



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

**Facultad de Ciencias
Departamento de Geología**

**Tesis Doctoral
Salamanca 2010**

**EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y CINEMÁTICA
DE UNA CORTEZA CONTINENTAL SUBDUCIDA:
LA UNIDAD DE MALPICA-TUI (NO DEL MACIZO IBÉRICO)**

Rubén Díez Fernández



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

**Facultad de Ciencias
Departamento de Geología**

**Tesis Doctoral
Salamanca 2010**

**EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y CINEMÁTICA
DE UNA CORTEZA CONTINENTAL SUBDUCIDA:
LA UNIDAD DE MALPICA-TUI (NO DEL MACIZO IBÉRICO)**

Rubén Díez Fernández

Memoria presentada para optar al grado de
Doctor en Ciencias Geológicas
Mención “Doctor Europeus”
Universidad de Salamanca
2010

Tesis doctoral dirigida por los doctores José Ramón Martínez Catalán, Catedrático del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca; Ricardo Arenas Martín, Catedrático del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid; y Jacobo Abati Gómez, Profesor Contratado Doctor del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid

VºBº
Fdo.:

VºBº
Fdo.:

VºBº
Fdo.:

AGRADECIMIENTOS

Una tesis doctoral es un trabajo del que probablemente ninguno de los que comenzamos a hacerlo somos conscientes de la entrega profesional, y sobretodo personal, que conlleva. Agradezco a Jacobo, Ricardo y muy en especial a José Ramón, la respuesta en igual e incluso mayor medida a las exigencias que el comprometerse a dirigir una tesis doctoral tiene en todos los planos de la vida, que hizo de esa entrega una realidad diaria menos dura. Quiero poner de relieve su disposición, ayuda, comprensión, experiencia y buen hacer siempre que fue necesario, y destaco por encima de todo su calidad humana. Os habéis portado muy bien conmigo y es justo reconocéroslo en estas líneas.

Es bien conocido el talento que tiene José Ramón, Baby entre colegas, para la geología estructural. Sin embargo, quiero resaltar sus impagables dotes de dirección y formación en el ámbito académico y científico. Espero con este trabajo poder compensar al menos en parte esa gran labor de mentor. Aunque será difícil, ya que jamás podré estarle suficientemente agradecido por el mero hecho de haberme ofrecido la oportunidad, no sólo de hacer un trabajo de campo en un lugar como las rías baixas de Galicia, sino de haberlo podido llevar a cabo con la libertad y el detalle que refleja esta memoria. Soy consciente de que ha sido y será una experiencia formativa irrepetible.

Juan, tío, mucho hemos hablado y no poco hemos aprendido el uno del otro en estos pocos años. Agradezco tu ayuda con las muestras en mis inicios, durante la tesina. Pero valoro mucho más la lección que he aprendido contigo en los últimos meses de tesis, y es que la comunicación y discusión científica entre iguales es una de las herramientas de aprendizaje más eficaces.

Así mismo quiero agradecer las oportunidades de colaboración en trabajos de investigación afines, y no tan afines, con mi tesis que me han brindado o aceptado los colegas de Salamanca y Madrid (José Ramón, Ricardo, Jacobo, Juan, Pedro, Sonia, Cesar, Alicia y Chema), a los que también agradezco el apoyo y buenos ratos durante todos estos años. Es difícil contener la tendencia a la expansión de un doctorando, pero en este caso creo que entre todos se ha conseguido un buen equilibrio. Tengo presente que esas colaboraciones también están detrás de unas ganas de ayudarme en todo lo que os fue posible. Así mismo, agradezco a los colegas del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid la ayuda prestada durante mi estancia allí. Fueron meses de mucho trabajo, pero guardo de todos ellos un grato recuerdo.

Aprovecho para agradecer a Axel la plena disposición e interés mostrados durante mis estancias en Alemania. Aprecio mucho el esfuerzo por enseñarme a trabajar con los isótopos de U-Pb y Hf, sobretodo dentro de una agenda tan apretada, y más aún el haber conseguido poner a mi disposición, con toda la demanda que tenía, el láser del departamento de mineralogía y geoquímica de Frankfurt. De igual modo, agradezco la calidez y ayuda ofrecidas por la gente de ese mismo departamento.

Debo mucho a mis compañeros de despacho de estos últimos años, tanto a Natalia como a Daniel. Una tesis resulta siempre más agradable si se hace en buena compañía. Ambos habéis contribuido con grandes dosis de buen rollo a crear un clima de trabajo que ya quisieran muchos... Pero tampoco quiero olvidarme del resto de colegas del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, y en especial, del Área de Geodinámica Interna, con los que estoy también en deuda por haber contribuido significativamente en mi formación como geólogo.

No quiero olvidarme de Javier, Iñaki, Charlie y Peter, ya que ellos me mostraron por primera vez algunos de los afloramientos clave de la Fosa. Espero y deseo que esta tesis sirva de homenaje y reconocimiento a vuestros trabajos previos en esta zona, por los que siento una gran admiración.

Agradezco profundamente la inyección de ánimo que supuso el reconocimiento externo de la calidad de algunos resultados incluidos en esta tesis a los editores del Journal of Structural Geology. Además, destaco positivamente las labores de revisión realizadas por Jürgen F. von Raumer, Brendan Murphy, Damian Nance y un revisor anónimo en la publicación de dos de los artículos derivados directamente del trabajo de estos años, de las cuales también se ha beneficiado este manuscrito.

Guardo con cariño y para siempre el apoyo y confianza que mis padres depositaron en mí, una vez más, durante todo este periplo.

Montse, has sido, sin lugar a dudas, la mejor compañera de viaje posible. Has entendido los sacrificios, frustraciones y alegrías, y me has ayudado como nadie a superar los obstáculos y retos de todos estos años. Esto no habría sido posible sin ti.

Gracias a todos

Dedicado a Floro, un pionero de la geología de Galicia.

Esta tesis doctoral ha sido financiada por los proyectos de investigación CGL2004-04306-C02-01/BTE y CGL2007-65338-C02-02/BTE, junto con una Beca de investigación del M.E.C., subprograma sectorial de Formación de Profesorado Universitario (FPU).

ÍNDICE

Resumen / Abstract	1
1. Introducción	3
1.1. Situación geográfica.....	3
1.2. Contexto geológico.....	3
1.2.1. Macizo Ibérico	5
1.2.2. Zona de Galicia-Trás-os-Montes	6
1.2.3. Complejos Alóctonos	6
1.2.4. Las unidades basales de los Complejos Alóctonos	8
1.2.5. La Unidad de Malpica-Tui (UMT)	10
1.3. Objetivos.....	11
1.4. Metodología.....	12
2. The sediments of the basal allochthonous units: stratigraphy and zircon age populations	15
2.1. Geological setting for pre-Variscan sediments in Northwest Iberia	15
2.2. The stratigraphic succession of the basal units.....	16
2.2.1. The Lower sequence	17
2.2.2. The Upper sequence.....	18
2.2.3. Significance of the sedimentary record.....	18
2.3. U-Pb detrital zircon ages. Sample description.....	19
2.4. Analytical methodology: U-Pb zircon dating	20
2.4.1. LA-ICP-MS U-Pb dating	21
2.5. Age spectra	22
2.5.1. The greywackes of the Lower sequence	22
2.5.2. The quartzites of the Lower sequence	22
2.5.3. The sediments of the Upper sequence	26
2.6. Data integration and geological implications	26
2.6.1. Ages and geodynamic setting	26
2.6.2. Paleogeographic constraints.....	28
2.7. Conclusions: A starting point for deciphering Variscan tectonics in the basal units.....	31
3. Unidades cartográficas: descripción macroscópica	33
3.1. Metasedimentos de la Unidad de Malpica-Tui	34
3.1.1. Metagrauvas de la Lámina Inferior	36
3.1.2. Esquistos y paragneises con porfiroblastos de plagioclasa de la Lámina Inferior	36
3.1.3. Anfibolitas de la Lámina Superior	38
3.1.4. Micaesquistos de la Lámina Superior	41
3.2. Ortogneises calcoalcalinos.....	43
3.2.1. Ortogneises graníticos.....	45
3.2.2. Ortogneises granodioríticos	47
3.2.3. Ortogneises eclogíticos	49
3.3. Ortogneises alcalinos y peralcalinos.....	50
3.3.1. Ortogneises peralcalinos	51
3.3.2. Ortogneises alcalinos	53
3.3.3. Singularidad estructural de los plutones alcalinos	54

3.4. Eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas de la Lámina Inferior	55
3.5. Metasedimentos y ortogneises del autóctono relativo	57
3.5.1. Esquistos	58
3.5.2. Migmatitas paraderivadas	58
3.5.3. Ortogneises glandulares	60
3.6. Unidades ofiolíticas	60
3.7. Granitoides variscos.....	61
3.7.1. Granitoides sincinemáticos	62
3.7.2. Granitoides postcinemáticos	64
4. Análisis microestructural	65
4.1. Bases del análisis tectonometamórfico	65
4.1.1. Aproximación mesoscópica a la evolución tectónica	65
4.1.2. Bases de nomenclatura microestructural	66
4.2. Análisis y evolución microestructural de la Lámina Inferior	66
4.2.1. Esquistos y paragneises con porfiroblastos de albita	66
4.2.2. Ortogneises graníticos.....	72
4.2.3. Ortogneises granodioríticos	75
4.2.4. Ortogneises eclogíticos	77
4.2.5. Ortogneises peralcalinos	79
4.2.6. Ortogneises alcalinos	81
4.2.7. Metabasitas	83
4.3. Análisis y evolución microestructural de la Lámina Superior.....	87
4.3.1. Anfibolitas de Cambre	87
4.3.2. Micaesquistos.....	88
4.4. Análisis y evolución microestructural del autóctono relativo	91
4.4.1. Metasedimentos	91
4.4.2. Ortogneises glandulares	94
4.5. Lineaciones y caracterización cinemática secuencial.....	94
4.5.1. Lineaciones y cinemática en fábricas $S_1; L_1$	94
4.5.2. Lineaciones y cinemática en fábricas $S_2; L_2$	95
4.5.3. Lineaciones y cinemática en fábricas $S_E; L_E$	97
4.5.4. Lineaciones y cinemática en fábricas $S_3; L_3$	100
4.6. Evolución tectonometamórfica de las unidades basales en la UMT.....	100
4.6.1. Síntesis microestructural	100
4.6.2. Registro metamórfico de la subducción eo-varisca en la Unidad de Malpica-Tui	102
4.6.3. Síntesis metamórfica (trayectorias P-T-t).....	104
4.7. Evolución tectonometamórfica del autóctono relativo	108
4.8. Integración cronológica de los eventos tectonometamórficos	109
5. Análisis macroestructural I:	
pliegues recumbentes y cabalgamientos corticales	111
5.1. Marco estructural	111
5.2. Análisis estructural del sector meridional.....	113
5.2.1. Los pliegues recumbentes: aproximación geométrica	113
5.2.2. Análisis de los patrones cartográficos.....	120
5.2.3. Renderizado y restitución 3D de los ortogneises.....	123
5.3. Análisis estructural del sector central	127

5.4. Análisis estructural del sector septentrional	129
5.5. Integración regional de la estructura de pliegues recumbentes	137
5.6. Exhumación de las unidades basales: aspectos estructurales	141
5.7. Distribución del metamorfismo de alta presión: aspectos petrológicos de la exhumación	144
5.8. Modelo de exhumación contraccional de las unidades basales	148
6. Análisis macroestructural II: despegues extensionales	153
6.1. El despegue basal de la Lámina Superior: el despegue de Bembibre-Ceán	153
6.1.1. Zonación estructural.....	153
6.1.2. Cinemática	154
6.1.3. Caracterización geométrica.....	156
6.1.4. Registro tectonometamórfico	157
6.2. La extensión en la base de la Unidad de Malpica-Tui	159
6.2.1. Zonación estructural.....	159
6.2.2. Cinemática	161
6.2.3. Caracterización geométrica.....	163
6.2.4. Registro tectonometamórfico	166
6.3. Colapso extensional: aplicación al caso de estudio	167
6.3.1. Sistema de despegues extensionales en el domo de Padrón	167
6.3.2. Significado orogénico e implicaciones para el Noroeste del Macizo Ibérico	169
7. Análisis macroestructural III: tectónica transcurrente	173
7.1. La cizalla transcurrente de Malpica-Tui	173
7.1.1. Estructuración regional	173
7.1.2. Cinemática general.....	174
7.1.3. Las cizallas senestras	176
7.1.4. Implicaciones de la tectónica transcurrente	177
7.2. La fracturación tardía.....	178
8. Evolución cinemática de las unidades basales.....	183
8.1. La lineación: bases para su interpretación en zonas de basamento	183
8.1.1. La lineación de estiramiento y la dirección y sentido de transporte tectónico.....	184
8.1.2. Relaciones con el plegamiento.....	185
8.1.3. Los atractores de fábrica	185
8.2. Las lineaciones y los pliegues de la UMT: restitución de elementos estructurales y flujo tectónico	186
8.2.1. Orientación regional de elementos lineares	186
8.2.2. Cinemática restituida de las fases de deformación	189
8.3. Evolución cinemática de las unidades basales.....	192
9. Modelo de evolución tectónica de las unidades basales de Galicia: implicaciones para la cadena varisca	193
10. Conclusiones / Conclusions	197

11. Bibliografía 203

Anexos

- Anexo I: Tablas de datos analíticos de U-Pb en circones detríticos
- Anexo II: Mapa Geológico
- Anexo III: Cortes Geológicos

RESUMEN

La cadena Varisca surgió de la colisión entre Gondwana y Laurusia durante el Paleozoico Superior. El basamento del Macizo Ibérico preserva en su cuadrante noroccidental un conjunto de unidades alóctonas, a partir de las cuales puede estudiarse la evolución pre-varisca y varisca del margen externo de Gondwana. Este trabajo se centra en la parte más externa de este continente, que en España está representada por las unidades basales de los complejos alóctonos de Galicia. De hecho, estas unidades ofrecen una excelente oportunidad para estudiar la evolución tectónica de las zonas más internas de un orógeno colisional relacionado con el ensamblaje de un supercontinente, un evento global bien establecido, que ocurre cada cientos de millones de años.

El análisis del registro sedimentario de la Unidad de Malpica-Tui y parte de las unidades basales del Complejo de Órdenes, basado en datos de campo, petrográficos, e isotópicos (U-Pb en circones detríticos) ha permitido distinguir dos secuencias estratigráficas. La integración de la información previa disponible ha permitido entender la evolución geodinámica del margen norte de Gondwana durante el Neoproterozoico Superior y el Paleozoico Inferior.

A partir de la elaboración de cartografía estructural, el análisis microestructural y el estudio de la evolución metamórfica, se ha elaborado un modelo para la evolución varisca de las unidades basales, que incluye la subducción del margen continental de Gondwana, seguida de su exhumación y emplazamiento sobre sectores más internos de su margen mediante cabalgamientos dúctiles acompañados del desarrollo de pliegues recumbentes. Estos cabalgamientos fueron seguidos por otros que transfirieron los terrenos perigondwánicos más exóticos desde Laurusia y hacia Gondwana y después, por el colapso gravitacional de la cuña de colisión, que fue asistido por despegues extensionales y la formación de domos migmatíticos, seguidos del desarrollo de zonas de cizalla transcurrentes y grandes fracturas subverticales.

Se ha prestado atención especial a las lineaciones de estiramiento desarrolladas durante todo el proceso, poniendo de manifiesto cómo las sucesivas fases de deformación pueden controlar los patrones macro- y microestructurales finales en las zonas internas de un cinturón orogénico. Basándose en ese análisis, los criterios cinemáticos, la evolución macroestructural y las poblaciones de edad de circones detríticos usadas para deducir la paleoposición de los principales bloques continentales implicados en la colisión, se sugiere una componente de convergencia en dirección, dextra, entre Gondwana y Laurusia durante todo el Paleozoico Superior.

ABSTRACT

The Variscan belt rose from the collision between Gondwana and Laurussia during the Upper Paleozoic. The basement of the NW Iberian Massif preserves a set of allochthonous units, from which the pre-Variscan evolution of the external margin of Gondwana can be studied and the Variscan history and evolution established. This work is focussed on the outer edge of the Gondwana continent, which in Spain is represented by the basal units of the Galician allochthonous complexes. These units bring an excellent scenario to study the tectonic evolution of the more internal zones of a collisional orogen related to the assembly of a supercontinent, a well-known global event occurring once every several hundred million years.

The analysis of the sedimentary record of the Malpica-Tui Unit and part of the basal units of the Órdenes Complex, based on field, petrographic and isotopic (U-Pb in detrital zircons) data has shown the existence of two different stratigraphic sequences. Integrating the new information with the regional background permits to understand the geodynamic evolution of the northern margin of Gondwana during the Late Neoproterozoic and Lower Paleozoic.

A model based on structural mapping, combined with microstructural and metamorphic analysis has been developed for the Variscan evolution of the basal units. It includes the subduction of the continental margin of Gondwana, and the subsequent exhumation and emplacement over more internal parts of the margin via ductile thrusts accompanied by recumbent folding. These thrusts were followed by others that transferred the more exotic perigondwanan terranes from Laurussia to Gondwana and then, by the gravitational collapse of the collisional wedge, assisted by extensional detachments and the formation of migmatitic domes which preceded the development of strike-slip shear zones and sub-vertical faulting.

Special attention has been paid to the stretching lineations developed during the whole process, which show how the successive deformation phases may control the final macro- and microstructural patterns in the internal zones of an orogenic belt. Based on this analysis, plus the kinematic criteria, the macrostructural evolution and the age populations of detrital zircons used to constrain the paleoposition of the main continental blocks involved in the collision, a protracted component of dextral convergence is suggested for the whole Upper Paleozoic between Gondwana and Laurussia.

Capítulo 1

Introducción

- Situación geográfica
- Contexto geológico
- Objetivos
- Metodología

1.- INTRODUCCIÓN

En este primer capítulo se enmarca el área de estudio en su contexto geográfico y sobre todo geológico a partir de los antecedentes disponibles. Ellos servirán como punto de partida para la formulación de los objetivos planteados al comienzo de esta tesis doctoral. Finalmente, se expone la metodología empleada para alcanzarlos.

1.1- Situación geográfica

La zona de estudio se localiza en el NO de la Península Ibérica, ocupando una franja de 15 a 20 Km de anchura que se dispone a lo largo de las provincias de Pontevedra y A Coruña, en el margen occidental de la comunidad autónoma de Galicia. La franja discurre paralelamente a su costa O y próxima a ella, y está interrumpida por las rías de Vigo, Pontevedra, Arousa y Muros-Noia. En su extremo meridional se ubica la reserva natural del Monte Aloia y la Serra do Galiñeiro, al SO de la localidad de Porriño (Pontevedra), pasando en su zona central por los márgenes del embalse de Fervenza y Terras da Soneira (A Coruña). En su extremo septentrional se encuentra la Costa da Morte, en la comarca de Bergantiños.

1.2- Contexto geológico

La región se localiza en el Macizo Ibérico, al O de la cadena varisca europea (Fig. 1.1a). La Orogenia Varisca afectó durante el Paleozoico Superior a los márgenes continentales de Laurusia y Gondwana y a terrenos intermedios (perigondwánicos), los cuales fueron apilados finalmente sobre Gondwana, creando así una gruesa cuña orogénica implicada y a la vez responsable de la dinámica extensional posterior (*Martínez Catalán et al.*, 2009). En el curso de la orogenia, la deformación migró espacial y temporalmente hacia el interior de Gondwana (*Dallmeyer et al.*, 1997). La colisión continental varisca supuso el cierre del Océano Réico, producto de una dinámica de placas divergente que provocó la individualización de los terrenos perigondwánicos que, posteriormente, volvieron a reunirse en la Pangea durante la colisión varisca en el Paleozoico Superior.

En España, la cadena varisca presenta una distribución de grandes dominios geotectónicos comparable a la que se reconoce en el resto de Europa (*Matte*, 1986, 1991, 2001; *Franke*, 1989, 2000; *Martínez Catalán*, 1990), fuertemente condicionada por grandes accidentes tectónicos con marcado carácter transcurrente (*Martínez Catalán et al.*, 2007), que trazan, al igual que los límites de los grandes dominios, varias estructuras oroclinales (Fig. 1.1b).

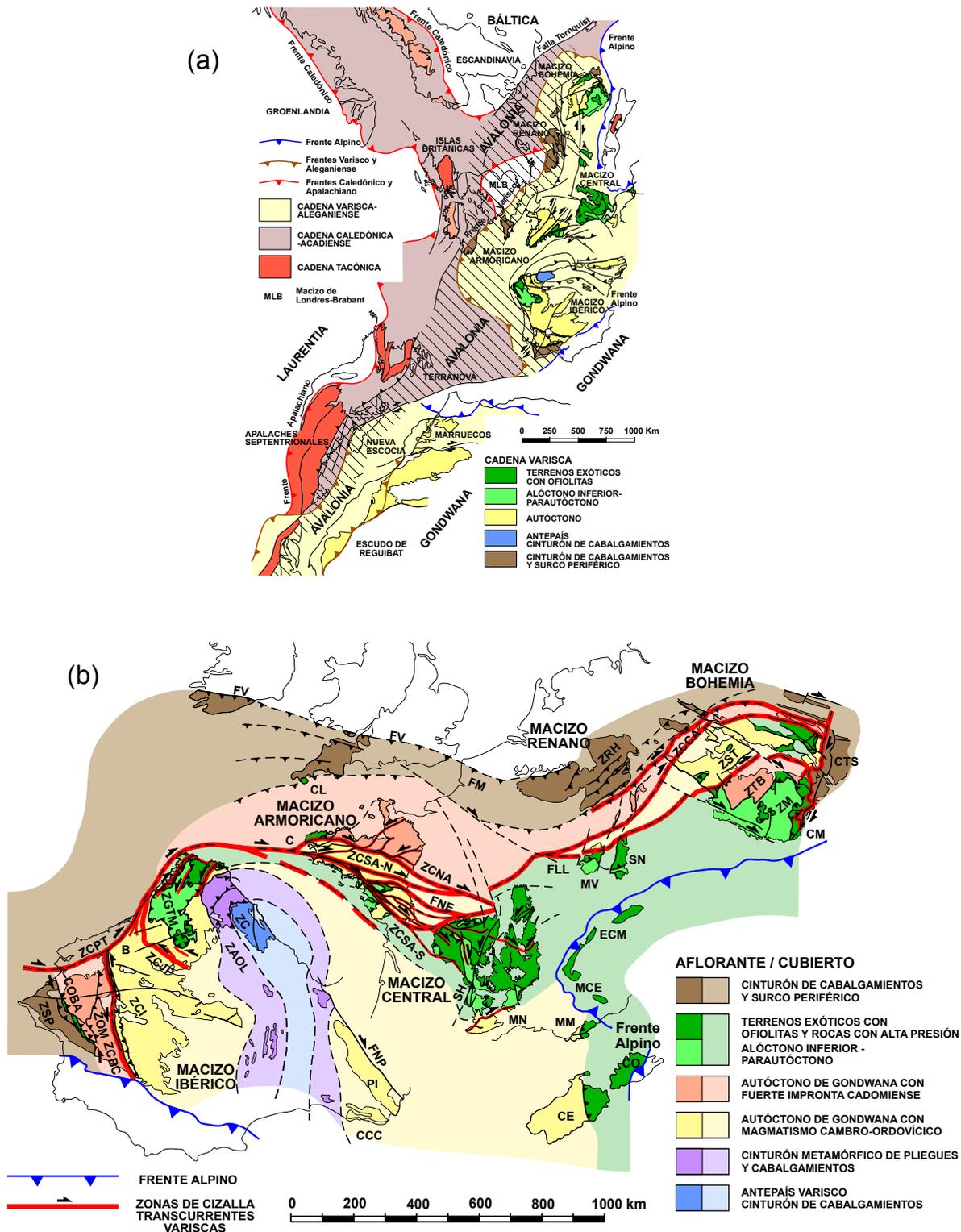


Fig. 1.1- (a) Posición de Iberia en relación con las principales cadenas paleozoicas al final de la convergencia varisca y (b) zonación de la cadena varisca europea. Abreviaturas: La zona rayada en (a) representa aproximadamente el microcontinente Avalonia. B, Buçaco; C, Crozon; CCC, Cordilleras Costero-Catalanas; CE, Cerdeña; CO, Córcega; CL, Complejo de Lizard; CM, Cabalgamiento Moldanúbico; COBA, Complejo Ofiolítico de Beja-Acebuches; CTS, Conjunto de Terrenos de Silesia; FLL, Falla de Layale-Lubine; FM, Falla de Midi; FNE, Falla de Nort-sur-Erdre; FNP, Falla Norpirenaica; FV, Frente varisco; MCE, Macizos Cristalinos Externos; MM, Macizo de Maures; MN, Montagne Noire; MV, Macizo de los Vosgos; PI, Pirineos; SH, Sillon Houillier; SN, Selva Negra; ZAOL, Zona Asturoccidental-Leonesa; ZC, Zona Cantábrica; ZCBC, Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba; ZCCA, Zona Cristalina Centro-Alemana; ZCI, Zona Centro-Ibérica; ZCJP, Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva; ZCNA, Zona de Cizalla Norarmoricana; ZCPT, Zona de Cizalla de Porto-Tomar; ZCSA, Zona de Cizalla Surarmoricana (N y S, ramas Norte y Sur); ZGTM, Zona de Galicia-Tras-os-Montes; ZM, Zona Moldanúbica; ZOM, Zona de Ossa-Morena; ZRH, Zona Renohercínica; ZSP, Zona Sudportuguesa; ZST, Zona Saxoturingica; ZTB, Zona de Teplá-Barrande. Según *Martínez Catalán et al.* (2007).

1.2.1- Macizo Ibérico

El Macizo Ibérico se ha subdividido en zonas en función de sus características estratigráficas, estructurales, magmáticas y metamórficas. Son varias las divisiones que se han propuesto a lo largo del tiempo y varias también las modificaciones que han sufrido en función de los nuevos datos y conocimientos adquiridos.

La subdivisión original en seis zonas, propuesta por Lotze (1945), fue modificada posteriormente por Julivert *et al.* (1972), Farias *et al.* (1987) y Arenas *et al.* (1988), resultando finalmente las zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa, Centroibérica, de Galicia-Trás-os-Montes, Ossa-Morena y Sudportuguesa (Fig. 1.2). Se trata de una subdivisión general, y dentro de cada una de estas zonas pueden establecerse subzonas o dominios atendiendo a diversos criterios. Los límites entre zonas son accidentes tectónicos variscos, aunque en muchos casos reflejan cambios paleogeográficos.

El área de estudio se encuentra en la Zona de Galicia-Trás-os-Montes, por lo que se prestará especial atención en las subdivisiones y límites dentro de ella.

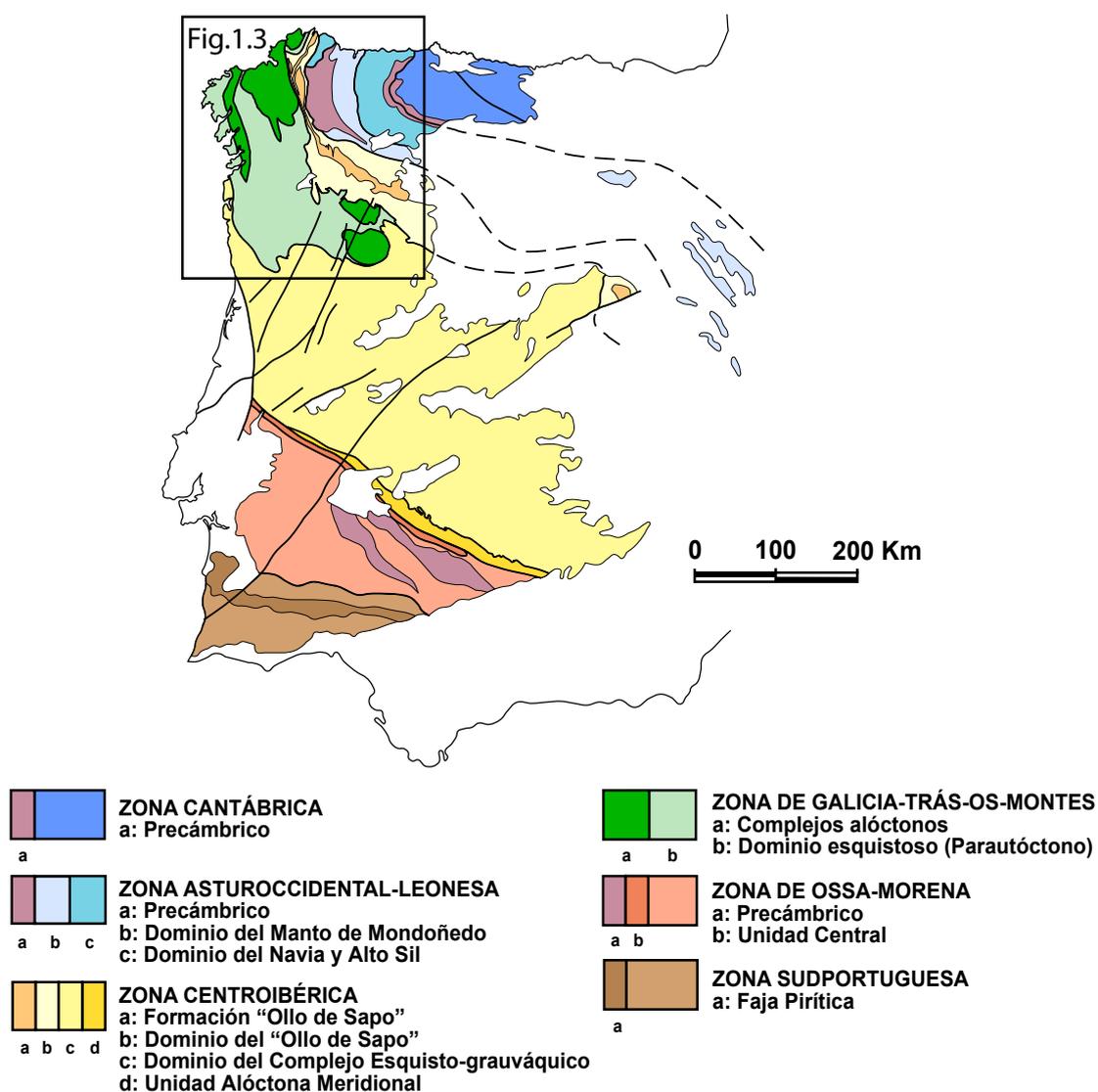


Fig. 1.2- Zonación del Macizo Ibérico según la subdivisión de Julivert *et al.* (1972), modificada según Farias *et al.* (1987) y con datos de Díez Balda *et al.* (1990), Azor (1994) y Martínez Poyatos (2002).

1.2.2- Zona de Galicia-Trás-os-Montes

Se trata de una zona definida recientemente, puesto que no fue hasta finales de la década de los 80 que se individualizó. Inicialmente se integraba en la Zona Centroibérica (*Julivert et al.*, 1972), pero *Farias et al.* (1987) y *Arenas et al.* (1988) propusieron la existencia de una nueva zona con caracteres tectónicos, estructurales y metamórficos radicalmente distintos a los que pueden observarse en la actual Zona Centroibérica. El contacto entre ambas zonas es un gran cabalgamiento que superpone la Zona de Galicia-Trás-os-Montes sobre la Centroibérica. Los autores citados propusieron además una subdivisión de la nueva zona en dos dominios superpuestos estructuralmente: Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes en la parte inferior y Dominio de los Complejos Alóctonos en la superior.

El Dominio Esquistoso se interpreta actualmente como parte del margen distal de Gondwana transportado tectónicamente hacia zonas más internas del continente (*Arenas et al.*, 1986; *Farias et al.*, 1987; *Martínez Catalán et al.*, 1999). En base a la distalidad dentro del margen que este dominio debió ocupar y comparándola con su posición actual dentro de la cadena, puede considerarse como un auténtico alóctono, que en este caso ocuparía la posición inferior dentro de la pila alóctona que la Zona de Galicia-Trás-os-Montes representa.

1.2.3- Complejos alóctonos

Estructuralmente cabalgantes sobre el Dominio Esquistoso y a su vez ambos sobre la Zona Centroibérica, ocupan la posición estructural más alta en el NO del Macizo Ibérico (Fig. 1.3). Sus afloramientos se encuentran limitados al O de la Península Ibérica y repartidos entre España y Portugal.

Están formados por una superposición de unidades alóctonas que han sufrido grandes desplazamientos y formaron parte de un apilamiento de mantos ligado a la colisión continental varisca. Los complejos alóctonos representan en la actualidad mega-klippen residuales del apilamiento inicial, preservado en sinformes tardíos, después de experimentar una evolución tectonotermal compleja y polifásica. Esta evolución culminó con su exhumación, concomitante con un fuerte adelgazamiento de la pila original acompañada del desmembramiento de muchas de sus unidades (*Martínez Catalán et al.*, 2009).

La denominación de complejos se basa en el hecho de que las unidades alóctonas reconocibles exhiben historias metamórficas y estructurales diferentes, que permiten integrar a cada una de ellas en un modelo de evolución geodinámica más amplio, que explica la complejidad de la orogenia varisca en el O del Macizo Ibérico. Los complejos alóctonos incluyen vestigios de distintas litosferas oceánicas consumidas antes de la colisión Varisca, así como partes de los márgenes de los principales elementos colisionantes y de otros terrenos de diferente naturaleza situados en una posición intermedia entre ambos (*Arenas et al.*, 2004c).

Los complejos alóctonos del NO peninsular son cinco. Cabo Ortegal, Órdenes y Malpica-Tui en Galicia y Bragança y Morais en Portugal. Malpica – Tui suele integrarse en el grupo, aunque su evolución tectonotermal es más simple, por lo que se la suele denominar Unidad de Malpica-Tui.

Estructuralmente, tienen en común el carácter mecánico de los contactos entre sus diferentes unidades. Estos contactos pueden ser de dos tipos (*Martínez Catalán et al.*, 2002): grandes cabalgamientos que superponen unidades inicialmente distantes, responsables de la creación y engrosamiento de la cuña orogénica, y despegues extensionales ligados al colapso orogénico, que con

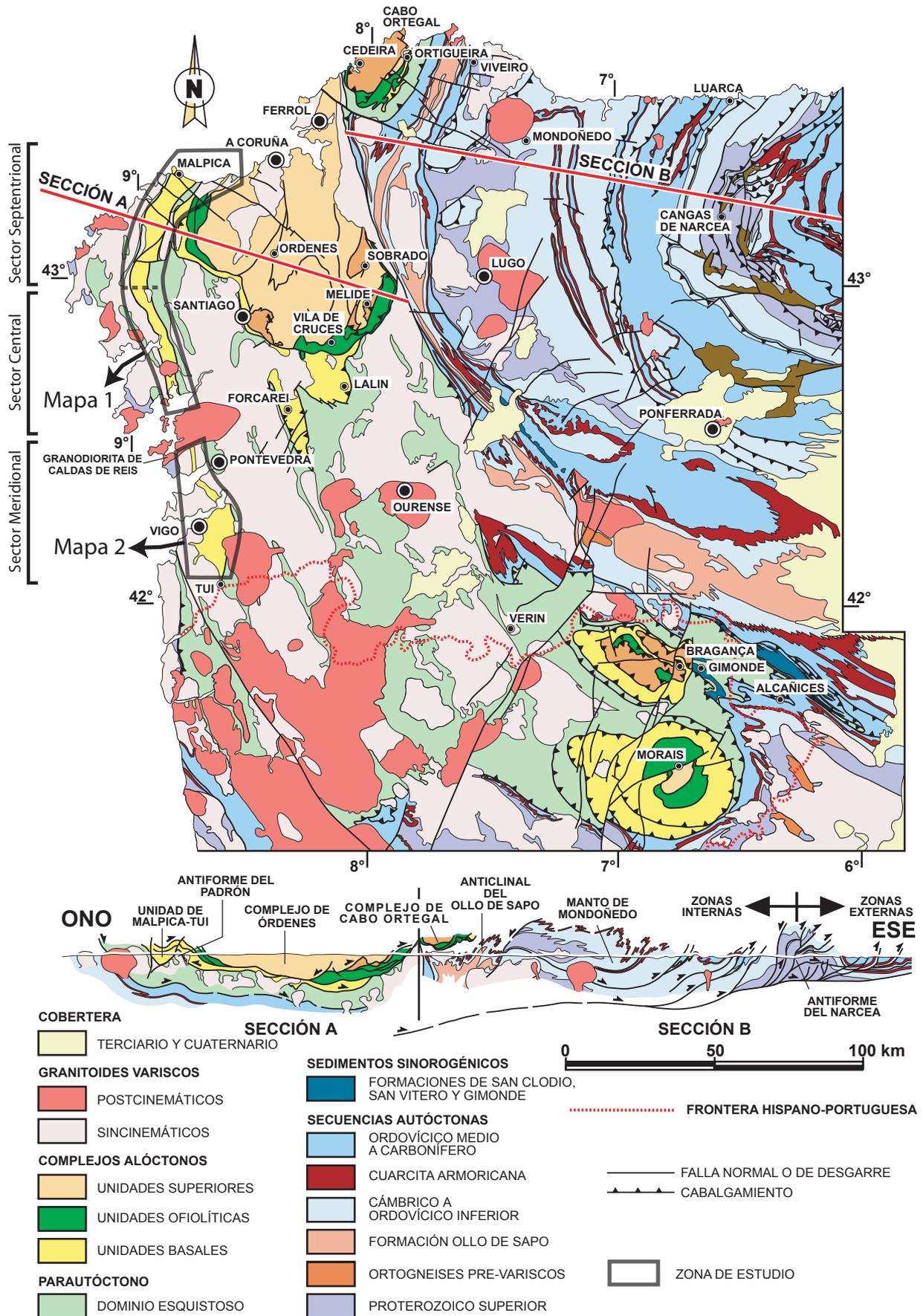


Fig. 1.3- Mapa sintético y corte geológico compuesto del NO del Macizo Ibérico incluyendo la ubicación de la zona de estudio, la subdivisión efectuada para abordar el análisis macroestructural y el área cubierta por cada mapa geológico adjunto en el Anexo 2.

frecuencia aprovechan los cabalgamientos preexistentes, y que se encargan del desmantelamiento de la pila tectónica formada durante los estadios de acreción de terrenos y de colisión.

La evolución metamórfica tiene características que la diferencian de otras zonas del Macizo Ibérico, siendo la más notable el metamorfismo de alta presión en varias de sus unidades. No obstante, dentro de cada complejo las unidades alóctonas presentan un amplio abanico de condiciones y evoluciones metamórficas, que permiten identificar eventos pre-, sin- y post-colisionales e interpretarlos en el marco de la evolución de los límites de placas paleozoica.

Las unidades que forman los complejos alóctonos pueden agruparse en tres conjuntos apilados tectónicamente y separados originalmente por cabalgamientos, aunque en muchos casos sus relaciones de contacto fueron modificadas posteriormente (Gómez-Barreiro, 2007). De muro a techo de la pila estructural son: las unidades basales, ofiolíticas y superiores.

Las unidades basales derivan de una corteza continental (Martínez Catalán et al., 1996), y las superiores han sido asimiladas a un arco de islas (Arenas et al., 1986; Abati et al., 1999; Andonaegui et al., 2002). Las unidades ofiolíticas contienen asociaciones litológicas y rasgos geoquímicos característicos de dominios oceánicos en sentido amplio, incluyendo en ellos una gran variedad de ambientes geodinámicos (Arenas et al., 2004b; Arenas et al., 2004d; Arenas et al., 2007a; Arenas et al., 2007b; Sánchez Martínez, 2009; Sánchez Martínez et al., 2009).

Desde el punto de vista tectonotermal, las unidades basales y ofiolíticas coinciden en una evolución varisca ligada a una única convergencia de placas y colisión continental, mientras que las unidades superiores son conjuntos polimetamórficos en los que se identifican eventos pre-variscos, fruto de la acreción de un terreno de procedencia continental pero con magmatismo de arco volcánico, a un continente situado más al N (Martínez Catalán et al., 1996; Martínez Catalán et al., 1997, 2004a; Matte, 2001; Arenas et al., , 2004a; González Cuadra, 2007; Gómez-Barreiro, 2007).

1.2.4- Las unidades basales de los complejos alóctonos

En los complejos gallegos son unidades basales todas las que constituyen la Unidad de Malpica-Tui y, además, las de Agualada, Santiago, Forcarei, Lalín y Cercio en el de Órdenes, y la de Espasante en el de Cabo Ortegal (Martínez Catalán et al., 2004b). La ausencia de ofiolitas entre ellas y su autóctono relativo, el Dominio Esquistoso, y el emplazamiento de unidades de afinidad ofiolítica por encima sugieren que en conjunto las unidades basales representan una lámina de corteza continental ligada al margen más externo de Gondwana, y que fue transportada hacia el interior del propio margen durante la colisión varisca.

Las unidades basales están constituidas por una monótona sucesión de metasedimentos terrígenos alternantes con abundantes ortogneises y metabasitas.

Los metasedimentos incluyen metagrauvascas, esquistos pelíticos y semipelíticos con granate y porfiroblastos de albita-oligoclasa, paragneises, paragneises migmatíticos y escasos niveles de ampelitas, cherts, rocas calcosilicatadas, carbonatos y cuarcitas. La deformación que muestran es muy variable, y aunque dominan los términos fuertemente deformados e incluso miloníticos, también se encuentran tramos con escasa deformación en los cuales pueden reconocerse estructuras sedimentarias así como secuencias turbidíticas (Llana-Fúnez, 2001). En los niveles pelíticos de uno de estos tramos (Serie de Xareira) Fombella Blanco (1984) ha descrito palinomorfos que indican una edad mínima de Ordovícico Medio-Superior.

Las metabasitas son esquistos verdes, anfíbolitas con o sin granate, anfíbolitas con porfiroblastos

de plagioclasa o eclogitas, y pueden aparecer incluidas tanto en los ortogneises como en la serie metasedimentaria encajante.

Los ortogneises incluyen gneises graníticos, granodioríticos y tonalíticos de afinidad calcoalcalina, así como gneises pertenecientes a una asociación moderadamente alcalina a peralcalina. Esta última variedad se encuentra en todas las unidades basales (*Ribeiro y Floor, 1987; Corretgé y Montero, 1992*), pero ha sido en la Unidad de Malpica-Tui donde ha sido estudiada con mayor detalle, en especial los ortogneises peralcalinos (*Floor, 1966; Montero, 1993, 2009a; Rodríguez Aller, 2005*), ya que es en el S de esta unidad donde se encuentran sus mejores afloramientos (Serra do Galiñeiro).

Dataciones isotópicas realizadas en facies gnéicas de distintos tipos han suministrado edades de cristalización de los protolitos comprendida entre 460 y 495 Ma (*Priem et al., 1966; Van Calsteren et al., 1979; García Garzón et al., 1981; Montero et al., 1998, 2009a; Santos Zalduegui et al., 1995; Rodríguez et al., 2003; Abati et al., 2010*). Los protolitos de los gneises peralcalinos fueron aparentemente los más jóvenes, ya que esta tipología no incluye intercalaciones de metabasitas, interpretadas como diques y muy frecuentes en los gneises calcoalcalinos (*Floor, 1966; Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985; Rodríguez Aller, 2005*). Los tipos alcalinos y peralcalinos tienen afinidades geoquímicas con granitoides de tipo A (*Whalen et al., 1987*), y llevan asociadas metabasitas con composiciones de basaltos alcalinos (*van der Wegen, 1978; Pin et al., 1992; Rodríguez Aller, 2005*). El magmatismo alcalino, de edad ordovícica, parece ligado a un episodio de rifting continental (*Priem et al., 1970; Arps et al., 1977*) que afectó al margen de Gondwana. Adicionalmente, existe una segunda tipología de rocas básicas que tiene una composición de tipo N-MORB (*Rodríguez Aller, 2005*) y toleítico (*Marquín García, 1984*).

Las unidades basales registraron un primer episodio metamórfico de alta presión, desarrollado durante su subducción bajo los dominios oceánicos adyacentes y el margen de Laurusia al comienzo de la colisión varisca (*Arenas et al., 1995; Martínez Catalán et al., 1996; Rubio Pascual et al., 2002; Abati et al., 2010*). La edad de este evento ha sido estimada en 360-370 Ma por *Santos Zalduegui et al. (1995)* y *Rodríguez et al. (2003)* analizando Rb-Sr y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ respectivamente en mica blanca fengítica. Recientemente, *Abati et al. (2010)* corroboran dicha edad mediante U-Pb en bordes metamórficos de circones. Estas edades concuerdan con las obtenidas en otras zonas del cinturón Varisco europeo en terrenos equivalentes (*Ballèvre et al., 2000; Bosse et al., 2000*).

La polaridad de la subducción ha sido deducida a partir del reconocimiento de un gradiente de presión ligado al evento de alta presión. El gradiente se distribuye a lo largo de un gran pliegue tumbado, el anticlinal del Carrio, el cual, una vez restituido, permite deducir una polaridad de enterramiento hacia el O en coordenadas actuales (*Martínez Catalán et al., 1996*).

Tras la subducción, estas unidades fueron acrecionadas a la cuña orogénica comenzando así su exhumación, la cual fue llevada a cabo mediante cabalgamientos a escala cortical, formación de grandes trenes de pliegues tumbados y la denudación tectónica de las unidades suprayacentes.

Desde un punto de vista metamórfico, las unidades basales del Complejo de Órdenes se han subdividido en dos conjuntos principales: inferior (unidades de Lalín, Forcarei y Santiago), de temperatura baja a media y otro conjunto superior (Unidad de Agualada en Órdenes y Unidad de Espasante en Cabo Ortegal) de alta temperatura (*Arenas et al., 1995; Martínez Catalán et al., 1996; Arenas et al., 1997; Gómez-Barreiro et al., en prensa*). Esta subdivisión no se ha identificado en la Unidad de Malpica – Tui, en la que no se ha reconocido una evolución térmica equiparable a la del grupo de alta temperatura, y por lo tanto debe integrarse en el conjunto inferior. En definitiva, esta clasificación establece la existencia de dos grandes dominios térmicos a escala cortical distribuidos en una lámina tectónica, representada por las unidades basales en su conjunto. La zonación térmica ha sido interpretada, junto con el reconocimiento de un gradiente metamórfico invertido a techo de la

Unidad de Santiago y Lalín, y la existencia de rocas ultramáficas, como efecto de la superposición de un fragmento de manto durante la exhumación de estas unidades (*Arenas et al.*, 1995).

1.2.5- La Unidad de Malpica-Tui (UMT)

La zona de estudio abarca la Unidad de Malpica-Tui (en adelante UMT), el extremo NO del Complejo de Órdenes y su autóctono relativo adyacente. La UMT aflora en el núcleo de una estructura sinformal ligada al plegamiento tardío que configuró el mega-klippen donde hoy se preserva. El eje del sinforme se inclina suavemente hacia el N, aunque el análisis estructural muestra la existencia de cambios en su inmersión a media y gran escala.

Estructuralmente, el sinforme se sitúa en el flanco O del antiforme de Padrón (Fig. 1.3), un domo migmatítico formado durante el colapso extensional de la cuña orogénica (*Martínez Catalán et al.*, 2009), que deja en su flanco E al Complejo de Órdenes, en cuya base afloran unidades con una litoestratigrafía y evolución tectonometamórfica comparables.

La UMT se presenta como una franja alargada con orientación N165° en su mitad S, que describe un arco a la altura del embalse de Fervenza, donde cambia a dirección N15° y N30°, manteniendo estas directrices estructurales en la mitad N. Su longitud y anchura media aproximadas son de 150 Km y 10 Km respectivamente, encontrándose variaciones significativas en su anchura de afloramiento.

La UMT está limitada por una zona de cizalla basal que la pone en contacto mecánico con el Parautóctono o Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (*Gil Ibarguchi y Ortega Gironés*, 1985; *Llana-Fúnez y Marcos*, 2002) y que aflora de forma discontinua en su límite oriental, y un desgarre dextro subvertical por el O (*Coke y Ribeiro*, 2000; *Llana-Fúnez*, 2001).

La UMT ha recibido varios nombres en la literatura geológica, cada uno de ellos fruto de los conocimientos e interpretaciones en cada momento. Algunos no han llegado a cuajar en el vocabulario geológico regional, pero otros han tenido tanta aceptación que todavía se emplean. El primero fue propuesto por *Carlé* (1945), quien la denominó “banda de gneis-anfibolita entre Malpica y Vigo”. El segundo, “Complejo Antiguo”, fue propuesto por *Parga Pondal* (1956, 1963), que la reconoció como un dominio con una mayor intensidad en la deformación y grado metamórfico respecto de los sectores adyacentes. El tercero, “Fosa Blastomilonítica” (Blastomylonitic Graben), fue propuesto por *den Tex y Floor* (1967) de la escuela de Leiden, y es sin género de dudas el más popular. Se basa en la interpretación de esta unidad como un graben o fosa tectónica polimetamórfica que inicialmente ocupaba niveles corticales superiores al de las rocas circundantes, y que posteriormente sufrió un hundimiento por extensión tras su migmatización (*den Tex y Floor*, 1967; *den Tex*, 1981a y 1981b). Esta interpretación mantiene cierta validez, como se expondrá a lo largo de este manuscrito. Por último, el nombre de “Unidad de Malpica-Tui” (*Ortega Gironés y Gil Ibarguchi*, 1983), es el que ha sido adoptado en este manuscrito, por su ausencia de connotaciones genéticas.

Durante la década de los 80, dentro del plan MAGNA, el IGME llevó a cabo la elaboración de las hojas 1:50.000 de esta unidad. Las hojas de Lage (43), Sisargas-Carballo (44), Camariñas (68), Outes (93), Noya (119), Padrón (120), Puebla de Caramiñal (151), Villagarcía de Arosa (152), Pontevedra (185), Vigo (223) y Tui (261) cubren la totalidad de la UMT. Esta información, junto con las tesis y tesinas de la escuela holandesa (*Collée*, 1964; *Avé Lallemand*, 1965; *Floor*, 1966; *den Tex y Floor*, 1967; *Arps*, 1970; *van Calsteren*, 1977; *van der Wegen*, 1978) y las conclusiones finales de *den Tex*, 1981a) y los mapas estructurales de *Llana-Fúnez* (2001) y petrológicos de *Rodríguez Aller* (2005) han sido los referentes para el establecimiento de los objetivos.

En un trabajo reciente, *Rodríguez Aller* (2005) distingue en la mitad septentrional una unidad de afinidad continental y otra de afinidad oceánica. En esta memoria no se adoptará esa nomenclatura porque aunque la unidad oceánica incluye rocas básicas con una afinidad geoquímica de dorsal oceánica (MORB, *Rodríguez Aller*, 2005), éstas no representan una asociación ofiolítica comparable a la del resto de unidades ofiolíticas de Galicia (*Sánchez Martínez*, 2009; *Sánchez Martínez et al.*, 2009). En ella, la afinidad MORB de las anfibolitas (Anfibolitas de Cambre) sugiere un contexto transicional hacia una corteza oceánica, pero el registro sedimentario intercalado parece continental.

Ambos (rocas básicas y metasedimentos) representan a la vez dominios intermedios entre dos términos paleogeográficos bien definidos, oceánico y continental respectivamente, y aunque uno de ellos esté más cerca del oceánico, optamos por una nomenclatura basada en criterios tectonometamórficos, reforzados con el análisis de las poblaciones de edad en circones detríticos y el análisis del registro litoestratigráfico.

Denominaremos Lámina Superior a la escama que ocupa la posición estructural más alta dentro de la UMT, y que preserva evidencias de un metamorfismo inicial en facies de los esquistos azules. Esta escama incluye en la UMT a los Esquistos de Ceán y a las Anfibolitas de Cambre. Estructuralmente por debajo y con evidencias de un metamorfismo inicial en facies de las eclogitas definiremos la Lámina Inferior, que incluye el resto de la UMT. Ambas láminas también se han identificado en el Complejo de Órdenes.

