012). Metamorphic characteristics in the Eastern part of the Pallaresa massif and their relationships with the variscan deformation events. Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). *Géologie de la France*, 2, pp. 85 86
- Clin, M. (1964). Étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque de Lys. *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.*, 27, pp. 1 379.
- Clin, M.; Heddebaut, C.; Mirouse, R.; Muller, J.; Roger, P. & Waterlot, M. (1970). Le cycle hercynien dans les Pyrénées. Annales de la Société Géologique du Nord, pp. 253 – 276.
- Cocherie, A.; Baudin, T.; Autran, A.; Guerrot, C.; Fanning, M.C. & Laumonier, B. (2005). U-Pb zircon (ID TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France): new U-Pb zircon datings. *Bull. Soc. géol. France*, 176, pp. 269 – 282.
- Comes, B. (1983). Le massif d'Aston entre Ariège et Oriège. Thèse de 3ème cycle, Toulouse, 105 pp.
- Copons, R. (2005) Mapa geomorfòlogic d'Andorra 1:50000. CRECIT, Institut d'estudis Andorrans (IEA)
- Daigniéres, M.; Seguret, M.; Specht, M. & ECORS Team (1994). The Arzacq Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. *In*: Hydrocarbon and petroleum geology of France (A. Mascle Ed.), Springer, pp. 199 208.
- De Sitter, L.U. & Zwart, H.J. (1960). Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50000; sheet 1 Garonne, sheet 2 Salat. *Leidse Geol. Meded.*, 27, pp. 191 – 236.
- **De Sitter, L.U.(1961).** Le Précambrien dans la chaîne cantabrique *Compte Rendu sommaire de séances de la Société Géologique de France*, 9, pp. 253 254.
- Degardin, J. M. (1988). Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie. Soc. Geol. Nord, publ. 15, 355 pp.
- **Den Brok, S. W. J. (1989).** Evidence for pre Variscan deformation in the Lys Caillaouas area, Central Pyrenees, France. *Geologie en Mijnbouw*, 68, pp. 377 380.
- Deramond, J.; Graham, R.M.; Hossack, J.R.; Baby, P. & Crouzet, G. (1985). Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, pp. 1213 1216.

- **Denèle, Y. (2007).** Formation des domes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston – Hospitalet. Thèse Doctorat, Toulouse, 284 pp.
- Denèle, Y.; Olivier, P.; Gleizes, G. & Barbey, P. (2007). The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, 19, pp. 445-453.
- Denèle, Y.; Olivier, Ph. & Gleizes, G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: the Variscan Merens shear zone (Pyrenees, France). Jour. Struct. Geol., 30, pp. 1138 1149.
- **Denèle, Y.; Barbey, P.; Deloule, E.; Pelleter, E.; Olivier, Ph. & Gleizes, G. (2009a).** Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, t. 180, nº 3, pp. 209 216.
- Denèle, Y.; Olivier, Ph.; Gleizes, G. & Barbey, P. (2009b). Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, pp. 244 – 261
- Denèle, Y; Barbey, P.; Paquette, J.L.; Laumonier, B. & Olivier, Ph. (2011). *Time scale of gneiss dome formation and ductile flow: The Mont-Louis and Ax-Les-Thermes plutons and related gneiss dome in the French Pyrenees*. GSA Annual Meeting, Minneapolis. Vol. 43, núm. 5, pp. 492.
- Denèle, Y.; Laumonier, B.; Paquette, J.L., Olivier, P.; Gleizes, G. & Barbey, P. (2014). Timing of granite emplacement, cristal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees *In*: Schulmann K., Martínez-Catalán J.R., Lardeaux J.M., Janousêk V. & Oggiano G. (eds.), The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geol. Soc. London Spec. Pub., 405, pp. 265 – 287.
- Deramond, J. (1971). Plis couchés dans la Zone Axial des Pyrénees Ariégeoises (Haut-Salat). C. R. Acad. Sci., Paris, 272, pp. 693-696.
- Deramond, J. & Soula, J.C. (1971). Orientation des structures hercyniennes et rôle des anisotropies dans les Pyrénées ariégeoises et andorranes. *C. R. Acad. Sci., Paris,* D, 272, 63, pp. 2653-2656.
- Díez-Montes, A.; Martínez-Catalán, J.R.; & Bellido Mulas, F. (2010). Role of Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17, (2-3), pp. 363 - 376
- Domingo, F.; Muñoz, J.A. & Santanach, P. (1988): Estructures d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massis de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental). *Acta Geol. Hispanica*, Barcelona, 23, pp. 141 153.
- **Druguet, E. (2001).** Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics*, 332, pp. 275 293.
- **Druguet, E. & Hutton, D.H.W. (1998).** Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. *Jour. Struc. Geol*, 20, pp. 905-916.
- **ECORS PYRENEES TEAM (1988).** The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, pp. 508 511.
- **Edel, J.B. (2012).** Rear cover. *In*: Length Scales, Time Scales and Relative Contribution of Variscan Orogenic Events to Formation of European Crust. Géologie de la France 1, BRGM, Orleans.
- **Eeckhout, B. van den (1986).** " A case study of a manteld gneiss antiform, the hospitalet massis, Pyrenees (Andorra, France)". *Geologica Ultraiectina*, 45: 193 pp.
- **Eeckhout, B. van den. And Zwart, H.J. (1988).** Hercynian cristal scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, Boulder, 16, pp. 135 138.
- Evans, N.G.; Gleizes, G.; Leblanc, D. & Bouchez, J. (1997). Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassiès granite pluton. *Jour. Struc. Geol.*, 19, pp. 195 208.

- Farias, P.; Gallastegui, G.; González-Lodeiro, F.; Marquínez, J.; Martín-Parra, L.M.; Martínez-Catalan, J.R. Pablo-Macía, J.G. & Rodríguez-Fernández, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol.* Fac. Ciencias do Porto, 1, pp. 411 – 413.
- Fischer, M.W. (1984). Thrusts tectonics in the north of the Pyrenees. Jour. Structur. Geol., 6 (6), 721 726.
- Galdeano, A.; Moreau, M.; Pozzi, J.P.; Berthou, P.Y. & Malod, J. (1989). New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth Planet Sci. Lett*, 92, pp. 95 106.
- **Gallastegui, J. (2000).** Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 22, pp. 9 – 234.
- García-Sansegundo, J. (1990). Structure of the Paleozoic in the Aran Valley, Axial Zone, central Pyrenees. Bull. Soc. géol. France, Paris (8), VI, núm. 2, pp. 229 239.
- **García-Sansegundo, J. (1992).** Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça. Publicaciones especiales del *Boletín Geológico y Minero*, 167 pp.
- García-Sansegundo, J. (1996). Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley crosssection (Spain - France). J. Struct. Geol. 18, pp. 1315 – 1325.
- García-Sansegundo, J. (2004). Estructura varisca en los Pirineos, En: Geología de España (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. Pp. 254 – 258.
- García-Sansegundo, J. & Alonso, J.L. (1989). Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinámica Acta*, Paris, 3, 2, pp 127 – 134.
- García-Sansegundo, J.; Gavaldá, J. & Alonso, J. L. (2004). Preuves de la discordance de l'Ordovicien supérieur dans la Zone Axiale des Pyrénées: exemple du Dôme de la Garonne (Espagne, France). *Comptes Rendus Geosciences*, 336, pp. 1035 1040.
- García-Sansegundo, J.; Poblet, J.; Alonso, J.L. & Clariana, P. (2011). Hinterland foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. From: Poblet, J. & Lisle, R. J. (eds.) Kinematic *Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 349, pp. 169 184.
- **Gil-Peña, I. (2004).** Estructura alpina de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. p. 241
- Gil-Peña, I.; Sanz López, J.; Barnolas, A. & Clariana, P. (2000). Secuencia sedimentaria del Ordovícico Superior en el margen occidental del domo del Orri (Pirineos Centrales). *Geotemas*, 1 (2), pp. 187 – 190.
- Gil-Peña, I.; Barnolas, A.; Sanz-López, J.; García-Sansegundo, J. & Palau, J. (2001). Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales. *Geogaceta*, 29, pp. 57 60.
- Gil Peña, I. & Barnolas, A. (2004). El domo del Orri (Pirineo Central): un pliegue manto reactivado por la tectónica alpina. *Geotemas*, Vol. 6(3), pp. 267-270.
- Gil Peña, I. & Barnolas, A. (2004). Introducción al ciclo Varisco en los Pirineos, En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. p. 241
- Gil-Peña, I.; Barnolas, A.; Villas, E. & Sanz-López, J. (2004). El Ordovícico Superior de la Zona Axial, En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. p. 241
- **Gisbert, J. (1981).** Estudio geológico-petrológico del Estefaniense Pérmico de la Sierra del Cadí. Diagénesis y Sedimentología. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, Zaragoza, 314 pp.
- Gleizes, G.; Leblanc, D.; Santana, V.; Olivier, P. & Bouchez, J.L. (1998). Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets – Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20, 1229 – 1245.
- **Guitard, G. (1964).** Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne: Les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées orientales). *C. r. Acad. Sci.* Paris (S. D.) 258, pp. 4597 4599.

- Guitard, G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oèillés du massif du Canigou, (Pyrénées Orientales). *Mém. Bur. Rech. Geol. & Minières*, 63 pp.
- Gutiérrez-Alonso, G. (2004). La transición de la Zona Asturoccidental Leonesa con la Zona Cantábrica: el Antiforme del Narcea. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 52 54.
- Gutiérrez-Alonso, G.; Murphy, J.B.; Fernández-Suárez, J. & Hamilton, M.A. (2008). Rifting along the northern Gondwana margin and the evolution of the Rheic Ocean: A Devonian age for the El Castillo volcanic rocks (Salamanca, Central Iberian Zone). *Tectonophysics*, 461, 1 – 4, pp. 157 – 165.
- Gutierrez Marco, J.C. & Robardet, M. (2004). Ordovícico, Silúrico y Devónico. En: A. Azor (cord.) Zona de Ossa Morena, En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 170 – 172.
- Hartevelt, J.J.A. (1970). Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 167-236.
- Hilario, A. (2004). Relaciones entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo). Universidad del País Vasco, Leioa, Vizcaya, 300 pp.
- **Izquierdo-Llaval, E. (2014).** Variaciones longitudinales en la estructura de la Zona Axial Pirenaica: aportaciones de la fábrica magnética, el paleomagnetismo, la paleotermobarometría y la modelización analógica. Tesis doctoral, Univ. De Zaragoza, 354 pp.