1.3- Objetivos

Las zonas de subducción continental fósiles ofrecen una oportunidad única para estudiar los procesos que actúan a escala litosférica en un canal de subducción y permiten analizar los mecanismos relacionados con su exhumación hacia niveles corticales medios y superiores.

La exhumación de láminas continentales previamente subducidas requiere mecanismos que operen a escala cortical, y se manifiesten a escala regional. Un estudio que persiga desentrañar tales procesos debe incluir una síntesis de datos regionales y locales.

El primer objetivo es seleccionar la zona de estudio, en este caso la Unidad de Malpica-Tui. Una vez elegida, se trata de evaluar, con la información disponible, los conocimientos y las carencias.

En primer lugar, se pretende caracterizar el registro sedimentario de las unidades basales mediante el estudio de sus poblaciones de edad de circones detríticos. Con ellas se puede obtener un perfil de las áreas fuente y una edad máxima de sedimentación, que será cotejada con datos geocronológicos independientes, como la edad de los protolitos intrusivos. La caracterización de las áreas fuente implicadas permitirá delimitar el marco paleogeográfico global durante su depósito. A su vez, el análisis del registro de edades podrá ser utilizado para la caracterización de diferentes unidades sedimentarias dentro de las propias unidades basales, y como indicador del grado de aloctonía al ser comparado con el registro de su autóctono relativo.

Desde el punto de vista de las grandes estructuras, en la UMT sólo se habían caracterizado hasta ahora, y de forma incompleta, sus límites, los cuales, resultan ser de carácter tardío. Así, *Llana-Fúnez* (2001) interpreta el límite occidental de la unidad como un desgarre dextro subvertical con una evolución tectónica compleja, que condiciona fuertemente la estructuración actual de la unidad.

Se sabe que la UMT representa un dominio alóctono transportado tectónicamente sobre el Dominio Esquistoso (*Llana-Fúnez*, 2001; *Rodríguez Aller*, 2005). Pero se desconoce su relación con los dominios migmatíticos contiguos, que nunca han sido integrados en el modelo de deformación

tangencial. Es imprescindible un análisis detallado de la estructuración interna de la unidad previa a la tectónica transcurrente y una reinterpretación de las relaciones de contacto respecto del autóctono relativo.

Otro de los problemas pendientes de explicación es la distribución de las eclogitas y su abundancia relativa dentro de la UMT, así como la presencia o ausencia de un gradiente de alta presión. Desde los trabajos de la escuela de Leiden, se puso de manifiesto la ausencia de eclogitas o rocas eclogíticas en la mitad meridional, en claro contraste con su abundancia en la mitad septentrional.

Como elemento de referencia regional tenemos al Complejo de Órdenes, con el que la correlación resulta sencilla desde un punto de vista litoestratigráfico (sus unidades basales son similares a las de la UMT), metamórfico (ambas registran una evolución metamórfica comparable) y estructural (ambas afloran en sendos flancos del antiformal de Padrón).

Intentaremos alcanzar un conocimiento estructural comparable al de las unidades basales de Órdenes, en las que se ha descrito un gran pliegue tumbado, el anticlinal del Carrio, cuyo flanco inverso evoluciona a un cabalgamiento dúctil, de Lalín-Forcarei, que superpone las unidades basales sobre el Dominio Esquistoso. Cabe destacar también la identificación de un sistema de despegues extensionales (Bembibre-Pico Sacro) que corta oblicuamente a las unidades basales dentro de Órdenes y se superpone a contactos tectónicos con un registro tectonometamórfico dilatado (Gómez-Barreiro, 2007; Gómez-Barreiro *et al.*, en prensa). Ninguna de las estructuras mencionadas ha sido descrita hasta ahora en la UMT. Tampoco se han reconocido gneises migmatizados como los de las unidades de Agualada y Espasante, ni litotipos ultrabásicos dentro de Malpica-Tui. Estas ausencias habrán de ser explicadas teniendo en cuenta su gran proximidad geográfica y correlación estructural.

Por otro lado, no existe una interpretación convincente de las fábricas regionales (foliación y lineación) de la UMT. Este tipo de información sólo puede obtenerse a partir del conocimiento de las estructuras mayores. Por ello, a la vez que se realiza el análisis estructural, se estudiarán las relaciones entre las estructuras y las fábricas deformativas asociadas.

Este trabajo servirá también para discutir la termobarometría asociada a cada evento deformativo, basándonos en datos cualitativos propios y en datos cuantitativos disponibles. Se trata de acotar los niveles corticales en los que se formaron las estructuras que se describen, pero también servirá como elemento de apoyo para reconstruir la evolución térmica de este sector de la cuña orogénica.

El objetivo más ambicioso, dadas las excelentes condiciones de preservación del metamorfismo de alta presión en ciertos sectores de la UMT, es caracterizar la cinemática de la subducción. Para ello es necesario obtener un grado de control estructural que permita la interpretación de sus criterios cinemáticos. La consecución de este objetivo permitirá constreñir la dinámica de placas tectónicas en los albores de la colisión varisca.

Con toda la información obtenida, y considerando los antecedentes publicados hasta la fecha, se tratará de elaborar un modelo sencillo e integrador de evolución geológica de las unidades basales del NO del Macizo Ibérico.

1.4- Metodología

La principal herramienta ha sido la elaboración de una cartografía geológica a escala 1:25.000, aunque aquí se ofrece a escala 1:60.000 (Anexo 2). La base topográfica ha sido delineada a partir de las hojas 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional.

Durante su elaboración se recogieron numerosos datos de carácter estructural (orientaciones y cinemática de todo tipo de microestructuras planares y lineares) y metamórficos de campo, a la vez que se recogieron 712 muestras para su estudio petrográfico. De ellas, 107 se tomaron orientadas para caracterizar la cinemática ligada al desarrollo de sus fábricas tectónicas. Simultáneamente se realizaron cortes geológicos en aquellas zonas con mejor calidad y cantidad de afloramientos (Anexo 3), normalmente en las intersecciones de la zona de estudio con la línea de costa, la cual es con frecuencia perpendicular a las directrices generales de la UMT. Asociadas a estos cortes también se realizaron cartografías de detalle a escala 1:5.000. El trazado de los contactos y la identificación de fracturas fueron completadas con fotografías aéreas a escala 1:33.000 del Servicio Geográfico del Ejército.

En combinación con el trabajo cartográfico se realizó un análisis petrográfico de las muestras, en secciones delgadas perpendiculares a las fábricas planares y paralelas a las lineares, completándose con secciones perpendiculares a las fábricas lineares. Las muestras con microestructuras como micropliegues y bandas de deformación oblicuas a la foliación y lineación fueron cortadas para obtener la mejor visión posible de dichas estructuras. El análisis petrográfico incluye, además de la identificación mineral, el establecimiento de la secuencia microestructural, que se realizó en combinación con la caracterización estructural de los sectores donde las muestras fueron recogidas.

El análisis cinemático para cada evento deformativo se llevó a cabo tan sólo en zonas y muestras orientadas en las que las paragénesis metamórficas que definen la fábrica corresponden al evento a caracterizar. Se han evitado las zonas con una fuerte superposición de eventos, lo que en la UMT descarta a muchos sectores para las fases de deformación previas a la tectónica de desgarre. Aún más crítica resulta la caracterización cinemática de los eventos de alta presión, ya que además de la deformación transcurrente es necesario evitar todas las fábricas relacionadas con la exhumación tangencial posterior, las cuales están generalizadas para toda la UMT.

A efectos descriptivos, la dirección y sentido de cizallamiento se expresan a partir de la orientación actual de las lineaciones de estiramiento desarrolladas durante el evento tectónico a caracterizar, medidas sobre el plano de foliación, y combinadas con indicadores cinemáticos microscópicos (fábricas de forma y asimetrías internas de la mineralogía), mesoscópicos (asimetrías de pliegues en zonas de cizalla discretas, *flanking structures*, bandas extensionales C' métricas, etc.), y de escala regional (arrastre de marcadores planos o lineares). Sin embargo, la interpretación de las direcciones de cizallamiento y transporte tectónico será discutida en un capítulo específico.

Los marcadores cinemáticos empleados (*Etchecopar, 1977; Trépiéd et al., 1980; Lister y Snoke, 1984; Wheeler, 1987; Hudleston, 1989; Hanmer y Passchier, 1991; Simpson y de Paor, 1993; Passchier y Trouw, 1996; Passchier, 1997; Samanta et al., 2002; Goscombe y Passchier, 2003; Coelo et al., 2005*), son los utilizados en estudios de carácter regional, y han sido referidos a la fábrica tectónica a la cual se asocian para obtener en cada caso la cinemática local.

Para el análisis de poblaciones de edad de circones detríticos se recogieron 12 muestras, compuestas de 8-10 kilogramos de rocas y una muestra de mano representativa, con la que se realizó un estudio petrográfico para comprobar su idoneidad. El muestreo se llevó a cabo en los litotipos más representativos, y en diferentes niveles estructurales y estratigráficos para obtener una visión lo más completa posible del registro sedimentario. Se procesaron 10 de las muestras, y de ellas tan sólo 8 suministraron circones en número estadísticamente representativo.

El estudio de las poblaciones de edad en circones detríticos requiere de una técnica analítica rápida, por el elevado número de análisis puntuales necesarios, y a la vez con resolución espacial, puesto que la configuración interna compleja de los circones así lo aconseja. La ablación láser satisface hoy en día ambos requerimientos, además de ser una técnica accesible. Los análisis isotópicos se

llevaron a cabo mediante ablación láser acoplada a una antorcha de plasma y a un espectrómetro de masas en el Institut für Geowissenschaften de la Goethe Universität de Frankfurt am Main (Alemania), bajo la supervisión del Dr. Axel Gerdes, donde también se obtuvieron las imágenes de cátodo-luminiscencia que sirvieron de guía durante la adquisición de los datos.

Capítulo 2

The sediments of the basal allochthonous units: stratigraphy and zircon age populations

- Geological setting for pre-Variscan sediments in Northwest Iberia
- The stratigraphic succession of the basal units
- U-Pb detrital zircon ages. Sample description
- Analytical methodology: U-Pb zircon dating
- Age spectra
- Data integration and geological implications
- Conclusions: A starting point for deciphering Variscan tectonics in the basal units

2.- THE SEDIMENTS OF THE BASAL ALLOCHTHONOUS UNITS: STRATIGRAPHY AND ZIRCON AGE POPULATIONS

2.1- Geological setting for pre-Variscan sediments in Northwest Iberia

The allochthonous complexes of NW Iberia are a stack of nappes thrust over the sequences of the Iberian autochthon (Fig. 2.1), which formed part of the northern margin of Gondwana for the entire Paleozoic (*Martínez Catalán et al.*, 2007, 2009).

Three groups of allochthonous units have been distinguished (Fig. 2.1b). The upper units, on top of the nappe pile, are pieces of a Cambro-Ordovician ensialic island arc (*Abati et al.*, 1999, 2003; *Andonaegui et al.*, 2002; *Santos et al.*, 2002) inferred to have been detached from northern Gondwana by roll-back of the subducting slab of the Iapetus-Tornquist ocean, to leave a new oceanic realm, the Rheic Ocean, in its wake (*Stampfli and Borel*, 2002; *Stampfli et al.*, 2002; *Winchester et al.*, 2002; *von Raumer et al.*, 2003; *Abati et al.*, 2010).

Relicts of oceanic floor form the middle allochthonous units, known as the ophiolitic units, represent the suture of the Rheic Ocean (*Díaz García et al.*, 1999; *Pin et al.*, 2002, 2006; *Arenas et al.*, 2007a; *Sánchez Martínez et al.*, 2007) and possibly remnants of older oceanic domains (*Sánchez Martínez et al.*, 2006, 2009).

The basal units, at the base of the nappe stack, represent distal parts of the Gondwana continental margin. They preserve calc-alkaline igneous rocks roughly coeval with the Cambro-Ordovician suite of the upper units (*Abati et al.*, 2010), and experienced extension and rift-related magmatism during the Ordovician (*Floor*, 1966; *Ribeiro and Floor*, 1987; *Pin et al.*, 1992), while the Rheic oceanic lithosphere was being created. Subsequently, the basal units were subducted beneath Laurussia at the onset of Variscan collision (*Arenas et al.*, 1995, 1997; *Santos Zalduegui et al.*, 1995; *Rodríguez et al.*, 2003; *Abati et al.*, 2010), and exhumed by crustal-scale thrusting accompanied by recumbent folding and tectonic denudation during the Variscan Orogeny (*Martínez Catalán et al.*, 1996, 1997, 2002).

An imbricate thrust sheet, composed of siliciclastic sedimentary and volcanic rocks known as the Schistose Domain, Parautochthon or Lower allochthon, separates the allochthonous complexes from the autochthon. The latter consists of a thick metasedimentary sequence which, as with the Schistose Domain and the basal units, was deposited along the northern margin of Gondwana. The autochthonous sedimentary sequences of NW Iberia record the late Neoproterozoic and early Paleozoic evolution of the northern Gondwana margin, including the Avalonian-Cadomian active margin in the Neoproterozoic (*Rodríguez Alonso et al.*, 2004), the development of a passive-margin during the Cambrian, the Cambro-Ordovician opening of the Rheic Ocean, and the return to passive-

margin conditions until the onset of the Variscan collision in Late Devonian times (*Martínez Catalán et al., 2007, 2009; von Raumer and Stampfli, 2008*).

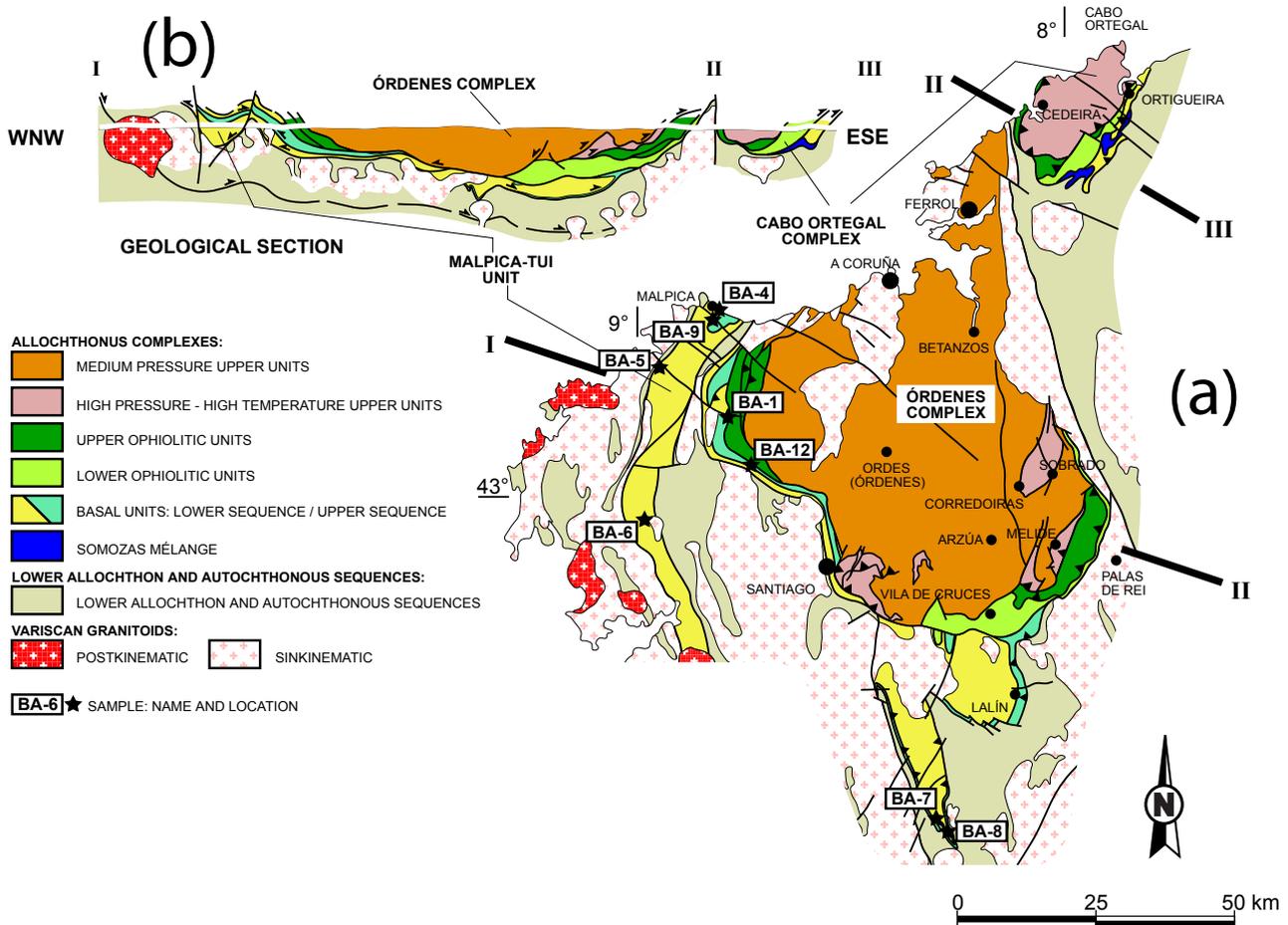


Fig. 2.1- (a) Map showing the allochthonous complexes of Órdenes, Cabo Ortegal and northern half of Malpica-Tui in Galicia (NW Spain), and the location of samples analyzed. (b) Representative cross section showing the general structure. Note the nappe stacking and the position of the Lower and Upper sequences. Top-to-the-ESE kinematics often represents thrusting, whereas top-to-the-WNW movement is related to extensional collapse and reactivation of previous structures.

2.2- The stratigraphic succession of the basal units

The basal allochthonous units comprise two tectonically juxtaposed metasedimentary sequences (Fig. 2.1b), the Upper sequence representing a paleogeographic domain distinct from that of the Lower sequence. Both sequences were involved in the initial subduction that preceded Variscan collision, but the Lower sequence developed eclogite facies metamorphism (*Gil Ibarra and Ortega Gironés, 1985*) whereas the Upper sequence reached only blueschist facies conditions (*López Carmona et al., 2010*). The upper limit of the Upper sequence is a partly reworked thrust, and the original thrust contact between both sequences was also reworked during the Variscan orogenic collapse (*Gómez-Barreiro et al., en prensa*). However, differences between the two sequences occur not only in their metamorphic evolution but also in their lithostratigraphy.

Their distribution has been mapped and summarized in Fig. 2.1. The southern half of the Malpica-Tui Unit is exclusively composed by rocks belonging to the Lower sequence, and has not been represented in the map-sketch. For more detail in their distribution see the enlarged geological

maps attached to this memoir.

The subdivision in stratigraphic sequences mostly fits the tectonometamorphic sheets in which the basal units have been divided. It gives a first idea about the relative position between them before the Variscan collision, since general top-to-the-autochthon kinematics is well-known and responsible for nappe superposition in NW Iberia. Taking into account this, and the West-directed component of subduction (*Martínez Catalán et al.*, 1996), the Upper sequence would occupy an oceanward position compared to the Lower sequence. This general assumption does not discard that the Upper sequence occupied also an original position on top of the Lower, especially towards the mainland.

2.2.1- The Lower sequence

The strong heterogeneity of deformation in this sequence during the subduction and exhumation processes allows the original sedimentary stratigraphy to be characterized in the less deformed domains. These are preserved as meso- to macro-scale boudins that frequently reach map-scale size.

The Lower sedimentary sequence consists of a monotonous pile of immature sandstones (greywackes) alternating with minor layers or lenses of pelites, graphitic schists, calc-silicate layers and quartzites (Fig. 2.2a). The sandstones preserve Bouma sequences, crossed bedding, erosive contacts and normal graded bedding and often show greyish to brownish colours. They are clast-supported sedimentary rocks containing angular fragments of feldspars (the most abundant clasts), quartz and detrital micas in a clay-rich matrix with carbonaceous material. Pelitic horizons are common among the sandstones, and carbonaceous matter within them may become so abundant as to form graphitic horizons.

The sandstones form sequences up to 50 meters thick. The normal thickness of the layers ranges from less than one decimeter to more than one meter and often occur as a monotonous alternation of thin-bedded sandstones. The thicker the layers, the more massive the internal structure. No conglomeratic levels have been found, but it is possible to find grains bigger than 2 mm in the less deformed domains.

The quartzites (Portela Quartzites of *Marquínez García*, 1984) occur relatively high in the sequence, and according to the restoration of Variscan structures made by *Martínez Catalán et al.* (1996), they lie in a paleogeographic position relatively close to the Gondwanan mainland.

In the moderately to highly deformed and metamorphosed areas, the sequence consists of albite-bearing schists and paragneisses alternating with centimetre-thick lenses of mica schists, graphite-bearing schists, and calc-silicate lenses, in which the sedimentary layering can still be seen.

Intruding the sediments are mafic dykes (alkali basalts; *Marquínez García*, 1984; *Rodríguez Aller*, 2005), calc-alkaline granitoids (tonalites and granodiorites), and rift-related granitoids (alkaline to peralkaline and alkali-feldspar granites; *Floor*, 1966; *Ribeiro and Floor*, 1987; *Pin et al.*, 1992), all transformed during the Variscan Orogeny into eclogites, amphibolites and orthogneisses (*Rodríguez Aller*, 2005). The age of the oldest calc-alkaline orthogneisses (495-500 Ma; *Abati et al.*, 2010) establishes a minimum depositional age for the Lower sequence.

The original thickness of the Lower sequence cannot be calculated because of the ductile deformation accompanying subduction, thrusting, recumbent folding and tectonic denudation. A minimum present thickness of 4 km can be estimated, but this value probably represents less than half of the original thickness.

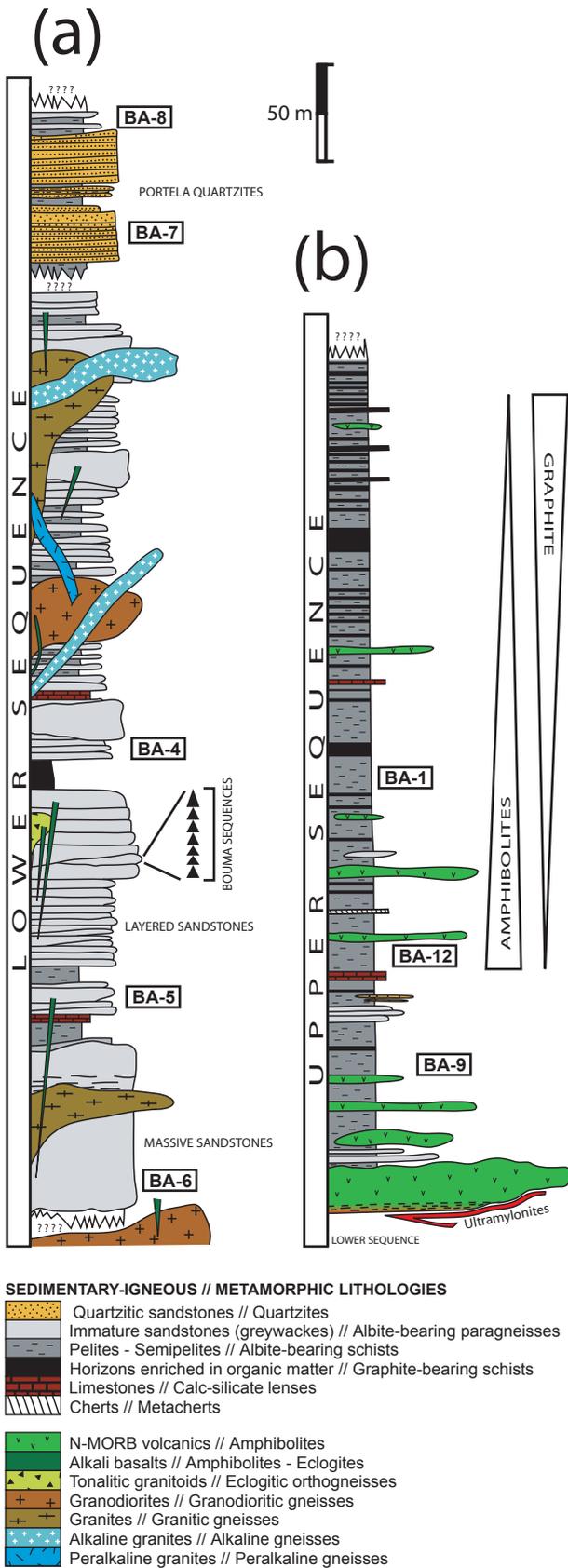


Fig. 2.2- Idealized stratigraphic columns summarizing the main sedimentological features observed in the Lower (a) and Upper (b) sequences. The position of the analyzed samples is shown.

2.2.2- The Upper sequence

No significant deformation partitioning is visible during the subduction-exhumation process in the Upper sequence and all rocks have been strongly deformed. The following description is based on the characteristics of the metamorphic rocks.

The Upper sequence consists of a monotonous pile of mica schists alternating with minor lenses of amphibolites, graphite schists, metacherts, calc-silicate lenses, limestones, greywackes and quartzites (Fig. 2.2b). A layer of amphibolites tens of meters thick occurs at the base of the sequence in the Malpica-Tui Unit, although the tectonic and subtractive character of the contact, marked by an ultramylonite mainly developed on rocks of the Lower sequence (ortho- and paragneisses), hides the true basal part of the Upper sequence. The amphibolites represent N-MORB basalts (*Rodríguez Aller, 2005*) and also occur intercalated throughout the sequence, but are only abundant and of significant size in the lower levels. The decrease in amphibolitic rocks toward the top of the sequence coincides with an increase in graphite-bearing schists and metacherts. At the same time, the thickness and abundance of albite-bearing paragneisses representing the more arenaceous facies decrease rapidly towards the top.

2.2.3- Significance of the sedimentary record

The sedimentary record of both sequences has been heavily deformed and partly obliterated by Variscan subduction and collision, but their stratigraphic and petrologic characteristics permit a general overview of the sedimentary sequences deposited along the outermost part of the northern margin of Gondwana. The fact that the preserved record may represent only a small part of a much thicker sequence cannot be ruled out, but the monotonous character of the two sequences is assumed to be representative of the entire record.

Qualitative comparison of the two sequences shows fundamental differences between them.

The Upper sequence represents a dominantly pelitic deposit with minor arenaceous levels at the base, progressive enrichment in organic material towards the top, and an important influx of basaltic material synchronous with sedimentation.

The Lower sequence is dominantly a greywacke deposit, several thousand meters thick, with scattered pelitic and graphitic levels. No volcanic rocks have been identified, but intrusive rocks postdating sedimentation are abundant, and include calc-alkaline granitoids and a bimodal alkaline suite that includes peralkaline units.

These differences in stratigraphic record permit these sequences to be broadly placed in different paleogeographic settings.

The sediments of the Lower sequence were deposited close to the source area, probably in an active geodynamic setting that provided large amounts of detrital material derived from the erosion of relief created by tectonic activity. A strongly subsiding basin adjacent to this topographic relief is inferred to have accommodated the detrital supply. The sedimentological features point to a turbiditic setting, with the thick greywacke layers representing pulses of tectonic activity. The quartzites close to the top of the record may represent the transition to a continental platform on the coastal side of the basin once the major tectonic activity in the source area declined.

On the other hand, the sediments of the Upper sequence represent a distal, perhaps deeper depositional regime, still connected to an active setting that provided the volcanic (and probably the arenaceous material) during episodes of activity. The enrichment in organic material and presence of cherts, and the upward decrease in the arenaceous content, point to a progressive widening of the basin and/or its progressive separation of the main source area.

2.3- U-Pb detrital zircon ages. Sample description

Eight samples of the most representative lithologies were collected (Fig. 2.1a), five in the Lower sequence (BA-4, BA-5, BA-6, BA-7 and BA-8) and three in the Upper sequence (BA-1, BA-9 and BA-12). Their position in the idealized stratigraphic columns is shown in Fig. 2.2.

Samples B4 to B8 are representative of the Lower sequence. BA-4, 5 and 6 are greywackes from the lower part of the sequence, BA-5 representing a more deformed and metamorphosed greywacke than the massive BA-4 and BA-6. Sample BA-7 corresponds to the quartzites in the upper part of the sequence, and BA-8 represents the more pelitic facies in the Lower sequence.

Petrographic annotations given here refer to the microstructural analysis in Chapter 4, where a more detailed description of the main foliations can be seen. For even more detail, see *Arenas et al.* (1995), *Rodríguez Aller* (2005), *López Carmona* (2007) and *López Carmona et al.* (2007, 2010).

BA-4 is a mildly deformed metagreywacke sampled from a massive layer 40 cm thick, in which irregular clasts of feldspar, quartz and mica are surrounded by a partly recrystallized pelitic matrix. Small albite porphyroblasts include tiny crystals of garnet, white mica and chlorite, although their metamorphic growth does not disturb the massive internal structure of the sandstone. The detrital grains show undulose extinction. Their relationship to the Variscan deformation cannot be clearly established but assumed.

Sample BA-5 is an albite-bearing paragneiss with a crenulation cleavage (S_3) folding a previous amphibolite facies fabric that represents the main foliation (S_2). The latter is related to

tangential exhumation during Variscan collision following early Variscan subduction (*Martínez Catalán et al.*, 1996; *Llana-Fúnez*, 2001; *Rodríguez Aller*, 2005). The paragneiss is composed of the stable assemblage quartz + white mica + biotite + albite ± garnet ± ilmenite. Albite porphyroblasts include an internal schistosity defined by quartz + phengite + garnet ± rutile ± epidote (S_1), which represents a high-pressure, medium temperature assemblage that records the initial subduction event (*Gil Ibarra and Ortega Gironés*, 1985). The main foliation is bent by microfolds with vertical axial planes and gently plunging axes associated with the development of a late crenulation cleavage defined by the reorientation of the plagioclase, biotite, quartz, and white mica of the main foliation, and the growth of new biotite, white mica, and quartz defining a tectonic banding (S_3).

BA-6 is a massive metagreywacke transformed into an albite-bearing paragneiss with a poorly developed planar foliation defined by quartz, biotite, and white mica (S_2). The main foliation is oblique to the compositional layering (S_0), which can be recognized at the layer boundary where the sample was collected. The albite porphyroblasts also include the same high-pressure assemblage described in BA-5.

BA-7 is a fine-grained quartzite with small amounts of white mica. The main foliation is formed by the statistical orientation of quartz grains, micas and minor quantities of opaque minerals (S_2). Quartz grains show internal deformation features, but the white mica does not define a true tectonic banding. The sample was collected from a homogeneous layer surrounded by mica-rich quartzites.

BA-8 is an albite-bearing mica schist with a foliation typical of the chlorite-biotite zone, composed of chlorite + quartz + albite + white mica ± biotite ± opaque minerals (S_2). The albite porphyroblasts include an internal fabric with folded patterns strongly oblique to the external foliation. The latter is formed by phengite, chlorite, quartz, rutile and rare garnet (S_1), and is comparable to the high-pressure internal foliation described in other samples (see BA-5).

The samples from the Upper sequence are pelitic rocks (BA-1 and BA-12) that occasionally include more arenaceous horizons (BA-9). The three samples are garnet-bearing mica schists with a main foliation whose stable mineral assemblage varies (S_2). For BA-1, the foliation is defined by garnet + white mica + biotite + albite + quartz ± ilmenite, whereas in BA-9 and BA-12, it consists of garnet + quartz + white mica + albite + chloritoid + epidote ± rutile. In all of the samples the albite porphyroblasts contain an internal fabric defined by garnet + phengite + rutile + quartz ± glaucophane (S_1), which is also preserved as helicitic or straight inclusions in porphyroblastic garnet (BA-9 and BA-12) and chloritoid (BA-9). C' extensional shear bands composed of quartz + white mica + chlorite crosscut and retrograde the main foliation in all samples (S_E). The main foliation in each sample represents a different stage of exhumation from blueschist facies (preserved in the internal fabric) to greenschist facies conditions (extensional shear bands).

2.4- Analytical methodology: U-Pb zircon dating

Zircon was recovered at the Departamento de Petrología y Geoquímica of the Universidad Complutense de Madrid by the usual procedure of separation of heavy minerals: crushing, sieving and concentration of the heavy fraction using a Wilfley table, followed by magnetic and density separation. The final mineral fractions were hand-picked under a binocular microscope, mounted in Epoxy resin, and polished to an equatorial section of the grains.

All samples contain subidiomorphic zircons with rounded rims and variable shape and size. Their colour varies from clear and colourless to pinkish and almost opaque. The poorest sorting and

less rounded shapes are in the greywackes, whereas grains from the mica schists and quartzites are more homogeneous, of smaller size (smaller for the mica schists) and more rounded shapes.

Prior to the analysis, the internal structure, inclusions, fractures and physical defects were identified using cathodoluminescence imagery (CL). Characterizing the internal structure allows layers of zircon that grew during different events to be identified and linked to different processes. The CL study shows that most of the zircons have a similar core-rim internal texture. The cores usually exhibit concentric oscillatory zoning, typical of zircon grains crystallized in granitic magmas (Hoskin, 2000). Small metamorphic rims were detected in a few grains, but they were always too small to be analyzed. Only the more homogeneous part of the grain cores, free of defects, cracks and inclusions were analyzed. Some grains exhibit multiple and concentric layers of growth. No significant variation in the age of crystallization along each analyzed grain was detected.

2.4.1- LA-ICP-MS U-Pb dating

Uranium and lead isotopes were analyzed using a ThermoScientific Element 2 sector field ICP-MS coupled to a New Wave Research UP-213 ultraviolet laser system at Goethe-University Frankfurt following the method described by Gerdes and Zeh (2006, 2009).

Data were acquired in time resolved-peak jumping-pulse counting mode over 670 mass scans during a 19 s background measurement followed by a 25 s sample ablation. Laser spot-sizes varied from 30 to 40 μm with a typical penetration depth of $\sim 15\text{-}20 \mu\text{m}$. Signal was tuned to maximum sensitivity for Pb and U while keeping oxide production, monitored as $^{254}\text{UO}/^{238}\text{U}$, well below 1 %. A teardrop-shaped, low volume ($< 2.5 \text{ cm}^3$) laser cell with a fast response ($< 1 \text{ s}$) and low wash-out time was used (Janoušek *et al.*, 2006; Frei and Gerdes, 2009). With a depth penetration of $\sim 0.6 \mu\text{m s}^{-1}$ and a 0.9 s integration time (= 15 mass scans = 1 ratio) any significant variation of the Pb/Pb and U/Pb in the micrometer scale is detectable.

Raw data were corrected offline for background signal, common Pb, laser-induced elemental fractionation, instrumental mass discrimination, and time-dependent elemental fractionation of Pb/U using an in-house MS Excel© spreadsheet program (Gerdes and Zeh, 2006, 2009). A common Pb correction based on the interference-and background-corrected ^{204}Pb signal and a model Pb composition (Stacey and Kramers, 1975) was carried out, where necessary. The necessity of the correction was based on whether or not the corrected $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lay outside the internal errors of the measured ratios. This was the case for less than 10 % of the analyses.

Uncertainties related to the common Pb correction (e.g. 4 % uncertainty on the assumed $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ composition) were quadratically added to final uncertainty. The interference of ^{204}Hg (mean = 129 ± 18 cps; counts per second) on the mass 204 was estimated using a $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ ratio of 0.2299 and the measured ^{202}Hg . Laser-induced elemental fractionation and instrumental mass discrimination were corrected by normalization to the reference zircon GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). Prior to this normalization, the drift in inter-elemental fractionation (Pb/U) during 30 s sample ablation was corrected for the individual analysis.

The correction was done by applying a linear regression through all measured ratios, excluding the outliers (± 2 standard deviation; 2SD), and using the intercept with the y-axis as the initial ratio. The total offset of the measured drift-corrected $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio from the "true" IDTIMS value of the analyzed GJ-1 grain was typically around 3-9 %. Reported uncertainties (2σ) of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ were propagated by the quadratic addition of the external reproducibility (2SD) obtained from the standard zircon GJ-1 ($n = 12$; 2 SD ~ 1.3 %) during the analytical sequence (55 unknowns plus 12 GJ-1) and

the within-run precision of each analysis (2 SE; standard error).

The external reproducibility of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of GJ-1 was about 0.9 % (2 SD). However, as $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ uncertainty during LA-SF-ICP-MS analysis is directly dependent on ^{207}Pb signal strength, uncertainties were propagated following *Gerdes and Zeh* (2009). The ^{235}U was calculated from the ^{238}U divided by 137.88 and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ uncertainty by the quadratic addition of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ uncertainty.

Data were plotted on conventional concordia diagrams using the Isoplot software (*Ludwig*, 2003) to obtain the crystallization ages. Their binned frequency histograms and probability density distributions were obtained using AgeDisplay software (*Sircombe*, 2004).

2.5- Age spectra

Only concordant or nearly concordant (<10 % discordant) data were considered for interpretation of detrital zircon age. Fig. 2.3 includes all the U-Pb concordia diagrams showing the results of LA-ICP-MS dating with 2σ errors for the ellipses. The enlarged regions show the Paleozoic and Neoproterozoic zircons. Ratios and ages (in bold) for the selected analyses are given in Tables 1-8 (Anexo I). Ages younger than 1 Ga are reported based on $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios corrected for common Pb. Older ages are reported based on their ^{204}Pb -corrected $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ isotopic ratio. Figs. 2.4 and 2.5 include all the probability and frequency diagrams made for each sample. As the samples belonging to each sedimentary sequence do not show significant differences, they have been integrated in single diagrams plotted for each representative lithology (plots with a light-grey background).

2.5.1- The greywackes of the Lower sequence

Samples BA-4, BA-5, BA-6 and BA-8 represent the greywackes of the Lower sequence and have been plotted in Figs. 2.4a, b, c, and d. The main group of zircons has Neoproterozoic $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages between 540 and 750 Ma, with the maximum density around 650 Ma. The second group includes Paleoproterozoic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging between 1850 and 2250 Ma. Three relative maxima can be identified in this group. The first is around 1950 Ma, the second at 2050 Ma, and the third around 2150-2200 Ma. A widespread population of analyses with Archean ages represents the third group. It ranges between 2500 and 3500 Ma with two relative maxima at 2700 and 2850 Ma. A few clusters of Mesoproterozoic zircons also occur. Their ages form part of a continuous interval from 750 Ma (Neoproterozoic) to 1250 Ma, with several analyses around 1500 and 1600 Ma, but with a maximum abundance located between 800 and 1100 Ma.

The youngest zircon found yielded an age of 537 ± 17 Ma (98 % concordance) and the youngest population age is 566 Ma old. The oldest zircon yielded an age of 3522 ± 11 Ma (101 % concordance).

2.5.2- The quartzites of the Lower sequence

Sample BA-7 represents the quartzites of the Lower sequence and has been plotted in Fig. 2.4e. The main group is represented by 70 analyses with Neoproterozoic $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging between 551 and 993 Ma, with the maximum density around 650 Ma. The second group includes

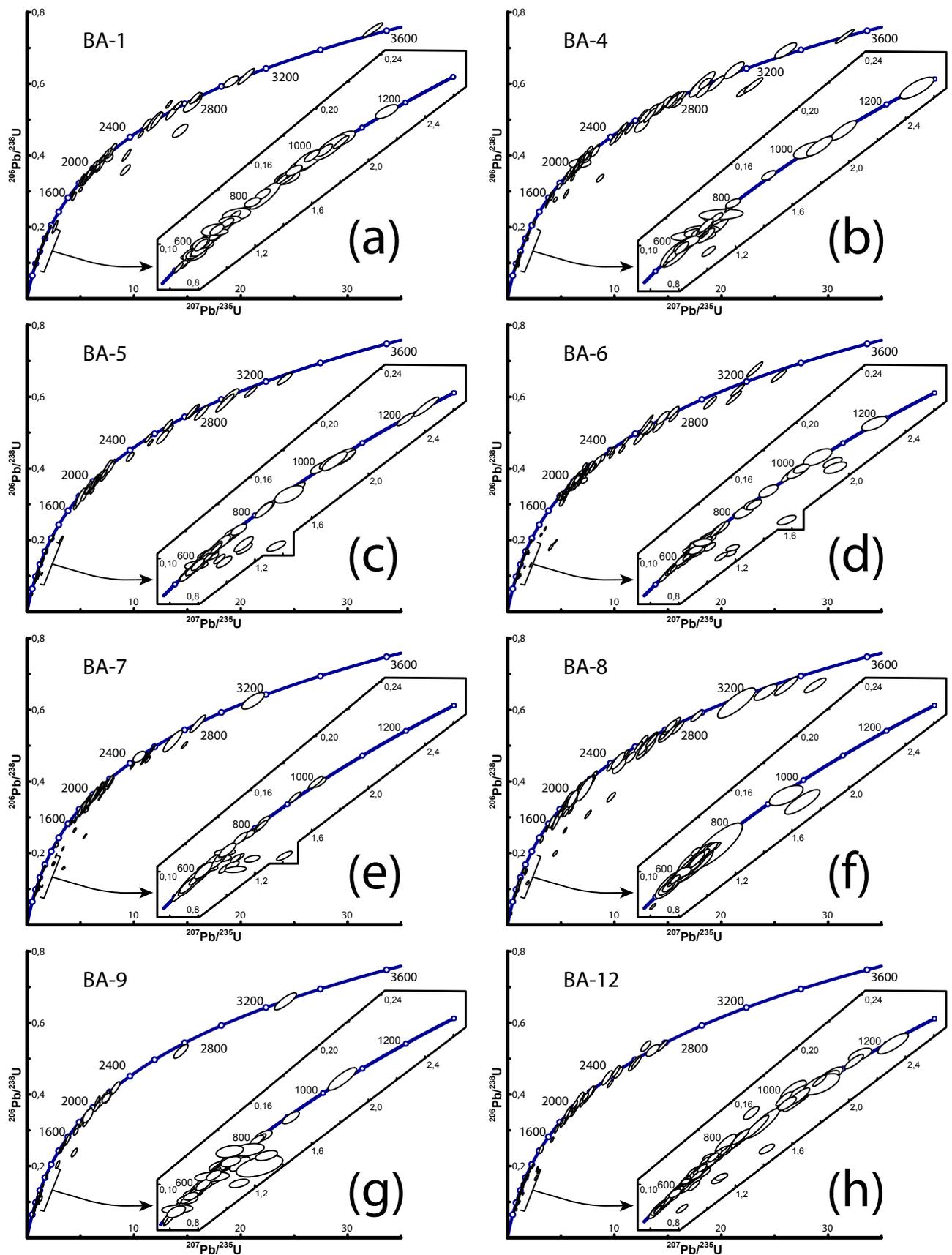


Fig. 2.3- U-Pb concordia diagrams showing the results of LA-ICP-MS dating of detrital zircons for all the samples. Error ellipses represent 2σ uncertainties. Phanerozoic and Neoproterozoic ages have been enlarged for clarity.

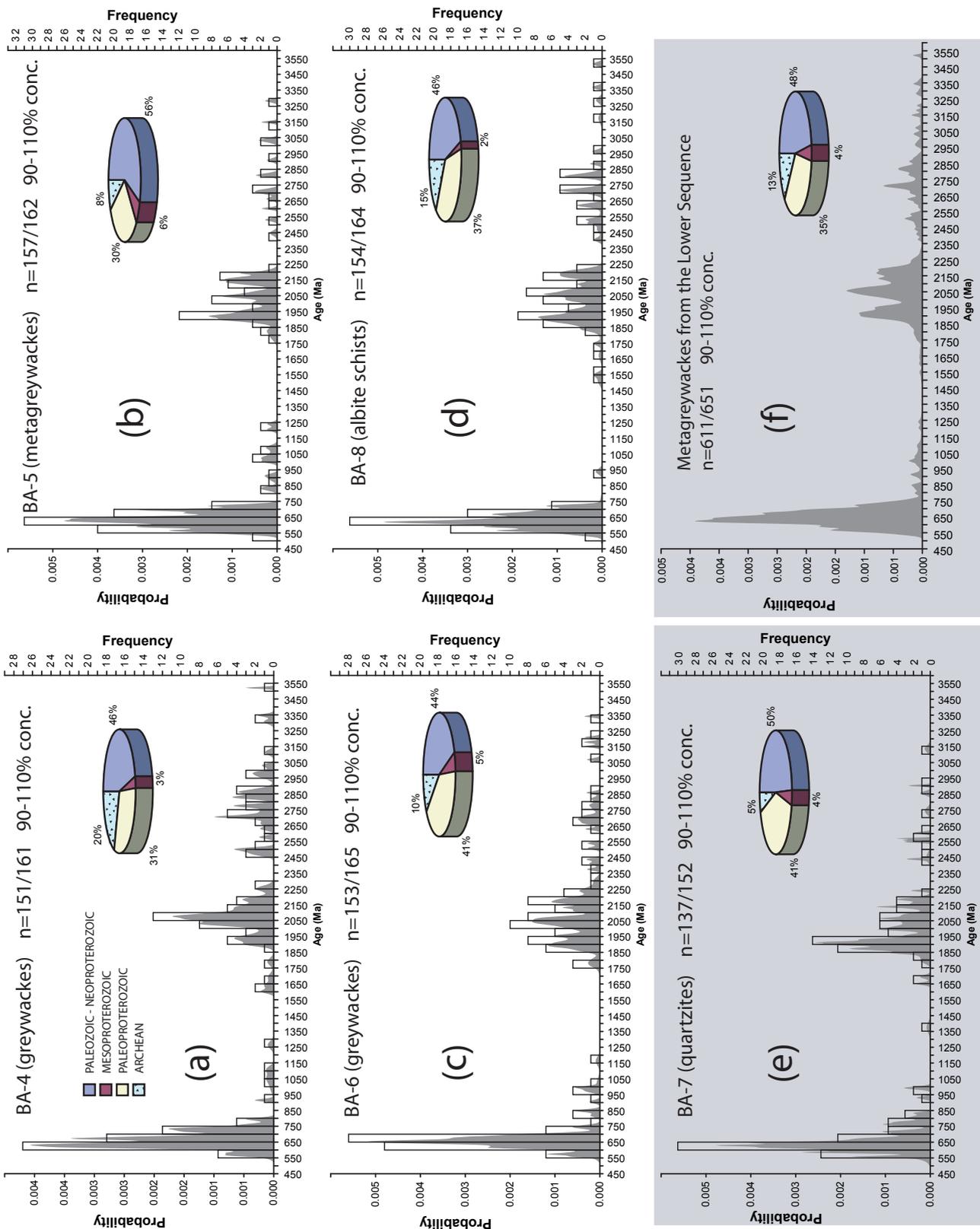


Fig. 2.4- Frequency (bars) and probability density distribution (curves) of ages, and relative abundance of significant age populations of detrital zircon grains of metagreywackes and quartzites from the Lower sequence. Plot (f), with a light-grey background, represents a cumulative diagram made by merging the data from all the greywackes of the Lower sequence. The quartzites (e) have also been shaded. Only concordant or subconcordant analyses (< 10 % discordant) have been used for interpretation. n: number of analyses with < 10 % discordance/total number of analyzed grains; conc.: concordance.

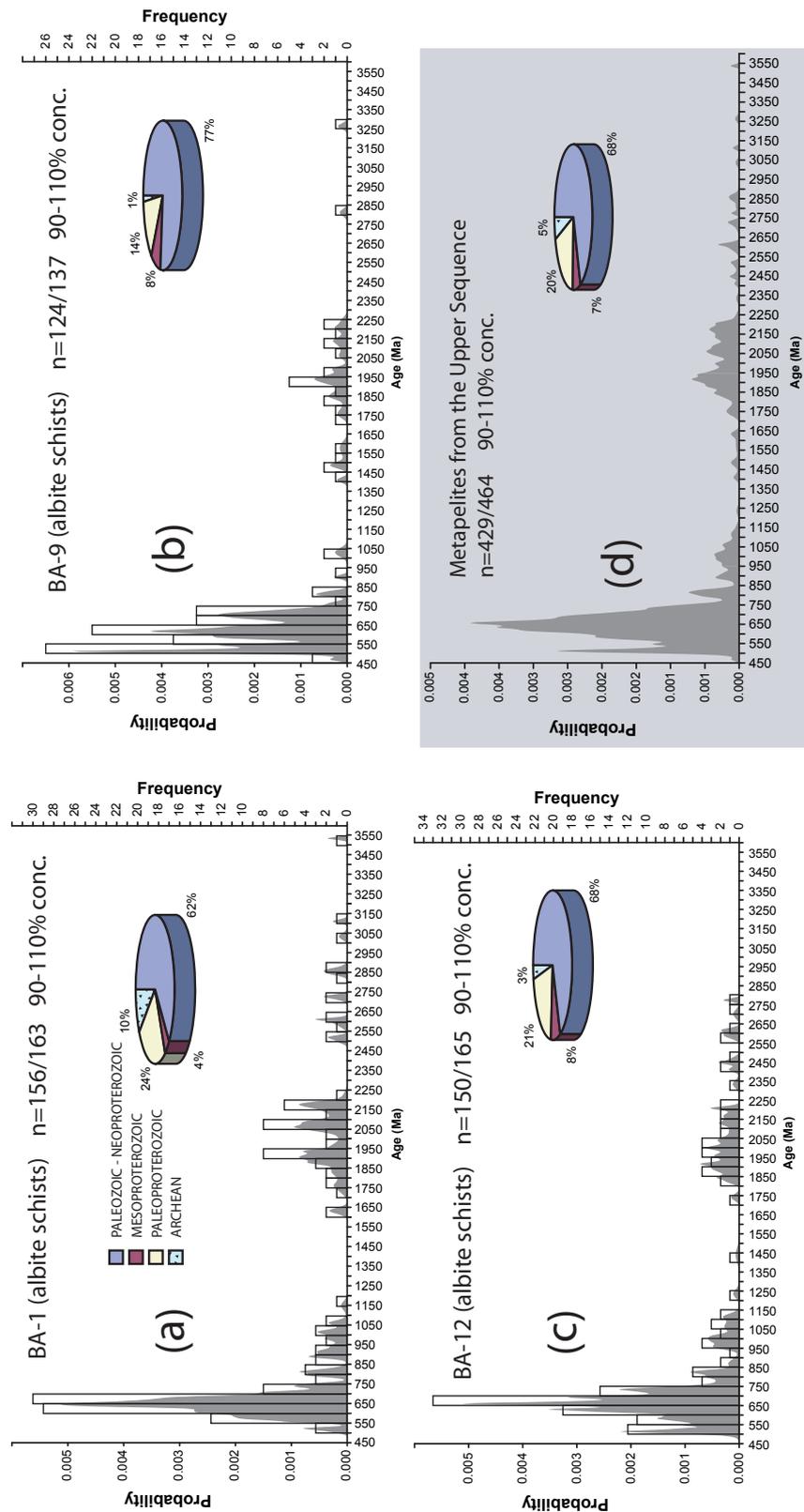


Fig. 2.5- Frequency (bars) and probability density distribution (curves) of ages, and relative abundance of significant age populations of detrital zircon grains of metapelites from the Upper sequence. Plot (d), with a light-grey background, represents a cumulative diagram made by merging the data from all the metapelites of the Upper sequence. Only concordant or subconcordant analyses (<10 % discordant) have been used for interpretation. n: number of analyses with <10 % discordance/total number of analyzed grains; conc.: concordance.

58 analyses with Paleoproterozoic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging between 1650 and 2450 Ma. Three main sub-maxima can be identified in this group. The first is around 1930 Ma, the second between 2000 and 2050 Ma, and the third between 2150 and 2200 Ma. Only a few irregularly distributed clusters of Mesoproterozoic and Archean ages occur. The Neo- to Mesoproterozoic input straddles the interval between 750 and 1000 Ma.

The youngest zircon is 551 ± 53 Ma old (108 % concordance) and the youngest population age is 557 Ma. The oldest zircon yielded an age of 3137 ± 43 Ma (101 % concordance).

2.5.3- The sediments of the Upper sequence

Probability and frequency diagrams of samples BA-1, BA-9 and BA-12 appear in Figs. 2.5a, b, and c, and all ages have been plotted together in Fig. 2.5d. The main group of zircons is represented by the analyses with Neoproterozoic $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages between 500 and 750 Ma, with the maximum density around 650 Ma. The second group includes analyses with Paleoproterozoic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 1850 and 2200 Ma. Three different relative maxima can be identified in this group: 1950 Ma, 2050 Ma, and 2150-2200 Ma. A widespread population of analyses with Archean ages ranging between 2500 and 3500 represents the third group. A few clusters of Neo- to Mesoproterozoic zircons occur that complete a continuous interval from 800 Ma (Neoproterozoic) to 1250 Ma. The maximum input ranges between 900 and 1050 Ma. A few analyses around 1400 and 1600 Ma also occur.