- Izquierdo-Llaval, E.; Román-Berdiel, T.; Casas-Sainz, A.; Oliva-Urcía, B.; Gil-Peña, I.; Soto, R. & Jabaloy, A. (2012). Magnetic and structural study of the Eaux-Chaudes intrusión: understanding the variscan deformation in the western Axial Zone (Pyrenees). J. Earth. Sci. (Geol Rundsch), DOI 10.1007/s00531-012-0760-9.
- Julivert, M. (1983). Los tiempos Precámbricos y Paleozoicos; El ciclo Hercínico; Generalidades. En: Libro Jubilar, J.M. Ríos, Geología de España, Tomo I, Ins. Geol. Min. España, Madrid, pp. 59 71.
- Julivert (1996). Place de la chaîne hercynienne des Pyrénées dans le cadre Varisque. *In*: Barnolas, A. & Chiron, J.C.: "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées". Edition BRGM ITGE Volume 1, pp. 586 587.
- Julivert, M.; Carreras, J.; Barnolas, A.; Duran, H. & García-Sansegundo, J. (1996). Structures hercyniennes des chaines cotières catalanes. In: Barnolas, A. & Chiron, J.C.: "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées". Edition BRGM ITGE Volume 1, pp. 648 649.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. & Conde, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Julivert, M. & Martinez, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: Comba, J. A. (ed.) Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, Tomo I. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 612 – 631.
- Kleinsmiede, W.F.J. (1960). Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geol. Meded.*, 25, pp. 129 245.
- Kriegsman, L.M. (1989). Structural geology of the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees. Evidence of large scale recumbent fold of late variscan age. *Geodinamica Acta*, 3, 2, pp. 163 170.
- Kriegsman, L. M.; Aerden, D. G. A. M.; Bakker, R. J.; Brok, S. W. J. Den & Schutjens, P. M. T. M. (1989). Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees evidence for a late orogenic extension prior to peak metamorphism. *Geol. Minjb.*, 68, pp. 323-333.
- Lagarde, J. L. (1978). Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (Pyrénées Orientales). *C. r. Acad. Sci.* Paris, 268, pp. 937 940.
- Lamouroux, C.; Soula, J.C.; Déramond, J. & Debat, P. (1980). Shear zones in the granodioritic massifs of the Central Pyrenees and the behavior of these massifs during the Alpine orogenesis. J. Struct. Geol., 2, 1/2, pp. 49 – 53.
- Lamouroux, C.; Soula, J.C. & Roddaz, B. (1981). Les zones mylonitiques des massifs du Bassiès et de l'Aston (Haute Ariège). Bull. Bur. Rech. Géol. Min. Sect., 5, 2, pp. 103 111.

- Lamouroux, C. (1987). Les mylonites des Pyrénées: classification, mode de formation et évolution. These de doctorat, Toulouse 395 pp.
- Laumonier, B. (1988). Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica, IV*, pp. 25-38.
- Laumonier, B. (2004). Serie pre-Caradoc de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 241-244.
- **Laumonier, B. (2004b).** Pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces en los Pirineos orientales: el ejemplo del sinclinal de Villefranche. *Geotemas*, 6, 3, pp. 271 274.
- Laumonier, B. (2008). Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. *In*: J. Canérot; J. P. Colin; J.P. Platel & M. Bilotte; "Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui", Pau, 20 21 september 2008. Editions Atlantica, pp. 23 35.
- Laumonier, B. & Guitard, G. (1978). Contribution à l'etude de la tectonique superpose Hercynienne des Pyrénées orientales: Le problema de plissements precoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du sinclinal de Villafranche de Conflent. *Rev. Geogr. Physique géol. Dynam.* (2) XX., pp. 177 – 212.
- Laumonier, B.; Geyssant, J. & Guitard, G. (1984). Les plissements hercyniens Tardifs dans le Paléozoïque du versant nord du Canigou, 2ème partie: essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures. *Géol. Fr.* 4, pp. 127 147.
- Laumonier, B. & Guitard, G. (1986). Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. C. R. Acad. Sci., Paris, 302, pp. 473-478.
- Laumonier, B.; Autran, A.; Barbey, P.; Cheilletz, A.; Baudin, T.; Cocherie, A. & Guerrot, C. (2004). Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'age et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bull. Soc. géol. France,* t. 175, nº 6, pp. 643 – 655.
- Laumonier, B.; Marignac, C. & Kister, P. (2010). Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, t.181, nº 5, pp. 411 428.
- Laumonier, B.; Barbey, P.; Denèle, Y.; Olivier, P. & Paquette, J.L. (2014). Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien – Autunien p.p.) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. Pyrén.*, 1, 2, 10 pp.
- Le Pichon, X.; Bonnin, J. & Sibuet, J.C. (1970). La faille nord-pyrénéene: faille transformante liée à l'oberture du Golfe de Gascogne. C. R. Acad, Sci. Paris, 271, pp. 1941 1944.
- Le Pichon, X. & Sibuet, J.C. (1971). Comments on the evolution of the nort-east Atlantic. *Nature*, 233, pp. 257 258.
- Liesa, M. & Carreras, J. (1989). On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (eastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3, pp. 149 161.
- Liesa, M. (1994). Relations of Hercynian metamorfism whit magmatism and deformation in the Eastern Pyrenees. Implications for Hercynian evolution. *Geologie en Mijnbouw*, 72, pp. 295 304.
- Liesa, M. (2004). El metamorfismo varisco de la Zona Axial de los Pirineos, En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE IGME, Madrid, pp. 258 263.
- Llopis Lladó, N. (1965). Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 7, pp. 652-659.
- Llopis-Lladó, N. (1966). Sobre la estratigrafía del Silúrico de Andorra y el límite Silúrico-Devónico. V Cong. Int. Est. Pir., Jaca-Pamplona. *Pirineos*, 81 – 82, Inst. Est. Pirenaicos, ed., pp. 79 – 86.
- Llopis-Lladó, N. (1966). Sur le Dévonien du synclinorium de Casamanya (Andorre, Pyrénées orientales). C. R. somm. Séd. Soc. géol. Fr., pp. 27 28.
- Llopis-Lladó, N. (1967). *Mapa geológico de Andorra (1:25000) Hojas I, II, IV y VI*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto de Geología Económica, Madrid.

- Llopis Lladó, N. (1969). "Estratigrafía del Devónico de los valles de Andorra". Mem. R. Acad. Cien. Artes Barcelona, 34 (7), pp. 219-290.
- López-Sánchez, M.A.(2013). Análisis Tectónico de la falla de Vivero (Galicia, NO de España). Tesis doctoral, Univ. De Oviedo, Oviedo. 164 pp.
- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Variszidenn in der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, pp. 78 92.
- Lotze, F. (1956). Das Präkambrius Spaniens. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 8, pp. 373 380.
- Majesté-Menjoulas, C. (1979). Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse Science Université Paul Sabatier, Toulouse, 343 pp.
- Malod, J.A. & Maufrett, A. (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, pp. 261 278.
- Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 6, pp. 1 113.
- Marcos, A. (2004). Zona Asturoccidental Leonesa. En: En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 49 68.
- Martí, J. & Mitjavila, J. (1987). Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán. *Geogaceta*, 2, pp. 19 – 22.
- Martí, J. & Mitjavila, J. (1988). El volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán, II: caracterización de la actividad explosiva. Acta Geológica Hispánica 23, pp. 21 31.
- Martínez, F.J.; Reche, J. & Arboleya, M.L. (2001). P T modelling of the andalusite-Kyanite-andalusite sequence and related assemblages in high-Al graphitic pelites. Prograde and retrograde paths in a late kyanite belt in the Variscan Iberia. *J. metam. Geol.*, 19, pp. 661 677.
- Martínez, F.J.; Reche, J. & Iriondo, A. (2008). U-Pb shrimp-RG zircon ages of Variscan igneous rocks from the Guilleries massif (NE Iberia pre-Mesozoic basament). Geological implications. *C. R. Geoscience*, 340, pp. 223 232.
- **Martínez-Catalán, J. R. (1990).** A noncylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western-Europe. *Tectonophysics*, 179, 3 4, pp. 253 272.
- Martínez-Catalán, J. R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics?. *Terra Nova*, 23, pp. 241 247
- Martínez-Peña, M.B. & Casas-Sainz, A.M. (2003). Cretaceous Tertiary tectonic inversion at the Cotiella Nappe (southern Pyrenees, Spain). *Geol. Rundsch.*, 92, pp. 99 113.
- Masson, D.G. & Miles, P.R. (1984). Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. Mar. Geol., 56, pp. 279 – 287.
- Mattauer, M. & Séguret, M. (1966). Sur le style des déformations tertiares de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., Paris, 1, pp. 10 13.
- Mattauer, M. & Séguret, M. (1971). Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montardet. *Technip*, Paris, pp. 1 24.
- Matte, Ph. (1967). Le Précambrien supérieur schisto gréseux de l'ouest des Asturies (Nord-ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series précambriennes plus internes de l'Arc Galicien. *Compte Rendus Hebdomadaires des seances de l'Academie des Sciencies Série D*, 264 (14), pp. 1769 1772.
- Matte, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Revue de Gélogie Alpine, 44, pp. 1 128.
- Matte, Ph. (1968b). Précisions sur le Précambrien supérieur schisto gréseux de l'ouest des Asturies. Comparaison avel les autres affleurements précambriennes du Nord-ouest de l'Espagne. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dinamique*, 10, 3, pp. 205 – 206.

- Matte, Ph. (1969). Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, pp. 1841 1844.
- Matte, Ph. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d' évolution et position des grands blocs continentaux au Permo Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, 8, pp. 9 24.
- Matte, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, pp. 309 337.
- Matte, Ph. (1995). Southerm Uralides and Variscides: comparison of their anatomies and evolutions. *Geologie* en Mijnbouw, 74, pp. 151 166.
- Matte, Ph. (1998). Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides. *Geologiska Foreningen I Stockholm Forhandlingar*, 120, pp. 209 222.
- Matte, Ph. (2001). The Variscan collage and orogeny (480 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, pp. 122 128.
- Matte, Ph. (2002). Les plis hercyniens kilométriques couches vers l'ouest-sud-ouest dans la region du pic du Midi d'Ossau – col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales). Comptes Rendus Geosciences, 334, pp. 773 – 779.
- Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1975). Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la génèse de l'arc iberoarmoricain. C. R. Acad. Sci. Paris, 280, pp. 2825 – 2828.
- Matte, Ph. & Mattauer (1987). Hercynian orogeny in the Pyrénées was not a rifting event. *Nature*, 325, pp. 739 740.
- Matte, Ph. & Xu Zhi, Q. (1988). Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 77, 1, pp. 227 238.
- Matthews, D.H. & Williams, C.A. (1968). Linear magnetic anomalies in th Bay of Biscay: A qualitative interpretation. *Earth Planet Sci. Lett.*, 4, pp. 315 320.
- Mc Caig, A.M. (1983). *Kinematics, geochemistry of shear zones in the Aston Hospitalet massif, Pyrenees*. Ph. D. thesis, Cambridge, 274 pp.
- Mc Caig, A.M. (1984). Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. J. Metamorphic Geol., 2, pp. 129 141.
- Mc Caig, A.M. (1986). Thick and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, pp. 319 342.
- Mc Caig, A.M. & Miller, J.A. (1986): 40Ar 39Ar age of mylonites along the Merens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, pp. 149 – 172.
- Mey, P.H.W. (1967). The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 153-220.
- Mey, P.H.W.; Nagtegaal, P.J.C.; Roberti, K.L. & Hartevelt, J.J.A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of posthercynian deposits in the South-Central Pyrenees. Spain. *Leids, Geol. Meded.*, 41, pp. 221 – 228.
- Mezger, J.E. & Passchier, C.W. (2003). Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-cordierite schist of the Bossòst dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Geological Magazine* 140, pp. 595-612.
- Mezger, J.E. (2005). Comparison of the western Aston-Hospitalet and Bossòst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. In (eds.) Carosi, R., Dias, R., Lacopini, D., and Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 6.
- Mezger, J.E. (2009). Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. Bull. Soc. géol. France, t. 180, nº 3, pp. 199 207.

- Mezger, J.E. (2010). Cadomian, Ordovician and Visean magmatism in the Axial Zone of the Central Pyrenees revealed by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating. 23 Réunion des Sciences de la Terre, Bordeaux, October 25 – 29, 2010, Livre des Résumés, 209 pp.
- **Mezger, J.E.; Schnapperelle, S. & Rölke, C. (2012).** Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 34, pp. 11 29.
- Mezger, J.E. & Gerdes, A. (2014). Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Research*, <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.ge.2014.11.010</u>.
- Mirouse (1966). Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mém. Carte Geol. France,* Paris, 451 pp.
- Montardet, L. & Winnock, E (1971). L'histoire structurale du Golfe the Gascogne. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier; X, Le Pichon & L. Montardet, Eds.). Technip, Paris, VI 16 1 VI 16 18.
- Montero, P.; Bea, F.; González-Lodeiro, F.G.; Talavera, C. & Whitehouse, M.J. (2007). Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Paleozoic evolution of Iberia. *Geological Magacine*, 144, pp. 963 976.
- Muller, J. & Roger, Ph. (1977). L' evolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géologie Alpine*, 53, pp. 149 191.
- Muñoz, J.A. (1985). Estructura Alpina y Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental. Tesis Doctoral, Univ. De Barcelona, 305 pp.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS Pyrenees crustal balanced cross section. In: McClay, K.R. (ed.). *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 235 246.
- Muñoz, J.A. & Casas, J.M. (1996). Tectonique préhercynienne. In: Carreras, J. & Debat, P., Chapitre: tectonique Hercinien, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Edition BRGM – ITGE – Volume 1, pp. 587 – 589.
- Navidad, M.; Castiñeiras, P.; Casas, J.M.; Liesa, M.; Fernández-Suárez, J.; Barnolas, A.; Carreras, J. & 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, pp. 325 337.
- Navidad, M. & Castiñeiras, P. (2011). Early Ordovician magmatism in the northern Central Iberian Zone (Iberian Massif): New U-Pb (SHRIMP) ages and isotopic Sr-Nd data. En: Gutiérrez Marco, J.C.; Rábano, I. & García-Bellido, D. (eds.), 11th International Symposium on the Ordovician System, Alcalá de Henares, Ordovician of the World, pp. 391 398.
- **Oele, J. A. (1966).** The structural history of the Vall Ferrera Area, the transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 38, pp. 129 164.
- **Olivet, J.L. (1978).** Nouveau modèle d' evolution de l' Atlantique nord et central. Tesis doctoral, Univ. Paris, 234 pp.
- Olivet, J.L. (1996). Kinematics of the Iberian Plate. B Cent. Rech. Expl., 20, pp. 131 195.
- Olivet, J. L.; Malod, J.A. & Beuzart, P. M. (1996). Contexte cinématique des donnés marines. In Barnolas, A & Chiron, J. C. (eds) Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. BRGM – ITGE, 1, Orléans and Madrid, pp. 81 – 134.
- Palau (1998). El magmatisme calcoalcalí del massis de Maimanya i les mineralizacions As-Au-W asociades. Monografies 4. Institut Cartografic de Catalunya, 340 pp.
- Parish, M. (1984). A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology. *Jour. Struct. Geol.*, Oxford, 6, pp. 247 255.