The youngest zircon has an age of 497 ± 22 Ma (93 % concordance) and the youngest population age is 512 Ma. The oldest zircon is 3537 ± 14 Ma old (102 % concordance).

2.6- Data integration and geological implications

2.6.1- Ages and geodynamic setting

The zircon age populations of the basal allochthonous units studied here can be easily correlated with those of the autochthonous sequences of NW Iberia published by *Fernández-Suárez et al.* (2002a and b), *Gutiérrez-Alonso et al.* (2003), and *Martínez Catalán et al.* (2004c; 2008), which suggests that the basal units are only moderately allochthonous, representing far-travelled domains but not exotic terranes. Our data support the idea that the basal allochthonous units remained attached to the northern margin of Gondwana during the opening of the Rheic Ocean. This would explain why their subduction that occurred in the Late Devonian was the first Variscan deformation to affect this part of the outermost margin of Gondwana.

Our study also places tight constraints on the age of sedimentation. Given the statistical uncertainty of a single analysis, the youngest zircon population would represent a good approximation of the maximum age of sedimentation. Since the Lower sequence is intruded by late Cambrian calc-alkaline granitoids (ca. 495 Ma; *Abati et al.*, 2010), and its youngest detrital zircon population is 566 Ma for the greywackes and 557 Ma for the quartzites, deposition is bracketed between the Neoproterozoic and the middle Cambrian. The Lower sequence represents deposition in a tectonically active setting, so the youngest population likely represents a good approximation of the age of sedimentation. Given the high content of Paleoproterozoic and Archean ages in all the samples from the Lower sequence (Figs. 2.4e and f), we suggest that the quartzites and metagreywackes were

derived from a more cratonic source than the sediments of the Upper sequence. This input likely reflects not only the cratonic influence of a passive margin, but also the denudation of an arc built upon an old continental crust.

650 Ma is a common maximum for zircon age populations in sediments related to the Avalonian-Cadomian active margin along northern Gondwana. This maximum occurs in sediments that range in age from 545 to 570 Ma (Linnemann *et al.*, 2004), which is consistent with the age proposed for the greywackes. Accordingly, we propose a late Neoproterozoic age for the sediments of the Lower sequence. They were probably laid down during the late pulses of the Avalonian-Cadomian arc-system, either in a back arc or retroarc setting (Murphy and Nance, 1991; Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Murphy *et al.*, 2002; Pereira *et al.*, 2006; Linnemann *et al.*, 2007, 2008). In this scenario, the quartzites could represent the passive margin on the Gondwanan side of the arc (Fig. 2.6a).

The Upper sequence represents deposition that either pre-dates or is caused by the opening of the Rheic Ocean, as constrained by ca. 497 Ma granitoids intruded into the back-arc related ophiolite of Vila de Cruces (Arenas *et al.*, 2007b). The age of the youngest population (512 Ma)

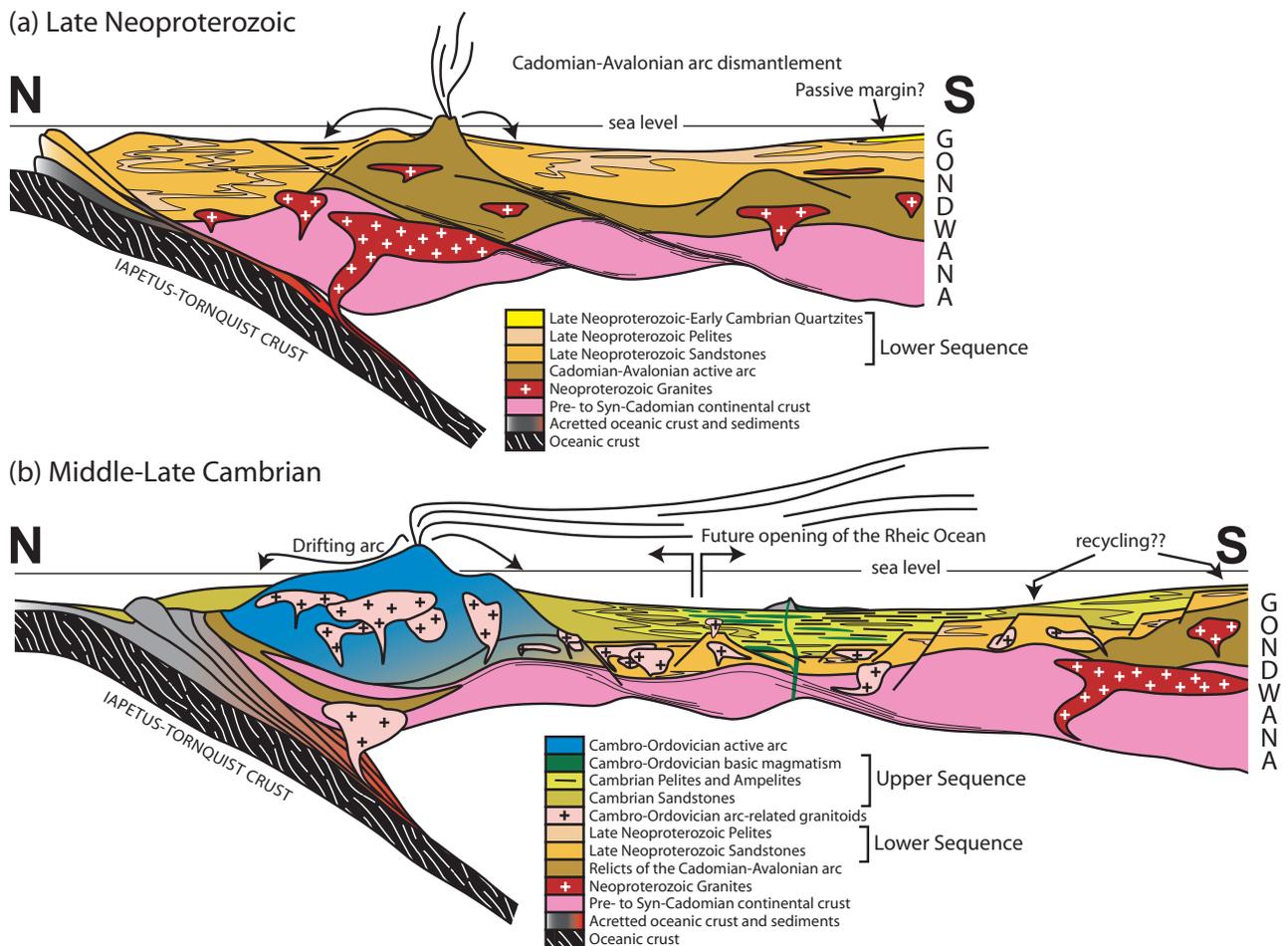


Fig. 2.6- Models for (a) the late Proterozoic and (b) middle-late Cambrian sedimentary sequences in the Iberian periphery of Gondwana. In (a), Neoproterozoic sediments in the Basal allochthonous units represent the last stages of Avalonian-Cadomian arc activity and its complete dismantlement in the outermost margin of the continent. Remnants of the magmatic suite related to the Neoproterozoic arc-system can be found covered by late Neoproterozoic and early Paleozoic sediments in the Iberian autochthon (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). In (b), Cambrian sediments fill a back-arc basin related to drifting of a new ensialic arc. Cambro-Ordovician calc-alkaline magmatism intrudes the Neoproterozoic sediments, while roll-back of the oceanic slab forces the active arc to migrate oceanward, leaving behind synchronous deposits in the back arc and a tail of Cambro-Ordovician calc-alkaline intrusions. Recycling of the back-arc sediments and their Precambrian basement is expected during this process.

and the youngest zircons (around 500 Ma) in the Upper sequence coincide with one of the two main magmatic episodes registered in the basal and upper allochthonous units. The abundance of middle to late Cambrian ages in this sequence (Fig. 2.5d) suggests a direct linkage with the arc-related event, rather than the rift-related event dated as Early Ordovician (*Rodríguez et al.*, 2007; *Montero et al.*, 2009a).

There is also a significant population of Avalonian-Cadomian zircons in the Upper sequence, which is the main population in the late Neoproterozoic greywackes of the Lower sequence. Erosion of the Cadomian arc-system would supply the same age population in both the Ediacaran and early Paleozoic. However, recycling of the Cadomian basement can also be envisaged, since Cambro-Ordovician magmatism is widespread in the Iberian autochthon and the Lower sequence of the basal allochthonous units (*Valverde-Vaquero and Dunning*, 2000; *Bea et al.*, 2006; *Montero et al.*, 2007; *Díez Montes et al.*, 2010).

The volcanic input in the Upper sequence can be placed into an extensional context, in which N-MORB basalts would have been incorporated during back-arc spreading (Fig. 2.6b). This interpretation is consistent with the sedimentological record, since the volcanic rocks were emplaced at the time of basin development and widening. This setting is considered to represent the first stage in the evolution of the Rheic Ocean by *Sánchez Martínez et al.* (2009).

At the same time, flyschoid deposits with a large input of Cambrian zircons were accumulating close to the drifting arc (*Fernández-Suárez et al.*, 2003; *Fuenlabrada et al.*, 2010). These sediments are preserved in the upper allochthonous units of the European Variscides, and may have been located along the more active side of the back-arc basin, attached to the arc-system. We consider them to be the proximal facies of the Cambrian arc, whereas the Upper sequence of the basal allochthonous units represents contemporaneous distal deposits along the Gondwanan side of the basin during the middle to late Cambrian (Fig. 2.5b). Even if they are related to an active Cambrian setting, the flyschoid deposits of the upper allochthonous units still include a remarkable number of cratonic Paleoproterozoic and Archean ages, as well as the Avalonian-Cadomian signature, which points to the ensialic character of the arc.

2.6.2- Paleogeographic constraints

No significant differences in cratonic input have been found in the sequences of the two tectonic units. They show the same dominant age populations and even the same minor peaks in the Paleoproterozoic input, although the latter are more pronounced in the older sediments of the Lower sequence. Furthermore, no differences appear to exist between the age populations of the two units and those of the NW Iberian autochthon. However, the relative proportions of early Neoproterozoic and late Mesoproterozoic zircons (corresponding to the 750-1150 Ma interval) are different. Whereas in the basal units they represent 2-8 % of the concordant analyses (Figs. 2.4 and 2.5), in late Ordovician, early Silurian and early Devonian quartzites of the autochthon, they amount to 24-38 % (*Martínez Catalán et al.*, 2004c). Similar abundances also occur in early Ordovician quartzites and greywackes, early Cambrian quartzites and late Neoproterozoic sandstones (*Fernández-Suárez et al.*, 2000, 2002a; *Gutiérrez-Alonso et al.*, 2003).

Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean ages in both the basal allochthonous units and the NW Iberian autochthon strongly suggest a West African craton provenance for most of the zircons (*Nance and Murphy*, 1994; *Ennih and Liégeois*, 2008; *Nance et al.*, 2008). But the middle Neoproterozoic to Mesoproterozoic signature (750-1150 Ma) is absent in the West African craton (*Rocci et al.*, 1991; *Boher et al.*, 1992; *Potrel et al.*, 1998; *Hirdes and Davis*, 2002; *Gueye et al.*,

2007). The two closer source areas identified to date for the Mesoproterozoic zircons are the couple formed by the Saharan craton and the Arabian-Nubian shield (Loizenbauer *et al.*, 2001; Abdelsalam *et al.*, 2002; Avigad *et al.*, 2003, 2007; de Wit *et al.*, 2005; Be'eri-Shlevin *et al.*, 2009; Bea *et al.*, 2009) in the eastern branch of the West African craton, and the Amazonian craton to the west (Bernasconi, 1987; Santos *et al.*, 2000; Cordani and Teixeira, 2007).

The early Neoproterozoic (Tonian) and late Mesoproterozoic (Stenian; Walker and Geissman, 2009) record in the basal units and the autochthon shows a continuous presence of zircon ages in the interval 750-1250 Ma (Figs. 2.3, 2.4 and 2.5). The largest population occurs between 800 and 1100 Ma (Fig. 2.4e, f, and 2.5d), followed by a subordinate population between 1500 and 1650 Ma. Fig. 2.7 shows a simplified map of Gondwana at ca. 570 Ma with the main cratonic areas (and their characteristic isotopic ages) that may have acted as sources of detrital zircons for the northern Gondwana margin, according to Linnemann *et al.* (2007), and the main active zones during the late Neoproterozoic which could control the main detritus influx, including the Avalonian-Cadomian belt (Nance and Murphy, 1994) and the Trans-Brasiliano-Hoggar megasuture (Cordani and Teixeira, 2007).

Since NW Iberia cannot be placed far from either the West African craton or a Mesoproterozoic source, two possibilities arise for its paleoposition during the late Neoproterozoic to late Cambrian. The entire record of age populations roughly fits a paleoposition either between the eastern West African craton and the Saharan craton/Arabian-Nubian shield, or between West African craton and Amazonia (Friedl *et al.*, 2000; Fernández-Suárez *et al.*, 2002b). Several arguments point to the first option, as discussed below.

Ages ranging 750-900 Ma, which represent most of the early Neoproterozoic zircons in our samples, are absent in the Amazonian craton, but exist along its eastern rim (Santos *et al.*, 2000; Cordani and Teixeira, 2007), and also in the western rim of the Saharan craton (Abdelsalam *et al.*, 2002 and references therein). These ages can be used as a guide to place the NW Iberian autochthon, because during that time interval, widespread magmatic and tectonic activities occurred in Amazonia (Pimentel *et al.*, 1997; Cordani and Teixeira, 2007 and references therein) and Africa (Caby, 2003,

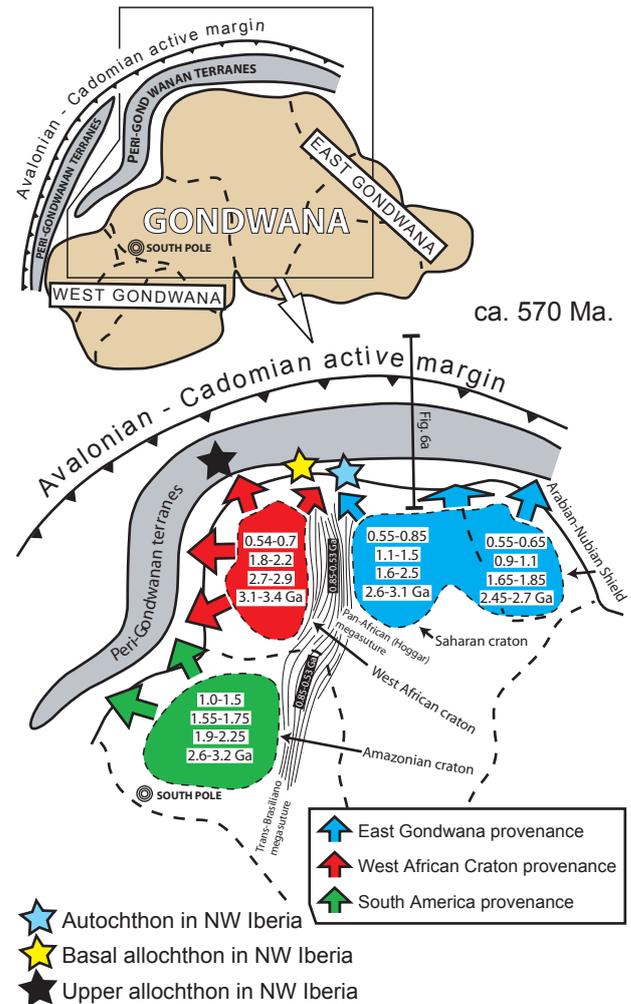


Fig. 2.7- Simplified paleogeography of Gondwana and related major peri-Gondwanan terranes at ca. 570 Ma (modified from Nance and Murphy, 1994; Cordani and Teixeira, 2007; Linnemann *et al.*, 2007; Ennih and Liégeois, 2008; Cordani *et al.*, 2009). The main source areas for the Avalonian-Cadomian active margin and Peri-Gondwanan terranes are highlighted and include cratons and the Trans-Brasiliano-Hoggar megasuture. The paleoposition of the NW Iberian autochthon is located between the West African craton and the Saharan craton, whereas the Basal allochthonous units were probably located closer to the West African craton. The upper allochthon in NW Iberia reflects a dominant West African craton provenance, so it has been placed further to the west. Numbers in the cratonic areas summarize their main age spectra for provenance constraints.

and references therein), linked to the evolution of the Pampean-Goiás-Pharusian oceanic lithosphere (Cordani *et al.*, 2003; Kröner and Cordani, 2003). This activity included extensive calc-alkaline magmatism corresponding to tectonomagmatic episodes of the Pan-African/Brasiliano orogenic cycle. The 750-900 Ma ages provide tight constraints on the paleoposition of sediments deposited in the northern margin of Gondwana, since the perigondwanan and Pan-African/Brasiliano provenances strongly suggest a position between the West African and Saharan cratons (Fig. 2.7).

An overview of the timing and building processes in the Amazonian craton compiled by Cordani and Teixeira (2007) and Cordani *et al.* (2009) provides the age spectra that can be expected from its erosion and/or recycling. It includes, in the Rondonian-San Ignacio Province, an important source of zircons ranging 1300-1500 Ma, either derived from magmatic or metamorphic events. This interval is represented by extremely scarce zircon populations in our samples, which is difficult to explain if an Amazonian provenance is considered for the paleoposition of NW Iberia during the late Neoproterozoic, as suggested by Fernández-Suárez *et al.* (2002b) and Nance *et al.* (2008). Alternatively, potential African sources for the 1300-1500 Ma populations also exist in the Saharan craton (Abdelsalam *et al.*, 2002; Henry *et al.*, 2009).

Geochemistry of late Neoproterozoic siliciclastic rocks in an area of the NW Iberian autochthon suggests a homogeneous and recycled source, and favours a West Africa craton provenance (Ugidos *et al.*, 2003a). Sm-Nd data from these sediments suggest a contribution of juvenile material, much younger than 1.1 Ga, and probably derived from pan-African orogens (650-700-900? Ma; Ugidos *et al.*, 2003b).

Detrital micas from Cambrian sediments in the NW Iberian autochthon include the following populations: 550-640 Ma, c. 920-1060 Ma and 1580-1780 Ma (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2005). The 550-640 Ma interval fits quite well in the Avalonian-Cadomian setting, whereas the two others fit both the African (Saharan) and Amazonian provenance. The presence of Mesoproterozoic detrital micas indicates the existence of rocks formed at that age that were eroded during the Cambrian. These ages, together with detrital zircon ages and geochemical data, have been interpreted as an evidence of a Mesoproterozoic basement occurring in the core of the Ibero-armorican arc (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2005; Murphy *et al.*, 2008). However, such interpretation is not supported by the inherited zircon ages of widespread Cambro-Ordovician granitoids and felsic volcanics intruded and erupted in the Iberian autochthon, Lower Allochthon and basal units, where Mesoproterozoic ages are statistically meaningless. In fact, the zircon ages rather suggest a magmatic source mostly consisting of Neoproterozoic rocks (Valverde-Vaquero *et al.*, 2005; Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2007, 2009b; Castiñeiras *et al.*, 2008a, 2008b; Díez Montes *et al.*, 2010; Abati *et al.*, 2010).

No late Neoproterozoic sutures or dextral mega-shear zones affecting the rim of northern Gondwanan have been identified so far either in Iberia or the European Variscides. The models approximating Amazonia-derived terranes to northern African domains by along-strike movements rely only in the interpretation of Mesoproterozoic populations as derived from the Amazonian craton.

In short, we believe that the Mesoproterozoic ages interpreted as of Amazonian derivation in previous works are best explained by northern African sources in the light of new data in both South America and Africa (Santos *et al.*, 2000; Loizenbauer *et al.*, 2001; Abdelsalam *et al.*, 2002; Avigad *et al.*, 2003, 2007; de Wit *et al.*, 2005; Cordani and Teixeira, 2007; Be'eri-Shlevin *et al.*, 2009; Bea *et al.*, 2009; Henry *et al.*, 2009). The new sources support the building of the Cadomian belts by recycling of Paleoproterozoic basement, and provide a new role for the pan-African mobile zones involved in Gondwana assembly. For instance, the Trans-brasiliano-Hoggar megasuture occurring along the eastern border of the West African and Amazonian cratons and the western border of the Saharan craton (Caby, 2003; Caby and Moiné, 2003; Santos *et al.*, 2008) could be the source of

Neoproterozoic zircons ranging 900-530 Ma.

Assuming an African provenance, the relative proportions of Mesoproterozoic zircons in the two sequences analyzed, compared to those of the NW Iberian autochthon suggest that the basal allochthonous units occupied a more western position, closer to the West African craton. Conversely, the upper allochthonous units of NW Iberia are characterized by the absence of zircon age populations between the Ediacaran and the Paleoproterozoic (*Fernández-Suárez et al.*, 2003), which suggests a more western derivation for this exotic terrane, the zircon ages record of which appears to have been derived almost exclusively from the West African craton (Fig. 2.7).

This model, first proposed by *Gómez-Barreiro et al.* (2007), does not require large-scale strike-slip movements during the late Precambrian and early Paleozoic as proposed by *Fernández-Suárez et al.* (2002b), because the South American source they proposed for the Mesoproterozoic zircons has been replaced by northern African sources, and the displacements necessary to join the upper and basal allochthonous units to NW Iberia can be explained by the widely reported dextral transcurrence between Laurussia and Gondwana during the Devonian and Carboniferous (*Gates et al.*, 1986; *Rolet et al.*, 1994; *Van Staal and de Roo*, 1995; *Franke and Zelazniewicz*, 2002; *Hatcher*, 2002; *Arenas et al.*, 2009). A dextral component of convergence has been considered responsible for the distribution of the different peri-Gondwanan terranes along the European Variscides (*Shelley and Bossière*, 2000, 2002; *Stampfli et al.*, 2002; *Martínez Catalán et al.*, 2007), and may have helped to join realms that were once in lateral continuity.

2.7- Conclusions: A starting point for deciphering Variscan tectonics in the basal units

The basal allochthonous units of the Variscan Belt in NW Iberia can be divided in two different metasedimentary sequences: Lower and Upper sequence. They occur in thrust sheets, and differ from each other in their metamorphic evolution, lithostratigraphy and detrital zircon populations, the latter suggesting a younger age of deposition for the Upper sequence.

Their relative position before Variscan tectonics can be restored assuming a top-to-the-autochthon sense of motion of Variscan thrusts. The Upper sequence can be placed in an ocean-ward position respect to the Lower sequence.

The Lower sequence is characterized by turbiditic facies, thick greywacke horizons, and relative proximity to the source area, probably the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian arc. The Upper sequence is essentially pelitic with alternations of amphibolites with N-MORB affinity, and represents a more distal paleoenvironment in the back-arc basin of a Cambro-Ordovician volcanic arc.

Detrital zircons from five samples of the Lower sequence and three samples of the Upper sequence have yielded late Ediacaran and late Cambrian maximum depositional ages, respectively. The zircon age populations show no significant differences in the cratonic input of both sequences, although the cratonic influence is more pronounced in the Lower sequence. The age spectra are similar to published detrital zircon ages from the NW Iberian autochthon. This fact establishes the basal allochthonous units as the outermost recognizable pieces of Gondwanan continental crust, and supports the idea that the early Paleozoic northern Gondwanan platform was extremely wide.

The zircon age populations of the basal units have been used to locate the paleoposition of NW Iberia along the northern margin of Gondwana. A position to the north of the West African craton is the most reasonable option, because (i) the sources of Mesoproterozoic ages are no longer exclusive of the Amazonian craton according with recent data, (ii) the tracers and implications derived for the

Amazonian basement in NW Iberia are less clear than those for African, and (iii) the 750-900 Ma age population gives better constraints on tectono-magmatic processes affecting its eastern rim and the western rim of the Saharan craton than a South American source for the early Neoproterozoic zircons. This correlation does not require large-scale along-strike movements during the late Neoproterozoic to late Cambrian at the periphery of northern Gondwana, and gives a still poorly understood role to other pan-African sutures in the European Variscan terranes. A widely accepted dextral component of convergence between Laurussia and Gondwana during the closure of the Rheic Ocean may have joined realms that were once in lateral continuity and showed small differences in their provenance along the northern margin of Gondwana.

The sedimentological features of the two sequences described, their age and regional correlations and the timing of magmatic events, have been integrated into a geodynamic model linked to the long-lived history of Neoproterozoic and Cambro-Ordovician subduction beneath northern Gondwana. The model involves an Avalonian-Cadomian active margin during the late Ediacaran, and a new arc that developed during the middle to late Cambrian (the upper units of NW Iberia) with a back-arc basin between it and the newly formed passive margin of Gondwana. Sea floor spreading in the back arc gave birth to the Rheic Ocean around the Cambrian-Ordovician boundary and configured the general paleogeographic disposition of terranes involved in the Rheic suture. The relative position between the different domains shown in Fig. 2.8 is assumed, and considered as a starting point for deciphering the Variscan thrust tectonics and its evolution in NW Iberia, from subduction to the late stages of orogenic collapse.

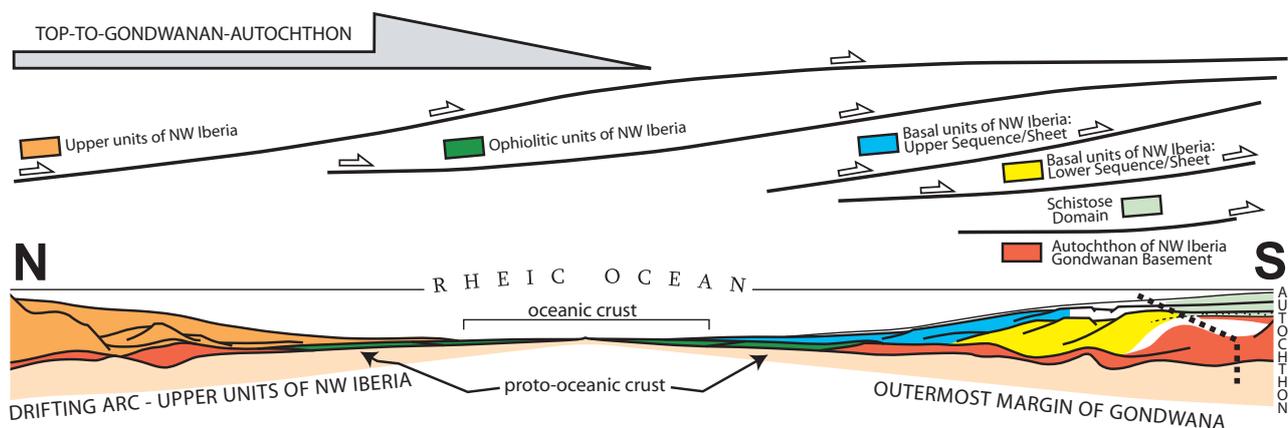


Fig. 2.8- Simplified model of the Rheic Ocean's birth around the Cambrian-Ordovician boundary showing the paleogeographic disposition of terranes and sedimentary sequences involved in the Rheic suture (below), and their relative position in the top-to-the-Gondwanan-autochthon nappe-stacking that characterizes Variscan tectonics (above). The black broken line marks the limit of domains subjected to a high-pressure gradient during early Variscan deformation.

Capítulo 3

Unidades cartográficas: descripción macroscópica

- Metasedimentos de la Unidad de Malpica-Tui
- Ortogneises calcoalcalinos
- Ortogneises alcalinos y peralcalinos
- Eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas de la Lámina Inferior
- Metasedimentos y ortogneises del autóctono relativo
- Unidades ofiolíticas
- Granitoides variscos

3.- UNIDADES CARTOGRÁFICAS: DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

Un trabajo de geología estructural apoyado en la elaboración de una cartografía requiere la definición de unidades que reflejen la distribución bidimensional de las principales características litológicas, estratigráficas y/o metamórficas del área estudiada. La incorporación de datos de carácter estructural, tales como orientaciones de foliación, lineación, ejes de pliegues, superficies de estratificación y superficies de contacto, permiten transformar la visión 2D en una visión 3D, la cual habrá de ser interpretada con técnicas geométricas para caracterizar las estructuras geológicas.

El conocimiento de la cronología absoluta de los litotipos sería muy útil, ya que podría utilizarse en las unidades de origen sedimentario para establecer la posición normal o invertida de la serie. Aunque no disponemos de tales datos, los datos de edad descritos en el Cap. 2 permiten diferenciar dos secuencias sedimentarias y su cronología relativa.

La petrología, ígnea y metamórfica, es otra poderosa herramienta de diferenciación. Por ejemplo, los ortogneises presentes en las secuencias permiten agrupar todos los metasedimentos intruidos por ellos dentro de la misma unidad cartográfica. Así se ha hecho para las metagrauvas, paragneises y esquistos con albita, niveles calcosilicatados y ampelitas de la Secuencia Inferior, al considerar a esta unidad como el encajante sedimentario de los granitoides prevariscos intercalados en ella. Los términos sedimentarios de la Secuencia Superior, muestran rasgos metamórficos y sedimentológicos distintivos. Su individualización en la UMT está facilitada por un nivel cartográfico guía, las Anfibolitas de Cambre.

La Secuencia Inferior incluye cuerpos básicos de tamaño variable, que pueden utilizarse en algunos casos como niveles guía. Sólo se han representado aquellos con entidad cartográfica suficiente o en su caso, zonas con relativa abundancia en ellos.

Para el resto de unidades ortoderivadas se ha adoptado la subdivisión de *Rodríguez Aller (2005)*, que establece criterios petrográficos y geoquímicos, a la vez compatibles con datos geocronológicos independientes (*Priem et al., 1966; Van Calsteren et al., 1979; García Garzón et al., 1981; Montero et al., 1998; Santos Zalduegui et al., 1995; Rodríguez et al., 2003; Abati et al., 2010; Montero et al., 2009a*).

Rodríguez Aller (2005) encuentra dos asociaciones magmáticas claramente diferenciadas dentro de las litologías félsicas ortoderivadas: una asociación alcalina y otra calcoalcalina (subalcalina). Dentro de la primera el autor distingue “Ortogneises peralcalinos” y “Ortogneises alcalinos con anfíbol”, y en la segunda diferencia “Gneises graníticos”, “Metagranodioritas y Gneises granodioríticos” y “Ortogneises eclogíticos”. Esos nombres, y los empleados por *Floor (1966)* y *Arps (1970)* serán los usados aquí, por basarse en criterios puramente geológicos y no en aspectos toponímicos.

Las unidades cartografiadas refuerzan la visión del conjunto de las unidades basales como

pertenecientes a un dominio geodinámico común, en el que el magmatismo responde a procesos que operaron a una escala regional. También facilitan la integración estructural, al proveer niveles guía regionales que tan útiles resultan para establecer la estructura. Su uso está avalado por los resultados obtenidos en las unidades de Lalín y Forcarei, donde a partir de niveles guía relativos como las Cuarzitas de Portela, las Anfibolitas de Xesta y los diferentes cuerpos de gneises graníticos se dedujo la existencia de pliegues tumbados de escala regional (Martínez Catalán *et al.*, 1996).

Dentro de cada unidad se ha llevado a cabo además una distinción entre tectofacies más y menos deformadas, generándose así una serie de subunidades con sentido puramente tectónico.

En el autóctono relativo de la UMT se han diferenciado unidades metasedimentarias con distinto grado metamórfico y ortogneises glandulares (Ortogneises de San Adrián). La cartografía no distingue niveles estratigráficos ni dominios geotectónicos, pero tales aspectos serán discutidos en capítulos posteriores, al analizar las relaciones estructurales entre la UMT y los dominios adyacentes.

Finalmente se han cartografiado los principales grupos de granitoides variscos. Su diferenciación se ha basado en criterios composicionales y geoquímicos aportados en anteriores trabajos, criterios geocronológicos absolutos y relativos y criterios de carácter estructural.

Las unidades cartografiadas se muestran en la leyenda de los mapas del Anexo 2, elaborada de un modo gráfico que sintetiza los criterios de agrupación usados. A continuación se detallan las características macroscópicas más representativas de cada una, a la vez que se indica su significado geológico en la evolución prevarisca.

En el Cap. 2, el término “Secuencia” pretende poner de relieve las connotaciones estratigráficas de la subdivisión efectuada en las unidades basales. A partir de este momento, y para realzar las implicaciones tectónicas, se utilizará una terminología de Lámina Inferior o Superior en referencia a las series sedimentarias correspondientes a las Secuencias Inferior y Superior respectivamente, y a las rocas ígneas asociadas.

3.1- Metasedimentos de la Unidad de Malpica-Tui

Se trata de una serie eminentemente terrígena, cuya litología más representativa son los esquistos y paragneises con porfiroblastos de albita. Localmente aparecen intercalados con niveles esquistosos, niveles grafitosos ricos en materia orgánica (Lám. 3.1a) y niveles calcosilicatados (Lám. 3.1b), que deben representar delgados estratos de naturaleza margosa. Las zonas con menor deformación finita permiten observar rasgos sedimentológicos originales. El mejor ejemplo lo constituyen los afloramientos en la ensenada de Xareira, al E de Malpica de Bergantiños.

Se han distinguido dos unidades en la Lámina Inferior, una formada por los esquistos y paragneises albiticos, y otra formada por metagrauvacas, las cuales deben representar el protolito original de los esquistos y paragneises albiticos como se discutirá más adelante. A estas dos hay que añadir una tercera compuesta por los metasedimentos de la Lámina Superior.

Todas las unidades presentan un bandeo composicional, tanto en los elementos poco o nada deformados (Lám. 3.1c) como en los más deformados, lo que permite asumir que se trata de una característica primaria que puede indicar la orientación del bandeo sedimentario (S_0). A menudo, S_0 es paralelo a la foliación tectónica principal, pero en ocasiones es oblicuo a ella (Láms. 3.1b y d), y produce una lineación de intersección. La identificación del tipo de foliación y la relación angular entre ésta y el bandeo composicional han sido utilizadas como indicadores estructurales para las

fases de deformación.

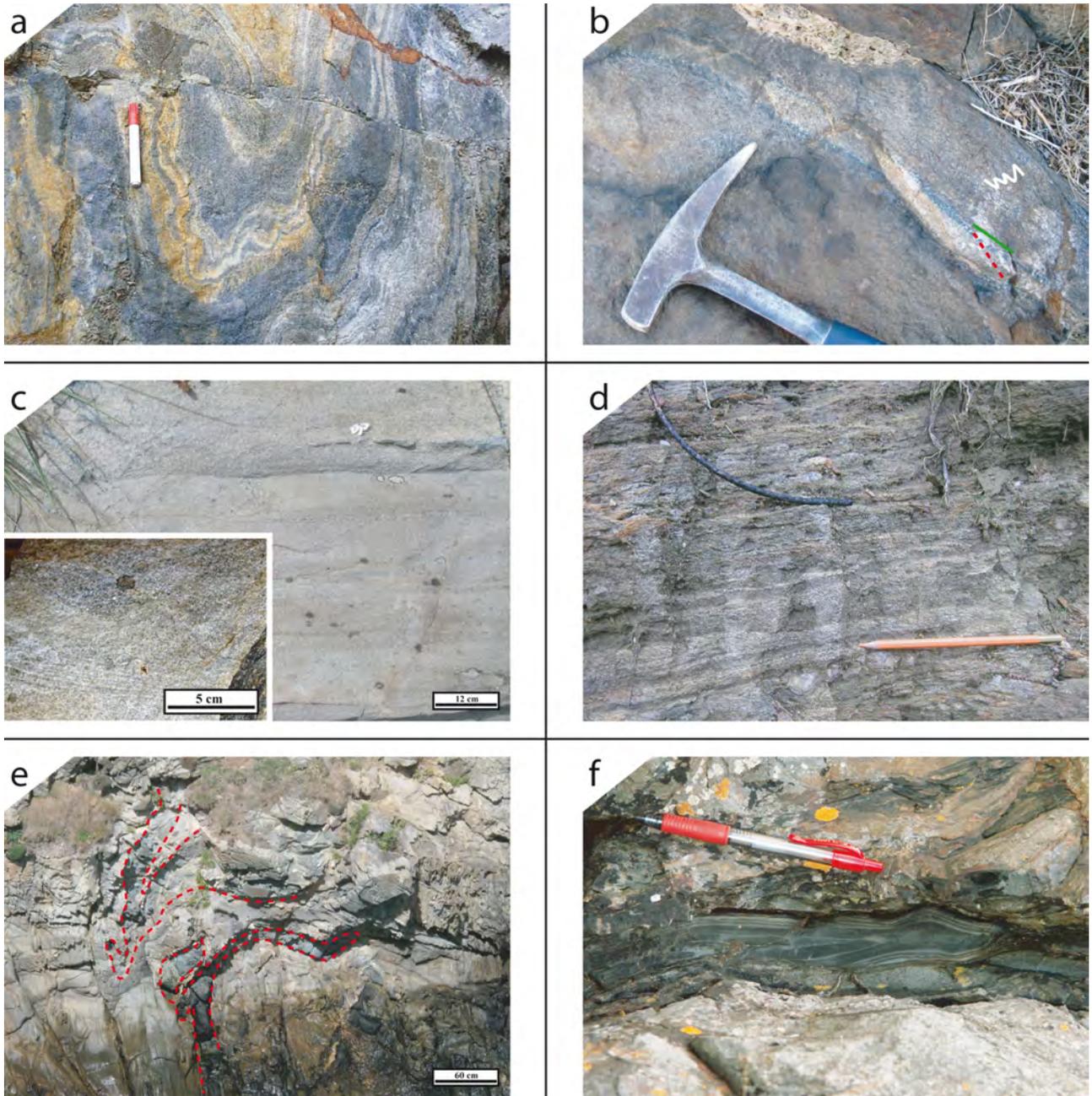


Lámina 3.1- Metasedimentos de la Lámina Inferior. (a) Alternancias de metagrauvascas, esquistos y ampelitas con crenulación vertical. La alternancia representa el bandeo sedimentario. (b) Niveles calcosilicatados en los esquistos con albíta. El bandeo sedimentario (línea verde, N160°/20°E) es oblicuo a la foliación principal (línea roja discontinua, N0°/30°E). Su intersección es N28°/15°N (eje del plegamiento recumbente en el entorno de la ciudad de Vigo). (c) Metagrauvascas ricas en clastos de feldespato. Las superficies de estratificación originales están marcadas por secuencias decimétricas con bases erosivas y gradaciones normales. A la izquierda, detalle de dos bases erosivas sucesivas marcadas por facies de grano grueso, que se apoyan sobre una facies laminada. La superior desarrolla una gradación normal. (d) Alternancia de niveles pelíticos y niveles grauváquicos en los sectores con mayor deformación. La foliación (lápiz) es oblicua al bandeo composicional. (e) *Boudins* de metabasitas incluidos en las metagrauvascas. Los límites de las rocas básicas (líneas rojas discontinuas) delinean un patrón de interferencia en gancho de pliegues tumbados replegados por pliegues abiertos verticales. El *boudinage* parece desarrollado antes del plegamiento recumbente. (f) Pliegues isoclinales que doblan los bancos de areniscas y a las intercalaciones pelíticas en los sectores con menor deformación finita. Superficie de afloramiento horizontal. Ensenada de Xareira.

3.1.1- *Metagrauvas de la Lámina Inferior*

La principal característica de las metagrauvas de la ensenada de Xareira es la posibilidad de reconocer las estructuras sedimentarias, gracias a la ausencia de foliación tectónica penetrativa. Allí, la serie sedimentaria incluye también niveles calcosilicatados y lentes de metabasitas (Lám. 3.1e), y fue allí donde *Fombella Blanco* (1984) encontró palinomorfos preservados dentro de niveles ampelíticos intercalados.

La presencia de granoclasificaciones (Lám. 3.1c), bases erosivas (Lám. 3.1c) y estratificaciones cruzadas permiten establecer la polaridad de esta serie de forma puntual, pero el replegamiento (Lám. 3.1f) dificulta establecer la posición estructural del afloramiento. Esta fase genera una intensa crenulación de los niveles pelíticos decimétricos que alternan con los bancos areniscosos (Lám. 3.2a).

Aparentemente la serie en Xareira se encuentra en posición normal, aunque pueden reconocerse igualmente criterios invertidos en diferentes tramos. En todo caso los criterios de polaridad estratigráfica son coherentes con la existencia de pliegues recumbentes posteriormente verticalizados.

Aunque han preservado localmente su estructuración sedimentaria, algunos niveles dentro de ellas muestran una evolución metamórfica comparable a la del resto de metasedimentos de la UMT. Destacan por ejemplo la recristalización de su matriz arcillosa a micas, a veces acompañadas de granate, y el crecimiento de porfiroblastos de albita entre clastos angulosos de origen probablemente sedimentario (Lám. 3.2b).

Todas las observaciones realizadas en la ensenada de Xareira se hacen extensibles al resto de afloramientos de la unidad de Metagrauvas, la cual se caracteriza por presentar menor deformación que el resto de litotipos paraderivados, en los cuales el desarrollo de una foliación tectónica está generalizado.

3.1.2- *Esquistos y paragneises con porfiroblastos de plagioclasa de la Lámina Inferior*

Esta unidad está compuesta por esquistos, esquistos con plagioclasa, paragneises con plagioclasa, paragneises con silicatos de aluminio, niveles calcosilicatados y niveles grafitosos. Lo que distingue los tres primeros términos es la abundancia de porfiroblastos de plagioclasa. En el primer término son escasos (Lám. 3.2c), en el segundo existe una proporción importante y en el tercero, su abundancia condiciona la estructuración de tal modo que la foliación tectónica se reconoce como una alternancia de bandas micáceas y cuarzofeldespáticas, confiriendo a este litotipo el aspecto de un gneis (Lám. 3.1d). Esta gradación debe reflejar una gradación composicional en origen. Así, los esquistos y los niveles grafitosos deben corresponder con los términos pelíticos y ricos en materia orgánica respectivamente, los esquistos con plagioclasa con sedimentos semipelíticos y los paragneises con plagioclasa con los más arenosos.

Una vez establecidas las características generales y atendiendo a la existencia de niveles calcosilicatados y rocas básicas, nos encontramos ante una unidad litoestratigráficamente comparable a las Metagrauvas. La diferencia es netamente estructural, y basada en la intensidad de la deformación, ya que desde un punto de vista composicional ambas representan diferentes tectofacies de una misma secuencia sedimentaria. Esta correlación basada en aspectos de campo se ve refrendada por el análisis de poblaciones de edad de circones detríticos (Cap. 2).

En los esquistos y paragneises se reconoce una foliación penetrativa, generalmente un bandeo tectónico, definido por la orientación de cuarzo, plagioclasa (albita?), mica blanca y biotita, con granate y minerales opacos como fases minoritarias. La abundancia del granate guarda relación directa con el menor contenido en plagioclasa, pues las facies más pelíticas desarrollan mejor la mineralogía índice metamórfica. Existen variedades que incluyen aluminosilicatos tales como andalucita, cordierita y sillimanita, con texturas poiquiloblásticas.

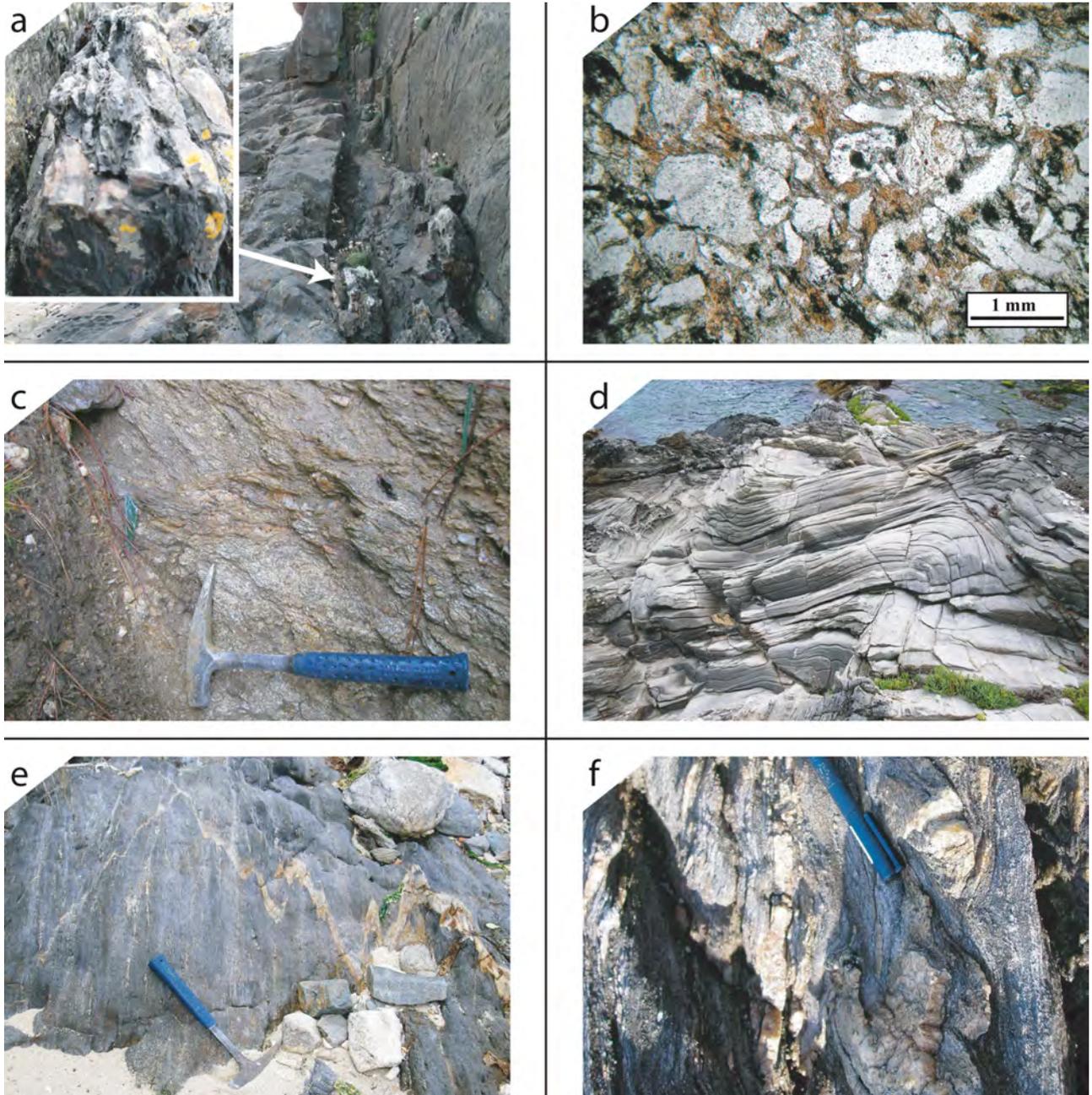


Lámina 3.2- Metasedimentos de la Lámina Inferior. (a) Microcrenulación de los niveles pelíticos en las zonas de charnela de los pliegues isoclinales que doblan a los bancos de areniscas. (b) Metagrauvascas débilmente foliadas con porfidoblastos de albita que incluyen clorita, mica blanca (esta foto) y granate. Nótese la morfología irregular de los clastos de cuarzo y feldespato. La matriz pelítica está recrystalizada a un agregado de biotita (¿estilpnomelana?) y cuarzo. La recrystalización también afecta a los bordes de los clastos sedimentarios. (c) Esquistos con cantidades menores de plagioclasa. (d) Pliegues de plano axial vertical y ejes subhorizontales en bancos de metagrauvascas que preservan un bandeo rítmico sedimentario de ambientes turbidíticos. (e) Crenulación de plano axial de pliegues verticales y ejes subhorizontales en esquistos con albita. La banda clara es una vena de cuarzo y turmalina oblicua a un bandeo tectónico previo, también plegado. (f) Lineación de crenulación en esquistos albiticos, definida por *ribbons* de cuarzo de una fábrica tectónica extensional. La lineación de estiramiento extensional y la de crenulación han sido acentuadas por el cizallamiento simple de la tectónica transcurrente.

Son comunes las foliaciones de crenulación subverticales, con bajos ángulos de cabeceo de sus ejes. La foliación varía desde estadios incipientes (Lám. 3.2d) a avanzados en los que apenas se reconoce una crenulación fósil entre un bandeado tectónico neoformado (Lám. 3.2e). La fuerte lineación de crenulación (Lám. 3.2f) destaca frente a la débil lineación que caracteriza a los metasedimentos no crenulados, y confiere un aspecto marcadamente lineal a la roca que sirve como elemento de identificación de los dominios microplegados.

Se han encontrado además crenulaciones que afectan a un bandeado tectónico previo (Lám. 3.3a). Esta crenulación, generalmente de bajo buzamiento, va asociada a pliegues de ejes poco inclinados. El bandeado composicional también está doblado por el mismo tipo de pliegues, y estos a su vez lo están por los pliegues de plano axial subvertical, lo que permite la cronología relativa entre ambos sistemas de pliegues (Lám. 3.3b).

Localmente se han observado crenulaciones subhorizontales que doblan suavemente a la foliación principal, y que aparecen en relación con fracturas tardías. Superpuestas a todas las microestructuras se reconocen de forma local bandas de cizalla C' subverticales (Lám. 3.3c).

3.1.3- Anfibolitas de la Lámina Superior

Dado que están interestratificadas con metasedimentos (Lám. 3.3d), se describen conjuntamente con el resto de litologías paraderivadas. En la UMT, las anfibolitas definen un nivel estratiforme continuo en la base de la Lámina Superior, denominado Unidad de Anfibolitas de Cambre. Su espesor oscila de entre 10 y 150 metros, y sus intercalaciones con metasedimentos son más abundantes en los niveles superiores de esta unidad, aunque también ocurren en los niveles medios y superiores de toda la Lámina Superior. Los contactos entre ambas litologías son graduales a pequeña escala y en ocasiones son ligeramente alabeados (Lám. 3.3e).

Las Anfibolitas de Cambre no afloran en el borde NO del Complejo de Órdenes, aunque existe algún cuerpo lenticular de longitud y espesor comparables, las Anfibolitas de Xesta (*Marquínez García, 1984*), que podría servir como referente litoestratigráfico de correlación. Una comparación con un equivalente en Europa, los esquistos y metabasitas de la Isla de Groix, sugiere que las rocas básicas representan cuerpos de tamaño variable interestratificados en una serie pelítica. Las metabasitas podrían representar episodios volcánicos interestratificados o cuerpos intrusivos estratiformes.

Las anfibolitas incluyen diferentes litotipos derivados de un mismo protolito, basaltos subalcalinos con afinidad de dorsal (*Rodríguez Aller, 2005*). Se pueden reconocer en la UMT anfibolitas con granate y pseudomorfos de lawsonita (Lám. 3.3f), esquistos verdes con granate (Láms. 3.4a y 3.4b) y esquistos verdes con porfiroblastos de albita (Láms. 3.4a y 3.4b), con una foliación que puede estar afectada por una crenulación subvertical con bajos ángulos de cabeceo de sus ejes (Lám. 3.4a). El contacto basal de las Anfibolitas de Cambre con el resto de las litologías contempladas en esta memoria es neto y de carácter mecánico (Lám. 3.4c) y lleva asociado un incremento progresivo de la deformación, especialmente en los gneises infrayacentes. Entre ambos dominios existe una banda milonítica a ultramilonítica de espesor decimétrico a métrico (Lám. 3.4d).

Los afloramientos tienen una coloración que oscila entre verde oscura (anfibolitas) y tonalidades algo más claras (esquistos verdes). Existen niveles de espesor variable ricos en epidota y albita, de colores más claros que el resto de litologías. Los pseudomorfos de lawsonita, y los porfiroblastos de granate y albita ocasionalmente se alinean en los planos de foliación (Lám. 3.3f).

La distribución de la deformación es heterogénea, con tramos miloníticos en contacto con los gneises de muro y bandas de deformación distribuidas irregularmente por toda la unidad, aunque más

frecuentes en los tramos basales y en los superiores. Son bandas con estructura filonítica, abundantes segregados de cuarzo con morfología tabular o sigmoidal, y en las que la mineralogía índice tiene menor tamaño de grano o ha desaparecido. En los tramos superiores, estas bandas se transforman en dominios de cizallas extensionales C' desarrollados sobre una foliación penetrativa también de carácter extensional (Lám. 3.4b). Pueden llegar a preservarse pequeños pliegues tumbados, de los que sólo se observan fragmentos dispersos y sin conexión.

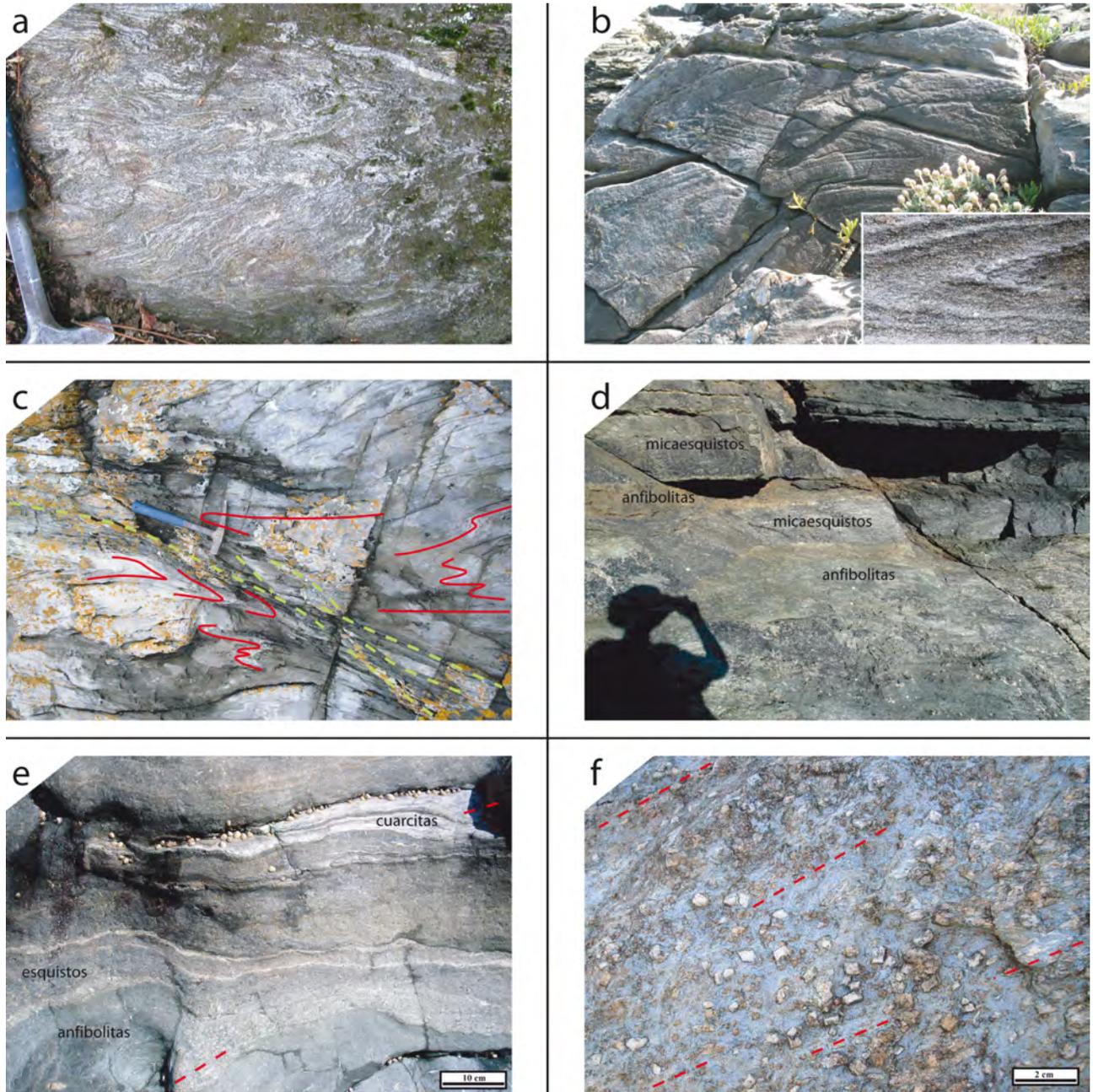


Lámina 3.3- (a) Micropliegues recumbentes en cuarzoesquistos con desarrollo incipiente de una foliación de plano axial con albita (S_2). Los microlitones cuarzosos representan una fábrica previa a S_2 . (b) Mesoplegues recumbentes (C_2) definidos por el bandeo sedimentario en las metagrauvacas, que interfieren con pliegues abiertos de plano axial subvertical (C_3). La foliación principal es de plano axial de los pliegues C_2 . Costa O de Malpica de Bergantiños. (c) Vista perpendicular al plano XZ de las bandas extensionales C' dexas ($C_{3,1}$) en el borde O de la UMT (líneas verdes), que deforman el trazado de los flancos y zonas de charnela de pliegues subverticales $C_{3,1}$ (líneas rojas). (d) Intercalaciones de micaesquistos en las Anfibolitas de Cambre al O de la Playa de San Miro. (e) Contactos litológicos irregulares entre anfibolitas y micaesquistos de la Lámina Superior, que incluyen una lente cuarcítica. Se señala la lineación de estiramiento (L_2). (f) Anfibolitas con granate y pseudomorfos de lawsonita con una lineación grosera (líneas rojas) definida por la orientación estadística de bandas ricas en granate, los prismas de pseudomorfos de lawsonita y la matriz anfibolítica.



Lámina 3.4- Micaesquistos y anfibolitas de la Lámina Superior. (a) Alternancias de esquistos verdes con granate y lentes de esquistos con albita plegadas por pliegues verticales (C_3). Obsérvese la crenulación en la zona de charnela. (b) Múltiple generación de bandas extensionales C' en facies de esquistos verdes (S_E) en las anfibolitas. Las bandas aumentan progresivamente su oblicuidad respecto de las formadas anteriormente. La foliación principal también es un bandeado C' penetrativo. En conjunto definen una cinemática de techo al NNO. (c) Contacto entre las Anfibolitas de Cambre y los Ortogneis graníticos miloníticos definido por una banda ultramilonítica oblicua a la foliación principal de los ortogneis. Obsérvese las bandas extensionales de alto y bajo ángulo en el bloque de techo (líneas verdes), y el cabalgamiento tardío nucleado dentro de la banda de alta deformación (línea amarilla). O de la Playa de Riás. (d) Detalle de la ultramilonita en el contacto entre las Anfibolitas de Cambre y los Ortogneis graníticos con lentes de retroeclogitas, afectada por pliegues tumbados sintéticos con el movimiento del cabalgamiento tardío dentro de la banda de deformación milonítica. (e) Pliegues recumbentes vergentes al SE en esquistos con granate y sin biotita en la base de los Esquistos de Ceán. Obsérvese la interferencia entre dos generaciones de pliegues tumbados. Las líneas rojas dibujan algunas charnelas de la primera generación. (f) Bandeo composicional en los micaesquistos definido por la alternancia de niveles ricos en plagioclasa albítica.

En base a las observaciones, la consideración de los cuerpos básicos como niveles originalmente estratiformes es dudosa. La intensa deformación acumulada permite asumir también una morfología plutónica (grabos), fuertemente modificada por un intenso cizallamiento sobrepuesto.

3.1.4- Micaesquistos de la Lámina Superior

Se encuentran en el extremo N de la UMT, en la posición estructural más alta reconocible dentro de ella, y ocupando el núcleo del sinforme de Pazos por encima de las Anfibolitas de Cambre (Alonso y González, 1982). Esta serie se ha denominado clásicamente como Serie de Ceán-Razo (Ortega, 1980) o Esquistos de Ceán. En el Complejo de Órdenes, aparecen sobre los ortogneises graníticos que trazan el patrón estructural de la Unidad de Santiago y han sido denominados recientemente Unidad de Lamas de Abad (Gómez-Barreiro *et al.*, en prensa). Allí, las unidades suprayacentes cambian de N a S, pasando de ser las unidades ofiolíticas (Unidad de Bazar) en el N, a la Unidad de Agualada, y después, de nuevo las unidades ofiolíticas hacia el S.

Se trata de micaesquistos de color grisáceo a gris-azulado cuyo contenido en material carbonoso aumenta hacia techo a la vez que disminuye la proporción y espesor de niveles metagrauváquicos. Ocasionalmente también existen niveles de metacherts (Rodríguez Aller, 2005), pequeñas lentes cuarcíticas (Láms. 3.3e) y niveles de carbonatos.

En el sinforme de Pazos se reconoce una zonación metamórfica normal concentrada en pocas decenas de metros (Rodríguez Aller, 2005; López Carmona, 2007), que ha sido cartografiada durante este estudio. Está definida de abajo a arriba por tramos basales de esquistos con granate y sin biotita (Lám. 3.4e), esquistos con granate y biotita, esquistos con albita distribuidos por todos los niveles inferiores (Lám. 3.4f), y el tramo superior de esquistos sin granate ni biotita y abundante material carbonoso (Lám. 3.5a). Todos los esquistos contienen cuarzo y mica blanca en la foliación principal.

El tramo superior se encuentra separado por una banda filonítica de espesor variable, desarrollada principalmente sobre los esquistos sin granate ni biotita, aunque a veces afecta a las variedades con biotita, y con abundantes *ribbons* y segregados lenticulares de cuarzo (Lám. 3.5b). Los tramos y la banda filonítica han sido distinguidas en la cartografía adjunta. La primera conclusión es que ambas delimitan perfectamente el trazado cartográfico del sinforme de Pazos, y por lo tanto su desarrollo es anterior al plegamiento de plano axial subvertical y cabeceo hacia el N que lo configura. Esta interpretación se ve refrendada por el análisis sistemático de las crenulaciones relacionadas con la configuración actual del sinforme, las cuales también se desarrollan sobre la foliación filonítica (Lám. 3.5c).

En el Complejo de Órdenes afloran los esquistos con granate y sin biotita en la base, esquistos con albita, esquistos con granate y biotita hacia el techo y esquistos con estaurolita en los tramos superiores. Por lo tanto faltan los tramos superiores de bajo grado definidos por la banda filonítica y los esquistos sin granate ni biotita que caracterizan a la serie completa definida en la UMT, los cuales han sido reemplazados por esquistos con estaurolita.

La isograda de la estaurolita a techo de esta serie, junto con la proximidad de las isogras de la biotita y cloritoide, evidencian un gradiente metamórfico invertido generado durante la transferencia de calor asociada a la superposición de una lámina mantélica durante la exhumación de las unidades basales (Arenas *et al.*, 1995). La ausencia de esquistos con estaurolita en la UMT, donde no se ha reconocido un gradiente metamórfico inverso comparable, sugiere una mayor distancia vertical con respecto de este imbricado mantélico.

Las microestructuras más frecuentes de los micaesquistos son una esquistosidad y una crenulación asociada a pliegues de plano axial subvertical y ejes subhorizontales (Lám. 3.5c), así como el desarrollo generalizado de bandas C' (Lám. 3.5d), que en la mayoría de los casos conforman la foliación principal. Afectando a todas esas microestructuras existen crenulaciones tardías asociadas espacialmente a fracturas (Lám. 3.5b), como las que afectan a los esquistos y paragneises

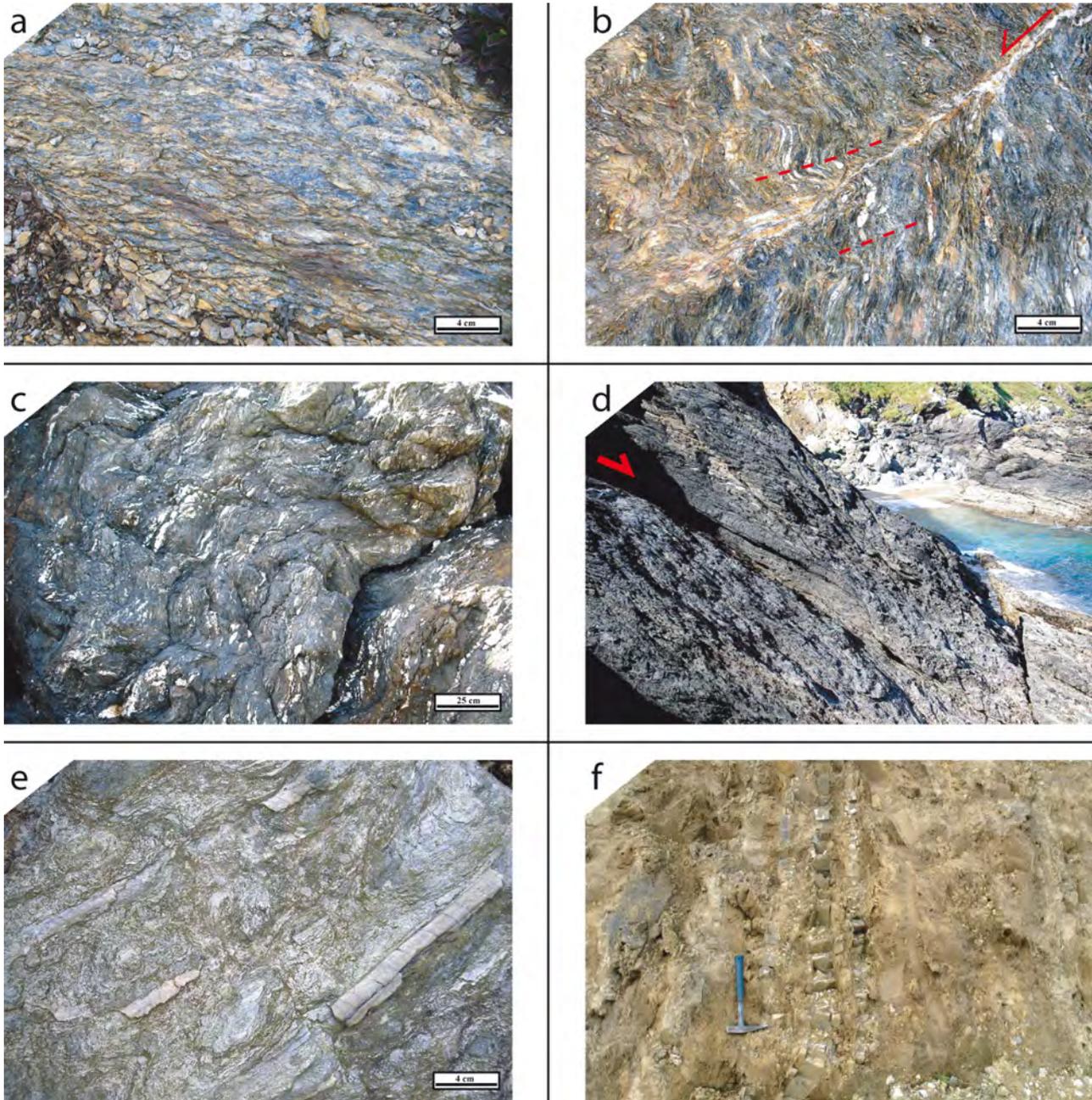


Lámina 3.5- Micaesquistos de la Lámina Superior. (a) Esquistos sin granate ni biotita ricos en materia orgánica y con bandas C' (S_E). (b) Filonita en esquistos sin granate ni biotita afectada por una fracturación tardía de bajo ángulo que brechifica localmente los esquistos y genera una crenulación subhorizontal (líneas rojas). (c) Filonita en esquistos sin granate ni biotita plegada por pliegues subverticales C₃. (d) Diferentes generaciones de bandas extensionales C' (S_E) en los esquistos con una cinemática de techo al NNO. (e) Lineación de estiramiento extensional en los esquistos marcada por cintas de cuarzo y la orientación preferente de mica blanca. (f) Cuarcitas intercaladas entre esquistos albiticos y micaesquistos con granate y biotita.

con plagioclasa. Además, es posible identificar al menos dos generaciones de pliegues tumbados, mejor preservadas entre las bandas extensionales C'. La segunda generación está definida tanto por un bandeado tectónico de niveles cuarzosos y niveles micáceos como por el bandeado sedimentario, y la primera únicamente es reconocible con el bandeado sedimentario y desarrolla pliegues más apretados (Lám. 3.4e). El bandeado tectónico plegado probablemente se formó durante la primera generación. No obstante, la foliación principal es de plano axial de la segunda generación, y con frecuencia su vergencia es opuesta al sentido de movimiento de las bandas extensionales entre las que ambos se preservan.

En los segregados y *ribbons* de cuarzo puede observarse una lineación de estiramiento, así como una orientación preferente de micas en los planos de foliación (Lám. 3.5e).

Los esquistos con albita muestran a veces un bandeo composicional comparable al de las series grauváquicas de la Lámina Inferior (Lám. 3.4f), que es paralelo a los niveles cuarcíticos (Lám. 3.5f), lo que apoya su interpretación como un bandeo sedimentario original.

3.2- Ortogneises calcoalcalinos

Incluyen todos los metagranitoides con una signatura geoquímica calcoalcalina, de acuerdo con la clasificación propuesta por *Rodríguez Aller* (2005). Todos los ortogneises calcoalcalinos incluyen cuerpos lenticulares de metabasitas (*boudins*) con límites subparalelos a la foliación tectónica principal (Lám. 3.6a).

Petrográfica y estructuralmente se puede reconocer una amplia variedad de ortogneises: metagranodioritas, ortogneises glandulares con biotita, ortogneises con biotita, ortogneises félsicos con mica blanca y biotita, ortogneises félsicos con mica blanca, y ortogneises eclogíticos. A este grupo pueden añadirse más variedades, sólo distinguibles mediante un análisis petrográfico detallado (*Rodríguez Aller*, 2005).

Enclaves sedimentarios, ígneos microgranudos y venas inyectadas contribuyen con su presencia a la consideración de la existencia de una evolución magmática pre-varisca compleja para esta variedad de ortogneises.

Estudios petrográficos previos indican que se trata en origen de granodioritas, granitos de feldespato alcalino con biotita y tonalitas. La cartografía elaborada en este trabajo se fundamentó en parte en la distinción de estos términos. La densidad del muestreo así como los datos disponibles de anteriores trabajos permiten delinear los contactos entre estos protolitos.

Son rocas intrusivas, y aunque su orden de intrusión no ha podido establecerse a partir de observaciones de campo, la nueva cartografía aporta cierta luz sobre este tema. Observaciones puestas de manifiesto por *Rodríguez Aller* (2005), así como sus datos geoquímicos, sugieren relaciones cogenéticas complejas para los granitoides de la asociación calcoalcalina: “*En resumen, la asociación calcoalcalina es el resultado de un complejo proceso de mezcla en el que se puede reconocer la participación de tres tipos de magmas: un magma granítico rico en K, un magma básico subalcalino y un magma alcalino de composición variable, que interacciona con los fundidos calcoalcalinos como fundidos graníticos, monzoníticos y, probablemente, basálticos*”. Es decir, la interpretación petrogenética también aconseja integrar la asociación calcoalcalina en un mismo conjunto heterogéneo en el que se pueden diferenciar tres litotipos fundamentales.

A su variedad petrográfica hay que sumar la variedad en términos microestructurales, igual que para las rocas de origen sedimentario. Se pueden reconocer desde facies que exhiben una textura ígnea preservada (Lám. 3.6b), a términos miloníticos y ultramiloníticos (Lám. 3.6c). Por ello, se ha realizado una cartografía de tectofacies basada en la intensidad de la deformación finita, diferenciando entre términos menos deformados y términos miloníticos. Pero la inmensa mayoría de los litotipos citados tienen un bandeo gnéisico bien desarrollado, incluso en los litotipos no englobados dentro de las variedades miloníticas. Por otra parte, existen milonitas ligadas a diferentes eventos tectonometamórficos, y por lo tanto es necesario identificar y distinguir las de carácter tardío (no integradas en las subunidades miloníticas) de las previas.

En conclusión, los litotipos de afinidad calcoalcalina quedan subdivididos en tres unidades

cartográficas: ortogneises graníticos, ortogneises granodioríticos y ortogneises eclogíticos (metatonalitas). A su vez, se han representado cartográficamente los términos miloníticos de las dos primeras.

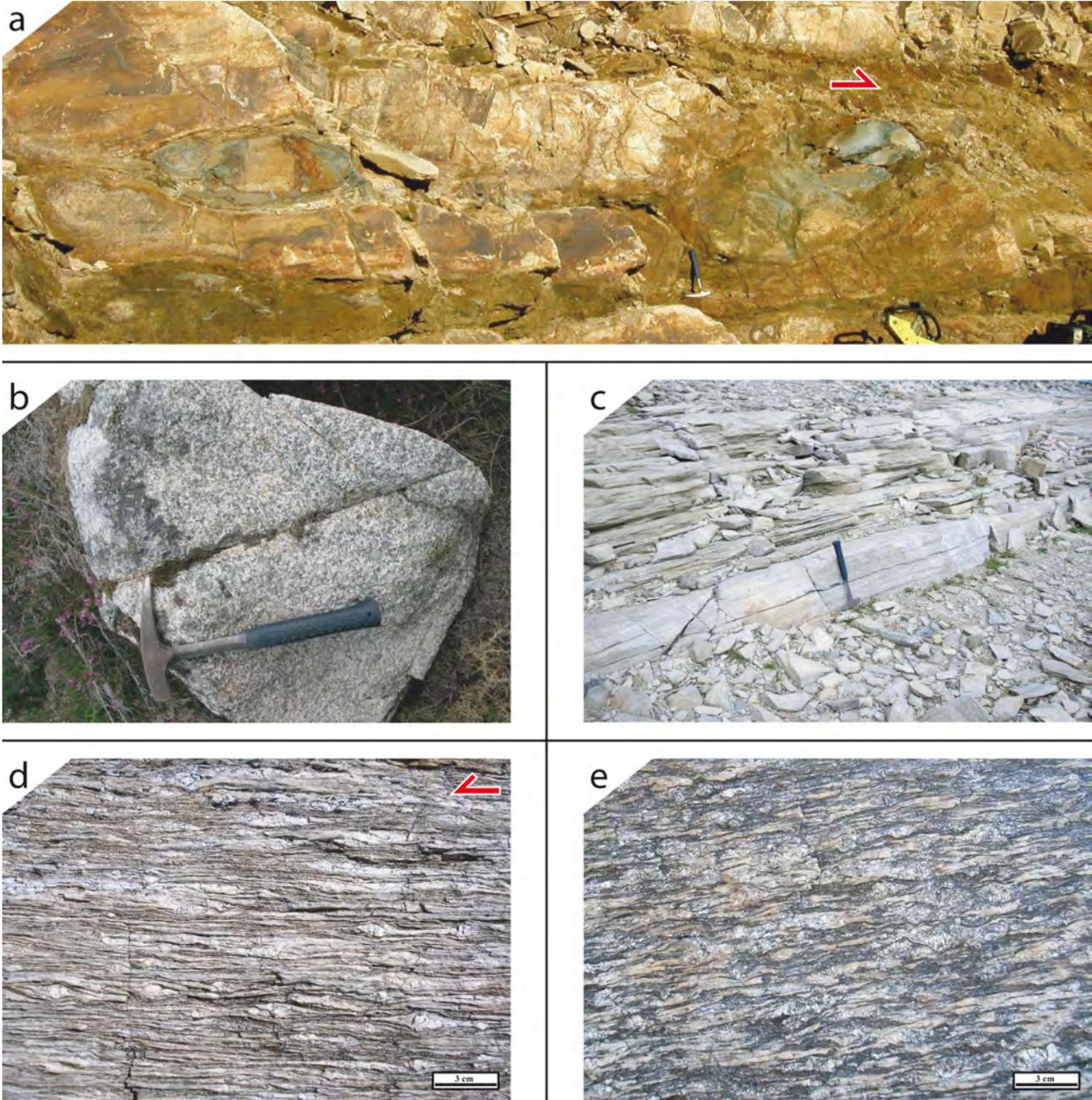


Lámina 3.6- (a) *Boudins* de metabasitas incluidos en ortogneises graníticos. La cinemática de la fábrica principal y de *boudinage* sigmoidal (S_2) es techo al SE. Campus de la Universidad de Vigo. (b) Microestructura ígnea original poco deformada en metagranodioritas. (c) Aspecto de campo de los ortogneises graníticos miloníticos en el margen del embalse de Fervenza. La fábrica es un bandeado gnésico (S_2) que resulta de la suma de una fábrica de plano axial y una foliación milonítica previa. (d) Bandeo gnésico (S_2) de los ortogneises graníticos glandulares. Destaca el alto contenido en cintas de cuarzo. Los porfiroclastos de feldespato desarrollan morfologías sigmoidales, sombras de presión asimétricas y estructuras δ incipientes. Localmente se desarrollan microbandas C' antitéticas. (e) Lineación de estiramiento en ortogneises graníticos marcada por la orientación de las cintas de cuarzo, el estiramiento de los porfiroclastos de feldespato y agregados melanocráticos.

3.2.1- Ortogneises graníticos

Esta unidad está formada por metagranitos de feldespato alcalino con biotita, ortogneises graníticos glandulares con biotita, ortogneises graníticos con biotita, ortogneises félsicos con mica blanca y biotita y ortogneises félsicos con mica blanca. El orden refleja el grado creciente de deformación finita y una reducción progresiva del tamaño de grano.

Se han separado dos grupos de tectofacies, los **Ortogneises graníticos**, que engloban las facies relativamente menos deformadas como metagranitos, ortogneises glandulares, ortogneises graníticos con biotita y ortogneises biotíticos con cantidades menores de mica blanca, y los **Ortogneises graníticos miloníticos**, que incluyen los ortogneises félsicos con mica blanca y cantidades menores de biotita y ortogneises félsicos sin biotita.

Se caracterizan por la abundancia de feldespato potásico, frecuentemente en glándulas de tamaño variable. Le siguen en abundancia el cuarzo y bajos contenidos en plagioclasa y biotita. La coloración es de tonos blanquecinos a ocre, que cambian a tonalidades crema a rosadas en función de la alteración y abundancia de feldespato potásico.

Existen facies con un anfíbol verde, hornbléndico, siempre minoritario en los sectores centrales y meridionales de la UMT.

Los términos miloníticos tienen una menor proporción de mica blanca respecto a las facies miloníticas de otros ortogneises, y suelen preservar glándulas de feldespato potásico, aunque sean milimétricas, lo que los diferencia de los paragneises.

Los **Ortogneises graníticos** exhiben una foliación tectónica (Lám. 3.6d) que contornea porfiroclastos de feldespato potásico, en la cual la biotita domina frente a mica blanca, y que se acompaña de una lineación de estiramiento (Lám. 3.6e). Los porfiroclastos sugieren una textura porfídica original del protolito ígneo.

El bandeo gnéisico está definido por bandas cuarzofeldespáticas con un espesor que alcanza el medio centímetro, alternantes con bandas micáceas melanocráticas de espesor milimétrico. La continuidad lateral de las últimas es pequeña, y suelen ser lenticulares.

El tamaño de grano oscila entre los diferentes litotipos. El aumento del porcentaje de mica blanca frente a la biotita y la desaparición de porfiroclastos de tipo *augen* van acompañados de un menor tamaño de grano y de un mayor número de bandas tabulares de cuarzo.

El bandeo gnéisico principal coexiste a veces con una fuerte crenulación de una fábrica gnéisica anterior, que lleva asociada una lineación de crenulación, caracterizada por presentar bajos buzamientos de los planos axiales. Este tipo de crenulación evoluciona hacia el desarrollo de la foliación tectónica principal (Lám. 3.7a). Pero existe un segundo tipo de crenulación, de plano axial subvertical o inclinado hacia el O, que también genera una lineación muy penetrativa que a penas permite observar la estructura planar de los gneises. Esta lineación de crenulación, ha sido estirada en algunos sectores por el cizallamiento de la tectónica transcurrente tardía (Lám. 3.7b), con la cual mantiene una clara asociación espacial.

Se han encontrado algunos cuerpos pequeños de ortogneises cuyos límites dibujan pliegues recumbentes para los que el bandeo gnéisico es de plano axial (Lám. 3.7c).

Los **Ortogneises graníticos miloníticos** tienen un bandeo gnéisico milonítico con frecuentes *ribbons* de cuarzo de espesor milimétrico, en el que ocasionalmente se preservan porfiroclastos de feldespato (Lám. 3.7d). La foliación está definida por bandas cuarzofeldespáticas más delgadas que en los gneises anteriores, y alternan con bandas melanocráticas micáceas que confieren a sus

afloramientos un aspecto tableado característico (Lám. 3.6c). El tamaño de grano es notablemente menor al del resto de gneises graníticos.

Este tipo de gneises se distinguen por mostrar un aspecto de campo más félsico y una mayor abundancia relativa de mica blanca. Además resulta más fácil detectar visualmente pequeños cristales de granate y epidota asociados a los niveles micáceos del bandeo tectónico.

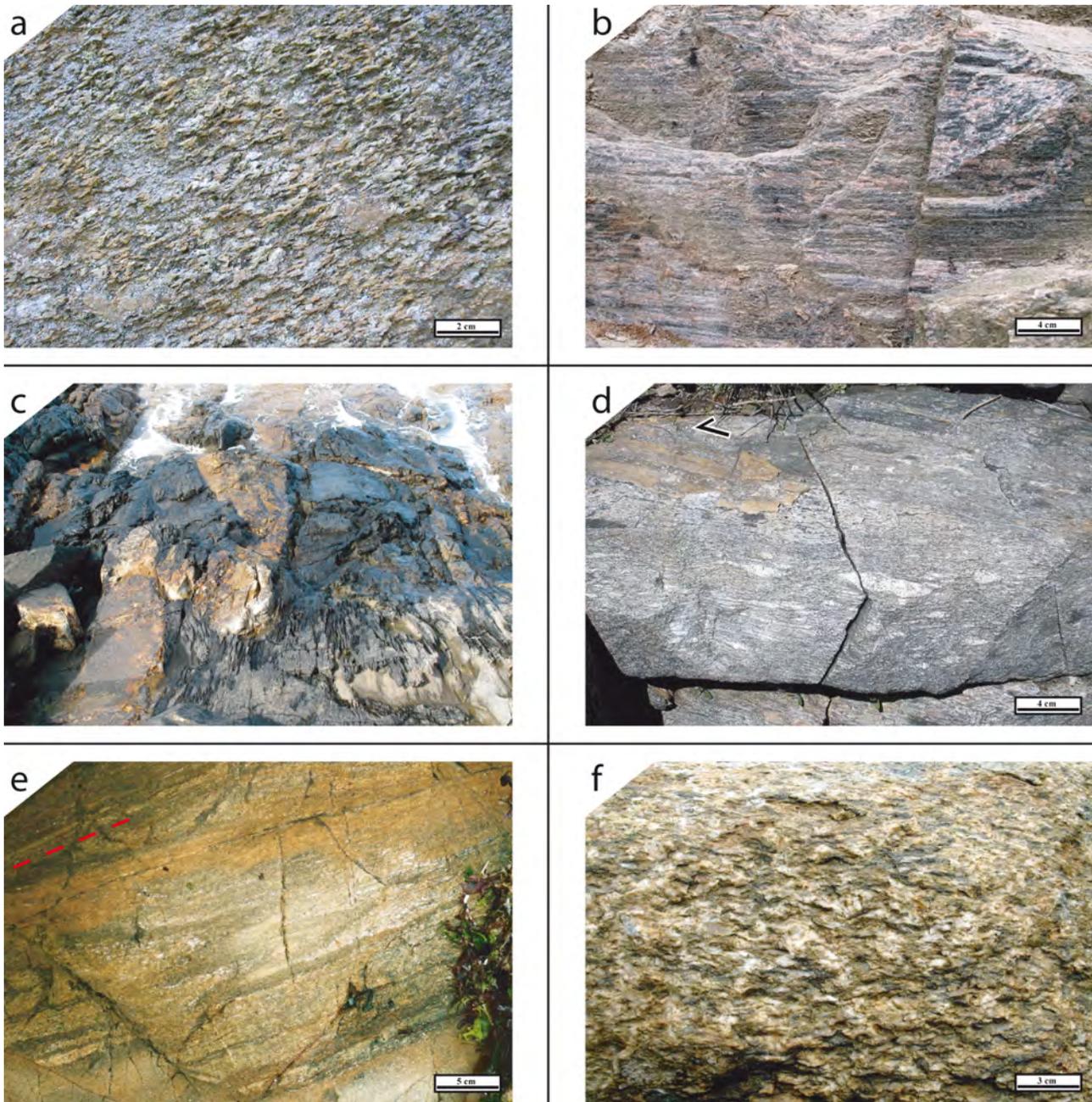


Lámina 3.7- Ortogneises graníticos (a-e) y granodioríticos (f). (a) Microcrenulación con desarrollo de foliación de plano axial (S_2) y lineación de crenulación (L_{b2}). (b) Lineación de crenulación y estiramiento relacionada con el desarrollo de cizallas transcurrentes (C_3). (c) Pliegues recumbentes asimétricos verticalizados (flanco normal con vergencia al SE) nucleados en cuerpos métricos de ortogneises. La foliación principal S_2 es de plano axial y en las zonas de charnela existen embudos de foliación en los esquistos con albita, en colores grises. (d) Foliación y lineación de estiramiento (*ribbons* de cuarzo) en ortogneises graníticos miloníticos que preservan glándulas de feldespato potásico (porfiroclastos σ) entre una matriz milonítica. (e) Pliegues recumbentes con foliación de plano axial (S_2) en tectofacies miloníticas. Los niveles oscuros plegados deben representar xenolitos. La lineación de estiramiento (línea roja) es marcadamente oblicua al eje de plegamiento (f) Foliación S_2 de los ortogneises granodioríticos.

Sobre la foliación milonítica se observa una lineación de estiramiento, y también microcrenulaciones, con planos axiales de bajo buzamiento subconcordantes con la foliación tectónica principal (Lám. 3.7e). También existen crenulaciones subverticales que generan una lineación de crenulación penetrativa.

3.2.2- Ortogneises granodioríticos

Comprenden metagranodioritas, ortogneises granodioríticos con biotita, ortogneises granodioríticos miloníticos con mica blanca y biotita y ortogneises granodioríticos miloníticos con mica blanca. Esta unidad incluye los mejores ejemplos de partición de la deformación reconocibles en la UMT. Citadas en orden creciente de deformación, las diferentes tectofacies representan grados de deformación que también han sido agrupados en dos subunidades. Aunque las transiciones entre ellas resultan graduales, son más estrechas que las observadas en los ortogneises graníticos.

Las dos tectofacies establecidas son los **Ortogneises granodioríticos**, en los que se incluyen las metagranodioritas y ortogneises granodioríticos con biotita, y los **Ortogneises granodioríticos miloníticos**, que incluyen variedades con y sin biotita. El contenido en mica blanca también sirve aquí como elemento diferenciador, junto con la morfología del relieve, pues las tectofacies menos deformadas generan relieves elevados respecto de las facies miloníticas. La distinción sobre el afloramiento entre los términos miloníticos de esta unidad y algunos litotipos metasedimentarios resulta confusa, por ser el aspecto de ambos muy parecido y las fases minerales similares. Un análisis petrográfico permite identificar entre ambos términos, pues en general los ortogneises miloníticos tienen menor proporción de micas que los metasedimentos y carecen de niveles carbonosos.

Los **Ortogneises granodioríticos** muestran una foliación definida por la orientación estadística de plagioclasa y feldespato potásico, cuarzo y biotita (Lám. 3.7f), que a su vez definen, sobre todo la biotita y los dominios cuarzosos, una lineación. La lineación se ve incluso en las facies muy poco deformadas, igual que sucede en el resto de gneises. La foliación es un bandeo gnéisico menos marcado que en los ortogneises graníticos, pues la separación de bandas cuarzofeldespáticas y micáceas no parece haber sido tan eficaz en estas rocas.

Las facies menos deformadas preservan microtexturas ígneas que permiten asumir una microestructura ígnea hipidiomórfica inequigranular, formada por plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico (Lám. 3.6b). Otras microestructuras ígneas son xenolitos de origen sedimentario e ígneo. *Rodríguez Aller (2005)* menciona enclaves máficos microgranudos, enclaves de metatonalitas, dioritas, metabasitas, ocelos de cuarzo y diques simplutónicos ricos en fenocristales de feldespato con estructuras rapakivi.

En facies un poco más deformadas, gracias al bandeo composicional, pueden reconocerse microcrenulaciones similares a las descritas para los gneises graníticos, y asociadas a ellas, una lineación de crenulación.

Los **Ortogneises granodioríticos miloníticos** muestran una foliación tectónica muy penetrativa en la que toda la mineralogía presenta una fuerte reducción de tamaño de grano. La foliación es un bandeo gnéisico definido por la alternancia de dominios ricos en micas y dominios cuarzofeldespáticos ligeramente más gruesos, en los que se distinguen pequeños porfiroblastos de plagioclasa.

La mayor abundancia relativa de mica blanca frente a biotita guarda una relación directa con la abundancia en granate y epidota (generalmente en las bandas micáceas) y la mayor reducción de tamaño de grano de la fracción cuarzofeldespática (Lám. 3.8a).

Paralelos al bandeo gnéisico existen *ribbons* de cuarzo con continuidad lateral variable. En ellos se reconoce una lineación de estiramiento en el cuarzo, subparalela a la lineación marcada también por el resto de la mineralogía (Lám. 3.8b). En estas facies también son frecuentes las crenulaciones descritas en los ortogneises graníticos.

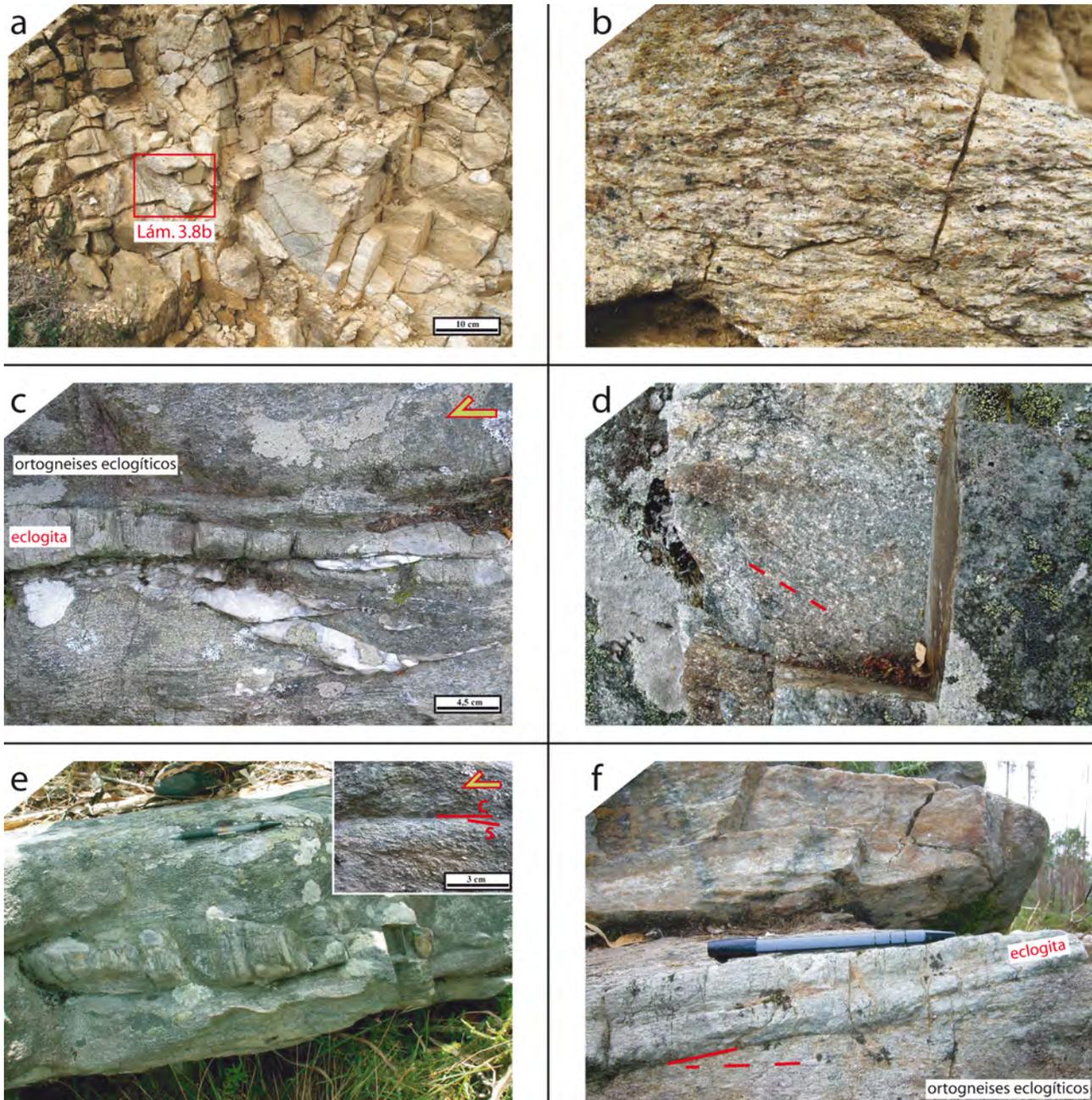


Lámina 3.8- (a) Foliación y lineación en los ortogneises granodioríticos miloníticos. Los gneises muestran una apariencia tableada similar a la variedad milonítica granítica. (b) Detalle de la lineación de estiramiento de la Lám. 3.8a, definida por mica blanca, cuarzo, feldespato y agregados de granate y epidota. (c) Ortogneises eclogíticos con lentes de eclogitas y segregados de cuarzo con morfología sigmoidal (techo al NE). (d) Lineación mineral y de estiramiento en los Ortogneises eclogíticos (línea roja) definida por la orientación de mica blanca, piroxenos y cuarzo. La superficie mostrada corresponde al plano XY de la deformación. (e) Lente de eclogita con morfología sigmoidal envuelta en la foliación S_1 de los gneises eclogíticos, en la que pueden observarse estructuras S-C (techo al NE). La lente es paralela a los planos S de cizalla. (f) Foliación S_1 de los gneises eclogíticos (línea discontinua) oblicua a los contactos de las lentes de metabasitas (línea continua).

3.2.3- Ortogneises eclogíticos

Son rocas de composición tonalítica transformadas en una tectonita cuya fábrica planolinear está definida por una paragénesis mineral estable en condiciones eclogíticas.

Carece de feldespatos y el bandeo gnéisico consiste en dominios cuarzosos de poca continuidad lateral alternantes con bandas y lentes de mica blanca fengítica, piroxeno, granate y zoisita (Lám. 3.8c). Su coloración varía entre el gris y gris verdoso, siendo ésta más oscura cuanto mayor es el porcentaje de minerales máficos.

La mineralogía que define la foliación eclogítica se orienta linealmente formando una lineación mineral y de estiramiento (Lám. 3.8d), la cual generalmente conserva la misma orientación en aquellos dominios con una retrogradación poco penetrativa. De igual modo se orientan los abundantes cuerpos básicos lenticulares que incluyen (Lám. 3.8e) y las lentes de minerales máficos subparalelos a la foliación.

Los límites de los cuerpos básicos son subparalelos a la lineación y foliación, pero ocasionalmente son oblicuos a la foliación (Lám. 3.8f). En sus bordes, puede observarse un aumento de intensidad de la fábrica planolinear en relación con la proximidad a los gneises. Puede que parte de la asociación eclogítica en las rocas básicas, especialmente en las más isótropas, corresponda con un estadio metamórfico anterior al desarrollo de la fábrica eclogítica en los ortogneises.

Los cuerpos básicos deben representar diques o bolsadas de magma básico embebidas en un magma de composición tonalítica. Por ello, la orientación original del contacto entre ambos litotipos es incontrolable. Sin embargo, la oblicuidad entre la foliación y los cuerpos básicos es compatible con la existencia de pliegues tumbados de tamaño y extensión regional desconocidos relacionados con el desarrollo de la fábrica tectónica principal en estos gneises, y cuya existencia puede comprobarse a escala mesoscópica (Láms. 3.9a y 3.9b).

Otra estructura frecuente en las metabasitas es una fracturación y diaclasado sistemáticamente perpendicular a la lineación de estiramiento visible en los ortogneises.

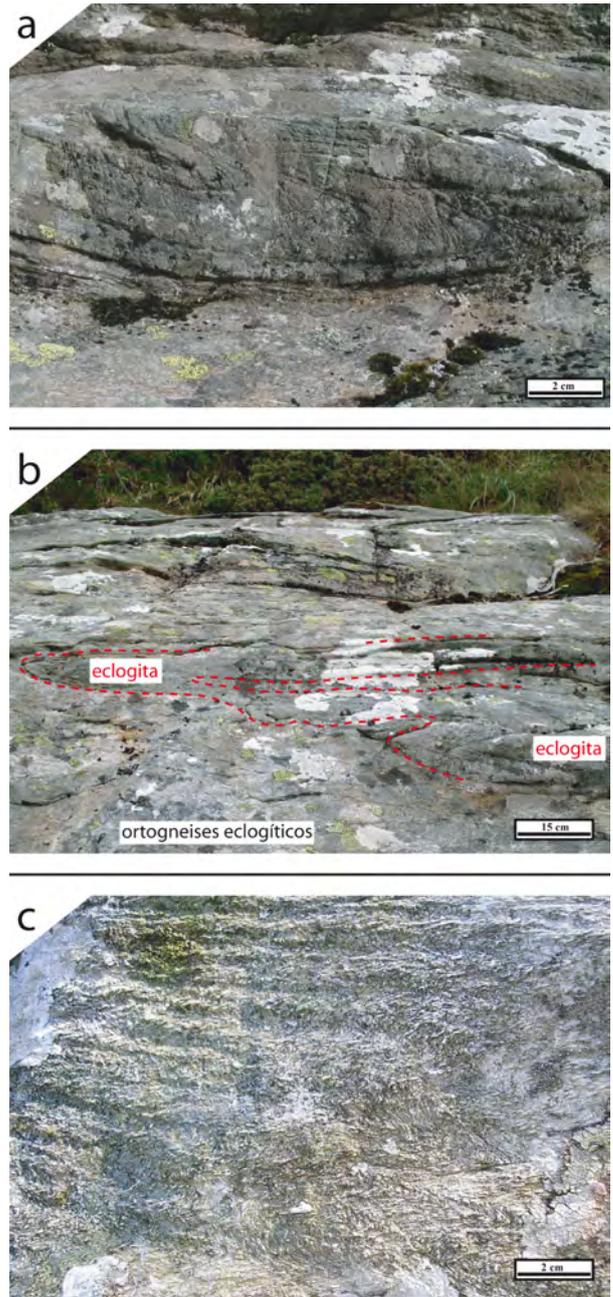


Lámina 3.9- (a) Pliegues tumbados nucleados en una lente de eclogita incluida en los Ortogneises eclogíticos del monte Pedra Chan. Obsérvese el cizallamiento desarrollado en los flancos inversos (vergencia hacia la izquierda). (b) Cuerpo métrico de eclogitas afectado por pliegues tumbados, para los que la foliación S_1 de los Ortogneises eclogíticos es de plano axial. (c) Microcrenulación subvertical con ejes subhorizontales de la foliación S_1 en los Ortogneises eclogíticos, que desarrolla un bandeo tectónico y una lineación de crenulación. Superficie de afloramiento horizontal.

Es frecuente encontrar bandas de cizalla extensionales discretas de baja inclinación, así como dominios métricos que contienen plagioclasa, clorita y anfíboles, producto de la retrogradación metamórfica. Estas zonas presentan tonalidades más claras que las francamente eclogíticas. La retrogradación a menudo lleva parejo un aumento en la abundancia, longitud y espesor de *ribbons* de cuarzo, aunque éstos no son exclusivos de los sectores retrogradados, y pueden reconocerse también en zonas con la fábrica eclogítica preservada.

En los núcleos de los cuerpos cartografiados existe una débil crenulación vertical, que coincide con los cierres periclinales del sinforme marcado por la foliación principal. Esta crenulación no lleva asociada una foliación de plano axial, pero sí los primeros estadios del desarrollo de un bandeado tectónico y una lineación de crenulación (Lám. 3.9c).

3.3- Ortogneises alcalinos y peralcalinos

Se incluyen aquí los metagranitoides y ortogneises con una signatura geoquímica alcalina. Las rocas se distinguen por el desarrollo de un bandeado gnéisico cuya fracción cuarzofeldespática tiene un elevado contenido en plagioclasa albítica y por la presencia de cantidades variables de anfíboles alcalinos en las bandas melanocráticas.

Se han reconocido dos unidades: Ortogneises peralcalinos y Ortogneises alcalinos. Ambas suelen estar asociadas, existiendo una transición gradual entre ellas observable en el entorno del embalse de Fervenza.

Ambos tipos tienen enclaves más máficos que pueden confundirse con los cuerpos básicos de los gneises calcoalcalinos, sobre todo cuando éstos aparecen fuertemente alterados, pero que no lo son. La ausencia de cuerpos básicos ha sido utilizada como un indicador geocronológico relativo, pues sugiere una edad de intrusión más joven para los gneises de la serie alcalina, que no están intruidos por los diques básicos que sí afectan a los gneises calcoalcalinos y a los metasedimentos encajantes.

Las dos unidades alcalinas contienen xenolitos sedimentarios, pero son mucho menos frecuentes que en el resto de ortogneises.

Los ortogneises alcalinos constituyen también unidades composicionalmente heterogéneas desde un punto de vista litológico, reconociéndose distintas proporciones modales de la mineralogía principal. También existen tectofacies dentro de ellos, pero no se han separado en el mapa porque su identificación se ve dificultada por la carencia de minerales índice. Las facies miloníticas son rocas de grano fino, con una fábrica comparable a la de las facies miloníticas de los gneises calcoalcalinos y que, a diferencia de las tipologías normales, pueden incluir mica blanca en cantidades perceptibles.

Resultan menos comunes las facies de grano comparable al de los ortogneises calcoalcalinos menos deformados, lo que puede atribuirse tanto a una tectonización más efectiva como a un tamaño de grano originalmente menor.

Los gneises alcalinos y peralcalinos son siempre cuerpos rocosos de morfología tabular a lenticular más acentuada que la de los calcoalcalinos, que a su vez son volumétricamente superiores. El mapa muestra una abundancia relativa de ortogneises peralcalinos en el extremo meridional de la UMT que evoluciona hacia una mayor abundancia de ortogneises alcalinos hacia los sectores septentrionales.

3.3.1- Ortogneises peralcalinos

Son rocas de tamaño de grano generalmente fino, de tonos grises azulados a rosados. Las microestructuras son un bandeo gnéisico que alterna bandas cuarzofeldespáticas y melanocráticas que definen la foliación principal (Lám. 3.10a), y una lineación visible sobre ella (Lám. 3.10b).

Foliación y lineación están definidas por la orientación de plagioclasa (albita), que domina sobre el cuarzo (a veces en *ribbons*), y feldespato potásico, y por una mineralogía melanocrática integrada por proporciones variables de anfíboles y/o piroxenos alcalinos.

El feldespato potásico no presenta una morfología glandular comparable a la de los ortogneises graníticos, pero tiene un tamaño de grano mayor que el resto de la fracción leucocrática. Los componentes melanocráticos varían espacialmente en tipo y cantidad. Su proporción es baja frente a la fracción cuarzofeldespática, aunque puede aumentar significativamente. Las fases minerales características sirven para la distinción de éstos frente a los Ortogneises alcalinos. Riebeckita, egrina y astrofilita son los minerales melanocráticos índice exclusivos de los Ortogneises peralcalinos. Existen facies que carecen de alguna o varias de estas fases. La astrofilita es la más infrecuente y la riebeckita la más común.

Con carácter local, existen gneises con biotita como mineral melanocrático dominante, que difieren de los de la serie calcoalcalina en su proporción relativa de feldespatos, pues sus porcentajes de plagioclasa albita son comparables a los de los gneises peralcalinos y alcalinos. En el campo resulta evidente su similitud textural y microestructural que, combinada con su asociación espacial, sugieren su integración dentro de esta unidad. La biotita, probablemente de composición annítica, es un mineral reconocido en otros macizos graníticos anorogénicos de afinidad alcalina-peralcalina (Platt y Woolley, 1986; Tulloch, 1992).