- Passchier, C.W. & Trouw R.A.J. (2005). Microtectonics 2nd edition, Berlin: Springer Verlag.

- Pastor-Galán, D. (2012). Evolución geodinámica del oroclinal Ibero-Armoricano, geología structural, modelización. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca, 187 pp.
- **Pedreira, D. (2004).** *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica.* Tesis doctoral, Univ. de Oviedo, Oviedo, 343 pp.
- Perejón, A.; Moreno-Eiris, E. & Abad, A. (1994). Montículos de arqueociatos y calcimicrobios del Cámbrico inferior de Terrades. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología), 89, pp. 55 – 95.
- Perejón, A.; Moreno-Eiris, E. & Abad, A. (1996). Archéocyathidés et algues d'âge cambrien, dans la boutonnière de Terrades (province de Girone, nord de Figueres). En: Barnolas, A. & Chiron, J.C.: "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées". Edition BRGM ITGE Volume 1, pp. 161 163.
- Pérez-Cáceres, I. (2012). Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo del Lys-Caillaouas (Huesca, España). Trabajo fin de Máster, Univ. De Oviedo, Oviedo, 48 pp.
- Pérez-Cáceres, I. & García-Sansegundo, J. (2012). Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo del Lys-Caillaouas (Huesca, España). *Geotemas*, 13, pp. 421 424.
- Pérez-Estaún, A.; Bea, F.; Bastida, F.; Marcos, A.; Martínez-Catalán, J.R.; Martínez-Poyatos, D.; Arenas, R.; Díaz-García, F.; Azor, A.; Simancas, J.F. & González-Lodeiro, F. (2004). La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 21 – 25.
- **Poblet, J. (1987).** *Estudi geológic del sector central del sinclinal de Llavorsi (Pirineu central).* Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 163 pp.
- Poblet, J. (1991). Estructura herciniana i alpina del Vessant sud de la zona Axial del Pirineu Central. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 604 pp. Inédita.
- Poblet, J. & Casas, J.M. (1993). Variscan extension in the Pyrenees (comment). Tectonics, 12, pp. 1479 1481.
- Pouget, P. (1984). *Gèologie de la region de Lesponne (Hautes Pyrénées)*. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 347 pp.
- Pouget, P.; Lamouroux, C.; Dahmani, A-; Debat, P.; Driouch, Y.; Mercier, A.; Soula, J.C. & Vezat, R. (1989). Typologie et mode de mise en plance des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes. *Geologische Rundschau*, 78, pp. 537 – 554.
- **Pouget, P. (1991).** Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bossots dome (French Spanish central Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, London, 148, pp. 299 314.
- Pulgar, J.A.; Gallart, J.; Fernández-Viejo; G., Pérez-Estaun, A.; Álvarez-Marrón, J. & ESCIN Group (1996). Seismic image of the Cantanbrian Mountains in the western extensión of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, pp. 1 – 19.
- Pulgar, J.A.; Pérez-Estaun, A. Gallart, J.; Álvarez-Marrón, J.; Gallastegui, J.; Alonso, J.L. & ESCIN Group (1997). The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin. *Rev. Soc. Geol España*, 8 (4), pp. 383 – 394.
- Raguin, E. (1977). Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. Bulletin du BRGM, 2, pp. 89 119.
- Ramsay, JG. (1967). Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill Book Company.
- Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates: some facts bat still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3 4), pp. 327 348.
- Reche, J. & Martínez, F.J. (2002). Evolution of bulk composition, mineralogy strain style and fluid flow during an HT – LP metamorphic event: sillimanite zone of the Catalan Coastal Ranges Variscan basement, NE Iberia, *Tectonophysics*, 348, pp. 111 – 134.
- Ribeiro, A.; Dias, R. & Silva, J.B. (1995). Genesis of The Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta*, 8, 4, pp. 173–184.
- Riesco, M.; Stüwe, K. Reche, J & Martínez, F.J. (2004). Silica deplected melting of pelites. A petrogenetic grid with applications to the Susqueda Aureole, Spain. J. Metamorph. Geol., 22, pp. 475 494.

- Ríos, J.M.; Galera, J.M.; Barettino, D. & Lanaja, J.M (1987). Mapa geológico de España, a escala 1:50000, Hoja de Sallent (núm. 145), 2ª serie MAGNA, ITGE, Madrid.
- Robardet, M. (1976). L' originalité du segment hercynien sud ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province du Séville (Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris, 283, Serie D, pp. 999 – 1002.
- Robardet, M.; Blaise, J.; Bouyx, E.; Gourvennec, R., Lardeux, H.; Le Herissé, A.; Le Menn, J.; Melou, M.; Paris, F.; Plusquellec, Y.; Poncet, J.; Régnault, S.; Rioult, M. & Weyant, M. (1993). Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Deévonien. I Bulletin de la Société Géologique de France, 164, pp. 683 – 695.
- Rodríguez-Méndez, L. (2011). Análisis de la estructura varisca y alpina en la transversal Sallent-Biescas (Pirineos centrales, Huesca). Tesis doctoral, Universidad del País Vasco. 186 pp.
- Roest, W.R. & Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19 (6), 613 616.
- Román-Berdiel, T.; Casas, A.M.; Oliva-Urcia, B.; Pueyo, E.L. & Rillo, C. (2004). The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *Jour. Struc. Geol.*, 26, pp. 659 677.