La foliación principal se encuentra localmente crenulada por pliegues de plano axial subvertical y ejes con bajo cabeceo (Lám. 3.10c). Pero existe otro tipo de crenulación más importante, asociada a pliegues tumbados, para los que la foliación principal es de plano axial (Láms. 3.10a y 3.10d). Estos pliegues muestran marcadas asimetrías en la longitud de sus flancos, y la orientación de sus ejes sólo ha podido medirse en contadas ocasiones, ya que la mayoría de observaciones se han realizado en bloques sueltos. Su identificación siempre se ve favorecida en las facies composicionalmente heterogéneas (Lám. 3.10e).

En la Serra do Galiñeiro, Floor (1966) distinguió y cartografió cuatro facies en los ortogneises peralcalinos, aunque su distribución no ha sido incluida en la cartografía. Estas facies no son exclusivas del entorno del monte Galiñeiro, pudiéndose reconocer por toda el área de estudio. La Facies Galiñeiro es la más abundante, y puede considerarse como el referente litológico al cual se referirán todas las descripciones petrográficas y microestructurales. La segunda, Facies Zorro, debe su nombre a aflorar en el pico Zorro, cima representativa de la Serra do Galiñeiro. Su característica es la presencia de bandas melanocráticas de espesor centimétrico, generalmente paralelas a la foliación principal o débilmente oblicuas (Lám. 3.10f), apoyando un carácter de plano axial de pliegues tumbados para la foliación principal (Lám. 3.10e). La tercera es una facies rica en magnetita que generalmente ocupa zonas marginales. Finalmente, existe una facies de ortogneises radiactivos caracterizada por elevados contenidos en metales y tierras raras que hacen de ellos una fuente de radiactividad natural importante, tal y como demostró el mapa radiométrico elaborado por el Instituto Geológico y Minero de España (1959).

El protolito es una roca ígnea intrusiva de probable estructura holocristalina fanerítica y moda equivalente a granitos de feldespato alcalino (Rodríguez Aller, 2005). Se trata de magmas que

podrían haber evolucionado por cristalización fraccionada a partir de basaltos alcalinos muy ricos en volátiles, generando un producto intermedio, representado por los gneises alcalinos (serán tratados a continuación), y un líquido residual con composición de riolita alcalina, representado por los gneises peralcalinos (Montero *et al.*, 1998).

Es importante destacar la existencia de procesos metasomáticos en las últimas etapas magmáticas y durante el metamorfismo en este tipo de rocas (autometasomatismo) y en las rocas

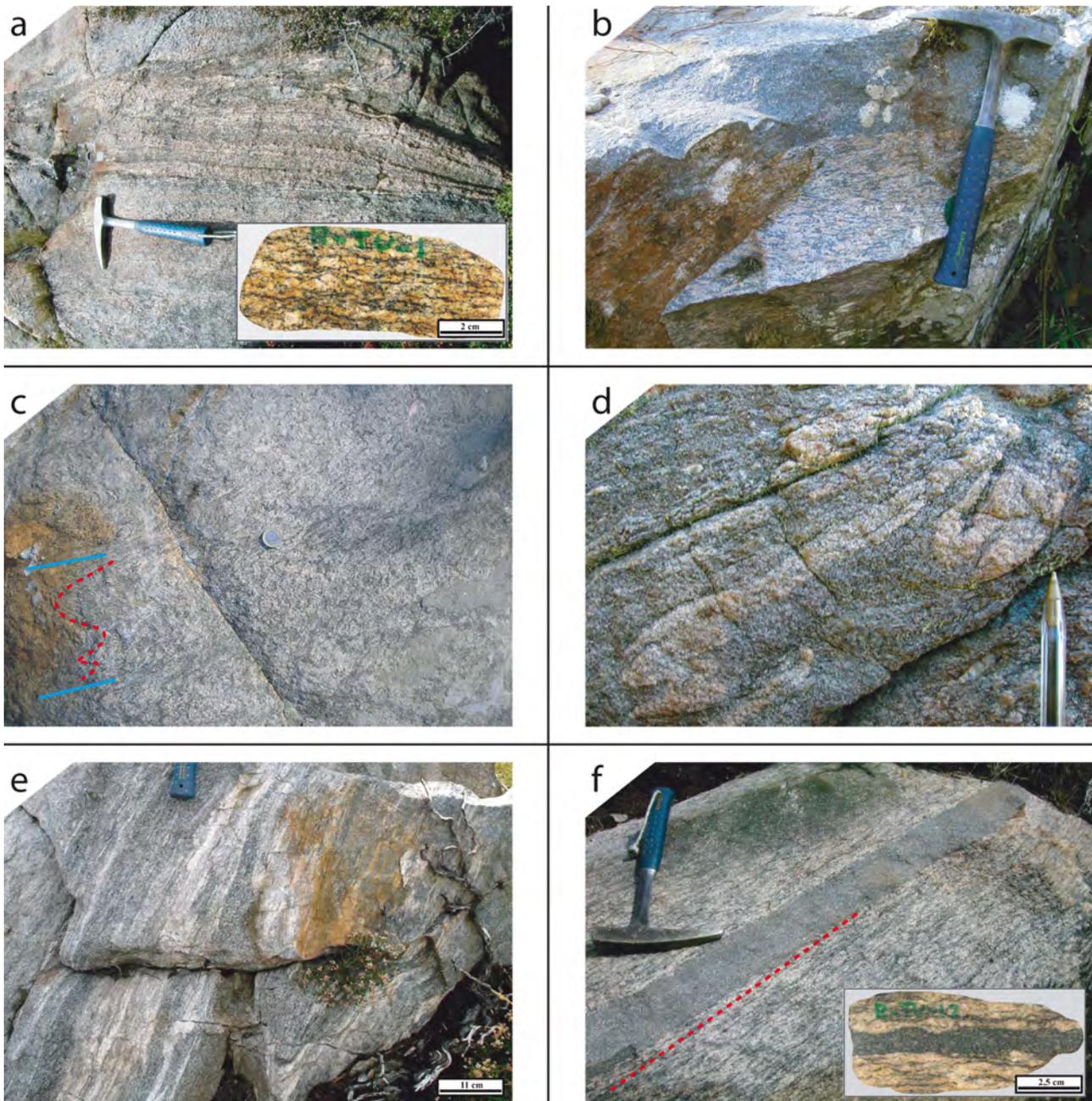


Lámina 3.10- Ortogneises peralcalinos. (a) Aspecto de campo de la foliación regional (S_2). Nótese la existencia de pliegues intrafoliares reconocibles en los dominios composicionalmente heterogéneos y el bandeado gnéisico característico. Superficie de afloramiento horizontal. Ver detalle de la foliación en una muestra de mano. (b) Lineación mineral y de estiramiento (facies Zorro). (c) Microcrenulación vertical (C_3) (línea roja discontinua) y desarrollo de un bandeado tectónico incipiente comparable a una fábrica de plano axial (líneas azules). Desarrollo incipiente de una lineación de crenulación. Superficie de afloramiento horizontal. (d) Micropliegues recumbentes con foliación de plano axial (S_2) en sectores composicionalmente heterogéneos. (e) Mesoplegues recumbentes verticalizados con foliación de plano axial (S_2) definidos por los contactos entre dominios félsicos y melanocráticos. (f) Aspecto de campo de la foliación S_2 en la facies Zorro. La foliación (línea roja) es oblicua al bandeado composicional marcado por los niveles melanocráticos.

adyacentes (metasomatismo), que fueron identificados a partir del análisis sistemático de muestras de sondeos y de superficie de la Serra do Galiñeiro (Floor, 1966; Montero, 1993). También han sido identificados procesos hidrotermales locales ligados a fracturaciones tardías que han generado acumulaciones de determinados elementos radiactivos (facies de gneises radiactivos).

3.3.2- Ortogneises alcalinos

Son rocas de tamaño de grano fino con tonalidades que varían del rosa al gris claro, más grisáceas cuanto menor tamaño de grano y mayor contenido en minerales máficos. Las microestructuras son un bandeo gneísico definido por la alternancia de bandas ricas en plagioclasa albitica y feldespato potásico en menor cantidad y bandas anfíbico-biotíticas a veces dispuestas en lentes de escasa continuidad lateral, y una lineación visible sobre los planos de foliación (Láms. 3.11a y b). Las variaciones en las abundancias relativas de cada fracción son significativas, destacando el aumento de minerales ferromagnesianos en presencia de enclaves máficos microgranudos con plagioclasa albitica o con feldespato potásico (Lám. 3.11c).

No se describirán las múltiples litofacies que se han englobado dentro de esta unidad, sino la facies común dominante. La distribución de otras facies tiene en algunos casos extensión areal notable, pero no se han representado en la cartografía.

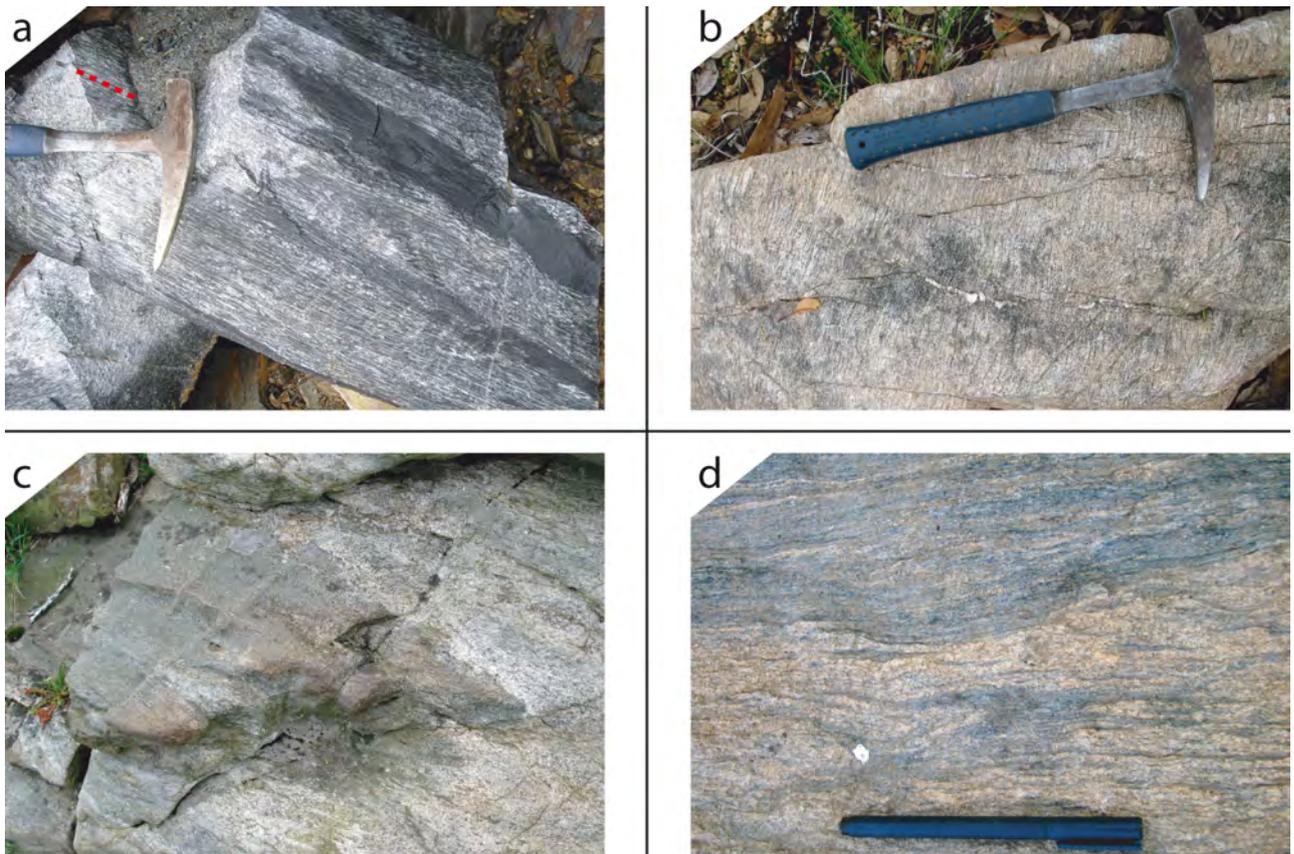


Lámina 3.11- Ortogneises alcalinos. (a) Aspecto de campo de la foliación S_2 próxima al contacto con el encajante metasedimentario. Obsérvese como el eje largo de los xenolitos corneánicos con forma elíptica es subparalelo a la lineación de estiramiento (línea roja). Fotografía tomada de un bloque suelto. (b) Tectofacies milonítica. El bandeo gneísico es cortado por fracturas frágiles-dúctiles que sellan sus planos de rotura con venas de cuarzo, atestiguando etapas incipientes en el desarrollo de un *boudinage* de foliación. Superficie de afloramiento horizontal. (c) Enclave microgranudo con plagioclasa. Los bordes de los enclaves sugieren la existencia de procesos de interacción entre ellos y su encajante. Superficie de afloramiento horizontal. (d) Micropliegues recumbentes con foliación de plano axial (S_2).

En dominios heterogéneos se han identificado pliegues tumbados para los que la foliación principal es de plano axial (Lám. 3.11d). A su vez, la foliación principal también se encuentra localmente afectada por una crenulación subvertical con ejes de baja inmersión.

Como en los Ortogneises peralcalinos, algunas variedades con biotita se han incluido dentro de esta unidad. Estos litotipos presentan una microestructura y modas de plagioclasa albítica y feldespato potásico comparables a las de los gneises alcalinos y peralcalinos más típicos, y aparecen en continuidad cartográfica con los grandes cuerpos con anfíbol alcalino y biotita. En el análisis petrográfico de *Rodríguez Aller* (2005), una facies similar, denominada “*Gneises con porfiroclastos de albita*”, fue englobada dentro de los ortogneises calcoalcalinos. Pero sus propios análisis químicos pusieron de relieve una mayor afinidad con los gneises de la asociación alcalina, ya que correspondían a una secuencia peraluminosa originada a partir de la mezcla de la asociación alcalina y calcoalcalina, en la cual también se encontraban ortogneises con anfíbol.

3.3.3- Singularidad estructural de los plutones alcalinos

Estudios petrográficos y geoquímicos llevados a cabo en los ortogneises alcalinos y peralcalinos de la UMT (*Floor*, 1966; *Ribeiro y Floor*, 1987; *Corretgé et al.*, 1990; *Pin et al.*, 1992; *Montero*, 1993; *Rodríguez Aller*, 2005) los han clasificado como granitoides alcalinos anorogénicos de tipo A (*Whalen et al.*, 1987; *Eby*, 1990), con fuerte afinidad mantélica y generados en un contexto de intraplaca durante un proceso de *rifting* de edad Ordovícico.

El magmatismo alcalino ha sido clásicamente relacionado con contextos geodinámicos extensivos, en los que el adelgazamiento y despresurización de la base de la corteza y techo del manto genera fundidos alcalinos con participación mantélica que activan sistemas volcano-plutónicos en superficie. Un sistema completo incluye plutones en la parte inferior y calderas volcánicas en la parte superior (*Cole et al.*, 2005 y referencias en el interior), con diques y complejos anulares subvolcánicos entre ellos. Éstos representan las vías de conexión y ascenso de los magmas hacia las calderas (*Lipman*, 1984 y referencias incluidas).

El desmantelamiento erosivo de complejos alcalinos hace posible el estudio de sus diferentes niveles estructurales. Buena parte de los granitoides y rocas subvolcánicas relacionadas con procesos extensionales dibujan en planta una forma circular a ovalada, que tridimensionalmente resulta ser una morfología de cono truncado, cuyas caras laterales se inclinan hacia el núcleo o hacia el exterior del cono según los casos (*Johnson et al.*, 2002). Estas estructuras se conocen como diques anulares (*ring dikes*) y su forma es consecuencia de la fracturación concéntrica producida por un exceso de presión en el techo de las cámaras magmáticas, seguida del colapso inducido por la pérdida de gas y magma que alivian dicho exceso.

El diámetro de los diques anulares varía desde menos de 2 kilómetros (*Johnson et al.*, 2002) hasta estructuras regionales de varias decenas de kilómetros (*Peucat et al.*, 2005).

En conclusión, la extensión de un margen continental estable, o el estiramiento de la litosfera hasta su ruptura durante un proceso de *rifting* intracontinental, deja una impronta geoquímica, petrológica y estructural en los magmas asociados a dicho evento. En este contexto geodinámico, el magmatismo alcalino y el emplazamiento somero de plutones son frecuentes, así como un emplazamiento conducido a través de fracturas cónicas generadas durante la extensión (*Anderson*, 1936; *Lipman*, 1997; *Bonin*, 2007; *Gudmundsson*, 2007). El emplazamiento también puede producirse a través de fracturas planas, pero en todo caso los cuerpos presentan una morfología de intrusión fuertemente condicionada, siendo ésta de carácter laminar. Estas singularidades habrán de

ser tenidas en cuenta durante el análisis estructural, puesto que la morfología de emplazamiento está especialmente condicionada.

Es probable que plutones de tipo dique tuvieran desde el principio, debido a un enfriamiento rápido, un menor tamaño de grano, y que este aspecto sea un condicionante importante del tamaño de grano final de los ortogneises de la serie alcalina.

3.4- Eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas de la Lámina Inferior

Intercalados en la serie metasedimentaria (Lám. 3.1e) y en los ortogneises de la serie calcoalcalina (Lám. 3.6a) existen cuerpos básicos con morfología lenticular, que en general representan diques básicos de composición gabroica (basaltos alcalinos y subalcalinos ricos en Ti) intruidos antes que los granitoides de la serie alcalina y después que los de la calcoalcalina. Posteriormente, fueron deformados y boudinados hasta quedar como lentes de volumen generalmente poco representativo.

Son rocas masivas de tonalidad verde oscuro a negro que cuando se alteran toman una intensa coloración anaranjada. Son más densas que el resto de litotipos y más compactas cuando están inalteradas. Los *boudins* son subparalelos a la foliación principal del litotipo encajante, y en sus contactos se produce una mayor deformación tanto en el cuerpo básico como en el propio encajante (Lám. 3.6a).

Los ortogneises eclogíticos son los litotipos que proporcionalmente más cuerpos básicos incluyen. Pero también son abundantes en el entorno de Noia (*Arps*, 1970), tanto en los metasedimentos como en los gneises graníticos, y en los ortogneises graníticos en el entorno del sinforme de Pazos.

En función de la paragénesis metamórfica se han reconocido tres tipos: eclogitas, retroeclogitas y anfibolitas con relictos de eclogitas, y anfibolitas con blastos de plagioclasa. *Rodríguez Aller* (2005) menciona además glaucofanitas con granate y metagabros anfibolitizados, pero no se describirán aquí.

Todas las variedades se encuentran en el tercio septentrional de la UMT, coincidiendo con los sectores con una marcada partición de la deformación, y donde se encuentran los mejores ejemplos de la evolución metamórfica eclogítica, tanto en los cuerpos básicos como en el resto de litologías. Parece existir una relación espacial y probablemente genética entre el desarrollo y preservación de metamorfismo eclogítico y los niveles estructurales septentrionales de la UMT. En los tercios central y meridional sólo se preservan anfibolitas con blastos de plagioclasa y escasos ejemplos de anfibolitas con relictos de eclogitas. En todo caso, se ha podido constatar que el metamorfismo eclogítico se distribuye a lo largo de toda la UMT, salvo para los litotipos de la Lámina Superior.

La mayoría de los cuerpos no tienen entidad cartográfica, pero también se han representado aquellos dominios donde son abundantes. El tamaño y continuidad de alguno de los cuerpos mayores de eclogitas y retroeclogitas añade a la interpretación de que los magmas básicos representan antiguos diques otra posibilidad adicional, pues éstos pueden representar pequeños plutones básicos cortados por los magmas de la serie alcalina, tal y como se deduce de la cartografía entre Zas y el embalse de Fervenza.

Todas las metabasitas se incluirán dentro de una misma unidad cartográfica.

Las **eclogitas** son rocas relativamente escasas en la UMT, pese a ser ésta la que mejores ejemplos del metamorfismo de alta presión y baja a media temperatura preserva en los complejos alóctonos gallegos. Además, muy pocas muestras preservan una verdadera paragénesis y petrofábrica eclogítica sin apenas signos de retrogradación.

La mayor concentración se encuentra en las tectofacies miloníticas de los ortogneises graníticos y granodioríticos, y sobre todo dentro de los Ortogneises eclogíticos, los cuales representan en sí mismos un ejemplo de preservación de paragénesis y petrofábricas eclogíticas. Las eclogitas incluidas en estos gneises presentan un tamaño de grano mayor que el resto. También se han encontrado algunas eclogitas preservadas entre metasedimentos.

Se trata de rocas de color verde claro (piroxeno onfacítico) moteadas con abundantes granates de intensa tonalidad rojiza. Se puede observar una orientación preferente de los piroxenos, generalmente concordante con las fábricas planolineares de las rocas encajantes. La penetratividad de las fábricas tectónicas oscila entre términos planolineares (Láms. 3.8f, 3.9a y 3.12a), y términos casi masivos (Lám. 3.12b), para los que sólo se observa una débil orientación estadística de los piroxenos. Los términos masivos ocupan posiciones centrales en los cuerpos básicos y están rodeados por los planolineares.

Sobre la fábrica eclogítica se observan con frecuencia poiquiloblastos de anfíbol de talla milimétrica a centimétrica (Lám. 3.12c), sin que se observe una distorsión de la misma respecto de las zonas donde éstos no existen. Mica blanca y pequeños dominios con cuarzo dispersos por la matriz eclogítica son también fases minerales reconocibles.

Las **retroeclogitas y anfibolitas con relictos de eclogitas** integran un grupo de rocas en las que todavía son reconocibles de *visu* evidencias microestructurales y mineralógicas de una evolución metamórfica eclogítica. Son anfibolitas de color verde claro a oscuro (más oscuro cuanto más retrogradadas) y tamaño de grano fino, en las que se reconocen granates retrogradados no incluidos en blastos de plagioclasa y pequeños cristales de piroxeno repartidos entre una matriz anfibólica (Lám. 3.12d).

En los casos de menor retrogradación aún puede apreciarse una microestructura eclogítica débilmente trastocada, pero la microestructura dominante es una foliación grosera marcada por la orientación de anfíboles y plagioclasa, con claro carácter retrobárico, los cuales además se orientan linealmente. La foliación y lineación son paralelas a las del encajante y en ocasiones la primera se muestra como de plano axial de pliegues tumbados, aunque este hecho tan sólo se ha observado en bloques sueltos en el embalse de Fervenza.

Su distribución es similar a la de las eclogitas (tercio septentrional de la UMT), y suelen ir asociadas también a las tectofacies miloníticas. Las retroeclogitas pueden preservar eclogitas s.s. en las posiciones centrales de las lentes básicas.

Las **anfibolitas con blastos de plagioclasa** son rocas de color verde oscuro y tamaño de grano fino en las que destacan blastos de plagioclasa de tamaño variable sobre una matriz anfibólica (Láms. 3.6a, 3.12e y 3.12f). Su fábrica tectónica planolinear a linear tiene penetratividad variable, oscilando entre términos masivos e intensamente estructurados, los segundos normalmente asociados a una mayor proporción de plagioclasa.

En los cuerpos incluidos en ortogneises y metasedimentos intensamente afectados por una crenulación subvertical, se identifica una crenulación de la microfábrica anfibólica correlacionable (Láms. 3.1e y 3.12f). La crenulación suele ir acompañada de una tonalidad más clara como consecuencia de la mayor abundancia en anfíboles de baja temperatura, clorita y epidota. Excepcionalmente, pueden observarse interferencias entre los pliegues subverticales y una fase de plegamiento recumbente anterior (Lám. 3.1e).

Estas anfibolitas se distribuyen por toda la UMT y son los términos exclusivos de su tercio central y meridional. La falta de claras evidencias de evolución eclogítica en estos sectores ha sido utilizada para diferenciar metamórficamente ambos dominios del septentrional, donde las eclogitas son comunes.

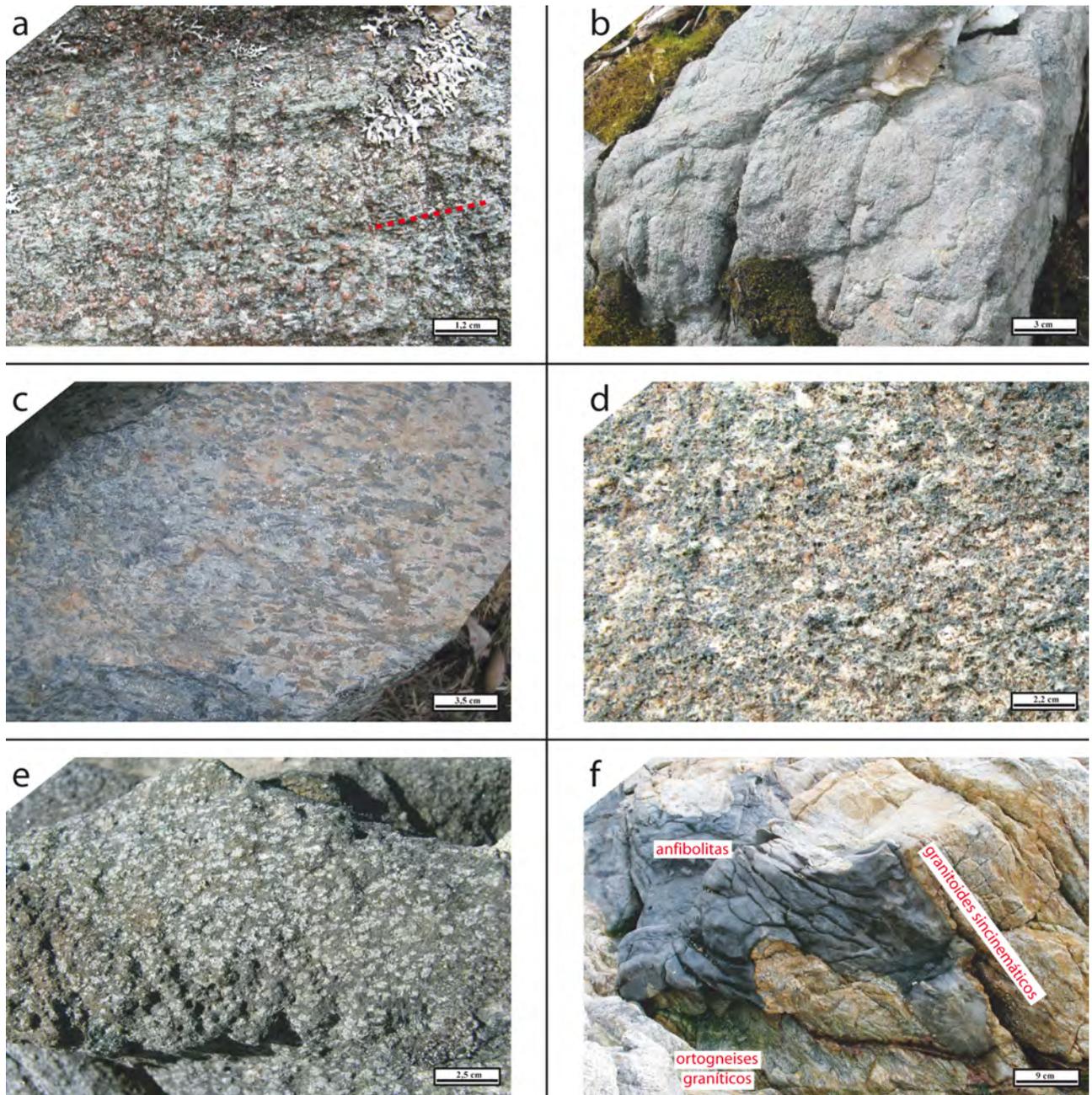


Lámina 3.12- Metabasitas de la Lámina Inferior. (a) Lineación mineral sobre la foliación planolinear eclogítica (S_1). (b) Fábrica tectónica eclogítica (S_1) débilmente lineal a masiva en las eclogitas incluidas en los Ortogneises eclogíticos. (c) Lineación mineral definida por la orientación de poiquiloblastos de anfíbol de talla centimétrica en las retroeclogitas de grano grueso. (d) Retroeclogita con porfiroblastos de plagioclasa. Los granates se encuentran tanto incluidos dentro de la plagioclasa como fuera de ella, en contacto con piroxenos rodeados a su vez de anfíbol y plagioclasa. La orientación estadística de las plagioclasas coincide con la fábrica milonítica de los ortogneises graníticos encajantes (e) Anfíbolita con porfiroblastos de plagioclasa. (f) Anfíbolitas con porfiroblastos de plagioclasa incluidas en Ortogneises graníticos, intruidos por granitoides sincinemáticos. Todos ellos están plegados por pliegues subverticales (C_3) inclinados hacia el O.

3.5- Metasedimentos y ortogneises del autóctono relativo

En el autóctono relativo de la UMT se han distinguido tres unidades cartográficas con características litológicas y metamórficas propias. Dos de ellas son de origen sedimentario, y se distinguen por el diferente grado metamórfico. Son los Esquistos y las Migmatitas paraderivadas. En tercer lugar se ha distinguido una unidad de Ortogneises glandulares.

3.5.1- Esquistos

Por debajo de la UMT aparece una serie de esquistos y esquistos cuarcíticos de grado medio con intercalaciones de bancos cuarcíticos de espesor decimétrico a métrico (Lám. 3.13a). El mejor afloramiento está en la sección costera desde la Playa de Riás hasta la Punta de Chan de Razo.

Los bancos cuarcíticos tienen poca continuidad lateral, y no son niveles guía representativos. Parecen más frecuentes en el sector E de Noia y generalmente ocupan posiciones próximas al contacto tectónico actual con la UMT.

Las microestructuras son una esquistosidad (Lám. 3.13b), sobre la que se observa una lineación de estiramiento (Lám. 3.13c). La foliación es un bandeo tectónico definido por alternancias de niveles cuarzosos (*ribbons*) de espesor milimétrico a centimétrico y continuidad lateral decimétrica, y niveles micáceos, a veces con granate (Lám. 3.13d), en los que además aparecen andalucitas sintectónicas (Lám. 3.13c).

Es frecuente encontrar crenulaciones verticales o inclinadas hacia el O que llevan asociada una marcada lineación de crenulación (Lám. 3.13e) y una foliación de plano axial, comparable a la descrita en los litotipos de la UMT. Las crenulaciones doblan a la lineación de estiramiento (Lám. 3.13e).

Otro tipo de pliegues, de carácter intrafoliar, afectan al bandeo tectónico y composicional de los metasedimentos. Sus planos axiales son de bajo ángulo de buzamiento y subconcordantes con la foliación principal, y aparecen transectados por bandas extensionales de bajo ángulo sincrónicas con su desarrollo (Lám. 3.13f).

Los esquistos incluyen cuerpos irregulares de leucogranitos variscos deformados (Lám. 3.14a), con procesos de *boudinage* (Lám. 3.14b) y plegamiento recumbente asociados al desarrollo de la foliación principal. Por tanto, su intrusión se considera fundamentalmente pre- a sincrónica con el desarrollo de dicha foliación.

Las crenulaciones con plano axial subvertical que afectan a los esquistos, pliegan también a los leucogranitos una vez deformados (Lám. 3.13e), permitiendo establecer una cronología relativa entre ambos sucesos. La abundancia de leucogranitos aumenta sustancialmente hacia abajo a la vez que el grado metamórfico y la probabilidad de encontrar andalucitas. El límite entre los Esquistos y las Migmatitas paraderivadas se ha establecido donde se alcanza un grado de calentamiento avanzado de la fábrica, indicado por un incremento notable del tamaño de las micas.

Acompañando a los leucogranitos existen niveles de turmalinitas con las mismas características microestructurales. Se trata diques subparalelos a la foliación con un bandeo de niveles ricos en turmalina desorientada, cuarzo, mica blanca y plagioclasa y niveles de cuarzo.

3.5.2- Migmatitas paraderivadas

La migmatización no permite reconocer diferencias litoestratigráficas respecto de la anterior unidad descrita. La separación cartográfica ha de entenderse como una isograda metamórfica, en sentido lato, y va acompañada de la aparición de masas graníticas de extensión cartográfica significativa. Dos buenos ejemplos de ello son el granito del Monte Neme – Pico de Meda y el de Brión – Castro Barbudo.

La foliación se define hacia techo por un bandeo tectónico de niveles cuarzosos y micáceos

con biotita, granate y estauroлита, que son sustituidos progresivamente por gneises con sillimanita que alternan con leucosomas centrimétricos (Lám. 3.14c). Hacia abajo aumenta su espesor y frecuencia hasta formar granitos anatócticos procedentes de la migmatización local, estableciéndose aquí el límite cartográfico con los leucogranitos de mayor entidad cartográfica.

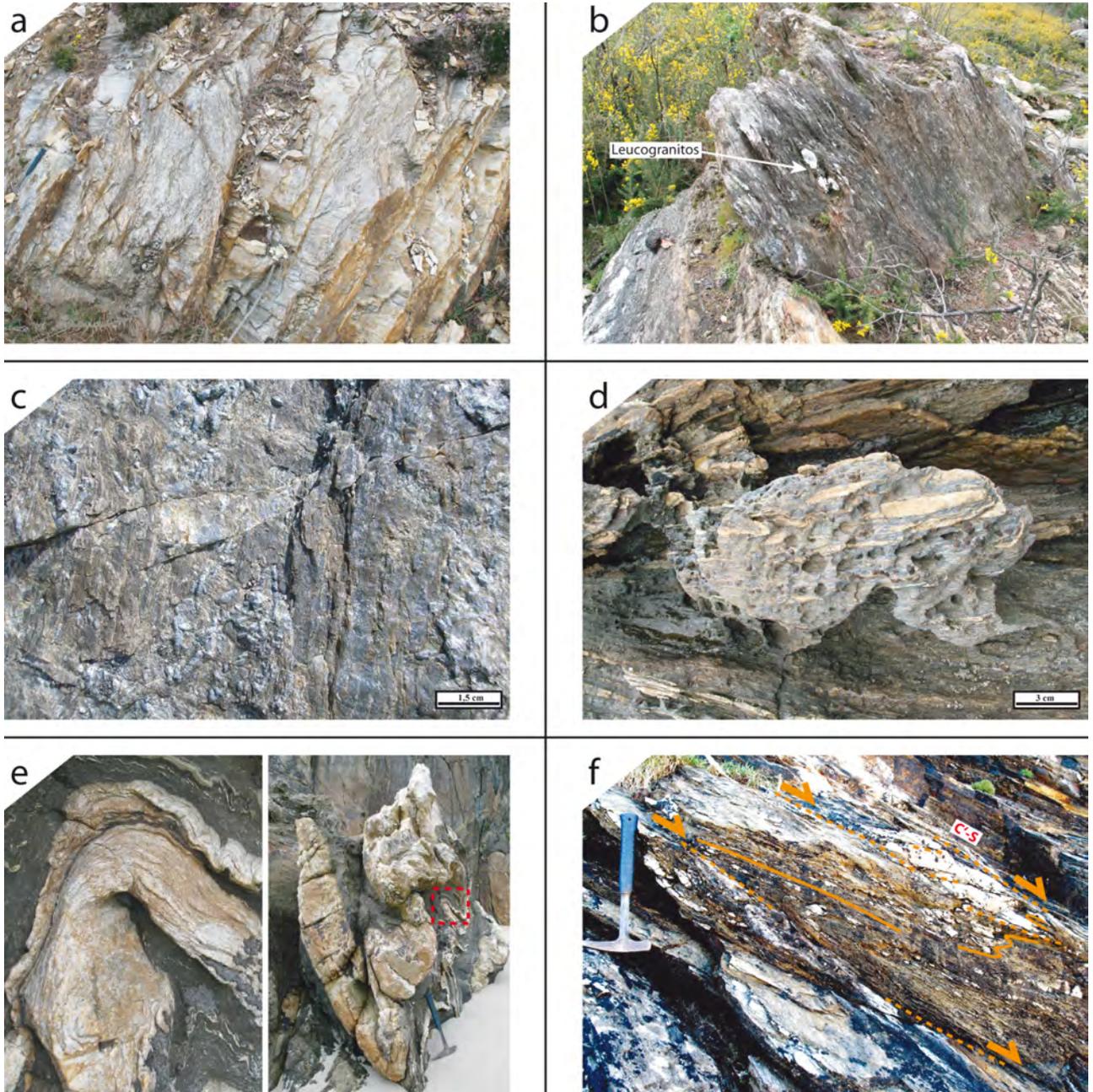


Lámina 3.13- Metasedimentos del autóctono relativo. (a) Banco cuarcítico. Obsérvese la fuerte lineación de estiramiento. (b) Aspecto de campo de la foliación S_E en los esquistos. El bandeo tectónico está definido por niveles discontinuos lenticulares ricos en cuarzo (morfología σ) embebidos en una matriz micácea con contenidos notables de cuarzo. Incluyen lentes graníticas sigmoidales concordantes con la foliación. (c) Esquistos con andalucita en la Playa de Riás. Véase la lineación de estiramiento marcada por las cintas de cuarzo y la lineación mineral por andalucitas sintectónicas. (d) Esquistos con granate (S_2) y cintas de cuarzo que definen una lineación de crenulación C_3 . Superficie de afloramiento horizontal. (e) Pliegues subverticales (C_3) que doblan a granitoides y pegmatoides previamente deformados (foliación S_E , lineación y *boudinage*). No se ha desarrollado una foliación de plano axial penetrativa. La fotografía de la izquierda es un detalle del sector encuadrado a la derecha. (f) Pliegues tumbados intrafoliares en el tramo superior de las migmatitas paraderivadas asociados con bandas extensionales de bajo ángulo (líneas rojas discontinuas) sincrónicas con su desarrollo. La lineación de estiramiento es casi perpendicular a los ejes de los pliegues. Asociadas a las bandas se forman microestructuras asimétricas coherentes con su sentido de movimiento.

Los leucosomas son de composición granítica, y están compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, más o menos orientados paralelamente a los límites del leucosoma, cuyos límites son subparalelos a la foliación de los melanosomas. El paralelismo se vuelve menos evidente hacia los leucogranitos, donde comienza a aparecer una textura granuda propia de granitoides. La foliación en los melanosomas está definida por sillimanita, minerales opacos, estaurolita, cordierita y biotita. Los leucosomas y melanosomas aparecen igualmente afectados por una crenulación subvertical, que a su vez es levemente doblada por otra subhorizontal en las proximidades a las fracturas (Lám. 3.14c).

3.5.3- *Ortogneises glandulares*

Bajo los metasedimentos hay ortogneises glandulares, cuyos mejores afloramientos se encuentran en el Cabo de San Adrián y en la sección costera del margen S de la Ría de Arousa. Se trata de la unidad que ocupa la posición estructural más baja reconocida en este estudio.

La foliación principal es un bandeo gnéisico definido por la alternancia de niveles micáceos milimétricos compuestos por biotita y mica blanca y una matriz de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con estructura planolinear (Lám. 3.14d). Las glándulas de feldespato superan una talla centimétrica, y la foliación principal no parece llevar asociada una deformación finita especialmente intensa, si se compara con los litotipos ortoderivados de la UMT. No obstante, sectores próximos a sus contactos exhiben un menor tamaño de grano y mayor deformación.

El bandeo gnéisico es afectado por una crenulación subvertical que apenas alcanza a desarrollar una fábrica de plano axial.

Transectando todas esas microestructuras existen bandas de cizalla subverticales (Lám. 3.14e), marcadamente oblicuas a las fábricas tectónicas anteriores (Lám. 3.14f) y abundantes hacia las zonas de contacto, donde existe una disminución del espaciado entre bandas y un aumento en la deformación asociada.

Los ortogneises están afectados por procesos de migmatización incipiente (Lám. 3.15a) que se manifiesta por el desarrollo de texturas fluidales ligadas a su fusión parcial (*Avé Lallemant*, 1965), y la abundancia relativa de granitoides variscos incluidos en ellos (Lám. 3.14e). Localmente existen buenos ejemplos de desarrollo de un bandeo migmatítico.

3.6- Unidades ofiolíticas

Las unidades ofiolíticas ocupan las posiciones intermedias de la pila estructural de los Complejos Alóctonos y representan fragmentos de corteza oceánica transportados sobre el margen continental de Gondwana durante los primeros eventos de acreción (*Arenas et al.*, 1986; *Martínez Catalán et al.*, 1997; *Díaz García et al.*, 1999). Están compuestas por rocas máficas y ultramáficas y cantidades menores de metasedimentos y rocas ígneas félsicas (*Sánchez Martínez*, 2009).

El mapa incluye el límite noroccidental de una de ellas, la unidad de Bazar-Carballo, formada por rocas ultramáficas, anfibolitas y distintos tipos de gabros y metagabros (*Díaz García*, 1990; *Abati*, 2002; *Sánchez Martínez*, 2009). Su base representa el límite superior de la pila tectónica en el área estudiada, y en ella hay numerosos cuerpos métricos a decamétricos de granitoides variscos deformados, con una foliación tectónica subparalela a la de los litotipos básicos, generalmente poco inclinada, y equiparables a los incluidos en las rocas del autóctono relativo de la UMT.

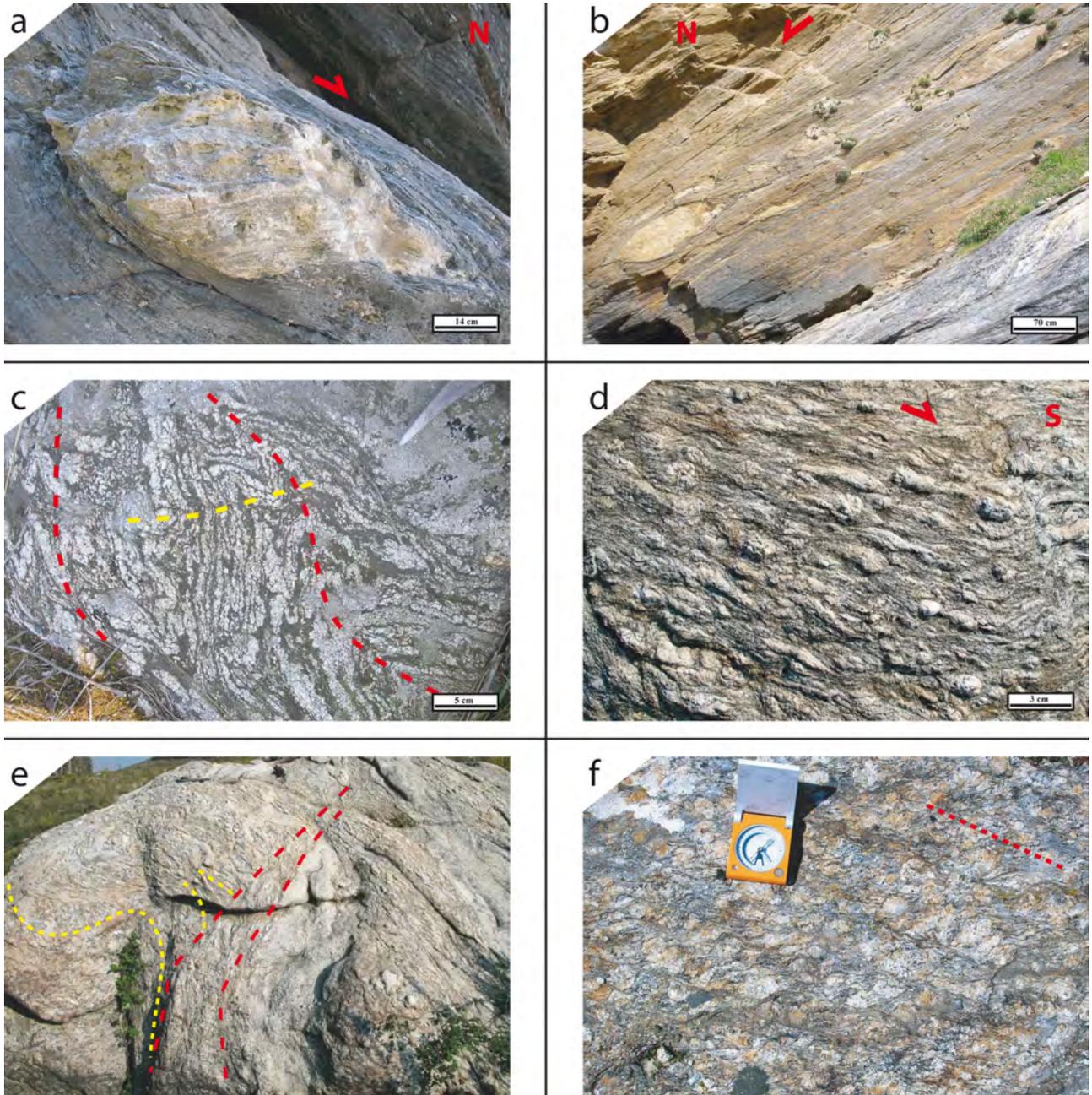


Lámina 3.14- Metasedimentos (a-c) y Ortogneises glandulares (d-f) del autóctono relativo. (a) Morfología sigmoidal de los granitoides sincinemáticos y de su fábrica interna asociada a la foliación extensional (S_E). (b) *Boudins* sigmoidales de granitoides sincinemáticos. Los *boudins* desarrollan una fábrica tectónica interna de tipo S coherente con la fábrica de forma asimétrica. El escalonamiento de los *boudins* indica oblicuidad entre los granitoides y el plano principal de aplastamiento asociado a la fábrica extensional S_E . (c) Migmatitas paraderivadas con sillimanita. Los melanosomas y leucosomas están doblados por pliegues verticales (C_3) (traza axial en rojo) retocados por otros subhorizontales (traza axial en amarillo). (d) Aspecto de campo de la foliación principal en los ortogneises glandulares. Estructuras S-C y porfiroclastos con morfología sigmoidal son los indicadores cinemáticos más abundantes. (e) Pliegues verticales (C_3) que doblan a la foliación S_E en los ortogneises (líneas amarillas), cortados por cizallas dúctiles transcurrentes (líneas rojas). Nótese la presencia de cuerpos graníticos irregulares (bandas más claras) subconcordantes con S_E . (f) Foliación principal (S_E) en los ortogneises cortada por bandas extensionales C' subverticales y dexas ($S_{3,2}$) a alto ángulo.

3.7- Granitoides variscos

Los límites de la UMT guardan una estrecha relación con la intrusión de cuerpos ígneos variscos y con el aumento del grado metamórfico de las series encajantes. En esta memoria se

emplea una subdivisión de los granitoides variscos basada en dos tipos de criterios, estructurales y composicionales.

Composicionalmente los granitoides se subdividen en granitos y granodioritas. Estructuralmente se distinguen **Granitoides sincinemáticos** de **Granitoides postcinemáticos** o tardíos, en función del mayor o menor desarrollo de una orientación mineralógica preferente de origen tectónico o incluso del desarrollo de una auténtica foliación.

No se ha realizado un estudio petrográfico ni microestructural detallado, y tan sólo se describirán de forma somera las principales características mineralógicas y microestructurales reconocibles de *visu*.

3.7.1- Granitoides sincinemáticos

Son cuerpos de composición granítica (**Granitos sincinemáticos**) y granodiorítica (**Granodioritas sincinemáticas**) que ocupan casi exclusivamente los límites estructurales laterales e inferiores del sinforme en el que se preserva la UMT y su autóctono relativo.

Los primeros son leucogranitos de dos micas con cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico que afloran a ambos lados de la UMT, y cuya morfología cambia de tabular concordante con la foliación regional cerca de la UMT, a irregular y masiva lejos de sus límites.

En los cuerpos de morfología tabular se reconoce una foliación y/u orientación tectónica de la mineralogía granítica (Lám. 3.15b), cuya penetratividad aumenta hacia los límites con el encajante metamórfico. En las tectofacies más deformadas se distinguen foliación y lineación tectónicas definidas por la orientación y estiramiento de los dominios texturales cuarzofeldespáticos y las micas. Las facies de mayor deformación desarrollan un bandeado gnésico, caracterizado por un mayor tamaño de grano y menor orientación preferente de la mineralogía constituyente respecto de los ortogneises de la UMT.

La fábrica planolinear se encuentra solidariamente crenulada con la foliación principal del encajante (Lám. 3.15c). Por tanto, los granitoides sincinemáticos han desarrollado una fábrica planolinear anterior a la crenulación. Esta última genera una nueva foliación poco penetrativa paralela a los planos axiales subverticales de los pliegues, cuyos ejes muestran un cabeceo moderado. Superpuestas a todas las fábricas descritas existen bandas de cizalla transcurrentes (Lám. 3.15d) distribuidas en dominios, en bandas de deformación locales caracterizadas por una penetratividad variable, que aumenta hacia los límites de la UMT.

La edad de estos granitos puede establecerse de forma relativa, como simultánea a la migmatización del autóctono relativo, y anterior al desarrollo de las grandes estructuras transcurrentes.

Las **Granodioritas sincinemáticas** forman un macizo de morfología laminar irregular que aparece exclusivamente en el borde occidental de la UMT, denominado Granodiorita de Baio-Vigo (*Gallastegui*, 1993) por encontrarse en estas localidades los límites del cuerpo con las propiedades que se enumerarán a continuación.

En él se pueden reconocer distintos dominios según la intensidad de la deformación. Los dominios de bajo grado de deformación preservan una roca con microestructura porfídica de cristales de feldespato potásico con una matriz de plagioclasa, cuarzo y biotita. Estas características se preservan en dominios aislados dentro del macizo granodiorítico, especialmente en su parte septentrional. Los dominios de medio y alto grado de deformación se distribuyen a lo largo de todo el macizo. Las

zonas de alto grado coinciden estructuralmente con los límites del cuerpo, y regionalmente con las zonas de menor anchura cartográfica, lo cual sugiere un modelo de deformación heterogénea y un fuerte control tectónico de la morfología actual, quizás ya desde su emplazamiento (Gallastegui, 1993; Llana-Fúnez, 2001).

La fábrica tectónica deriva de la reorientación y recrystalización total o parcial de la fracción cuarzofeldespática y micácea. Existe una relación directa entre la abundancia de mica blanca y la intensidad de la deformación, lo cual sugiere que ésta deriva esencialmente de la transformación de la mineralogía ígnea, probablemente de los feldespatos y biotita. El feldespato potásico exhibe una textura porfídica, menos acusada cuanto mayor es el grado de deformación. Todos los minerales definen una foliación tectónica subvertical (Lám. 3.15e) y una lineación subhorizontal, que oscila localmente entre leves cabeceos al N y al S. A escala regional, las lineaciones con inmersión al S parecen ser las dominantes (Llana-Fúnez, 2001).

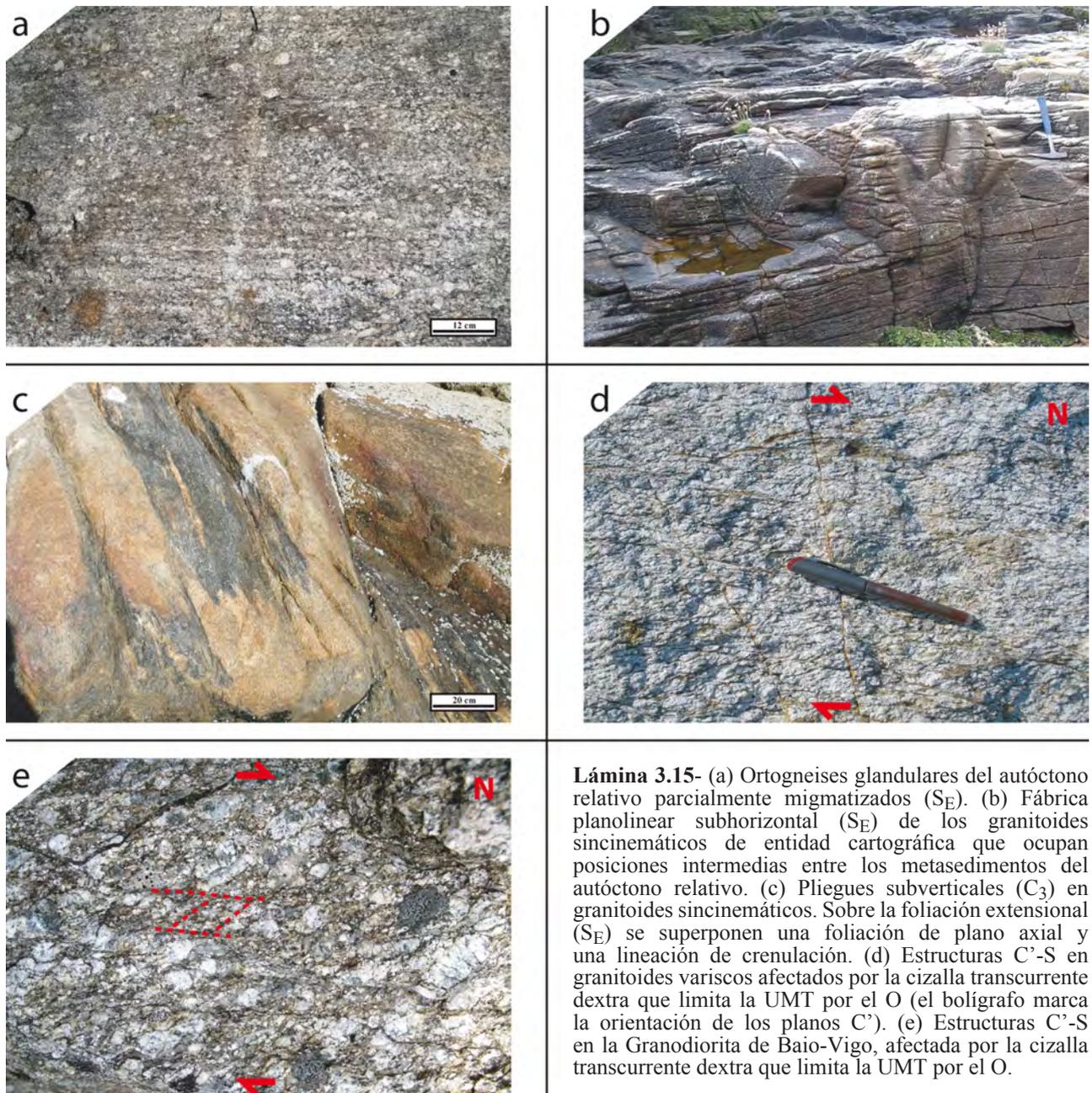


Lámina 3.15- (a) Ortogneises glandulares del autóctono relativo parcialmente migmatizados (S_E). (b) Fábrica planolinear subhorizontal (S_E) de los granitoides sincinemáticos de entidad cartográfica que ocupan posiciones intermedias entre los metasedimentos del autóctono relativo. (c) Pliegues subverticales (C_3) en granitoides sincinemáticos. Sobre la foliación extensional (S_E) se superponen una foliación de plano axial y una lineación de crenulación. (d) Estructuras C'-S en granitoides variscos afectados por la cizalla transcurrente dextra que limita la UMT por el O (el bolígrafo marca la orientación de los planos C'). (e) Estructuras C'-S en la Granodiorita de Baio-Vigo, afectada por la cizalla transcurrente dextra que limita la UMT por el O.

La granodiorita contiene multitud de enclaves, tanto de rocas de la UMT, como de su autóctono relativo, así como enclaves microgranudos cogenéticos (*Arps*, 1970; *Gallastegui*, 1993).

Su morfología de lámina subvertical alargada en dirección N-S indica que su tectonización es al menos sincrónica con el emplazamiento, y puesto que aparece dentro de la cizalla transcurrente dextra que configura el límite occidental de la UMT, su datación podría servir como elemento de datación de la cizalla (edad mínima).

3.7.2- *Granitoides postcinemáticos*

Son plutones de composición granítica y granodiorítica cuyo patrón cartográfico y débil o nula orientación mineralógica evidencia su carácter post-tectónico. Sus contactos cortan los límites cartográficos de todas las unidades. Pueden aparecer en cualquier posición estructural, incluyendo el interior de la UMT, su autóctono y los granitoides sincinemáticos.

Los cuerpos de composición granítica son los plutones de San Mamede y Fragoselo en el tercio meridional (*Floor*, 1966), y los granitos del Confurco (*Fernández García*, 1994), Alto de Banza y La Ruña en el tercio central de la UMT (*Arps*, 1970; *Bellido Mulas et al.*, 1987). La granodiorita de Porriño y la de Caldas de Reis (*Cuesta*, 1991) completan el resto de granitoides tardíos. Su edad relativa de intrusión es posterior a la deformación dúctil registrada en la granodiorita de Baio-Vigo.

Capítulo 4

Análisis microestructural

- Bases del análisis tectonometamórfico
- Análisis y evolución microestructural de la Lámina Inferior
- Análisis y evolución microestructural de la Lámina Superior
- Análisis y evolución microestructural del autóctono relativo
- Lineaciones y caracterización cinemática secuencial
- Evolución tectonometamórfica de las unidades basales en la UMT
- Evolución tectonometamórfica del autóctono relativo
- Integración cronológica de los eventos tectonometamórficos

4.- ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

La UMT ofrece evidencias macroscópicas de una evolución tectonometamórfica polifásica. La preservación de evidencias de deformación y metamorfismo eclogíticos resume en sí misma las pautas de análisis tectonometamórfico de la UMT, extensibles al conjunto de unidades basales de Galicia, pues indica que el estadio eclogítico ha de ser entendido como un relicto preservado durante una evolución exhumativa, que genera la impronta estructural dominante.

La exhumación debe analizarse desde un punto de vista metamórfico, pues las paragénesis han evolucionado a partir de otras de mayor presión; desde un punto de vista microestructural, pues las microestructuras han evolucionado a partir de aquellas generadas con anterioridad; y desde un punto de vista meso- a macroestructural, pues sólo descifrando la secuencia de desarrollo de las estructuras regionales podrán establecerse las pautas relacionadas con cada evento tectónico, incluida la subducción.

Sobre la UMT existen publicaciones que abordan la caracterización petrográfica de prácticamente todas las litologías. Los micaesquistos de la Lámina Superior han sido descritos por *Rodríguez Aller* (2005) y *López Carmona* (2007). Las Anfibolitas de Cambre han sido descritas en detalle por primera vez por *Rodríguez Aller* (2005). La petrografía de los gneises del tercio meridional fue abordada por *Floor* (1966), la del tercio central por *Arps* (1970) y la del septentrional por *Gil Ibarguchi y Ortega Gironés* (1985) y *Rodríguez Aller* (2005). La descripción petrográfica está basada principalmente en estos trabajos.

Sin embargo, los datos petrográficos nunca han sido integrados en un modelo de evolución microestructural común para toda la UMT hasta ahora. Esta es una de las tareas a abordar en el presente capítulo.

4.1- Bases del análisis tectonometamórfico

4.1.1- Aproximación mesoscópica a la evolución tectónica

Los datos mesoestructurales expuestos en el capítulo anterior permiten establecer una cronología relativa de las fases de deformación que afectan a toda la UMT. La primera fase se produjo en condiciones de alta presión, relacionables con un evento de subducción al que se atribuye una deformación heterogénea.

Las fábricas eclogíticas se preservan en forma de relictos minerales, y excepcionalmente litológicos, aislados y envueltos por una foliación regional de carácter exhumativo que se atribuye a la segunda fase de deformación, ampliamente preservada en toda la UMT. Esta fábrica regional

lleva asociada una deformación heterogénea y el desarrollo de pliegues recumbentes en todas las litologías.

La fábrica regional se encuentra doblada definiendo sinformes y antiformes. En los núcleos antiformales aflora el autóctono relativo, en el cual abundan los granitoides de diversa entidad cartográfica. En él, las fábricas tectónicas indican un aumento notable de la temperatura durante su desarrollo respecto de las reconocibles en la UMT y un carácter sincrónico con la generación de fundidos locales. La configuración estructural y el gradiente térmico que representan son producto de una fase de deformación ligada a procesos gravitacionales, que provocaron el colapso extensional del orógeno.

La configuración estructural resultante fue retocada a posteriori por la superposición de un complejo sistema de cizallas transcurrentes.

4.1.2- Bases de nomenclatura microestructural

En esta memoria se empleará una nomenclatura de fases de deformación basada en la propuesta por *Alcock et al.* (2009), que distingue entre fases de deformación **C**ompresivas (C_1 , C_2 , etc.) y fases **E**xtensionales (E_1 , E_2 , etc.). El número de cada fase corresponde al orden de desarrollo relativo dentro de cada estilo de deformación (compresiva o extensional), no al absoluto. En nuestro caso, la secuenciación de fases será **C**ompresiva \rightarrow **C**ompresiva \rightarrow **E**xtensional \rightarrow **C**ompresiva, y por tanto, $C_1 \rightarrow C_2 \rightarrow E_1 \rightarrow C_3$. La nomenclatura de fábricas tectónicas sigue la misma filosofía pero simplificando al máximo. Para las foliaciones y lineaciones de estiramiento relacionadas con las fases compresivas usaremos respectivamente S_1 , S_2 , S_3 y L_1 , L_2 , L_3 , y para la única fase extensional, S_E y L_E . En caso de precisar mayor grado de detalle, se empleará una referencia numérica adicional, como por ejemplo $S_{3,1}$, $S_{3,2}$. Para las lineaciones asociadas a pliegues (de crenulación y de intersección por plegamiento) usaremos indistintamente L_{b1} , L_{b2} , etc.

El esquema utilizado sintetiza la evolución deformativa de las unidades basales y su autóctono relativo (*Martínez Catalán et al.*, 1996). La fase C_1 engloba la deformación registrada durante el evento de alta presión, un proceso subductivo, para el que se asume un carácter compresivo. La fase C_2 representa la deformación exhumativa tangencial relacionada con estructuras compresivas desarrollada a escala cortical (cabalgamientos y pliegues tumbados). La fase E_1 incluye las estructuras de adelgazamiento cortical relacionadas con el colapso extensional del orógeno (despegues extensionales y domos migmatíticos) y la fase C_3 abarca toda la tectónica de desgarre y el replegamiento subvertical asociado.

4.2- Análisis y evolución microestructural de la Lámina Inferior

4.2.1- Esquistos y paragneises con porfiroblastos de albíta

La principal microestructura es una esquistosidad que transita hacia un bandeo gnéisico en función de la mayor proporción de plagioclasa y minerales aluminicos. Se define por la orientación y crecimiento estable de biotita + mica blanca + cuarzo + plagioclasa (albíta) \pm granate \pm ilmenita \pm estaurolita (Lám. 4.1a; Tab. 4.1). La plagioclasa aparece principalmente en forma de blastos con inclusiones orientadas que definen una foliación interna (S_i) (Lám. 4.1b), siendo ésta la primera

fábrica reconocible, aunque es posible encontrar neoblastos sin una textura poiquilítica. La forma de los blastos es esferoidal a elipsoidal, con su eje mayor subparalelo a la envolvente plana de la foliación. En torno a ellos, se desarrollan sombras de presión compuestas por cuarzo, micas y minerales opacos, normalmente dispuestos de forma desorganizada y con mayor tamaño de grano que en la matriz. Los blastos frecuentemente exhiben extinción ondulante, maclas simples y procesos de recrystalización en

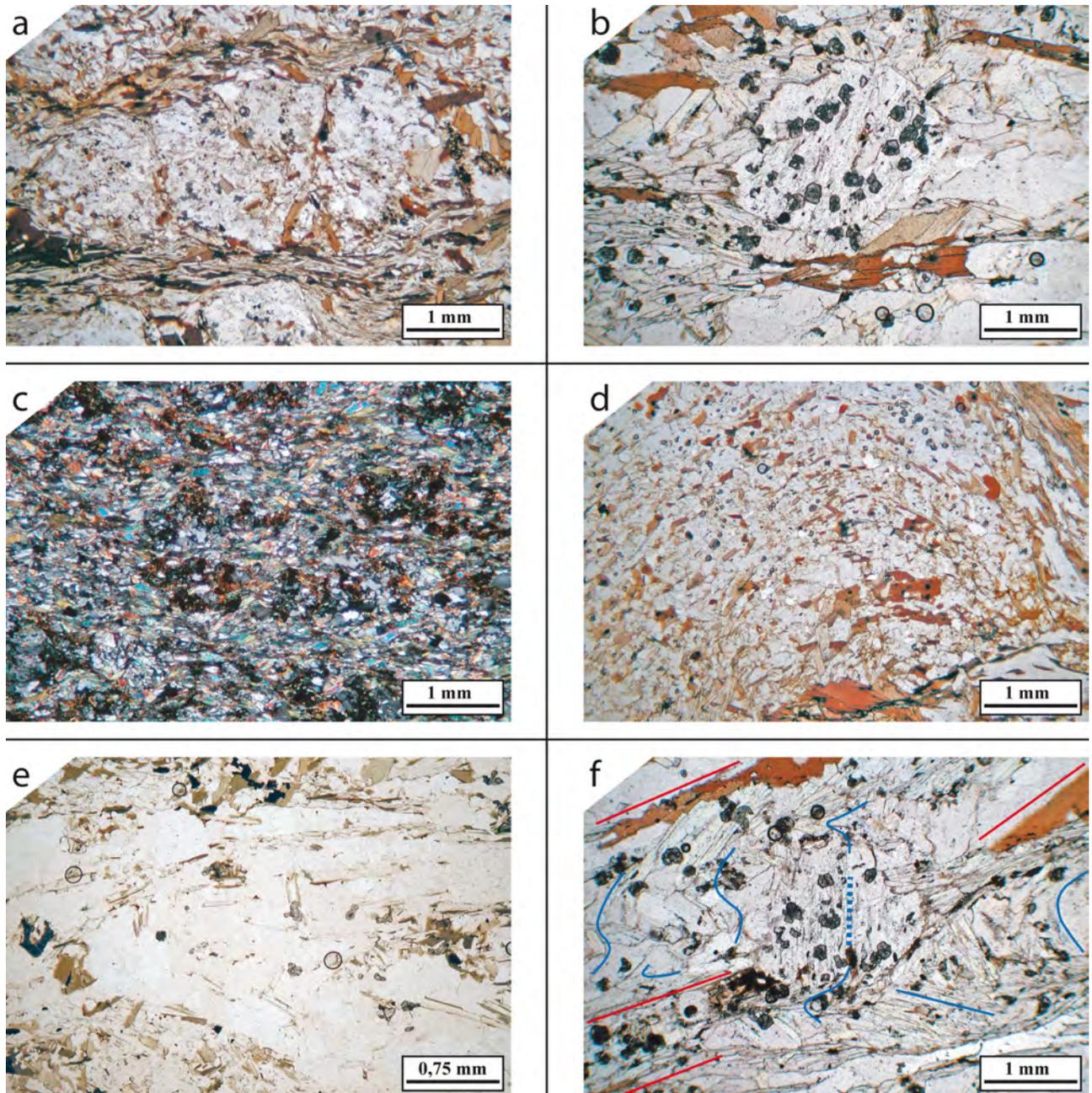


Lámina 4.1- Metasedimentos de la Lámina Inferior. (a) Foliación principal (S_2) en los esquistos con albita. (b) Porfiroblasto de albita con esquistosidad interna (S_1) compuesta por granate + mica blanca + cuarzo + clorita + rutilo \pm epidota. (c) S_2+S_3 en esquistos con albita y granate, parcialmente transformado en biotita + clorita. Las albitas muestran una desestabilización generalizada. (d) Microinclusiones plegadas incluidas en un porfiroblasto de albita. La esquistosidad interna incluye granate, mica blanca, biotita, cuarzo, ilmenita y rutilo. Se trata de una fábrica compuesta (S_1+S_2) equivalente a una S_2 temprana crenulada. (e) Micropliegues tumbados afectando al bandedo tectónico pre- S_2 . La biotita es de crecimiento secundario, alrededor o reemplazando a minerales previos. Los niveles cuarzosos están compuestos por cuarzo + mica blanca + granate (S_1), y los micáceos por mica blanca, biotita y cuarzo (S_1+S_2). (f) Clivaje de crenulación de pliegues tumbados (S_2 temprana) compuesto por cuarzo + biotita + albita + mica blanca (líneas rojas). La foliación crenulada es S_1 (mica blanca + granate + cuarzo + rutilo \pm clorita \pm epidota) preservada tanto en forma de esquistosidad externa definiendo los patrones de crenulación (línea azul continua), como dentro de albitas a modo de esquistosidad interna que aún preserva la continuidad con la fábrica externa (líneas azules discontinuas).

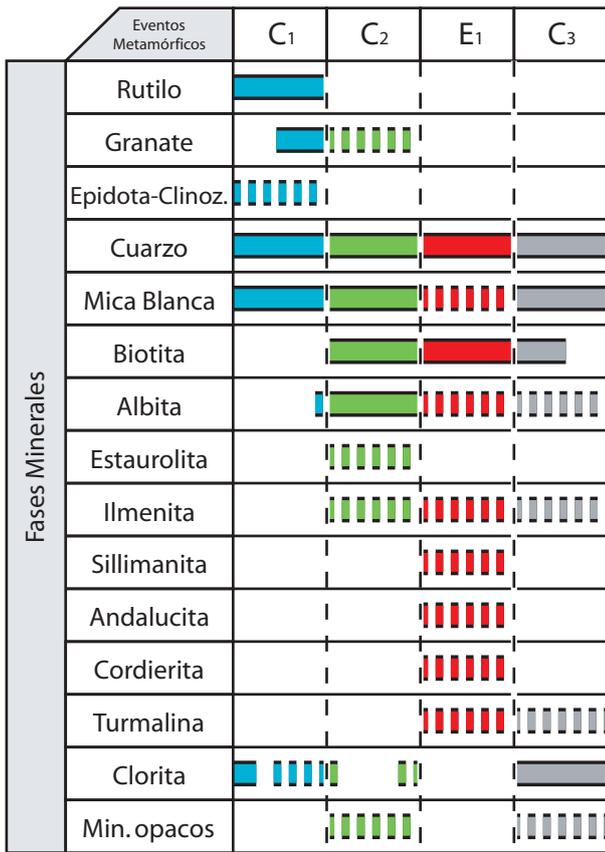


Tabla 4.1- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los esquistos y paragneises con albita. Los trazos discontinuos indican desarrollo local de las fases minerales.

y parcialmente retrogradado a biotita, y ésta a su vez a clorita en las zonas donde S_2 está más evolucionada (Lám. 4.1c). No han podido establecerse las relaciones texturales de la estaurolita ya que sólo se ha observado formando parte de una foliación interna dentro de aluminosilicatos (cordierita y andalucita).

Cuando existen marcadores litológicos, S_2 es una foliación de plano axial de micropliegues tumbados, definidos tanto por microlitones de cuarzo (Lám. 3.3a) como por el bandeo composicional de los metasedimentos (Lám. 3.3b). Donde pueden observarse las relaciones de oblicuidad entre cada flanco de un mismo pliegue y la foliación, éstas indican que S_2 es la foliación de plano axial, y nunca una foliación superpuesta al plegamiento. Este hecho se confirma mediante la refracción del clivaje, visible en zonas de charnela incluso a escala microscópica.

Las condiciones metamórficas del desarrollo de S_2 son difíciles de precisar, pues en litologías paraderivadas de composiciones grauváquicas no cabe esperar un desarrollo de asociaciones minerales índice comparable al de composiciones pelíticas. De hecho, los litotipos más pelíticos muestran preferentemente asociaciones S_2 y S_1 que incluyen granate. El granate _{S_2} se ha considerado como un indicador de grado metamórfico mínimo para S_2 en los metasedimentos, lo que indica condiciones al menos transicionales a facies de las anfibolitas dentro de un contexto de metamorfismo regional (Yardley, 1989). Pero tanto el granate _{S_2} como la plagioclasa y otras micas muestran procesos de transformación incipiente a clorita y micas secundarias en los sectores septentrionales de la UMT, por lo que probablemente el final del desarrollo de esta fábrica allí ocurra dentro de la facies de esquistos verdes. En cuanto a la presión, no puede estimarse, pero gracias al crecimiento en blastos

sus bordes. Pueden acabar desestabilizándose, transformándose en mica blanca y cuarzo, con una extinción en parches, sin que existan variaciones significativas en la textura o fases minerales de la foliación con la que se asocian. Esta observación, confiere al crecimiento de plagioclasa en los metasedimentos un carácter menos prolongado en el tiempo respecto del desarrollo completo de la foliación principal.

La foliación principal es la segunda en términos de orden de desarrollo. Es de carácter exhumativo respecto a la S_1 y se relaciona con estructuras de carácter compresivo, por lo tanto será denominada como S_2 .

En los paragneises, S_2 consiste en bandas de abundancia relativa de micas que alternan con bandas discontinuas de plagioclasa y niveles cuarzosos (Lám. 4.1a). El cuarzo exhibe diferentes texturas de deformación cristaloplástica, que rara vez conducen a una acusada morfología acintada de los cristales. Los procesos de recuperación son frecuentes. Las micas junto con las bandas de cuarzo se anastomosan en torno a los porfiroblastos de plagioclasa y sus colas de presión. El granate tiene morfología subidiomórfica, un tamaño de 1-5 mm y en algunos sectores está fracturado

de la plagioclasa es posible ubicarla en una trayectoria descompresiva desde condiciones de alta presión (Jamieson y O'Beirne-Ryan, 1991).

Los blastos de plagioclasa_{S₂} incluyen pequeños minerales orientados que definen una fábrica previa, que puede presentarse ligeramente microplegada (Lám. 4.1d), oblicua (Lám. 4.1b) o subparalela a S₂. Las dos primeras situaciones pueden indicar que esta foliación es anterior a la principal, o que se trata de la inclusión y rotación de la fábrica principal durante el mismo episodio de deformación progresiva. El tercer caso puede indicar un sobrecrecimiento e inclusión durante un crecimiento sin- a post-S₂, y también que puede tratarse de una fábrica previa.

Una observación detallada de las paragénesis incluidas, completada con observaciones texturales y microestructurales permite diferenciar entre dos asociaciones distintas. La primera, compuesta por cuarzo, mica blanca, biotita, ilmenita y esfena se asocia con blastos de plagioclasa parcialmente desestabilizados, con límites de grano irregulares y en posiciones texturales que sugieren continuidad o leve transposición respecto a S₂. De hecho, la paragénesis es comparable a S₂ y representa una retrogradación de la segunda asociación reconocible. Esta paragénesis está formada por cuarzo, mica blanca, granate, rutilo, clorita y epidota, y suele preservarse en poiquiloblastos de plagioclasa no desestabilizados, con límites más netos que las anteriores y en clara discontinuidad con S₂. Esta última es la verdadera paragénesis estable pre-S₂, o sea, S₁, mientras que la que incluye biotita puede considerarse una fábrica S₂, incipiente pero incluida durante el crecimiento de la plagioclasa, o bien como un producto mimético de retrogradación de una foliación anterior, ya que la biotita incluida en los blastos a menudo aparece asociada a la mica blanca como producto de su desestabilización total o parcial.

Los micropliegues tumbados sin-S₂ (Lám. 4.1e) doblan un bandeado tectónico con niveles cuarzosos con mica blanca y granate y niveles micáceos, en el que las bandas de cuarzo exhiben procesos de recuperación. La biotita no se orienta según directrices estructurales reconocibles ni según un patrón definido, confirmando su crecimiento secundario, tanto alrededor como reemplazando a mica blanca y granate. La mica blanca muestra un aspecto similar al de la incluida en los blastos de plagioclasa, y puede tratarse de la misma fase mineral. El granate tiene un aspecto turbio (¿agujas de rutilo?), y a veces texturas en atolón, fruto de su desestabilización y transformación, principalmente a biotita. Pero en general tiene un aspecto idéntico al de los granates incluidos en la plagioclasa. Este tipo de micropliegues suele aparecer en facies con escasos blastos de plagioclasa. La paragénesis estable de la fábrica crenulada se compone de cuarzo + mica blanca + granate. La ausencia de biotita estable la hace comparable a la esquistosidad interna preservada en la plagioclasa, y las relaciones texturales sitúan su desarrollo en un contexto deformativo equivalente, anterior a S₂. De hecho, donde S₂ está menos evolucionada, es un clivaje de crenulación de S₁ (Lám. 4.1f).

La biotita forma parte de fábricas de plano axial incipientes formadas durante la crenulación de la foliación S₁. Esta relación es extrapolable a los blastos de plagioclasa, en los que parece haber sido fosilizada. Las fábricas microplegadas representan por tanto relictos de una foliación equivalente a la S₁ sin biotita, mientras el microplegamiento es atribuible al desarrollo de S₂.

En la Fig. 4.1 se ha representado la formación de las fábricas incluidas en las plagioclasas y su relación con la foliación principal.

La paragénesis de cuarzo + mica blanca (fengita) + granate ± rutilo ± epidota sin crecimiento estable de biotita (Tab. 4.1) indica condiciones de alta presión y baja a media temperatura en la Lámina Inferior de la UMT (Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985; Llana-Fúnez, 2001; Rodríguez Aller, 2005), en las unidades basales del Complejo de Órdenes (Díaz García, 1990; Arenas et al., 1995; Martínez Catalán et al., 1996), en unidades alóctonas equivalentes en Portugal (Munhá et al., 1984; Schermerhorn y Kotsch, 1984) y en otros cinturones de alta presión del mundo (Higashino,

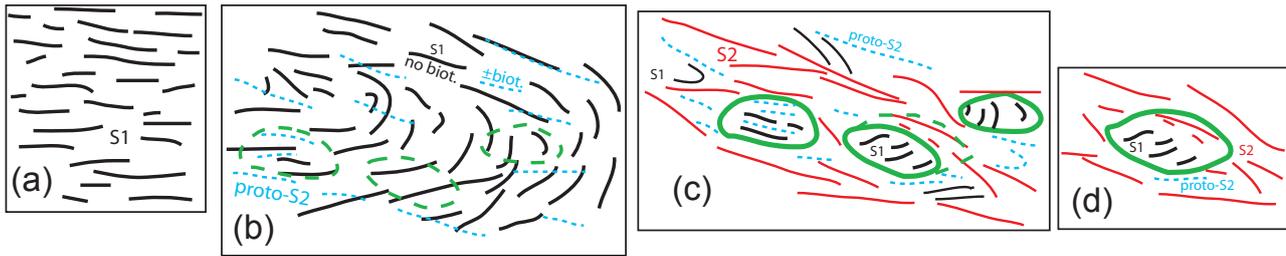


Fig. 4.1- Esquema simplificado de la formación de las diferentes situaciones de inclusión en porfiroblastos de plagioclasa de los metasedimentos de la Lámina Inferior. (a) Desarrollo de una foliación inicial (S_1) relacionada con un evento de alta presión. (b) Crenulación de la fábrica planar inicial (S_1) y desarrollo de una nueva foliación incipiente de plano axial (proto- S_2) durante el comienzo de la exhumación. Esta fábrica probablemente aún refleje condiciones de alta presión, pero evolucionará hacia condiciones de menor presión. Se ha marcado el futuro crecimiento de plagioclasas con trazos verdes discontinuos. (c) Desarrollo generalizado y progresivo de la foliación de plano axial (S_2) a medida que la exhumación progresa hacia niveles corticales menos profundos. La foliación puede albergar relictos microcrenulados de las fábricas anteriores dentro de porfiroblastos contemporáneos o bien en microdominios aislados. (d) La continuidad en el proceso de exhumación puede facilitar el crecimiento continuado de porfiroblastos de plagioclasa que incluyan a la propia foliación S_2 .

1990; Otsuki y Banno, 1990; Takasu y Dallmeyer, 1990). El granate en atolón representa un efecto puntual de la retrogradación desde estas condiciones hasta otras de menor presión (Van der Wegen, 1978). Por ser la primera fábrica reconocible será denominada S_1 .

La asociación con biotita incluida en los porfidoblastos debe representar un estadio de evolución exhumativa inicial, quizás aún en condiciones de relativa alta presión, ya que en rocas pelíticas también puede desarrollarse biotita en condiciones de alta presión y baja a media temperatura (Sisson *et al.*, 1997). Las observaciones permiten interpretar la formación de la fábrica principal S_2 como un proceso que engloba varias generaciones de fábricas planares superpuestas o, lo que es equivalente, un proceso dilatado de evolución de una misma fábrica hasta alcanzar su configuración final.

En sectores próximos a granitoides variscos, existe una facies de paragneises con albíta que contiene porfiroblastos post-cinemáticos de cordierita (“Gneises con cordierita de Las Pereiras” de Floor, 1966) que engloban a todas las microestructuras descritas y se asocian con microcrenulaciones que afectan localmente a la foliación regional S_2 (Lám. 4.2a). Esta facies contiene además cantidades menores de andalucita y ocasionalmente sillimanita (Tab. 4.1). En continuidad espacial existen gneises de alto grado con andalucita y sillimanita asociados a diques cuarzodioríticos no deformados en el entorno del domo de Lonsa, al E de la ciudad de Vigo (Floor, 1966). Las fases alumínicas de todos estos gneises indican un metamorfismo de alta temperatura y baja presión. Con frecuencia aparecen orientadas según S_2 e incluyen toda o parte de su paragénesis característica.

Desde el borde N de la Ría de Vigo hasta el borde S del macizo granítico del Confurco (S de Noia) los esquistos y paragneises de la UMT contienen de forma dispersa porfiroblastos sincinemáticos de andalucita, más abundantes cuanto mayor es la abundancia de leucogranitos sincinemáticos intruidos. Esta facies puede estar afectada por una crenulación subvertical, de hecho un bandeado tectónico, en el que biotita, mica blanca, cuarzo, andalucita, minerales opacos, plagioclasa y ocasionalmente sillimanita se orientan paralelamente al plano axial de los pliegues (C_3). La andalucita desarrolla sombras de presión en las que crece biotita, mica blanca y cuarzo. La plagioclasa albítica muestra síntomas de desestabilización y puede estar englobada junto con las fábricas S_1 y S_2 dentro de los porfiroblastos de andalucita. La paragénesis sincrónica con el desarrollo de foliación con andalucita contiene al menos biotita, mica blanca, cuarzo y a veces sillimanita (Lám. 4.2b; Tab. 4.1). El resto de las fases pueden ser heredadas, además de algunas biotitas y cuarzo de la fábrica S_2 , que se preservan como microinclusiones.

Por tanto, la foliación con andalucita es una fábrica post- S_2 y pre- C_3 , que denominaremos S_E .

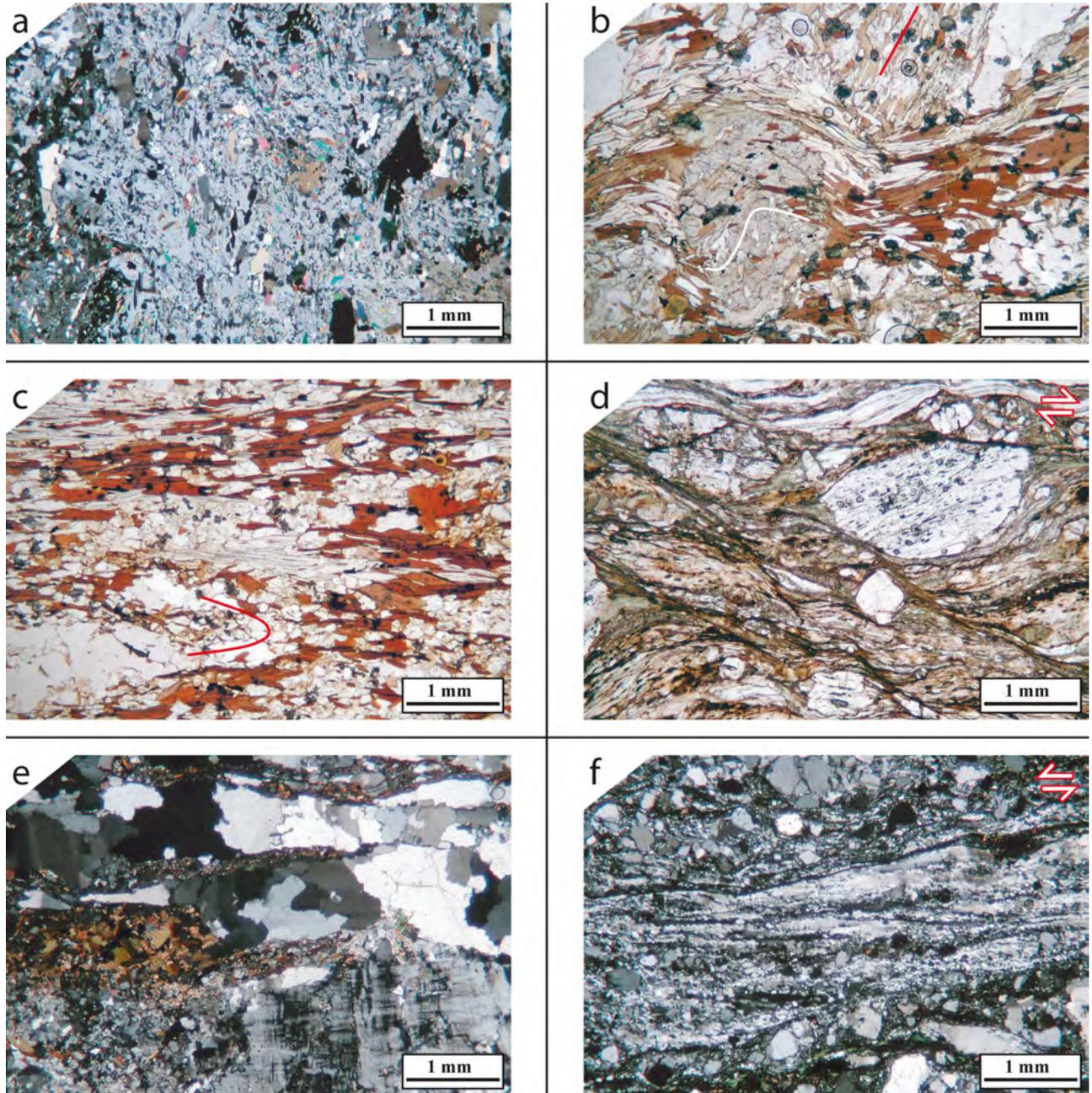


Lámina 4.2- Metasedimentos de la Lámina Inferior (a-d) y Ortogneises graníticos (e-f). (a) Paragneises con blastos de cordierita que incluyen una S_2 previamente crenulada. (b) Esquistos albiticos con andalucita. La foliación principal S_2 (cuarzo + biotita + andalucita + mica blanca) traspone a S_2 (cuarzo + biotita + mica blanca + albita), que aún preserva relictos microestructurales de una fábrica compuesta S_1+S_2 en la albita (línea roja). En el interior de la andalucita se preservan relictos de S_2 que demuestran su carácter sincinemático (línea blanca). (c) Foliación de plano axial $S_{3.1}$. La crenulación se distingue a partir de la distribución de biotita y el plegamiento de microlitones de cuarzo de S_2 (línea roja). (d) Bandas extensionales C' subverticales $S_{3.2}$ afectando a S_2 . Nótese la cloritización generalizada y la deformación del cuarzo. (e) Bandeado gnéisico S_2 . (f) Bandas de cizalla miloníticas $S_{3.2}$. Nótese la cloritización generalizada y la fuerte deformación del cuarzo.

Las condiciones deducibles son de baja presión y alta temperatura, comparables a las de los gneises de alto grado del domo de Lonsa.

Los esquistos y paragneises desarrollan una crenulación de plano axial subvertical y ejes subhorizontales a lo largo de toda la UMT y el borde NO del Complejo de Órdenes, especialmente intensa en los sectores de menor anchura cartográfica de las unidades basales. Para esta crenulación pueden reconocerse varios estadios en función del grado de desarrollo y penetratividad. Hay

crenulaciones sin una foliación tectónica desarrollada, y otras con desarrollo incipiente de una fábrica planar, a partir de la reorientación de plagioclasa, mica blanca y biotita y la cristalización orientada de nueva mica blanca, cuarzo y biotita (Lám. 4.2c). Esta fábrica evoluciona hacia un bandeo tectónico que lleva asociada la individualización de niveles cuarzosos y micáceos con biotita mica blanca y cantidades menores de clorita, generalmente como producto de retrogradación de la biotita. En las bandas cuarzosas se preservan arcos poligonales que representan los pliegues formados al principio. Afecta tanto a S_2 como a S_E y es sincrónica con el desarrollo de estructuras de carácter compresivo durante C_3 . Es la primera de las fábricas atribuibles a C_3 y por lo tanto la denominaremos $S_{3,1}$. Su paragénesis estable, compuesta por cuarzo + biotita + mica blanca \pm clorita? \pm minerales opacos (Tab. 4.1), indica condiciones de facies esquistos verdes, por encima de la isograda de la biotita.

Las crenulaciones son cortadas por bandas extensionales subverticales discretas (Lám. 4.2d) que cloritizan casi todas las fases micáceas y sericitizan las fases aluminicas y feldespáticas previas. Estas bandas también transectan al resto de las fábricas descritas. Generalmente van acompañadas de segregados acintados de cuarzo y de acumulación de minerales opacos en las zonas de mayor deformación. Destacan por su marcado carácter oblicuo respecto de los principales patrones estructurales. Donde la densidad de bandas es mayor se aprecia una abundancia relativa de clorita y de procesos de desestabilización en el resto de fábricas anteriores. Se trata de las últimas manifestaciones de deformación dúctil asociadas a C_3 , que denominaremos $S_{3,2}$. No se ha encontrado biotita estable asociada a esta fábrica, y la abundancia relativa de clorita hace suponer que se desarrolló bajo una temperatura menor, dentro de la isograda de la clorita.

4.2.2- Ortogneises graníticos

La foliación principal de los **Ortogneises graníticos** es un bandeo gnéisico (Lám. 4.2e) definido por la orientación preferente de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y cantidades menores de anfíbol verde, epidota, granate, mica blanca, esfena, clorita, rutilo, minerales opacos, allanita, circón y apatito.

El cuarzo aparece formando lentes alargadas de escasa continuidad lateral, con límites irregulares, y paralelas a la foliación. Las microestructuras denotan la participación de diferentes mecanismos de deformación cristaloplástica, desde el desarrollo de bandas de deformación y subgranos, recristalización dinámica, desarrollo de *ribbons*, hasta finalmente recristalización estática. Paralelamente a las lentes de cuarzo se disponen porfiroclastos de feldespato potásico de hasta 4 cm, que incluyen pertitas, mirmequitas, maclas simples y enrejado y extinción ondulante. La recristalización y fragmentación son tanto más avanzadas cuanto menor es el porfiroclasto, y producen una textura granoblástica acompañada de extinción en parches y reducción heterogénea de tamaño de grano. La plagioclasa se forma preferentemente a lo largo de los límites de los nuevos granos, completando una estructura en manto en torno a los clastos originales. Agregados policristalinos de plagioclasa, paralelos a la foliación, deben representar antiguos monocristales, probablemente de origen ígneo. Esta fase aparece también como neoblastos aislados que incluyen biotita, cuarzo y ocasionalmente mica blanca y granate. Donde la recristalización y reducción de tamaño de grano es más efectiva en los feldespatos, sus bordes, colas de presión y los límites entre nuevos clastos, se concentran agregados de micas, cuarzo y opacos que derivan de su transformación.

Las fases minoritarias se disponen en agregados irregulares y lenticulares subparalelos a la foliación y normalmente asociadas a biotita, que es el componente mayoritario de las lentes. Los accesorios pueden ocupar posiciones texturales desvinculadas de la biotita, pero forman con ella los agregados melanocráticos que definen la lineación principal junto con el estiramiento de los minerales

Eventos Metamórficos		C ₁	C ₂	C ₃
Fases Minerales	Rutilo	? [barra azul]	[barra azul] ?	
	Granate	? [barra azul]	[barra azul] [barra verde] ?	
	Mica Blanca	? [barra azul]	[barra azul] [barra verde]	[barra gris]
	Cuarzo	? [barra azul]	[barra azul] [barra verde]	[barra gris]
	Epidota (Zoi-Clinoz)	? [barra azul]	[barra azul] [barra verde] ?	
	Biotita		[barra verde]	[barra gris]
	Feldespato K		[barra verde]	[barra gris]
	Plagioclasa		[barra verde]	[barra gris]
	Ilmenita		[barra verde]	[barra gris] ?
	Allanita		[barra verde]	[barra gris]
	Titanita		[barra verde]	[barra gris]
	Clorita		[barra verde]	[barra gris]

Tabla 4.2.- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los Ortogneises graníticos.

de la fracción cuarzofeldespática. Estos agregados representan dominios máficos de origen ígneo. Las lentes más ricas en biotita probablemente representen cristales ígneos fuertemente modificados. Localmente existe un crecimiento desorganizado de biotita a partir de las biotitas que definen la foliación principal y un reemplazamiento mimético de mica blanca por biotita y viceversa. Estas transformaciones ocurren donde mayor recristalización estática del cuarzo y sericitización de los feldespatos se observa, y se relaciona con procesos posteriores al desarrollo de la foliación. En cambio, la asociación orientada puede considerarse una paragénesis mineral estable que marca las condiciones metamórficas de desarrollo de la foliación.

La foliación principal aparece en continuidad con la foliación S_2 de los metasedimentos, y representa su equivalente microestructural (Tab. 4.2). A menudo incluye *boudins* de retroeclogitas o anfibolitas con porfiroblastos de plagioclasa, por lo que se considera en facies de las anfibolitas, aunque pueden preservarse relictos minerales de una evolución metamórfica anterior (granate, mica blanca fengítica y epidota).

Donde la deformación y crenulación C_3 son más intensas, se desarrolla una foliación de plano axial definida por las mismas fases minerales que conforman S_2 . Esta nueva fábrica, equivalente a la $S_{3,1}$ de los esquistos y paragneises, supone una reducción de tamaño de grano de toda la fracción cuarzofeldespática y la intensificación de los procesos de recristalización, así como su transformación a lo largo de los bordes y zonas de concentración de esfuerzos en asociaciones de bajo grado. Destacan la sericitización y saussuritización de los feldespatos y la transformación de biotita en clorita o bien en biotita de baja temperatura, de tono verdoso y empobrecida en titanio, paralela a la nueva foliación de plano axial. Toda la mineralogía mayoritaria exhibe una leve extinción ondulante, incluidos los cristales de cuarzo que muestran síntomas de recuperación al final del desarrollo de S_2 .

Una última foliación desarrollada en niveles discretos, $S_{3,2}$, destruye y transforma las fábricas anteriores en una foliación milonítica a ultramilonítica con *ribbons* de cuarzo de espesor milimétrico y longitud decimétrica, en la que se agudiza el estiramiento de todos los microdominios lenticulares previos (Lám. 4.2f). La reducción de tamaño de grano se distribuye en bandas de cizalla subverticales que producen un reemplazamiento generalizado de la biotita y la mica blanca por clorita o biotita de baja temperatura.

Los ortogneises graníticos descritos representan los términos con menor deformación pre- C_3 , pero existe toda una serie de tectofacies transicionales con características intermedias entre éstos y los que se describen a continuación, los **Ortogneises graníticos miloníticos**. Se caracterizan por la ausencia o escasez de biotita y la abundancia de mica blanca, epidota y granate, todos ellos dispuestos paralelamente en una fábrica milonítica a ultramilonítica formada por niveles tabulares a lenticulares de cuarzo, bandas y lentes micáceas y agregados y bandas granoblásticas de feldespato en los que aún se reconocen restos de porfiroclastos ígneos (Lám. 4.3a).

Las texturas del cuarzo evidencian procesos de deformación cristaloplástica hasta el desarrollo de *ribbons*. Sus bandas contornean a los minerales o agregados que destacan dentro de la foliación milonítica. Donde se preserva, el feldespato potásico ocupa los núcleos de porfiroclastos aplastados

y estirados, y multitud de fragmentos que los rodean. Muestra frecuente maclado, extinción oblicua y en parches, procesos de fragmentación, y se asocia con plagioclasa que deriva de su desestabilización. Para ambos feldespatos, recristalización y fragmentación quedan marcadas por la formación de estelas de nuevos feldespatos, mica blanca, cuarzo y clorita que crecen a sus expensas. Pueden encontrarse pequeños neoblastos de plagioclasa que incluyen granate, mica blanca, cuarzo y epidota (Lám. 4.3b).

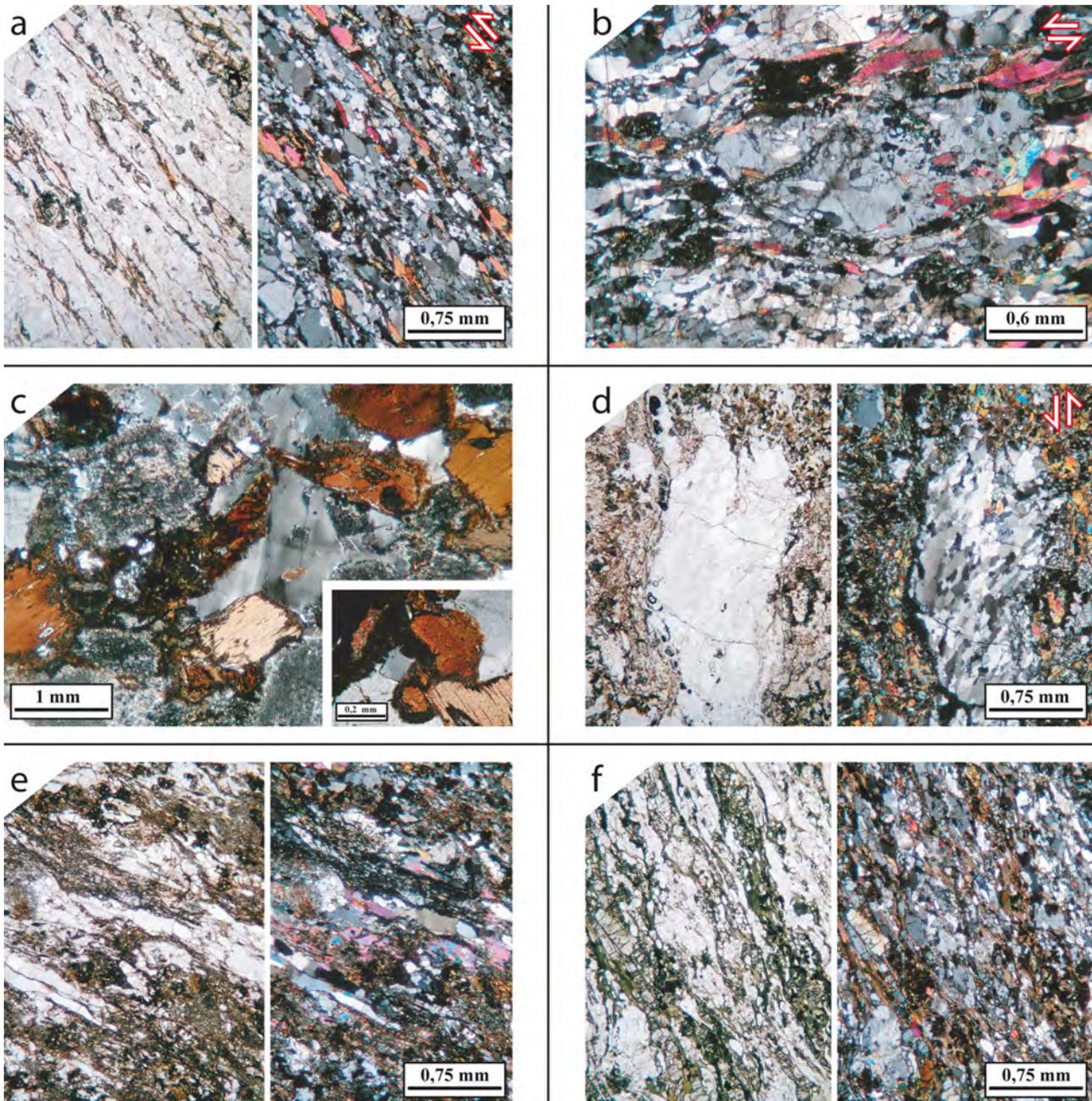


Lámina 4.3- (a) Folioación S_2 en los ortogneises graníticos miloníticos. Las bandas micáceas definen planos C respecto de otras micas y cristales de cuarzo y feldespato dispuestos entre ellas, que definen planos S. (b) Porfiroblasto sigmoidal de plagioclasa en ortogneises graníticos miloníticos que incluye parte de la foliación S_2 (granate + mica blanca + epidota + cuarzo). (c) Metagranodiorita con pseudomorfos de plagioclasa (agregados turbios entre el cuarzo y biotita) y coronas de granate dispuestas en torno a la biotita ígnea (detalle en la esquina inferior derecha). (d) Folioación S_2 en los ortogneises granodioríticos. Véase la textura coronítica de algunos granates dispuestos en torno a un agregado de mica blanca derivado de la transformación de biotita ígnea, y la foliación oblicua en las cintas de cuarzo. (e) Folioación S_2 en los ortogneises granodioríticos miloníticos. El microplegamiento es reconocible a partir de las cintas de cuarzo y los agregados melanocráticos. (f) Folioación S_2 con clorita en los ortogneises granodioríticos. Representa los últimos estadios de evolución de S_2 , en los que la mineralogía índice (granate, mica blanca y epidota) se transforman parcialmente en clorita. Fotos con luz natural a la izquierda y con luz polarizada a la derecha.

En la foliación principal, la mica blanca se dispone paralelamente a los dominios cuarzofeldespáticos, y aparece como neoblastos fácilmente identificables por su mayor tamaño. Suele tener extinción ondulante y transformación de sus bordes a nueva mica blanca de menor tamaño y a clorita. A veces aparece en forma de *mica-fish* y es común observar la disgregación de antiguos cristales por deslizamiento intracristalino de sus planos basales. Se asocia espacialmente con minerales del grupo de la epidota y con granate. Este último a menudo exhibe una desestabilización de su núcleo a clorita y biotita, que también puede aparecer formando parte de la foliación. La epidota, por su parte, puede aparecer fragmentada y estirada, estando sus estelas de desplazamiento marcadas por el crecimiento de clorita, al igual que en el caso de disgregación de la mica blanca. También se han observado procesos de desestabilización de sus núcleos, creciendo en ellos cuarzo y clorita.

Este tipo de gneises representan una tectofacies en la que la reducción de tamaño de grano ha sido mucho más efectiva respecto a los ortogneises, y en la que la mineralogía ígnea original ha sido mayoritariamente reemplazada por la mineralogía estable durante el proceso de milonitización. A veces incluyen anfibolitas y/o retroeclogitas, y su foliación está en continuidad con la S_2 del resto de litologías. Sin embargo, las observaciones no apoyan un grado metamórfico en facies anfibolitas para la fábrica milonítica. Si bien parte de su evolución metamórfica debió transcurrir a lo largo del campo de estabilidad de esta facies, la foliación actual representa un retrabajado final en facies de los esquistos verdes de una fábrica, ya milonítica, anterior.

Las microestructuras C_3 son similares a las descritas para las tectofacies menos deformadas.

Las diferencias en la intensidad de deformación de los ortogneises graníticos coinciden con diferencias mineralógicas significativas. Las facies menos deformadas contienen abundante biotita, de la cual a veces se preservan relictos ígneos, y cantidades accesorias de mica blanca, epidota, granate y rutilo/ilmenita. Por el contrario, las facies miloníticas apenas contienen biotita, y en su posición textural aparece mica blanca, epidota, granate y rutilo/ilmenita. *Rodríguez Aller (2005)* identificó una serie de reacciones metamórficas que ponen de manifiesto la relación entre la desestabilización y reemplazamiento de biotita ígnea por granate coronítico, fengita, epidota y rutilo y condiciones metamórficas de alta presión. Esta mineralogía se registra en las facies miloníticas, desarrolladas en zonas de cizalla donde la deformación y circulación de fluidos son más intensas.