- Rosenbaum, G.; Lister, G.S. & Dubox, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, pp. 117 129.
- Saillant, J. P. (1982). La faille de Merens (Pyrénées orientales): micro-structures et mylonites. Thèse 3e. cycle, Univ. De Paris VI.
- Santanach, P. (1972). "Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales". Acta Geol. Hisp., 7 (5), pp. 129-132.
- Sanz-López, J. (1995). Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico Superior Carbonífero Inferior del Pirineo oriental y central. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 717 pp.
- Sanz-López, J. (2002). Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. In: Palaeozoic Conodonts from Northern Spain. Eight Inter: Conodont Symp. Held in Europe (S.García-López y F. Bastida, Eds.) Cuadernos del Museo Geominero, 1, pp. 367-389.
- Sanz-López, J. (2004). Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid, pp. 250 254.
- Sanz López, J. & Sarmiento, G.N. (1995). Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona). XI Jornadas de Paleontología, Tremp, pp. 157 160.
- Sanz-López, J.; Gil-Peña, I.; Valenzuela-Ríos, J.I. (2002). Lower Paleozoic rocks from the Pyrenees: a synthesis. In: Palaeozoic Conodonts from Northern Spain. Eight Inter: Conodont Symp. Held in Europe (S.García-López y F. Bastida, Eds.) Cuadernos del Museo Geominero, 1, pp. 349 – 365.
- Savostin, L.A.; Sibuet, J.C.; Zonenshain L. P.; Le Pichon, X. & Roulet, M.J. (1986). Kinematic evolution of the Thetys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, pp. 1 35.
- Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. (1990). Revised World maps and introduction. In: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R. (eds.) Palezoic Paleogeography and Biogeography. Geological Society, London, Memoir, 12, pp. 1 – 21.
- Scotese, C.R. & Golonka, J. (1992). PALEOMAP Paleogeographic Atlas: Progress Report 20. Department of Geology, University of Texas, Arlington, TX.
- Sebastian, A. (1981). *Petrología y geoquímica de los gneises de Queralbs*. Tesi Llicenciatura, Univ. Autònoma de Barcelona, 89 pp.
- Seguret, M. & Proust, F. (1968a). Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaïne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n' est pas originelle mais due à un replissement. CR Acad. Sci. Paris, 266, pp. 317-320.
- Seguret, M. & Proust, F. (1968b). Tectonique hercynienne des Pyrénées Centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *CR Acad. Sci. Paris*, 266, pp. 984-987.

- Sibuet, J.C (1989). Paleoconstrains during rifting of the Northeast Atlantic passive margins. *Jour. Geophys. Res.*, 94 (B6), pp. 7265 7277.
- Sibuet, J.C., Collete, B.J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the Kinematic evolution. Geology, 19, pp. 522 525.
- Sibuet, J.C.; Srivastava, S.P. & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Jour. Geophys. Res*, 109, B08104, doi: 10.1029/2003JB002514.
- Soliva, J.; Salel, J.F. & Brunel, M. (1989). Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrénées). *Geol. en Mijnbouw*, Dordrecht, 68, pp. 357 366.
- Soula, J.C. (1982). Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in centraleastern Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 3, pp. 313–342.
- Soula. J.C. & Bessière, G. (1980). Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. J. Struct. Geol., 2, pp. 69 74.
- Soula, J.C.; Debat, P.; Deramond, J.; Guchereau, J. Y.; Lamouroux, Ch.; Pouget, P. and Poux, L. (1986a). Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, II, (1), pp. 79 – 93.
- Soula, J.C.; Debat, P.; Deramond, J. And Pouget, P. (1986b). A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, Amsterdam, 129, pp. 115 147.
- **Spear,F. S. (1995).** *Metamorphic phase equilibria and Pressure Temperature Time Paths.* Mineralogical society of America, 799 pp. Washington, D.C.
- Speksnijder, A. (1987). The detection and significance of early deformation in the southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution. *Geol. Rundschau*, Stuttgar, 76, 2, pp. 115 - 147.
- **Teixell, A. (1998).** Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, pp. 395 406.
- Teixell, A. (2000). Geotectónica de los Pirineos. Investigación y Ciencia, 288, pp. 54-65.
- **Teixell, A. & García-Sansegundo, J. (1994).** *Mapa geológico de España, a escala 1:50000, hoja de Zuriza (núm. 118),* segunda serie MAGNA, ITGE, Madrid.
- Teixell, A.; García-Sansegundo, J. & Zamorano, M. (1994). Mapa geológico de España, a escala 1:50000, hoja de Ansó (núm. 144), segunda serie MAGNA, ITGE, Madrid
- **Torsvik, T.H. (1998).** Paleozoic Paleogergraphy: a North Atlantic viewpoint. *Geol. Soc. Sweden (G.F.F.)* 120, pp. 109 118.
- Trouw, R.A.J.; Passchier, C.W. & Wiersma, D.J. (2010). Atlas of mylonites and related microstructures, Berlin: Springer – Verlag.
- **Triboulet, C.; Guitard, G.; Katona, I. & Navidad, M. (2005).** Évolution presión température des amphibolites de la zone axiale au cours du métamorphisme hercynien des Pyrénées orientales. C. R. Geoscience 337, pp. 1244 1249.