La paragénesis de granate + mica blanca + epidota + rutilo será considerada como parte de una S_2 inicial para estos gneises (Tab. 4.2). Destaca su similitud con la paragénesis S_1 descrita para los metasedimentos de la Lámina Inferior, lo cual resulta esperable, ya que un granito calcoalcalino es similar a una roca grauváquica en términos composicionales. Pero la foliación principal que hoy en día se observa no representa una fábrica eclogítica preservada, ya que la recrystalización de algunas micas blancas, granates, feldespatos y epidotas, su reemplazamiento parcial por clorita y biotita, el crecimiento blastésico de plagioclasa incluyendo la terna granate-epidota-mica blanca, y la continuidad estructural con fábricas en facies anfibolitas de otros litotipos sugieren considerarla una foliación distinta, una S_2 más evolucionada, que preserva una mineralogía índice anterior orientada según la fábrica tectónica final.

4.2.3- Ortogneises granodioríticos

Los **Ortogneises granodioríticos** incluyen metagranodioritas sin apenas deformación y gneises que desarrollan una foliación tectónica. Las metagranodioritas son rocas que preservan una estructura ígnea hipidiomórfica inequigranular en la que destacan pseudomorfo de plagioclasa junto con biotita de origen ígneo. La biotita tiene una intensa coloración rojiza y marcada extinción

ondulante. En torno a ella crecen coronas de granate que marcan el comienzo de su desestabilización. El cuarzo se dispone en los intersticios y muestra desde una extinción ondulante hasta la generación de subgranos y granos nuevos. Completando la mineralogía ígnea hay cantidades menores de feldespato potásico, allanita, minerales opacos, mica blanca, circón, turmalina y monacita. El feldespato potásico presenta maclas de deformación y extinción ondulante, y desarrolla procesos de recristalización y transformación a plagioclasa y micas que conforman estructuras en manto muy poco desarrolladas. Los pseudomorfos de plagioclasa están compuestos por zoisita/clinozoisita, fengita, jadeita (*Gil Ibarguchi, 1995*) y un agregado granoblástico de plagioclasa (Lám. 4.3c).

En los ortogneises la foliación es un bandeado definido por el estiramiento y paralelización de los cristales y bandas de cuarzo, el estiramiento de los pseudomorfos de plagioclasa, y por la reorientación, deformación interna y recristalización de la biotita ígnea (Lám. 4.3d), que puede estar rodeada de granate en coronas o reemplazada por agregados de fengita, epidota y minerales opacos. En el cuarzo se preserva un amplio abanico de texturas, que incluyen en último lugar la generación de cristales con morfología acintada. Puede presentarse tanto en cristales aislados como en bandas que se adaptan a los contornos de los pseudomorfos y fenocristales. En los pseudomorfos de plagioclasa, la mica blanca muestra síntomas de deformación interna y el agregado granoblástico un tamaño de grano menor. El feldespato potásico preserva un hábito prismático, aunque se deforma acomodándose a la foliación principal a través de un flujo cataclástico. Desarrolla una reducción de tamaño de grano, maclas en enrejado, mirmequitas, nucleación heterogénea, extinción en parches, recristalización de sus bordes, y una transformación parcial en plagioclasa a lo largo de los contornos de los cristales. El resto de la mineralogía ígnea se orienta groseramente según la foliación principal.

En los **Ortogneises granodioríticos miloníticos** se desarrolla un bandeado tectónico muy marcado acompañado de la fuerte transformación o destrucción de prácticamente todas las evidencias microestructurales de su protolito ígneo. Como en los ortogneises graníticos, existe una gradación de términos entre las tectofacies. La fábrica planar principal es una foliación de crenulación de una anterior de carácter milonítico (Lám. 4.3e). Se define por la orientación de bandas milimétricas con plagioclasa y cuarzo, bandas monominerálicas de cuarzo y agregados lenticulares de marcada continuidad lateral compuestos por mica blanca, zoisita/clinozoisita, granate y plagioclasa (Lám. 4.3e). También existen agregados subparalelos con esfena, circón, rutilo, ilmenita, apatito y allanita que pueden aparecer en diferentes grados de combinación con el resto de minerales citados. Destaca de nuevo la marcada escasez de biotita en estas variedades miloníticas.

El cuarzo exhibe todo tipo de estructuras de deformación cristaloplástica, dominando entre ellas la generación de *ribbons* y los procesos de recuperación. La plagioclasa forma junto al cuarzo agregados elipsoidales compuestos por granos con extinción ondulante, maclas de deformación, límites difusos y bordes parcialmente transformados en mica blanca, cuarzo y clorita. Ocasionalmente se puede observar un crecimiento de blastos de plagioclasa, que propicia la inclusión de pequeños cristales, a veces orientados, de clinozoisita, granate y mica blanca. Apenas se han encontrado restos de feldespato potásico en las facies miloníticas más evolucionadas, lo cual marca el final de su transformación a plagioclasa, que, como en otros casos, está íntimamente ligada al desarrollo de la foliación. En torno a la mica blanca crecen pequeños cristales de biotita y nueva mica blanca, pero sobre todo de clorita (Lám. 4.3f). El granate, generalmente idiomórfico, y los minerales del grupo de la epidota aparecen normalmente fracturados y con sus núcleos desestabilizados (texturas en atolón). En ellos, clorita, cuarzo y biotita aparecen como fases más frecuentes, especialmente la primera.

Para ambas tectofacies, las microestructuras C_3 son similares a las descritas para los Ortogneises graníticos. La crenulación, junto con la paralelización generalizada a los planos axiales del microplegamiento representan las fábricas $S_{3,1}$. De igual modo, la cloritización preferencial a lo largo de bandas C' subverticales representa las fábricas $S_{3,2}$.

La evolución es equivalente a la de los Ortogneises graníticos. La deformación en condiciones de alta presión ha transformado muy eficazmente la mineralogía ígnea previa en zonas de cizalla discretas, a la vez que se desarrolló una fábrica tectónica más penetrativa (Tab. 4.3). Esta deformación produjo una reducción de tamaño de grano generalizada, la transformación completa de la biotita ígnea en granate + mica blanca + rutilo y una distorsión y transformación de la plagioclasa ígnea y plagioclasa metamórfica en mica blanca + zoisita + plagioclasa ± jadeita?.

Por similitud con los ortogneises graníticos, la foliación principal reconocible actualmente en los sectores no afectados por C₃ debe representar una S₂ exhumativa, la cual evolucionó hasta condiciones de facies de esquistos verdes retrabajando levemente una fábrica milonítica. También por analogía, la inclusión de boudines de anfibolitas envueltos en su foliación sugiere una trayectoria anterior a través de facies anfibolitas.

4.2.4- Ortogneises eclogíticos

Su fábrica es un bandeo tectónico milimétrico que se distribuye de forma generalizada, aunque el desarrollo de bandas composicionales es limitado. Ambas características confieren a estas rocas un aspecto homogéneo. Los dominios melanocráticos están interconectados irregularmente, tienen textura nematolepidoblástica, y están compuestos por una paragénesis estable con onfacita, granate, cuarzo, zoisita, mica blanca, rutilo y cantidades accesorias de circón, apatito y distena, que alternan con bandas cuarzosas de poca continuidad lateral con morfología irregular a sigmoidal que incluyen cantidades menores de mica blanca, granate y zoisita (Lám. 4.4a).

En las bandas, el cuarzo exhibe extinción ondulante, generación de subgranos y formación de nuevos granos. Los procesos de recuperación son escasos. La onfacita exhibe un hábito prismático y puede incluir granates limpios e idiomorfos. La mica blanca se dispone paralelamente a las bandas de cuarzo y a los prismas de onfacita y no suele formar bandas continuas. Puede incluir pequeños cristales de cuarzo, granate y rutilo. La zoisita tiene un hábito prismático, puede incluir granate, cuarzo y mica blanca y se orienta paralelamente al resto de fases prismáticas y/o planares. El rutilo aparece disperso, a veces en agregados y sin clara orientación preferente. El granate se dispone preferentemente en los dominios melanocráticos, tanto de forma aislada, como formando agregados. Existen dos variedades, granates limpios, idiomorfos y de tamaño relativamente menor, que pueden aparecer incluidos y suelen formar agregados, y granates zonados y de tamaño estadísticamente mayor. El zonado se debe a que esta variedad puede incluir en su núcleo cuarzo, mica blanca, epidota, rutilo, clorita, circón y otras fases no reconocibles con microscopía convencional (Lám. 4.4b). En algunas de las inclusiones puede observarse una orientación preferente discordante con la foliación externa, indicando que se trata de una fábrica tectónica relictas, compuesta por clorita + cuarzo + mica blanca + epidota, en la que el tamaño de sus minerales es significativamente menor al de aquellos que también aparecen en la fábrica externa. La distena tiene microinclusiones desorientadas de onfacita, cuarzo, rutilo y mica blanca.

		Eventos Metamórficos		
		C ₁	C ₂	C ₃
Fases Minerales	Jadeita			
	Rutilo	? ?		
	Granate	? ?		
	Mica Blanca	?		
	Cuarzo	?		
	Epidota (Zoi-Clinoz)	? ?		
	Biotita			
	Feldespato K			
	Plagioclasa			
	Ilmenita			?
	Allanita			
	Titanita			
	Clorita			

Tabla 4.3- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los Ortogneises granodioríticos.

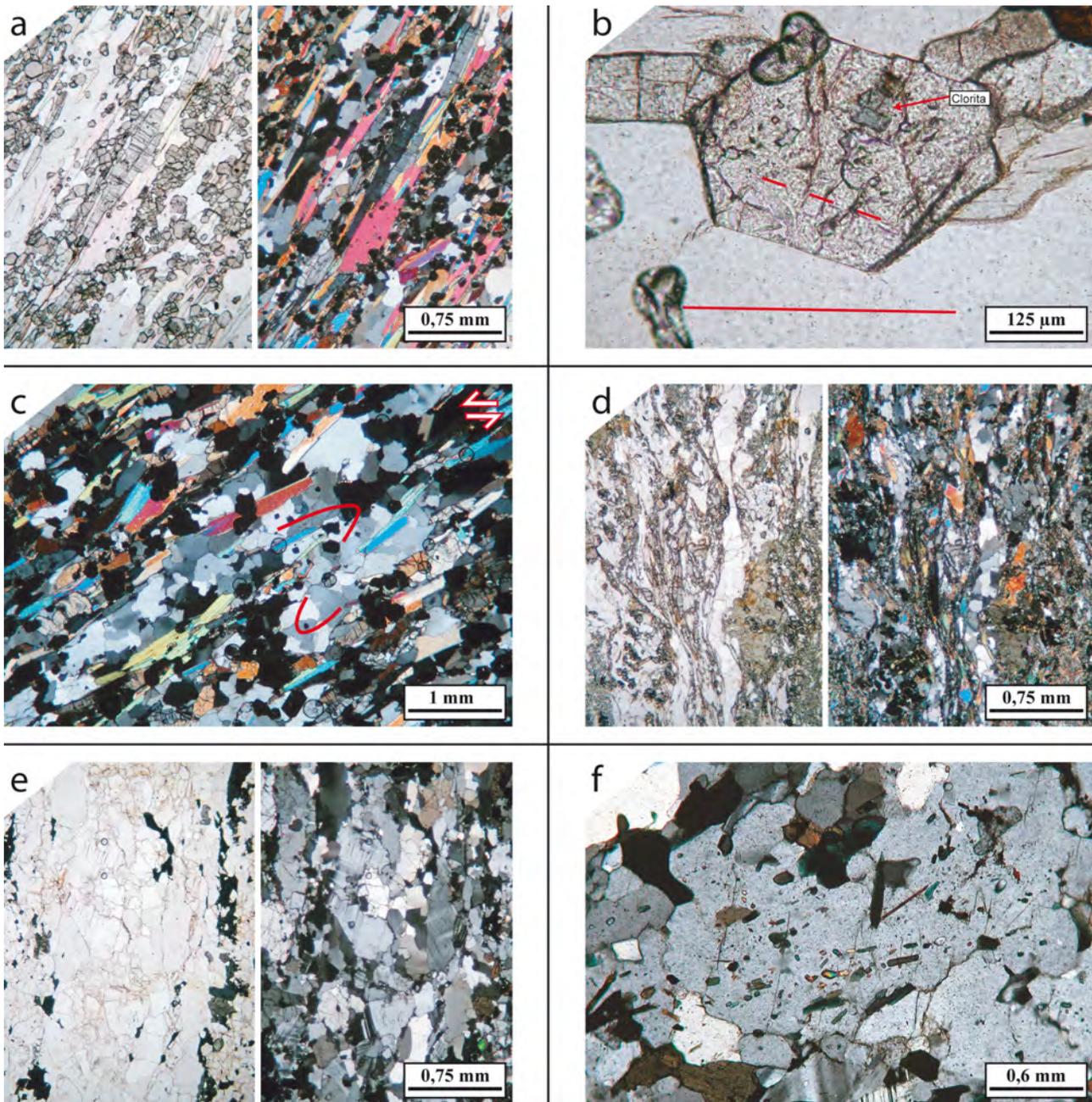


Lámina 4.4- Ortogneises eclogíticos (a-d) y peralcalinos (e-f). (a) Foliación S_1 . Zoisita, omfacita y fengita se disponen a lo largo de bandas principales entre las que se colocan a bajo ángulo cristales de cuarzo, fengita y agregados de granate. (b) Microinclusiones orientadas (línea discontinua) dentro del granate C_1 . Nótese que las microinclusiones son ligeramente oblicuas a S_1 (línea continua). (c) Bandedo tectónico S_1 . (d) Foliación S_2 . Destacan los blastos de anfíboles sódico-cálcicos y plagioclasa incluyendo a la mineralogía de la asociación eclogítica y las simplectitas desarrolladas sobre los piroxenos. (e) Foliación S_2 con riebeckita y egerina. (f) Esquistosidad interna en un blasto de albita. Fotos con luz natural a la izquierda y con luz polarizada a la derecha.

Los minerales alargados de la fábrica principal pueden disponerse ligeramente oblicuos entre sí (Láms. 4.4a y 4.4c). Si bien la foliación principal no es la primera fábrica tectónica en sentido estricto, indica condiciones de alta presión y temperatura media a alta en rocas de composición tonalítica (Tab. 4.4), de hecho, es la mejor fábrica de alta presión conservada en todas las unidades basales de Galicia. Por eso, será considerada como una S_1 , aunque existe una fábrica anterior preservada dentro de algunos granates, y que incluye clorita. Esta observación, junto con el menor tamaño de grano de la asociación incluida, son cruciales, pues otorgan a la fábrica de alta presión un carácter progrado, y permite entender los relictos como reflejo de la evolución prograda del evento deformativo C_1 .

Además apoya que el bandeo tectónico es de crenulación de una fábrica anterior (Lám. 4.4c), que puede contextualizarse, como se ha hecho para S_2 , dentro de un proceso de evolución continuado que finalmente formó S_1 .

Superpuesta a S_1 se ha identificado una foliación S_2 , que reorienta, fragmenta y transforma levemente la mineralogía de S_1 . Se produce una transformación de las onfacitas en agregados simplectíticos de anfíbol verde (de tipo hornblenda) y plagioclasa, esta última también presente con un marcado carácter poiquilótico, y la cristalización de anfíbol poiquiloblástico con un pleocroismo incoloro-verde a verde-azulado (Mg-katoforita: *Rodríguez Aller, 2005*), que crece orientado groseramente según la nueva foliación e incluye al granate, zoisita, cuarzo y la onfacita (Lám. 4.4d). También aparecen leves recrecimientos de los granates _{S_1} , microdominios de deformación plástica en el cuarzo, un adelgazamiento de las bandas en las que aparece, y una recristalización de la mica blanca y zoisita, que ocasionalmente adquieren una textura poiquiloblástica englobando cuarzo, onfacita y granate. Esta retrogradación se desarrolla en bandas de cizalla extensionales que transectan con bajo ángulo a S_1 , aunque mimetiza la foliación anterior, puesto que se preserva la microestructura esquelética definida por los prismas de onfacita y zoisita reconocible en las muestras con la S_1 bien preservada.

La paragénesis de anfíbol verde (hornblenda) + plagioclasa + cuarzo + zoisita/clinozoisita ± granate indica condiciones en facies de las anfibolitas en composiciones básicas a intermedias y en este caso representa una fábrica S_2 exhumativa que preserva macrorelictos de las microestructuras anteriores. En consecuencia, la foliación S_1 descrita representa un estadio de evolución metamórfica muy acotado, pues debe formar parte de una trayectoria progradada en el enterramiento o en los comienzos de la descompresión. Por lo tanto, la S_1 preservada se considera una fábrica de alta presión íntimamente relacionada con el proceso de enterramiento.

4.2.5- Ortogneises peralcalinos

Se caracterizan por un bandeo gnéisico de desarrollo variable, aunque generalmente pobre, definido por la orientación preferente de minerales ferromagnesianos, generalmente dispuestos en agregados polimineriales, y por el estiramiento preferente de metablastos y porfiroclastos de albita, cuarzo y feldespato potásico (Lám. 4.4e).

La densidad de minerales ferromagnesianos en las bandas melanocráticas suele ser baja. La principal fase es riebeckita, seguida de egirina y ocasionalmente astrofilita. Las proporciones entre ellas no son constantes, pudiéndose discriminar diferentes facies de ortogneises peralcalinos.

La lista de la mineralogía accesoria es más extensa e incluye circón, monacita, xenotima, rutilo, fluorita, allanita, titanita, apatito, biotita, granate, arfvedsonita, bastnaesita, torita, fergusonita, aeschinita, samarskita, brookita, clorita y minerales opacos (magnetita, ilmenita, esfalerita y pirita). Se ha elaborado a partir del estudio de numerosas muestras recogidas por diferentes autores en el

Eventos Metamórficos		C ₁	C ₂
Fases Mineriales	Rutilo	█	
	Granate	█	█
	Distena	█	
	Onfacita	█	
	Zoisita	█	
	Mica Blanca	█	█
	Cuarzo	█	█
	Anfíbol		█
	Plagioclasa		█
	Clinozoisita		█
	Ilmenita		█
	Clorita	█	█

Tabla 4.4- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los Ortogneises eclogíticos.

entorno de la Serra do Galiñeiro (Pontevedra), donde este tipo de gneises exhibe su mayor variabilidad composicional y mejores afloramientos (*Floor, 1966; Corretgé et al., 1990; Corretgé y Montero, 1992; Corretgé et al., 1992; Rambaud et al., 1992; Montero, 1993; Vergara et al., 1994; Martín Izard et al., 1995*).

El cuarzo forma parte de dominios del bandeo gnéisico con pequeña continuidad, o como pequeños cristales aislados. Siempre muestra deformación plástica, incluyendo extinción ondulante, generación de subgranos y nuevos granos en las facies menos deformadas, mientras que en las de mayor deformación llega a exhibir morfologías acintadas. Los procesos de recuperación no son frecuentes, aunque sí se han reconocido. La albita presenta formas subredondeadas a elipsoides contorneadas por el bandeo gnéisico y orientadas según la foliación principal. Presenta extinciones irregulares, y abundantes inclusiones de las fases minerales más comunes. También es frecuente la fracturación, a veces sellada por nueva albita y/o micas y una recrystalización parcial de sus bordes. Algunos cristales tienen maclado de tipo Carlsbad y albita-Baveno, propio de feldespatos cristalizados a partir de un fundido magmático, lo que convierte a parte de la albita de estos gneises en auténticos fenocristales. El feldespato potásico suele aparecer junto al cuarzo y la plagioclasa, con texturas granoblásticas, a veces porfiroclásticas y en bandas paralelas a la foliación principal derivadas del estiramiento, recrystalización y transformación parcial en albita de antiguos fenocristales. Son muy frecuentes las maclas en enrejado de la microclina y las inclusiones de cuarzo, egirina, circón y minerales opacos. Las maclas en enrejado están deformadas y muestran una ligera extinción ondulante. En torno a ambos feldespatos se forman sombras de presión compuestas por fragmentos de cualquiera de ellos, cuarzo, y cualquiera de las fases melanocráticas.

Resulta complicado establecer una paragénesis estable para esta fábrica debido al desconocimiento de las reacciones y campos de estabilidad de las fases minerales para composiciones tan poco frecuentes y con una reactividad e inestabilidad altas. El carácter cataclástico observado para los feldespatos y la resistencia a la deformación y recrystalización presentada por anfíboles y piroxenos dificultan el establecimiento de una paragénesis, ya que pueden ser heredados del protolito. El crecimiento de blastos de albita y la continuidad estructural que esta fábrica mantiene con las fábricas S_2 de las litologías encajantes sugieren que la foliación compuesta por cuarzo + albita + feldespato potásico + riebeckita ± egirina es también S_2 , desarrollada en facies anfíbolitas y/o esquistos verdes, aunque no necesariamente asistida por transformaciones metamórficas en el anfíbol y el piroxeno.

La foliación S_2 se puede catalogar en ocasiones como milonítica, debido a la intensa reducción del tamaño de grano por bandas. Su distribución se asocia espacialmente con las facies miloníticas del resto de ortogneises.

La foliación S_2 no es la única fábrica reconocible, pues las inclusiones orientadas en los porfiroblastos de albita sugieren una foliación interna (Lám. 4.4f), anterior, y correlacionable con la S_1 de los esquistos albiticos. Está definida por la orientación de pequeños cristales, siempre menores al de esas mismas fases cuando no aparecen incluidas. A veces es paralela en varios blastos contiguos, para los que se deduce una rotación homogénea o nula, pero lo más frecuente es encontrar relaciones de oblicuidad entre ella y S_2 . No se han observado micropliegues dibujados por la foliación interna. Se compone de cuarzo + riebeckita ± egirina ± allanita ± circón ± clorita ± biotita ± minerales opacos. La mineralogía incluida puede ser incluso más variada, ya que algunos cristales, muy pequeños, no han podido ser identificados. Esta asociación presenta los mismos problemas que para S_2 , en cuanto a qué minerales representan realmente el equilibrio metamórfico. Más aún, *Rodríguez Aller (2005)* sugiere un origen ígneo a dichas microinclusiones. La fábrica incluida en los blastos es, en todo caso, de origen tectónico y anterior o simultánea al desarrollo de la foliación principal. Relaciones texturales equivalentes se observan en porfiroblastos de albita de los Ortogneises graníticos y granodioríticos

miloníticos. No obstante, un origen ígneo de parte de estas inclusiones es razonable para los cristales con textura porfiroclástica.

Las fábricas $S_{3.1}$ y $S_{3.2}$ tienen similares características que en el resto de ortogneises.

La secuencia microestructural de los gneises peralcalinos es equivalente a la del resto de litotipos. En primer lugar se desarrolló una fábrica tectónica (S_1) en condiciones de alta presión, preservada en los porfiroblastos de albita desarrollados con la S_2 en facies anfibolitas a esquistos verdes durante la exhumación. No se han identificado asociaciones minerales que indiquen el evento de alta presión (Tab. 4.5). La composición fuertemente alcalina podría justificar la ausencia o escasez de los minerales cálcicos índice de desestabilización de plagioclasa u otras micas utilizados en otros gneises (granate + epidota), y puede estar enmascarando unas condiciones de alta presión. No existen aún modelizaciones petrológicas para este grupo composicional como para que resulten útiles para acotar cualitativamente la evolución termobárica.

		Eventos Metamórficos	C ₁	C ₂	C ₃
Fases Minerales	Cuarzo	?	?	?	█
	Riebeckita	?	?	?	█
	Aegirina	?	?	?	█
	Allanita	?	?	?	█
	Circón	?	?	?	█
	Clorita	?	?	?	█
	Biotita	?	?	?	█
	Rutilo	?	?	?	█
	Granate	?	?	?	█
	Feldespato K				█
	Plagioclasa				█
	Min. Opacos				█

Tabla 4.5- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los Ortogneises peralcalinos.

4.2.6- Ortogneises alcalinos

La principal microestructura es un bandeo gnéisico (Lám. 4.5a) similar a la S_2 descrita para los gneises peralcalinos. Las bandas claras se componen de albita con textura tanto porfiroclástica, con bordes fragmentados, redondeados, recristalizados y paralelizados según la foliación principal, como porfiroblástica con bordes sinuosos y microinclusiones de cuarzo + anfíbol verde azulado ± titanita ± circón ± minerales opacos (Lám. 4.5b). En ambos casos la plagioclasa puede presentar una desestabilización interna, que se traduce en una nucleación heterogénea y en su transformación a nueva albita y cuarzo. El cuarzo presenta diferentes grados de evolución, coincidiendo los términos más deformados con la aparición de morfologías acintadas. Puede presentarse en microdominios aislados en forma de monocristales o en bandas lenticulares subparalelas al bandeo gnéisico. El feldespato potásico es el tercer constituyente mayoritario de las bandas félsicas. Desarrolla maclas en enrejado en cristales de los agregados granoblásticos con plagioclasa procedentes de la transformación de cristales mayores. El avance de este proceso resulta en agregados de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, que se distribuyen en lentes alargadas según la foliación S_2 .

Las bandas cuarzofeldespáticas alternan con dominios melanocráticos discontinuos, con morfología tanto lenticular como irregular. Se componen de anfíbol verde (hornblenda), biotita, epidota, esfena, granate, mica blanca, circón, apatito, allanita, fluorita, magnetita e ilmenita. La proporción varía dentro de los dominios melanocráticos de una misma muestra, y de unas muestras a otras. El principal constituyente es un anfíbol verde dispuesto en agregados dispersos ubicados entre la mineralogía félsica. Puede estar transformado en biotita o en clorita y minerales opacos. La biotita, aunque domina en algunos sectores frente al anfíbol, parece ser un mineral secundario producto de la transformación del anfíbol hornbléndico, aunque en algunos casos podría tener un origen primario. La facies biotítica de estos gneises es abundante en algunos sectores, en los que su distinción frente

a los ortogneises graníticos con biotita se realizó atendiendo a las características texturales y a la abundancia relativa de las fases feldespáticas. El anfíbol verde se encuentra ocasionalmente rodeado de granate coronítico. El granate también se localiza de forma dispersa entre el resto de fases, preferentemente con hábito idiomórfico, pocas veces con inclusiones y a menudo junto con anfíbol y biotita.

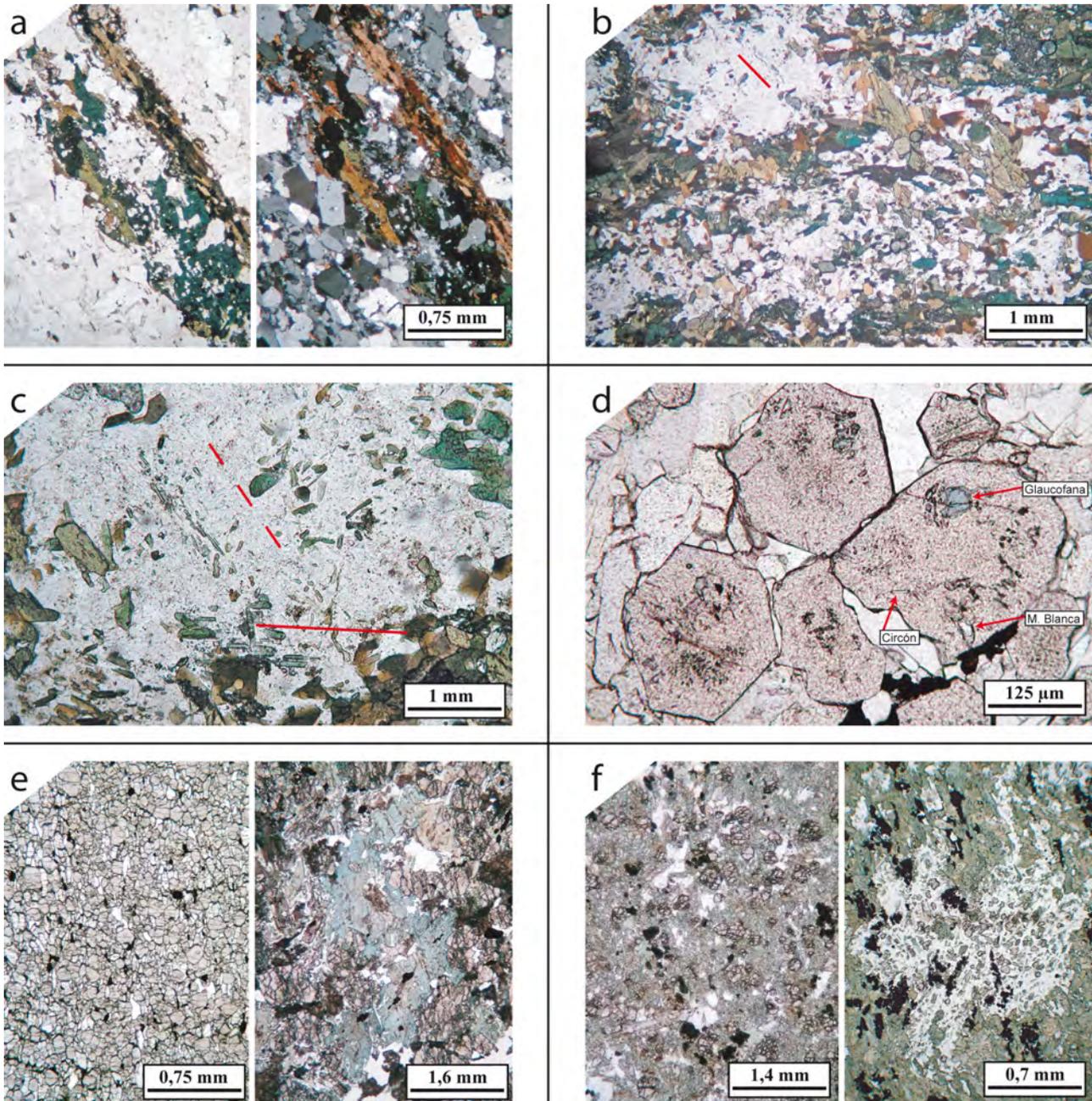


Lámina 4.5- Ortogneises alcalinos (a-c) y Metabasitas de la Lámina Inferior (d-f). (a) Bandeado gnéisico S_2 , con bandas ricas en biotita y anfíbol verde. (b) Foliación S_2 y esquistosidad oblicua en porfiroblastos de albita (línea roja). (c) Inclusiones en porfiroblastos de albita. La esquistosidad en el centro de los blastos (S_1 , línea discontinua) es oblicua a la foliación externa (S_2), también incluida en los bordes de la albita (línea continua). (d) Microinclusiones (proto- S_1) de glaucofana + mica blanca + epidota + cuarzo + circón en granates C_1 . (e) Foliación S_1 en eclogitas planolíneas (izquierda) y su desestabilización inicial con aparición de blastos de glaucofana (derecha). (f) Retroeclogita (izquierda) y anfíbolita con plagioclasa con relictos de eclogita (derecha). En la retroeclogita, nótese la textura simplectítica por desestabilización de los piroxenos y zoisita, la preservación de granate en la matriz anfíbolítica y las transformaciones de rutilo en ilmenita y de ésta en titanita con textura coronítica. En la anfíbolita, la foliación S_2 contiene blastos de plagioclasa que incluyen una asociación mineral equivalente a la de las retroeclogitas. Fotos con luz natural a la izquierda y con luz polarizada a la derecha.

Las microinclusiones en la plagioclasa pueden aparecer desorganizadas (en los porfiroclastos), orientadas oblicuamente a la foliación principal o microcrenuladas (en los blastos). Las orientadas representan una fábrica relictas anterior, S_1 . Las inclusiones pueden mostrar orientaciones discordantes dentro de un mismo blasto (Lám. 4.5c). Las que ocupan los bordes del blasto son concordantes con la foliación externa y proceden de la inclusión de la foliación principal en porfiroblastos que registran un crecimiento prolongado.

Las tectofacies miloníticas se asocian espacialmente con el resto de ortogneises miloníticos. Se trata de gneises con un bandeo gnéisico milonítico formado por bandas de albita (con inclusiones de cuarzo + biotita + anfíbol verde), feldespato potásico y cuarzo alternantes con bandas de mica blanca, biotita, granate, epidota y cantidades variables de plagioclasa, cuarzo y anfíbol verde, que a veces domina en la fracción ferromagnesiana. Las últimas recuerdan a los pseudomorfos de granate + fengita + epidota derivados de la transformación de la plagioclasa y la biotita en condiciones de alta presión en los gneises graníticos y granodioríticos. Su presencia aquí, aunque muy escasa, sugiere un proceso de transformación equivalente, por lo que se considerará a esta asociación como un relicto de un estadio inicial de formación de S_2 . En estas tectofacies la clorita se dispone preferentemente junto a biotita y anfíbol, como producto de su desestabilización total o parcial. También reemplaza al granate cuando está presente y se ubica en las sombras de presión y estelas de separación de fragmentos de feldespatos.

Las fábricas $S_{3,1}$ y $S_{3,2}$ tienen similares características que en el resto de gneises.

El análisis de los ortogneises alcalinos revela una evolución similar a la del resto de ortogneises (Tab. 4.6), en la que cabe destacar frente a los gneises peralcalinos la formación de coronas de granate en torno al anfíbol verde (éste probablemente sea de origen ígneo) y la transformación, más efectiva a través de bandas regionales miloníticas, de los feldespatos y fases melanocráticas en agregados de granate + fengita + epidota en condiciones de alta presión (C_1 - C_2). El estudio no ha permitido distinguir las diferentes generaciones de minerales incluidas en blastos de plagioclasa que aporten información sobre la secuencia de reacciones metamórficas durante los procesos de subducción y exhumación. Por analogía, la S_2 debió desarrollarse en un amplio rango de condiciones, desde alta presión, hasta presiones medias.

4.2.7- Metabasitas

Dentro de este grupo existen cinco litotipos, cada uno de los cuales representa un estadio de evolución en un proceso de subducción y subsiguiente exhumación. Existen desde litotipos que preservan las texturas de los protolitos pero con los minerales transformados hasta los que han experimentado una transformación y retrogradación metamórfica en facies esquistos verdes, tras haber pasado por condiciones eclogíticas y varias etapas de retrogradación. En ese orden, estarían en primer lugar los metagabros anfíbolitizados, seguidos de las eclogitas, retroeclogitas y anfíbolitas

Eventos Metamórficos		C ₁	C ₂	C ₃
Fases Minerales	Granate	??	█	
	Epidota (Zoi-Clinoz)	??	█	
	Mica Blanca	??	█	█
	Cuarzo	█	█	█
	Anfíbol Verde	??	█	
	Plagioclasa	??	█	█
	Feldespato K		█	█
	Biotita		█	█
	Clorita		█	█
	Min. Opacos		█	

Tabla 4.6- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los Ortogneises alcalinos.

con relictos de eclogitas, anfibolitas con blastos de plagioclasa y metabasitas en facies esquistos verdes.

Los metagabros anfibolitizados aparecen en diques con contactos sinuosos respecto del encajante (metagranodioritas). Preservan texturas ígneas y desarrollan una transformación de todos los dominios en asociaciones minerales estables, inicialmente en condiciones eclogíticas y posteriormente en condiciones de facies de las anfibolitas (Rodríguez Aller, 2005).

Las eclogitas pueden tener una microestructura isótropa o planolinar. Las primeras presentan mayor tamaño de grano que las segundas y se componen de una matriz de cristales de onfacita con una débil orientación estadística, que rodean a granate, anfíbol verde azulado, zoisita, mica blanca, rutilo y cuarzo dispuestos entre los intersticios del esqueleto de clinopiroxenos.

Las eclogitas con microestructura planolinar son más frecuentes. El tamaño de la mineralogía eclogítica es menor y aparece dispuesta en bandas de abundancia relativa de onfacita + granate (Tab. 4.7), ambos con una fracturación característica perpendicular a los planos de foliación, y los segundos con microinclusiones de glaucofana + mica blanca + epidota + cuarzo (Lám. 4.5d). Su fábrica tectónica es nematoblástica, definida por la orientación preferente de prismas de onfacita, tanto en forma de porfiroblastos y poiquiloblastos (Rodríguez Aller, 2005), generalmente de mayor tamaño, como en agregados lenticulares o pequeños prismas que junto con el granate contornean cristales mayores de onfacita.

La orientación de zoisita, mica blanca, agregados ricos en granate, rutilo y ocasionalmente distena define junto con la onfacita una fábrica tectónica eclogítica preservada de la retrogradación (Lám. 4.5e). Sin embargo, su mineralogía sí muestra síntomas de desestabilización. Por ejemplo, la onfacita y los contactos de ésta con granate se desestabilizan, sin aparición de plagioclasa, a un agregado de anfíbol verde azulado (glaucofana), que también aparece en forma de poiquiloblastos que incluyen a la asociación eclogítica (Lám. 4.5e).

La fábrica planolinar eclogítica puede tener una penetratividad variable. Donde menos desarrollada está, presenta también una asociación eclogítica, lo que sugiere una distribución heterogénea de la deformación durante la eclogitización. No se han observado relaciones de superposición de eventos eclogíticos, tan sólo un desarrollo variable de la fábrica tectónica, que denominaremos S_1 , pero Rodríguez Aller (2005) identifica distintas etapas dentro de una evolución metamórfica eclogítica, incluyendo una de carácter estático. La deformación heterogénea siempre tiene un carácter puntual, se limita a bandas dentro de una misma lente, que preferentemente se localizan en sus bordes. En los grandes cuerpos básicos, estas bandas podrían tener un desarrollo y distribución comparables al de las tectofacies miloníticas de los ortogneises, pero la intensa retrogradación que los afecta no ha permitido comprobarlo.

En los cuerpos básicos incluidos en los ortogneises eclogíticos, las fábricas eclogíticas están en continuidad con la de los gneises. Esto sugiere que el cálculo de las condiciones metamórficas de

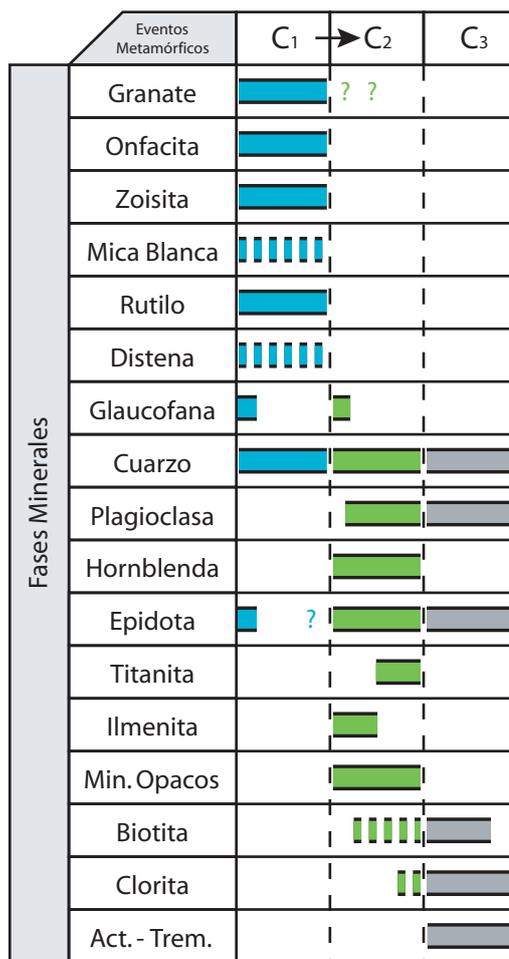


Tabla 4.7- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en las metabasitas de la Lámina Inferior.

formación de la fábrica en sus bordes puede resultar una buena aproximación a las condiciones de desarrollo final de la fábrica principal de los gneises eclogíticos.

Las retroeclogitas y las anfibolitas con relictos de eclogitas representan diferentes estadios de retrogradación metamórfica a partir de las eclogitas. En las retroeclogitas, todavía se reconocen restos de onfacita dispersos en una matriz simplectítica de anfíbol verde y plagioclasa que junto al granate parcialmente transformado en anfíbol y clorita, algunos agregados de zoisita y al rutilo rodeado completamente por ilmenita mantienen una microestructura eclogítica S_1 fósil, aún preservada de la retrogradación en facies anfibolitas (C_2). Las anfibolitas con relictos eclogíticos (Lám. 4.5f) se caracterizan por no preservar la fábrica eclogítica. La mineralogía de retrogradación define una nueva foliación tectónica en facies anfibolitas. El anfíbol verde se orienta paralelamente a los neoblastos de plagioclasa que incluyen pequeños cristales de anfíbol verde, mientras el rutilo, transformado en ilmenita y ésta a su vez rodeada de coronas de titanita, se orienta del mismo modo, definiendo así una S_2 incipiente. En esta variedad también hay granate derivado de la corrosión de los granates S_1 , así como pequeños microcristales de onfacita y zoisita, con diferentes grados de fragmentación y transformación, y dispersos por la fábrica anfibolítica.

Las anfibolitas con blastos de plagioclasa muestran una fábrica planolinear definida por la orientación preferente de anfíbol verde (hornblenda), agregados de minerales ferromagnesianos, fundamentalmente minerales del grupo de la epidota, y esfena, y por la elongación de porfiroblastos de plagioclasa y lentes irregulares de minerales opacos (¿ilmenita?), cuarzo y biotita (Tab. 4.7; Lám. 4.6a). La plagioclasa incluye una asociación mineral orientada compuesta por granate + anfíbol verde \pm rutilo \pm ilmenita \pm clorita \pm minerales opacos \pm epidota \pm cuarzo, que define una fábrica tectónica incluida en los porfiroblastos, y que recuerda a la mineralogía reconocible en las retroeclogitas (Lám. 4.5f). Si bien no constituye una fábrica estrictamente eclogítica (incluye anfíbol hornbléndico), sí puede asociarse con los estadios incipientes de su retrogradación. De hecho, esta foliación puede aparecer en continuidad textural con la fábrica externa (Lám. 4.6a), indicando que se trata de un representante microestructural a caballo entre ella y la asociación eclogítica. La identificación de esta asociación incluida en blastos en las rocas básicas, junto con la textura simplectítica distribuida por toda su matriz que a veces muestran (Láms. 4.5f y 4.6b), sirven como excelentes indicadores indirectos de una etapa inicial en condiciones eclogíticas ($P > 13$ Kbar y $T > 500$ °C).

La paragénesis estable formada por anfíbol verde + plagioclasa + epidota \pm cuarzo \pm biotita \pm titanita \pm minerales opacos de la foliación principal es indicatriz de facies de las anfibolitas, y corresponde a la foliación S_2 , que representa un estadio de evolución mucho más avanzado que las retroeclogitas y anfibolitas con relictos de eclogitas.

Todas las metabasitas, especialmente los términos fuertemente anfibolitizados, desarrollan localmente una crenulación que lleva asociada la transformación de los anfíboles hornbléndicos en tremolíticos, epidota y clorita, a la vez que se produce una desestabilización de los blastos de plagioclasa y una segregación de cuarzo. A veces, el reemplazamiento de los anfíboles se produce miméticamente por biotita. Este conjunto de reacciones de desestabilización indica condiciones en facies de los esquistos verdes para rocas básicas. La transformación de los anfíboles hornbléndicos se produce preferentemente a lo largo de bandas groseramente espaciadas que definen un bandeo tectónico, entre las que se preservan microdominios crenulados de plagioclasa + anfíbol verde \pm ilmenita \pm titanita (Lám. 4.6c). Este bandeo es equivalente a las fábricas $S_{3,1}$ del resto de litotipos. No se han podido muestrear cuerpos básicos dentro de las cizallas discretas que desarrollan fábricas $S_{3,2}$, pero las observaciones de campo indican que en ellas se produce una intensa cloritización.

Sin embargo, estas transformaciones en condiciones de menor temperatura, aunque menos penetrativas, también han sido reconocidas a lo largo de los contactos entre *boudins* de rocas básicas y sus gneises encajantes, especialmente en el sector septentrional de la UMT. Esta observación sugiere

un retrabajado final de la fábrica tectónica S_2 en las rocas huésped en condiciones de transición a facies de esquistos verdes.

Rodríguez Aller (2005) describe además glaucofanitas con granate asociadas a la retrogradación de eclogitas incluidas en los **Ortogneises eclogíticos**. Se trata de rocas con una textura nematoblástica definida por la orientación de anfíbol azul y granate y cantidades variables de distena, cuarzo, onfacita y rutilo.

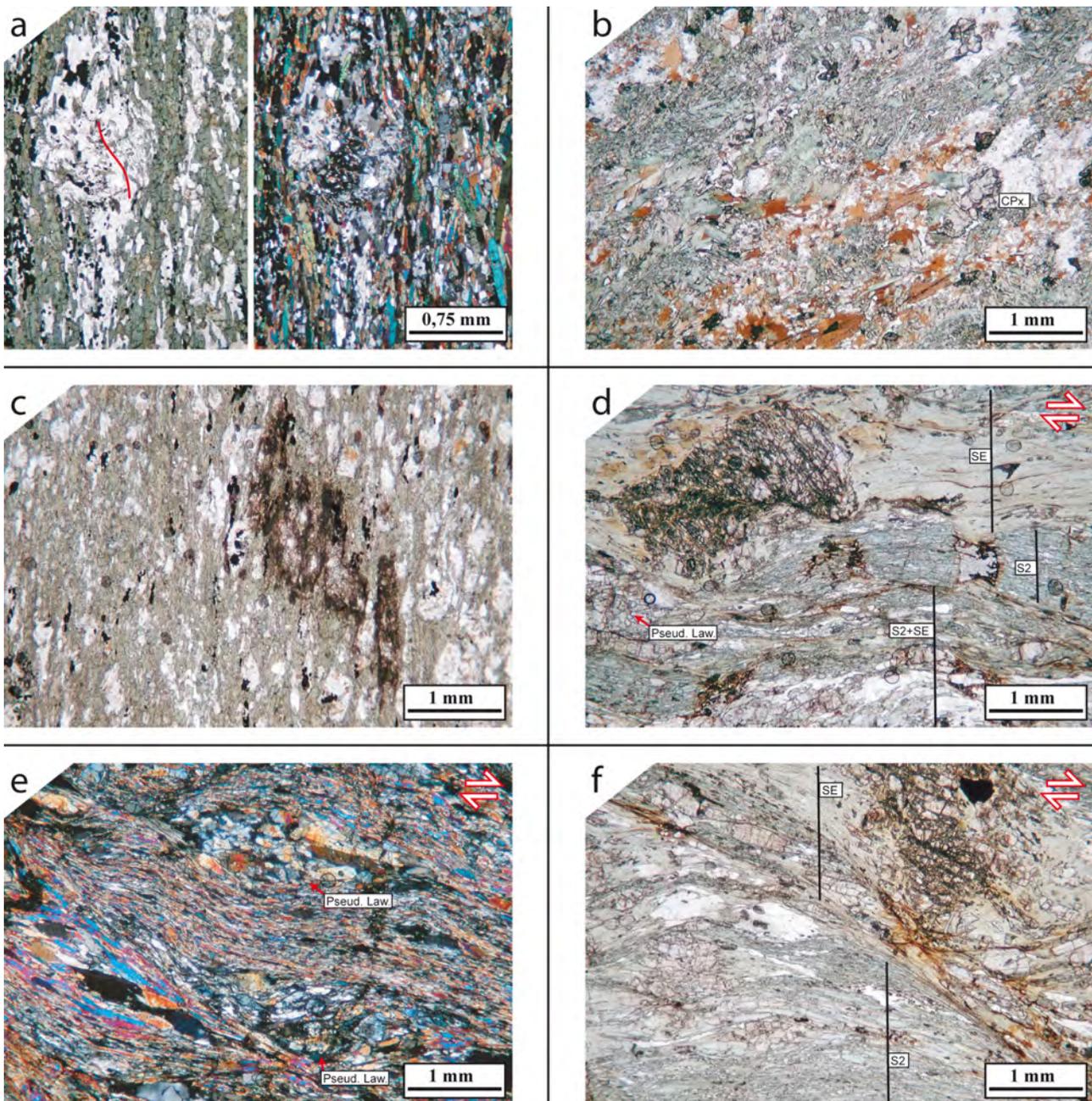


Lámina 4.6- Metabasitas de la Lámina Inferior (a-c) y Superior (d-f). (a) Foliación S_2 en las anfibolitas con blastos de plagioclasa que incluyen una esquistosidad interna en continuidad con la fábrica externa (línea roja). (b) Anfibolitas con biotita y textura simplectítica, en las que se preservan pequeños prismas de clinopiroxeno entre la matriz anfibólica. (c) Foliación de plano axial $S_{3.1}$. Los agregados de ilmenita y titanita sirven, junto con algunos dominios cuarzosos, como trazadores de la crenulación. (d) Foliación S_2+S_E , con granate y pseudomorfos de lawsonita (agregados de clinozoisita) pertenecientes a S_1 . Véase la deformación interna del granate a través de bandas de cizalla discretas (S_E). (e) Pseudomorfos de lawsonita afectados por bandas de cizalla extensionales (S_E). La fábrica principal es una foliación compuesta S_2+S_E . (f) Bandas de cizalla extensionales de alto ángulo (S_E) que desvían a las foliaciones previas (S_2).

En conjunto, las metabasitas registran los principales eventos tectonometamórficos descritos en el resto de litologías de la UMT. La asociación mineral principal descrita en las eclogitas (Tab. 4.7) puede considerarse la S_1 inicial para todos los litotipos descritos, incluidas las microinclusiones en los blastos de plagioclasa de las anfibolitas (al menos el granate). Las rocas básicas, mejor que ningunas, expresan en su evolución una retrogradación variable durante la exhumación desde condiciones eclogíticas, que desarrolló una fábrica tectónica generalizada en facies de las anfibolitas – esquistos verdes (S_2), que posteriormente sería transpuesta por el desarrollo de una foliación ($S_{3,1}$) ligada a su crenulación en facies de esquistos verdes. Algunas de estas rocas sugieren además que esta retrogradación pudo producirse en sus estadios iniciales a través de la facies de los esquistos azules (sector septentrional de la UMT), y que además, esta facies fue atravesada durante los estadios previos a la eclogitización.

4.3- Análisis y evolución microestructural de la Lámina Superior

4.3.1- Anfibolitas de Cambre

Las anfibolitas muestran una zonación litológica que coincide con una mejor preservación hacia muro de las paragénesis minerales índice de la evolución metamórfica inicial.

Las anfibolitas con granate y pseudomorfos de lawsonita conservan relictos de una paragénesis mineral compuesta por lawsonita + granate + onfacita ± glaucofana ± rutilo ± cuarzo ± aragonito? (Lám. 4.6d), deducida de los productos de retrogradación y de la preservación local de la mineralogía en dominios menos transformados. La paragénesis contiene relictos de una mineralogía índice de condiciones de alta presión y baja temperatura (lawsonita ± glaucofana) típica de la facies de esquistos azules en rocas básicas. También incluye minerales típicos de facies de las eclogitas (granate + onfacita ± rutilo), pero el granate y la onfacita también pueden ser fases estables en la facies de los esquistos azules, lo que resulta más raro para la glaucofana y sobre todo la lawsonita respecto de la facies de las eclogitas (*Evans*, 1990), aunque la primera se ha considerado un producto de retrogradación incipiente en condiciones de alta presión (*Rodríguez Aller*, 2005). Por ello, se considera a esta asociación como de alta presión desarrollada en facies de esquistos azules. No se han observado relictos de una fábrica tectónica en esa facies, puesto que la mineralogía se encuentra fuertemente modificada por los sucesivos eventos deformativos. El carácter prismático y planar de varias de las fases que la constituyen hace suponer la existencia de una fábrica tectónica asociada, la denominada S_1 .

Las anfibolitas muestran una foliación S_2 con textura nematolepidoblástica definida por la orientación de anfíbol verde, albita, granate, zoisita/clinozoisita, epidota, onfacita, glaucofana, cuarzo, rutilo, mica blanca, ilmenita y piritita (Lám. 4.6d). Hornblenda y albita se encuentran en agregados simplectíticos que rodean a la glaucofana y a la onfacita formando parte de la foliación. Pseudomorfizando la lawsonita aparecen agregados groseramente orientados según S_2 de zoisita/clinozoisita, plagioclasa, cuarzo y ocasionalmente glaucofana (Lám. 4.6e). La pendiente de esta reacción (*Heinrich y Althaus*, 1980) puede utilizarse para acotar la evolución progradada durante la subducción de este sector, pues restringe el campo de estabilidad de la lawsonita. De igual modo, su desestabilización marca un proceso de exhumación, en el que la ilmenita reemplaza total o parcialmente al rutilo. La paragénesis metamórfica estable con el desarrollo de S_2 se compone de anfíbol verde (hornblenda?) + albita + granate? + zoisita/clinozoisita ± cuarzo ± mica blanca ± ilmenita ± piritita? (Tab. 4.8), y el resto de fases orientadas son relictos minerales de S_1 . La foliación S_2 indica condiciones de la facies de las anfibolitas, y representa una fábrica exhumativa.

largo de niveles estructurales discretos. Hacia techo, en la UMT, no se conservan evidencias de una evolución metamórfica de alta presión, pero este hecho no coincide con una intensificación de la retrogradación, sino que refleja un gradiente metamórfico real de los primeros estadios de evolución metamórfica.