- **Unrug, R. (1997)**. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today*, 7 (1), pp. 1–6.
- Valenzuela-Ríos, J.I. (1994). Conodontos del Lochkoviense y Praguiense (Devónico inferior) del Pirineo Central español. *Memorias del museo paleontológico Univ. Zaragoza*, nº5, 142 pp..
- **Valenzuela-Ríos, J.I. & Liao, J-C. (2008).** Informe bioestratigráfico del Devónico del Sinclinorio de Tor Casamanya (Sección de la vertiente sur del Pic de Casamanya). Inédito. 13 pp.
- Valenzuela-Ríos, J.I.; Liao, J-C.; Clariana, P. & Gil, I. (2009a). Devonian Conodonts from the Tor Casamanya Synclinorium (Andorra); a preliminary report. *Permophiles*, 53 (1), pp. 50.
- Valero, (1974). Géologie structurale du Paléozoique de la región de Panticosa. Province de Huesca (Espagne). Thèse 3ème Cycle, Bordeaux, 78 pp., 32 pl., 1 carte.

- Valero-Garcés, B. (1993). Lacustrine deposition and related volcanism in a transtensional tectonic setting: Upper Stephanian – Lower Autunian in the Aragón-Béarn Basin, western Pyrenees (Spain - France). Sedimentary Geology, 83, pp. 133 – 160.
- Valverde-Vaquero, P. & Dunning, G. (2000). New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Jour. Geol. Soc.*, 157, pp. 15 – 26.
- Van Den Eeckhout, B. (1986). A case study of a mantled gneis antiform, the Hospitalet massif Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, 45, pp. 1-193.
- Van Den Eeckhout, B. & Zwart, H.J. (1988). Hercynian crustal scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16, pp. 135-138.
- Van den Eeckhout, B. & De Bresser, H. (2014). On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France). *Bull. Soc. géol. France*, 185 (2), pp. 131 143.
- Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Península. *Tectonophysics*, 7, pp. 5 56
- Van der Voo, R. (1979). Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies, *EOS, Transactiom of AGU*, 60, 241 pp.
- Van der Voo, R. (1993). Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus ocean. *Cambridge University Press*. 411 pp.
- Vegas, R. & Banda, E. (1982). Tectonic and Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Systems*, 4, pp. 320 343.
- Verhoef, P.N.W.; Vissers, R.L.M. & Zwart, H. J. (1984). A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (Cental Pyrenees, France). *Geol. Mijnb.*, pp. 399 410.
- Verges, J.; Millán, H.; Roca, E.; Muñoz, J.A.; Marzo, M.; Cirés, J.; Den Bezemer, T.; Zoetemeijer, R. & Cloething, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn-, and post-collisional crustal scale cross-sections, Mar. Pet. Geol. 12, pp. 903 – 915.
- Vilá, M.; Pin, C.; Enrique, P. & Liesa, M. (2005). Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting: generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, 83, pp. 97 – 127.
- Vilá, M.; Pin, C.; Liesa, M. & Enrique, P. (2007). LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *Journal* of metamorphic Geology, 25, pp. 321 – 347.
- Vissers, R. L. M. (1992). Variscan extensión in the Pyrenees. Tectonics, 6, pp. 1369 1384.
- Weil, A.B. & Sussman, A.J. (2004). Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations. *In*: Sussman, A.J. y Weil, A.B. (eds.), Orogenic curvature: integrating paleomagnetic and structural analyses, Geological Society of America, pp. 1 16.
- Wickham, S.M. & Oxburgh, E.R. (1985). Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, London, 318, pp. 330-333.
- Wickham, S.M. & Oxburgh, E.R. (1986). A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphismin the Pyrenees. *Tectonophysics*, Amsterdam, 129, pp. 53-69.
- Willians, G.D. (1985). Thrust tectonics in the south central Pyrenees. J. Struct. Geol., Oxford, 7, 1, pp. 11 17.
- Zandvliet, J. (1960). The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France / Spain. Leidse Geol. Med., 25, pp. 1-127.
- Ziegler, P.A. (1982). Geological atlas of Western and Central Europe. Elsevier Sci. Pubi. Co., Amsterdam, 130 pp.
- **Ziegler, P.A. (1986).** Geodynamic model for the Palezoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126, pp. 303 328.
- Ziegler, P.A. (1988). Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 43.

- Zwart, H.J. (1958). La Faille de Mérens dans les Pyrénées ariégeoises. Bull. Soc. géol. France, 8, pp. 793 796.
- **Zwart, H.J. (1963a).** Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. *Geol. Mijnbouw*, 42, pp. 143 154.
- **Zwart, H.J. (1963b).** The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau*, 53. Pp. 170 205.
- Zwart, H.J. (1965). "Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. Esc. 1: 50000". *Leidse Geol. Med.*, 33, pp 191-254.
- Zwart, H.J. (1979). The Geology of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Med., 50, 1, 74 p.
- Zwart, H.J. (1986). The Variscan Geology of the Pyrenees. Tectonophysics, Amsterdam, 129, pp. 9 -27.
- Zwart, H.J. & Roberti, K.F. (1976). Mapa geológico a escala 1:50000, de Flamisell Pallaresa (núm. 9). In: Zwart (1979)