La primera fábrica tectónica (S_1) se preserva en microinclusiones dentro de blastos de albita (Lám. 4.7a) y granate (Lám. 4.7b), y en forma de fábrica compuesta (S_1+S_2) en dominios preservados entre bandas extensionales C' (Lám. 4.7c). La paragénesis se compone de granate + cloritoide + mica blanca + clorita + cuarzo + epidota + rutilo \pm glaucofana (Tab. 4.9). Las inclusiones definen patrones rectilíneos en la albita y el granate y helicíticas en el granate, y pueden reconocerse microinclusiones en espiral del tipo bola de nieve. La asociación glaucofana + cloritoide es un indicador de facies de los esquistos azules en estas rocas metapelíticas (López Carmona, 2007).

En los tramos basales, se conserva un bandeo tectónico S_2 formado por la alternancia de dominios micáceos con granate y cloritoide y de bandas de cuarzo que generalmente muestran una recristalización completa, con frecuentes texturas en mosaico. Se pueden encontrar asimetrías y evidencias de deformación cristaloplástica que son marcadores cinemáticos en potencia. La paragénesis mineral se compone de granate + cloritoide + albita + mica blanca + clorita + cuarzo + epidota + rutilo-ilmenita + turmalina + apatito \pm biotita (Tab. 4.9; Láms. 4.7b, 4.7c y 4.7d). Destacan el crecimiento blastésico subidiomórfico y levemente orientado de granate, cloritoide y albita que incluyen los relictos de la paragénesis inicial, tanto en forma de fábricas internas (S_1) como a modo de fábricas compuestas. La textura porfiroblástica y su mayor tamaño diferencia al granate, cloritoide y epidota pertenecientes a esta foliación de los de la fábrica inicial, preservados como fases metaestables dentro la segunda foliación.

El granate de la asociación secundaria difiere notablemente en tamaño (1-6 mm) respecto al primario (0,1-2 mm). Este último tiene hábito idiomórfico y microinclusiones de rutilo que le confieren un aspecto turbio, mientras que el granate secundario contiene numerosas fracturas y una zonación textural en dos dominios: uno central, homogéneo, que puede presentar microinclusiones helicíticas o rectilíneas de la fábrica inicial y un borde de recrecimiento, al que aparece asociada biotita. Las zonas centrales de estos granates recuerdan texturalmente a los granates pertenecientes a S_1 . Su crecimiento podría haber estado condicionado a la existencia de granates preexistentes, que habrían actuado como núcleos de cristalización. Los nuevos granates muestran en su morfología una relación de aspecto distinta de 1, y sus lados largos pueden disponerse oblicuos respecto de la foliación principal, definiendo superficies S .

El bandeo tectónico S_2 es un clivaje de crenulación de una fábrica tectónica previa (Lám. 4.7d), de la cual a veces se preservan arcos poligonales definidos por mica blanca y cuarzo, pero lo más común es una fábrica compuesta (Lám. 4.7c).

		Eventos Metamórficos			
		C ₁	C ₂	E ₁	C ₃
Fases Mineralas	Glaucofana	█			
	Cloritoide	█	█		
	Granate	█	█		
	Mica Blanca	█	█	█	█
	Clorita	█	█	█	█
	Epidota (Zoi-Clinoz)	█	█		
	Cuarzo	█	█	█	█
	Rutilo	█	█		
	Albita		█		
	Turmalina		█		
	Apatito		█		
	Biotita		█	█	
	Min. opacos			█	

Tabla 4.9- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los micaesquistos de la Lámina Superior.

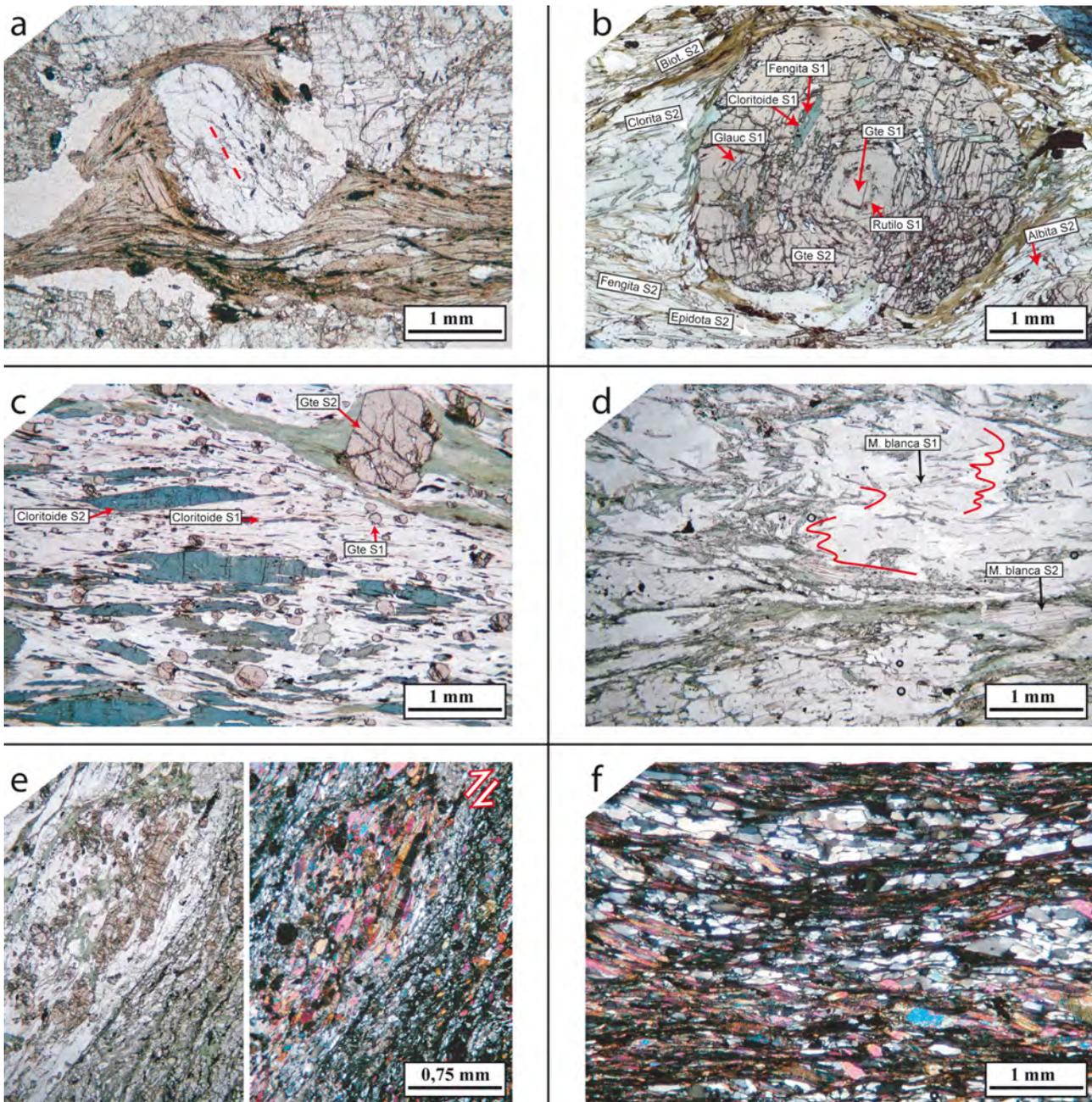


Lámina 4.7- Micaesquistos de la Lámina Superior. (a) Esquistosidad interna (línea discontinua) en porfiroblastos de albita. (b) Foliación S_2 con granates que incluyen microinclusiones de S_1 en espiral (tomada de *López Carmona et al.*, 2010). (c) Foliación S_2 preservada entre bandas extensionales S_E marcadas por clorita. Incluye parte de la mineralogía perteneciente a S_1 (granate + cloritoide + fengita). (d) Clivaje de crenulación S_2 . La línea roja resalta los patrones de crenulación de las fábricas S_1 . (e) Foliación S_E distribuida a lo largo de bandas extensionales con diferente penetratividad. Las bandas se desarrollan sobre una S_2 con epidota. (f) Esquistos sin biotita. Nótese el desarrollo de sistemas conjugados de bandas C' . Fotos con luz natural a la izquierda y con luz polarizada a la derecha.

La paragénesis mineral de S_2 resulta muy similar a la de S_1 . Sus principales diferencias son la ausencia de glaucofana, la aparición tardía de albita y un tamaño sensiblemente mayor del granate y el cloritoide para S_2 . Estas observaciones sugieren a priori un campo de estabilidad fuera de los esquistos azules, un carácter exhumativo (desarrollo de generalizado de albita) y una temperatura mayor (tamaño de grano en granate y cloritoide). *López Carmona et al.* (2010) deducen condiciones de alta presión para la segunda asociación, con carácter marcadamente exhumativo respecto de la anterior paragénesis.

S_2 es transectada en los tramos basales de la UMT por bandas extensionales C' que preservan microdominios de las paragénesis minerales anteriores. Se componen de clorita + mica blanca + cuarzo \pm biotita \pm minerales opacos (Lám. 4.7e). La biotita es más frecuente hacia techo, hasta alcanzar un nivel filonítico cartográfico reconocido en los niveles estructurales medios de la UMT, por encima del cual no se ha identificado. El cuarzo muestra un grano menor al de las asociaciones S_1 y S_2 y en muchos casos se dispone en *ribbons* derivados de bandas cuarzosas preexistentes, asociados a las cuales se forman de nuevas cintas de cuarzo y micropliegues asimétricos.

La paragénesis de las fábricas retrogradantes post- S_2 consiste en cuarzo + clorita + mica blanca + minerales opacos \pm biotita, propia de facies de los esquistos verdes y comparable en grado y microestructura a la S_E de las Anfibolitas de Cambre. Mantiene un patrón de distribución común, es decir, aparece a lo largo de toda la unidad, pero resulta más penetrativa hacia los tramos basales y medios, en este caso hasta alcanzar el nivel filonítico cartografiado. Éste tiene una fábrica filonítica formada por grandes segregados y *ribbons* de cuarzo, con la misma asociación de las bandas C' y de los tramos intermedios de la serie, salvo que se preserva cloritoide, un relicto aislado de S_2 de la parte inferior de la unidad.

El nivel filonítico supone un salto metamórfico, pues en los esquistos del tramo superior no se observan relictos que deriven de la retrogradación de las fábricas S_1 - S_2 (granate, cloritoide, albita). Son unos esquistos sin biotita cuya esquistosidad está definida por la orientación de mica blanca + cuarzo + clorita + minerales opacos (Tab. 4.9; Lám. 4.7f). Por analogía se han considerado como fábricas S_E , aunque no se descarta que sean anteriores, y destaca el desarrollo superpuesto de sistemas conjugados de bandas extensionales.

En los micaesquistos con estaurólita a techo de la Lámina Superior en el NO del Complejo de Órdenes (Unidad de Lamas de Abad) se observa una evolución microestructural comparable a la descrita para los tramos basales preservados en la UMT pero con algunas diferencias significativas (Arenas *et al.*, 1995). El tamaño del granate_{s2} supera con frecuencia 1 cm de diámetro, ya que presenta un halo de crecimiento sincrónico con estaurólita, a la vez que la biotita desaparece como fase estable en la foliación principal y aparece incluida junto al cloritoide dentro de los recrecimientos de granate_{s2}. No se han identificado S_1 o S_2 comparables metamórficamente a las de las Anfibolitas de Cambre a lo largo de las metabasitas de este sector. La secuencia microestructural descrita aquí ha sido relacionada con un zonado metamórfico inverso sin- a tardi- S_2 (Arenas *et al.*, 1995), no identificado en la UMT.

Todas las fábricas desarrollan una crenulación subvertical que localmente desarrolla un clivaje de crenulación (S_3) definido por mica blanca + clorita + cuarzo y la reorientación de toda la mineralogía perteneciente a las fábricas crenuladas (S_1 , S_2 y S_E).

4.4- Análisis y evolución microestructural del autóctono relativo

4.4.1- Metasedimentos

La primera foliación reconocible es un bandeado tectónico preservado en forma de fábricas intensamente crenuladas (Lám. 3.13d) entre bandas de cizalla, o como esquistosidad interna preservada en porfiroblastos de andalucita (Lám. 4.8a). Se compone de cuarzo + mica blanca + biotita + plagioclasa + granate + estaurólita \pm turmalina \pm minerales opacos (Tab. 4.10; Lám. 4.8b), una asociación típica de facies anfibolitas en metasedimentos. La ausencia de indicios de alta presión (C_1 en la UMT) sugiere considerarla como una fábrica equivalente a la S_2 de la UMT.

opacos. También se encuentran fragmentos feldespáticos en sombras de presión. Existen dos tipos de mica blanca, una de mayor tamaño con marcada extinción ondulante y visible en los sectores donde peor desarrollado está el bandeo tectónico, y otra de menor tamaño, dispuesta en bandas alargadas junto con cuarzo y pequeños cristales de feldespato definiendo el bandeo principal. Se trata de micas ígneas, incorporadas a la fábrica tectónica mediante deslizamiento de sus planos basales y recristalización. La biotita presenta las mismas características cuando está presente.

Los cuarzoesquistos y migmatitas desarrollan una crenulación subvertical de la foliación S_E equivalente a la descrita para la UMT. De igual modo desarrollan fábricas $S_{3,1}$ y $S_{3,2}$ de idénticas características, y que producen la sericitización de la andalucita.

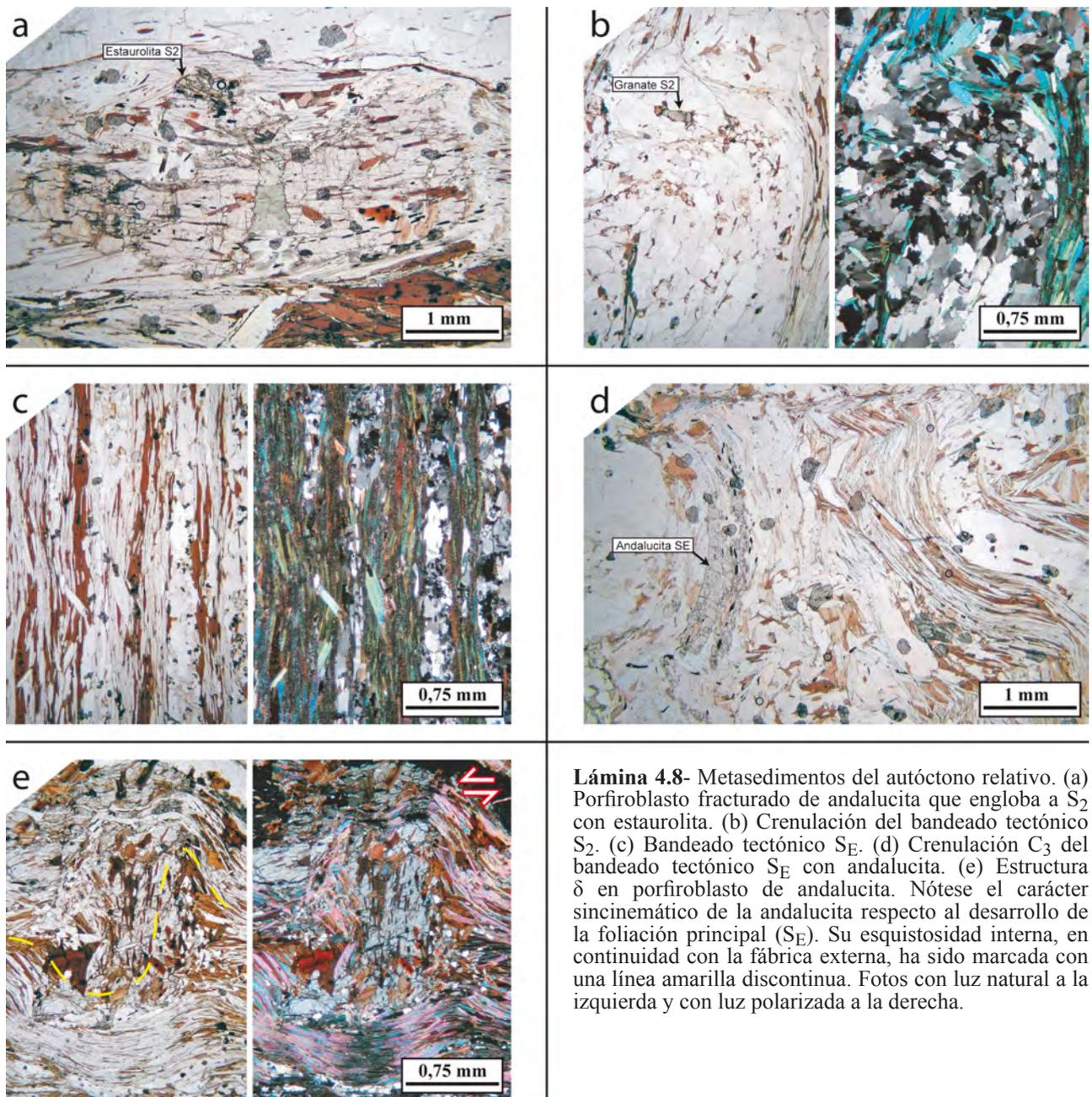


Lámina 4.8- Metasedimentos del autóctono relativo. (a) Porfiroblasto fracturado de andalucita que engloba a S_2 con estaurrolita. (b) Crenulación del bandeo tectónico S_2 . (c) Bandeo tectónico S_E . (d) Crenulación C_3 del bandeo tectónico S_E con andalucita. (e) Estructura δ en porfiroblasto de andalucita. Nótese el carácter sincinemático de la andalucita respecto al desarrollo de la foliación principal (S_E). Su esquistosidad interna, en continuidad con la fábrica externa, ha sido marcada con una línea amarilla discontinua. Fotos con luz natural a la izquierda y con luz polarizada a la derecha.

4.4.2- Ortogneises glandulares

La foliación principal está definida por la orientación de glándulas centrimétricas de feldespato potásico a través de la recristalización, formación de neocristales por fracturación y transformación en plagioclasa y neoblastos de feldespato potásico en sus bordes, así como su migración hacia sombras de presión. A su vez, los cristales de cuarzo se deforman dúctilmente y definen pequeñas lentes subconcordantes con la foliación. La plagioclasa recristaliza total o parcialmente formando subgranos dentro de un antiguo cristal ígneo reorientado según la foliación. La fracción cuarzofeldespática domina notablemente sobre la micácea, que generalmente se dispone en los intersticios de los feldespatos y el cuarzo y sobre todo a lo largo de bandas oblicuas subconcordantes con la foliación principal. Las bandas micáceas se componen de biotita y cantidades menores de mica blanca, y a menudo se asocian con una reducción de tamaño de grano más efectiva en los feldespatos y un mayor estiramiento de las lentes de cuarzo. En ellas, ocasionalmente se puede reconocer granate.

Se considera que la foliación principal es S_{E_1} , ya que es subconcordante con pequeñas bandas de migmatización, y en las sombras de presión de algunos feldespatos aparecen pequeños fundidos de composición granítica (Tab. 4.11).

Las bandas de cizalla C' subverticales que transectan a la foliación principal son equivalentes a las bandas de deformación $S_{3.2}$. Además, se han reconocido foliaciones de plano axial equivalentes a $S_{3.1}$, y el tipo de crenulaciones asociadas a su formación. Esta fase de deformación produce una reorientación completa de la fracción cuarzofeldespática y micácea pertenecientes a S_{E_1} .

4.5- Lineaciones y caracterización cinemática secuencial

Existen cuatro tipos de lineaciones formadas en relación a las principales fases de deformación: mineral, de estiramiento, de crenulación y de intersección. En todos los casos, las lineaciones mineral y de estiramiento coinciden en buena medida en su dirección. Las características de cada lineación de crenulación serán expuestas en cada caso. Las litologías composicionalmente heterogéneas muestran en sus planos de foliación y/o superficies límite composicionales (ej. bandeado sedimentario) una lineación de intersección S_0-S_x . De igual modo se han encontrado intersecciones S_2-S_3 , pero no ha sido posible identificar una lineación de intersección S_1-S_2 en ningún litotipo.

4.5.1- Lineaciones y cinemática en fábricas S_1 : L_1

La caracterización de las lineaciones y las cinemáticas asociadas a las fábricas más antiguas preservadas tan solo puede abordarse en las eclogitas y en los ortogneises eclogíticos. En ambos casos las lineaciones minerales coinciden en orientación con las de estiramiento (L_1).

		Eventos Metamórficos	C ₂	E ₁	C ₃
Fases Minerales	Granate		?		
	Cuarzo				
	Mica Blanca	???			?
	Biotita	??			?
	Feldespato K	???			
	Plagioclasa	???			
	Min. Opacos	???			
	Clorita	?			

Tabla 4.11- Cronología de la mineralogía más representativa respecto del desarrollo de las fábricas tectónicas en los ortogneises del autóctono relativo de la UMT.

En las eclogitas la lineación está definida por la orientación estadística de piroxenos en las variedades masivas y por la alineación de piroxenos, mica blanca, agregados de granate y microdominios de cuarzo en las facies planolinesares (Lám. 3.12a). Su orientación guarda siempre un fuerte paralelismo con las lineaciones en el encajante, independientemente de que éste exhiba una fuerte fábrica retrograda o no. No es aconsejable utilizar su orientación como marcador fiable en términos absolutos, ya que el volumen de las eclogitas dentro de su encajante es muy reducido, y han podido ser reorientadas con suma facilidad. Con todo, existe cierta tendencia a que la lineación en las eclogitas sea menos nortada que la de su encajante, y con dirección NNE-SSO.

Los ortogneises eclogíticos muestran una lineación definida por el estiramiento del cuarzo en *ribbons* y de pequeños dominios composicionalmente diferentes, por la alineación tanto de agregados como de prismas individuales de piroxeno y/o zoisita, y por la alineación de cristales de fengita.

Incluidos en estos gneises aparecen numerosos cuerpos de eclogitas *sensu stricto* con una fábrica eclogítica linear a planolinar preservada, y con una morfología lenticular alargada paralelamente a la lineación de estiramiento en los ortogneises, por efecto del *boudinage*.

Las lentes eclogíticas, de escala decimétrica a métrica, tienen morfologías σ asimétricas que indican una cinemática consistente de techo hacia el NE (Lám. 3.8e y 4.9a). Su fábrica interna y los propios niveles estirados de eclogitas están afectados por plegamiento recumbente (Lám. 3.9a), cuya asimetría, indica una cinemática de techo hacia el NE. La foliación eclogítica de los ortogneises rodea los límites de las lentes, y puede incorporarse a la estructura de plegamiento (Lám. 4.9b).

La foliación eclogítica de los ortogneises actúa como foliación de plano axial durante el cizallamiento simple dirigido hacia el NE, y los ejes de los pliegues (L_{b1}) son perpendiculares a la lineación de estiramiento de los ortogneises. Con la misma cinemática, y acompañando a las estructuras formadas en los cuerpos básicos, la foliación S_1 también puede desarrollar estructuras S-C (Lám. 3.8e) y segregados sigmoidales de cuarzo (Lám. 3.8c).

4.5.2- Lineaciones y cinemática en fábricas S_2 ; L_2

La caracterización de estas lineaciones puede hacerse en multitud de litotipos, puesto que su fábrica planar asociada (S_2) se distribuye de forma generalizada en todas las unidades basales. Se trata en la mayoría de los casos de una lineación de estiramiento, que será denominada genéricamente L_2 , aunque también existe una de crenulación y otra de intersección, que serán denominadas L_{b2} .

En los ortogneises graníticos (Lám. 3.6e), granodioríticos (Lám. 3.8b) y alcalinos/peralcalinos (Lám. 3.10b y 3.11a) la lineación de estiramiento está marcada por la alineación estadística de dominios cuarzofeldespáticos, de porfiroclastos estirados y fragmentados de feldespato potásico y/o plagioclasa, la orientación de cintas y microdominios de cuarzo, la orientación preferente de micas y/o anfíboles, la alineación de agregados lenticulares de la fracción melanocrática en su conjunto y por el eje mayor de los xenolitos de origen ígneo y/o sedimentario. En las tectofacies miloníticas de cada litotipo la lineación acentúa su desarrollo, aumentándose la relación de aspecto entre los lados de todos los microdominios cuarzofeldespáticos o melanocráticos y de cada porfiroclasto individual.

En los ortogneises eclogíticos L_2 se define por granos alargados de cuarzo de bandas de deformación discretas y por una leve reorientación de la mineralogía índice eclogítica. Para las anfíbolitas está marcada por la orientación estadística de anfíboles y por el estiramiento de los blastos de plagioclasa y agregados melanocráticos no anfibólicos (esfena, epidota y opacos). Además, en afloramientos con buena exposición de las superficies de foliación puede observarse cómo la elongación de las lentes de anfíbolitas, y en general de todos los cuerpos básicos, coincide con L_2 en

el encajante.

El intenso retrabajado posterior apenas permite observar lineaciones L_2 en la Lámina Superior. En los micaesquistos se define por el estiramiento de cintas de cuarzo y la orientación estadística de mica blanca y cloritoide (Lám. 3.3e). En las Anfibolitas de Cambre, L_2 se define a partir

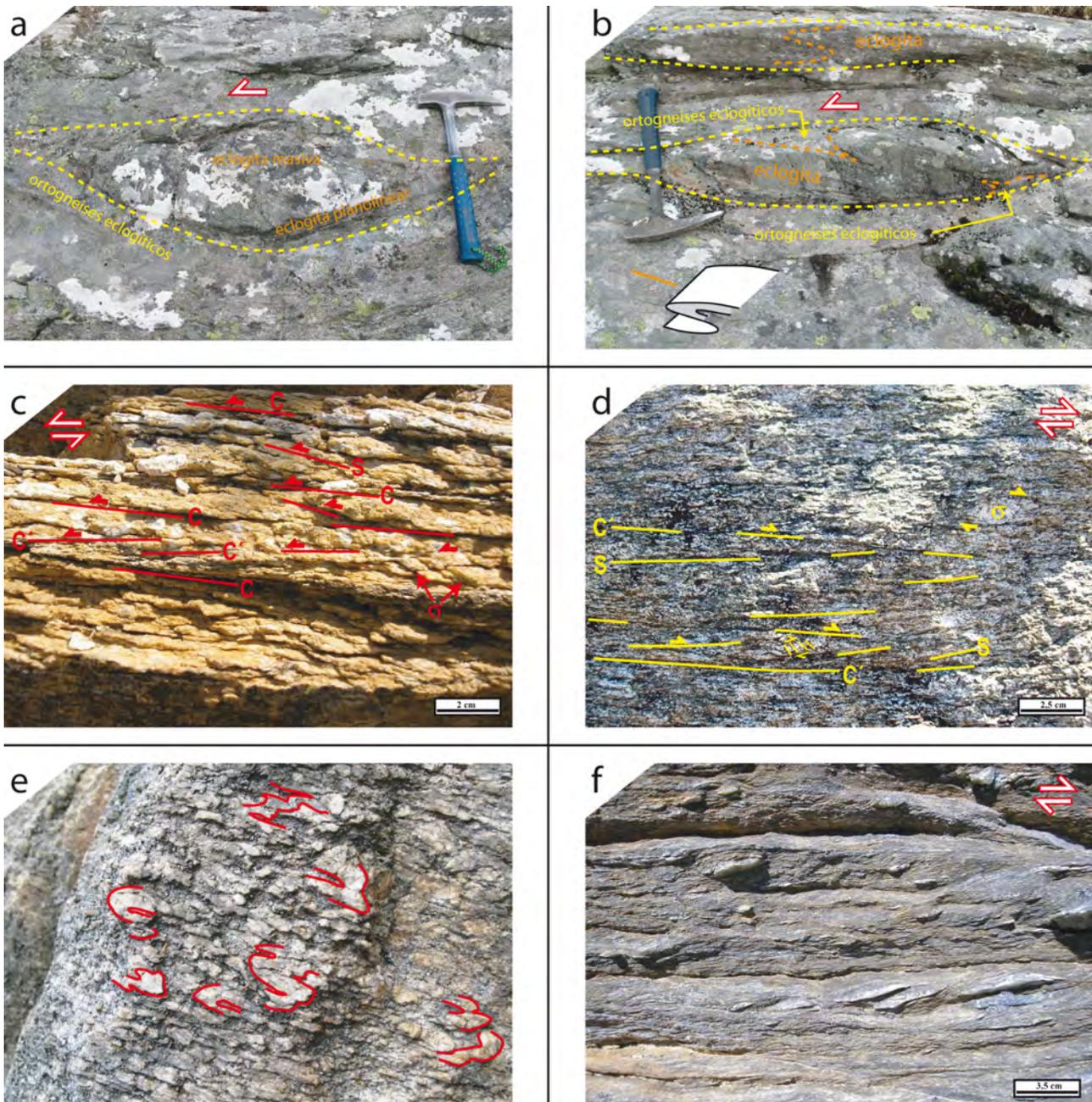


Lámina 4.9- (a) Lente sigmoideal de eclogita (techo al NE) envuelta por la fábrica S_1 de los Ortogneises eclogíticos. Las zonas centrales de la lente preservan una fábrica gruesa mal definida y de grano mayor que las de borde. (b) Lentes sigmoideales de eclogitas (límites trazados con líneas naranjas discontinuas) incluidas en los Ortogneises eclogíticos. Sobre las fábricas internas planolineares de las lentes se desarrollan pliegues tumbados asimétricos vergentes al NE cuyos ejes son perpendiculares a la lineación de estiramiento (línea naranja) desarrollada en la fábrica S_1 de los Ortogneises eclogíticos. (c) Estructuras σ , S-C y C' sintéticas en la S_2 de los Ortogneises graníticos miloníticos indicando un cizallamiento hacia el ESE en el embalse de Fervenza. Las líneas rojas muestran la orientación de los principales planos de las estructuras. (d) Estructuras $C'-S$ desarrolladas en las facies glandulares (estructuras σ) de los Ortogneises graníticos (techo hacia el SE). (e) Sección perpendicular a la lineación de crenulación (L_{b2}) en los Ortogneises graníticos. Las líneas rojas indican las pautas de crenulación de algunos dominios cuarzofeldespáticos. Los planos axiales de crenulación constituyen la foliación principal S_2 . (f) Estructuras σ en segregados de cuarzo, S-C, $C'-S$, y bandas C' de diferente espaciado formadas en la foliación S_E (techo al NNE).

del estiramiento de pseudomorfos de lawsonita y agregados de granate, junto con la alineación de anfíboles (Lám. 3.3f).

No se han observado fábricas L_2 en el autóctono relativo.

Para su interpretación respecto de la fábrica principal, sólo se han utilizado criterios cinemáticos de afloramientos con un sentido de cizallamiento estadísticamente significativo.

Observaciones mesoscópicas en los ortogneises eclogíticos permiten identificar bandas C' de bajo ángulo asociadas a los dominios con mayor retrogradación. Estas bandas desarrollan fábricas S_2 , que junto con asimetrías internas del cuarzo deformado en ellas indican consistentemente una cinemática de techo al SE (Lám. 4.4d).

Para el resto de ortogneises, S_2 se acompaña de una fábrica de forma con estructuras σ en porfiroclastos de feldespato y de cuarzo (Lám. 3.7d), colas de presión asimétricas (Lám. 3.6d), estructuras δ incipientes y estructuras S-C (Lám. 4.9c). La morfología asimétrica de *boudins* de metabasitas ha sido utilizada también como marcador cinemático (Lám. 3.6a).

Las fábricas de forma evolucionan hacia bandas de cizalla extensionales C' sintéticas y antitéticas de bajo buzamiento coherentes con el desarrollo de la foliación principal (Lám. 4.9d). Al microscopio se han identificado *mica-fish* y asimetrías internas en los granos de cuarzo dispuestos en el bandeado S_2 . La cinemática es de techo hacia el SSE en el tercio meridional de la UMT (S de la Ría de Vigo) y en el sector central (entre las localidades de Vilagarcía de Arousa y Mazaricos). En el tercio septentrional la cinemática dominante mantiene una componente hacia el S, pero en función de la orientación de las fábricas de forma, oscila entre SSO y SE, siendo esta última la más frecuente.

La cinemática de las fábricas S_2 en la Lámina Superior y en el autóctono relativo apenas ha podido analizarse. Para la Lámina Superior, tan solo ha podido comprobarse en dominios aislados una cinemática que al menos tiene una componente de movimiento hacia el E, como la que se puede reconocer en el SO del Complejo de Órdenes (*Gómez-Barreiro et al.*, en prensa).

Asociada a S_2 existe además una lineación de crenulación y otra de intersección (L_{b2}). En los ortogneises, su distinción respecto de la lineación de estiramiento no es trivial puesto que ambas microestructuras se generan simultáneamente durante C_2 , produciendo una estructuración lineal a planolinar, que en algunos sectores probablemente derive de su suma. Donde la lineación de crenulación domina la fábrica lineal de los gneises, secciones perpendiculares a ella muestran cómo los microdominios cuarzofeldespáticos no se disponen en bandas planas continuas (Lám. 3.6d), sino que se estructuran según patrones sinuosos, fuertemente irregulares (Láms. 3.7a y 4.9e). Los agregados de cuarzo, pequeñas bandas o agregados melanocráticos, e incluso porfiroclastos centimétricos de feldespato, muestran la estructura de plegamiento inherente al desarrollo generalizado de S_2 como foliación de plano axial, hecho igualmente comprobable en el resto de litologías (ej. Láms. 3.3a y 3.3b).

4.5.3- Lineaciones y cinemática en fábricas S_E : L_E

Las fábricas lineales dominantes relacionadas con S_E son lineaciones de estiramiento. Su naturaleza varía en función de la litología pero pueden diferenciarse dos grandes grupos, lineaciones ligadas con el contacto basal de la Lámina Inferior (visibles en el autóctono relativo), y las atribuibles al contacto basal de la Lámina Superior.

En los metasedimentos del autóctono relativo se reconoce una lineación mineral y de estiramiento (Láms. 3.13a y 3.13d) definida por *ribbons* de cuarzo y la orientación estadística de

mica blanca, biotita y aluminosilicatos (andalucitas) de marcado carácter sintectónico (Lám. 3.13c), que son subparalelas al eje mayor de las lentes graníticas variscas deformadas. La mineralogía dentro de ellas, y de los leucosomas en los niveles migmatíticos inferiores también se dispone de forma alineada subconcordante con la fábrica externa. La fábrica linear L_E en los ortogneises viene marcada por la orientación de microdominios cuarzofeldespáticos, el estiramiento de porfirocristales de feldespato potásico y agregados de cuarzo, y por la orientación de cristales de mica o sus agregados con otros minerales.

Para ambos litotipos, S_E desarrolla buenas fábricas de forma. Los metasedimentos incluyen estructuras S-C, morfologías sigmoidales en segregados de cuarzo y bandas extensionales C' de bajo ángulo y espaciado milimétrico a métrico (Lám. 4.9f). Las bandas C' métricas a menudo se asocian con pliegues tumbados asimétricos (L_{bE}) sin- a precinemáticos respecto a su desarrollo (Lám. 3.13f). Los leucogranitos con frecuencia adquieren una fábrica de forma sigmoidal (Lám. 3.14b). Su fábrica interna es comparable a planos S de cizalla, siendo ésta más grosera cuanto mayor es la entidad volumétrica del cuerpo ígneo (Lám. 3.14a). Las glándulas feldespáticas en los ortogneises poseen con frecuencia una morfología sigmoidal, con colas de presión asimétricas, estructuras S-C, planos S, bandas C' sintéticas y antitéticas y porfiroclastos de tipo δ (Lám. 3.14d). A nivel microscópico, tanto para metasedimentos como ortogneises, hay que añadir la asimetría interna de cristales de cuarzo, las sombras de presión asimétricas en torno a minerales pre- a sincinemáticos, estructuras δ y arrastre de marcadores planos en andalucitas (Lám. 4.8e), deslizamientos de planos basales de micas, y microfracturas sintéticas y antitéticas en porfirocristales de feldespato potásico.

La cinemática para S_E en relación al contacto basal de la Lámina Inferior varía a escala regional. En el tercio meridional, hacia el S de la granodiorita de Caldas de Reis, la suma de criterios microestructurales indica un movimiento de techo hacia el SE, mientras que hacia el N de este batolito, los criterios marcan un sentido de cizallamiento general dirigido hacia el N, con un rango de oscilación entre direcciones NE y NO.

En las litologías de la Lámina Superior, la lineación mineral y de estiramiento (L_E) está marcada en los micaesquistos por *ribbons* de cuarzo y la alineación de los planos de micas en las superficies de foliación S_E (Lám. 3.5e). Para las Anfibolitas de Cambre, L_E se define por la orientación de clorita y anfíboles en los planos de foliación, el estiramiento de pseudomorfo de lawsonita, la alineación de porfiroclastos de granate y albita, y la dirección de estiramiento de los segregados de cuarzo en bandas discretas de alta deformación (Láms. 4.10a y 4.10b).

La cinemática asociada a S_E en la Lámina Superior se caracteriza por un sentido de cizallamiento general con una componente de movimiento de bloque de techo hacia el N, que oscila entre direcciones NNO y NNE. Esta cinemática viene dada por diferentes generaciones de bandas extensionales C' distribuidas por todos los metasedimentos (Láms. 3.5a y 3.5d) y metabasitas (Láms. 3.4b y 4.10a), S-C locales, estructuras sigmoidales formadas en agregados de plagioclasa (Lám. 4.10a) y en segregados de cuarzo (Lám. 4.10c), incluyendo la asimetría externa de sus granos visible mesoscópicamente (Lám. 4.10b), por el desarrollo local de pliegues tumbados asimétricos (L_{bE}) generados sobre la foliación S_E en metabasitas (Lám. 4.10d), y por crenulaciones subhorizontales sobre una foliación S_2 en los metasedimentos asociadas a un clivaje de crenulación dispuesto en forma de bandas de cizalla extensionales (Lám. 4.10e).

Existen criterios cinemáticos opuestos, pero son los criterios con una componente hacia el N los que resultan estadísticamente más frecuentes. Los criterios opuestos, pueden representar pequeños flujos locales (cizallas antitéticas) relacionados con una componente de cizallamiento puro. Las observaciones realizadas en campo han sido confirmadas mediante el estudio microestructural de muestras orientadas. En ellas, la asimetría interna de los granos de cuarzo a lo largo de bandas extensionales C' , y la asimetría de las sombras de presión de cristales precinemáticos sustentan un

modelo de cizallamiento general dirigido hacia el N durante E_1 en la Lámina Superior.

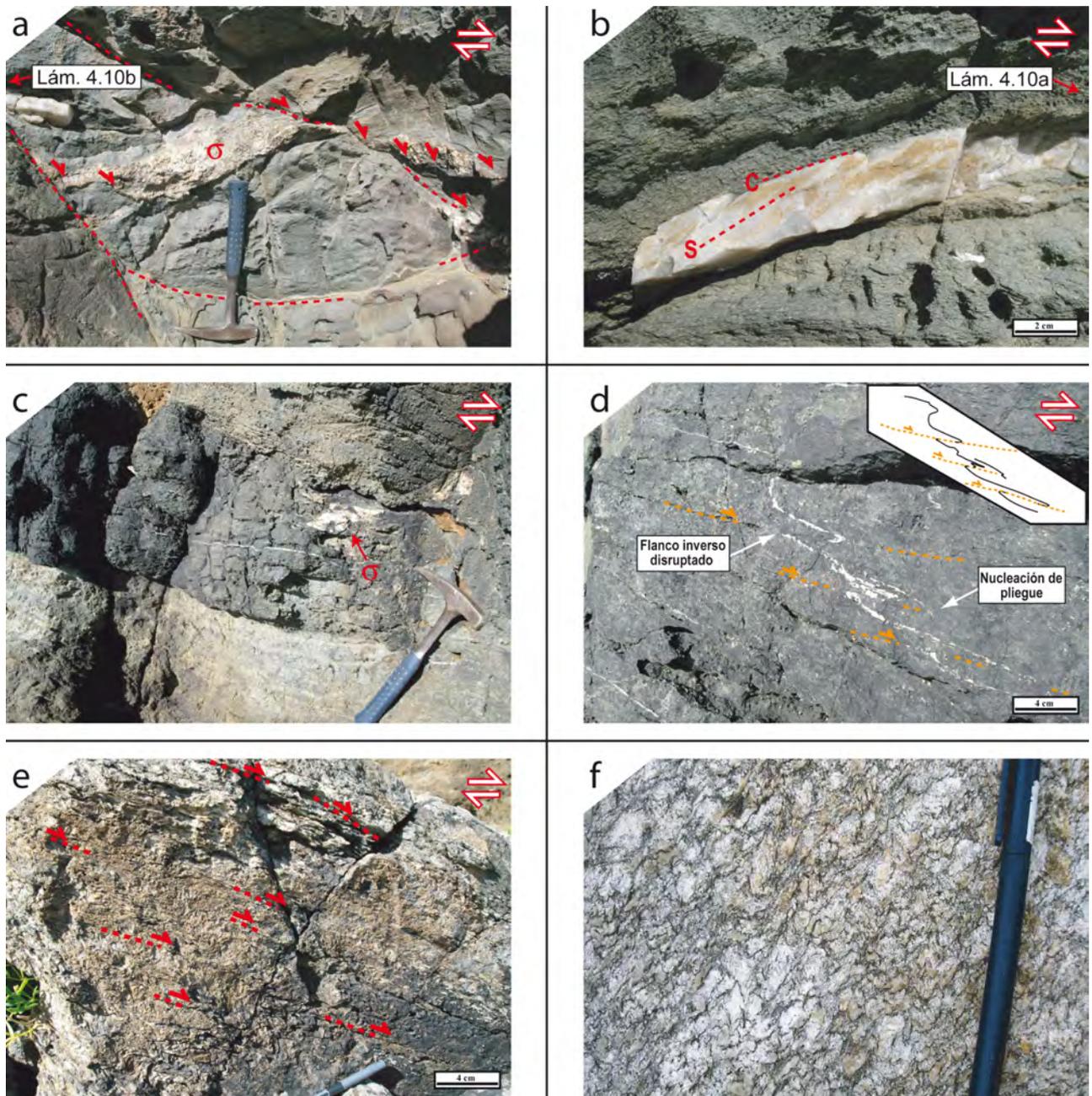


Lámina 4.10- Metabasitas (a-d) y micaesquistos (e) de la Lámina Superior, y Ortogneises graníticos (f). (a) S_E en bandas de alta deformación con *ribbons* de cuarzo (detalle en Lám. 4.10b) y estructuras sigmoidales en agregados de plagioclasa afectados por bandas de cizalla extensionales a varias escalas (techo al N). (b) Segregado de cuarzo acintado (ver Lám. 4.10a). Nótese la disposición asimétrica interna de los cristales marcando planos S (S_E , techo al N). (c) Segregado de cuarzo sigmoidal en anfibolitas (S_E , techo al N). Véase la continuidad de los *ribbons* de cuarzo asociados a la foliación milonítica. (d) Cintas de cuarzo (S_E) afectadas por bandas de cizalla discretas que llevan asociado el desarrollo de pliegues tumbados (techo al N). En el esquema se señalan las cintas de cuarzo (líneas negras) y las bandas de deformación que las afectan (líneas naranjas discontinuas). (e) Clivaje de crenulación subhorizontal (S_E) dispuesto a modo de bandas extensionales (líneas rojas discontinuas). (f) Lineación de crenulación L_{b3} .

4.5.4- Lineaciones y cinemática en fábricas S_3 : L_3

Hay dos tipos de fábricas lineares dominantes asociadas a S_3 : lineaciones de crenulación y/o lineaciones de estiramiento. Con el fin de mantener una nomenclatura homogénea, podría denominarse a la lineación de estiramiento L_3 y a la de crenulación L_{b3} . Pero el carácter transpresivo de la tectónica de desgarre asociada a C_3 (ver Cap. 7) hace que en realidad ambas lineaciones sean en muchos casos virtualmente indistinguibles, y confluyan, junto con una de intersección, en una fábrica linear resultante de una combinación de microplegamiento y estiramiento. Por ello, han sido denominadas indistintamente L_3 . No obstante, en sectores concretos pueden diferenciarse ambos tipos de lineación.

La lineación de crenulación se asocia al microplegamiento de cualquiera de las foliaciones pre- S_3 mediante pliegues con planos axiales subverticales o con altos buzamientos (generalmente hacia el O), y cuyo cabeceo de ejes rara vez supera los 25° . Los mayores de estos pliegues, en primera instancia ligados a la fase extensional como domos, cubetas, culminaciones y sillars de montar, fueron aplastados durante C_3 , generándose una fábrica de plano axial ($S_{3,1}$) y una fábrica linear característica en todas las litologías: metasedimentos de las Láminas Inferior (Lám. 3.2f) y Superior (Lám. 3.4e) y sus metabasitas (Lám. 3.4a), en los del autóctono relativo (Láms. 3.13d y 3.13e), en cualquiera de los ortogneises de la UMT (ortogneises eclogíticos: Lám. 3.9c; ortogneises graníticos: Lám. 4.10f; ortogneises alcalinos: Lám. 3.10c) e incluso en las lentes de granitoides variscos sincinemáticos (Lám. 3.15c).

La lineación de crenulación C_3 y/o cualquiera de las formadas con anterioridad fueron progresiva y localmente intensificadas y reorientadas hasta constituir una lineación de estiramiento finito acumulado, por la deformación dúctil asociada a las cizallas transcurrentes subverticales que controlan la estructura principal formada durante C_3 . Esta deformación puede afectar a un gran volumen rocoso (Lám. 3.7b), o a niveles discretos oblicuos al resto de estructuras (Láms. 3.3c y 3.14e). Las lineaciones de estiramiento C_3 también son visibles en granitoides sincinemáticos, sobre todo en los que ocupan el límite tectónico O de la UMT.

No se ha extraído información cinemática de las foliaciones de plano axial $S_{3,1}$. Sin embargo, las bandas de cizalla C' subverticales ($S_{3,2}$), muestran criterios de movimiento subhorizontal, tanto dextros como senestros. En los granitoides sincinemáticos estos criterios se pueden presentar además en forma de estructuras C' -S, S-C, planos C, estructuras tipo σ en porfiroclastos feldespáticos y microcizallas sintéticas y antitéticas. La ordenación de criterios cinemáticos y distinción de las diferentes bandas de cizalla se llevará a cabo en el Cap. 7.

4.6- Evolución tectonometamórfica de las unidades basales en la UMT

4.6.1- Síntesis microestructural

Todas las litologías de la UMT muestran una evolución tectónica similar y una evolución metamórfica compatible. La evolución microestructural de la Lámina Inferior incluye el desarrollo de fábricas planolinesares (S_1) en condiciones de alta presión (>13 Kbar) bajo un régimen de cizallamiento general dirigido hacia el NE, seguido de la superposición de una nueva fábrica planolinesar (S_2), que comienza su formación todavía en condiciones de alta presión y la culmina en facies anfibolitas (<10 Kbar) hacia los sectores meridionales y en su transición a facies de esquistos verdes (<10 Kbar) en los septentrionales. Los valores de presión se basan en el desarrollo de una paragénesis eclogítica

(granate + onfacita) en las metabasitas durante C_1 , el desarrollo generalizado de una paragénesis en facies anfíbolitas (hornblenda + plagioclasa + epidota, *Holland*, 1980) de esta misma litología durante C_2 , y el límite superior de presión clásico para la facies de esquistos verdes (*Yardley*, 1989).

La superposición de S_2 se produjo durante la exhumación. La fábrica de las tectofacies miloníticas de ortogneises representa un estadio final de evolución de una larga trayectoria deformativa integrable en C_2 . La escasa participación de las fases minerales de menor temperatura indica que la milonitización corresponde en su mayoría a etapas anteriores, y se asocia al desarrollo de la terna granate-fengita-epidota. Esta asociación indica condiciones de alta presión (≥ 12 Kbar), y por tanto la milonitización debió ocurrir en su mayoría en tales condiciones.

En la Lámina Superior se observa una secuencia similar, con una trayectoria a través de la facies de esquistos azules durante las primeras fases de deformación (C_1), y su evolución durante la exhumación (C_2) a través de condiciones más frías que en la Lámina Inferior.

S_2 no se limita a las variedades miloníticas, sino que se desarrolla de forma generalizada en las tectofacies y unidades distinguidas en este trabajo, y es la fábrica principal preservada en la UMT. S_2 atestigua un cizallamiento exhumativo, heterogéneo y prolongado dirigido hacia las zonas externas de la cadena. Esta foliación representa un producto final, fruto de un proceso deformativo continuo, del cual se preservan a pequeña escala (Láms. 4.1e y 4.1f) los patrones estructurales que deben caracterizar su desarrollo a mayor escala (Lám. 3.3b). Su registro integra toda la evolución exhumativa inicial una vez abortado el proceso subductivo, y la superposición de las unidades basales sobre el dominio adyacente, denominado Dominio Esquistoso, Alóctono Inferior o Parautóctono.

Posteriormente, en los sectores basales de la UMT se produjo un calentamiento asociado a la formación de una nueva fábrica planolínear que incluye andalucita sincinemática (S_E). La nueva foliación refleja condiciones de baja presión y alta temperatura en base al crecimiento de andalucita, cordierita, sillimanita y la intrusión de leucogranitos en las zonas colindantes. Este tipo de metamorfismo ha sido relacionado con el colapso gravitacional del orógeno, cuya manifestación estructural en el Macizo Ibérico es la formación de grandes despegues extensionales y domos térmicos, cuya cinemática en la UMT sugiere un movimiento de láminas divergente y oblicuo al trazado de la cadena.

En un estadio de evolución correlacionable se produjo una intensa retrogradación en facies de los esquistos verdes en la Lámina Superior de la UMT. La retrogradación fue más efectiva a lo largo de los contactos litológicos, y se distribuye a lo largo de bandas específicas que coinciden con niveles de concentración de la deformación. En la Lámina Inferior, esta retrogradación solo se registra en los niveles superiores de contacto entre ambas láminas principales, coincidiendo con el desarrollo de una ultramilonita que indica un movimiento retrovergente del bloque de techo respecto de C_2 . Esta roca de falla representa un nivel de despegue que actuó, junto con el resto de niveles discretos, como elemento concentrador del registro metamórfico previo de la Lámina Superior, en la que a pocas decenas de metros de su base pueden reconocerse fábricas tectónicas de bajo grado (esquistos verdes) sin evidencias de metamorfismo de alta presión, por encima de dominios en facies anfíbolitas – esquistos verdes con relictos de facies de los esquistos azules.

Posteriormente, todas las fábricas citadas fueron crenuladas por micropliegues de plano axial subvertical con bajos ángulos de inmersión y se desarrollaron zonas de cizalla transcurrentes discretas, tanto dexas como senestras. Las nuevas fábricas (S_3) se desarrollaron en facies de los esquistos verdes. Las condiciones térmicas se han acotado a partir del desarrollo de biotita \pm clorita en los esquistos para $S_{3,1}$ (foliación de plano axial de crenulación) y mediante el desarrollo generalizado de bandas cloríticas para $S_{3,2}$ (bandas de cizalla transcurrentes), que sugieren un grado menor que la anterior, por debajo de la isograda de la biotita ($<350^\circ\text{C}$).

4.6.2- Registro metamórfico de la subducción eo-varisca en la Unidad de Malpica-Tui

El registro de alta presión se puede dividir en dos grandes conjuntos. Las unidades de la Lámina Superior muestran una trayectoria de alta presión dentro de la facies de los esquistos azules. El otro conjunto lo forman las litologías de la Lámina Inferior, cuya trayectoria de alta presión alcanza la facies eclogita. La Fig. 4.2 muestra esquemáticamente la subducción continental que explica ambas trayectorias.

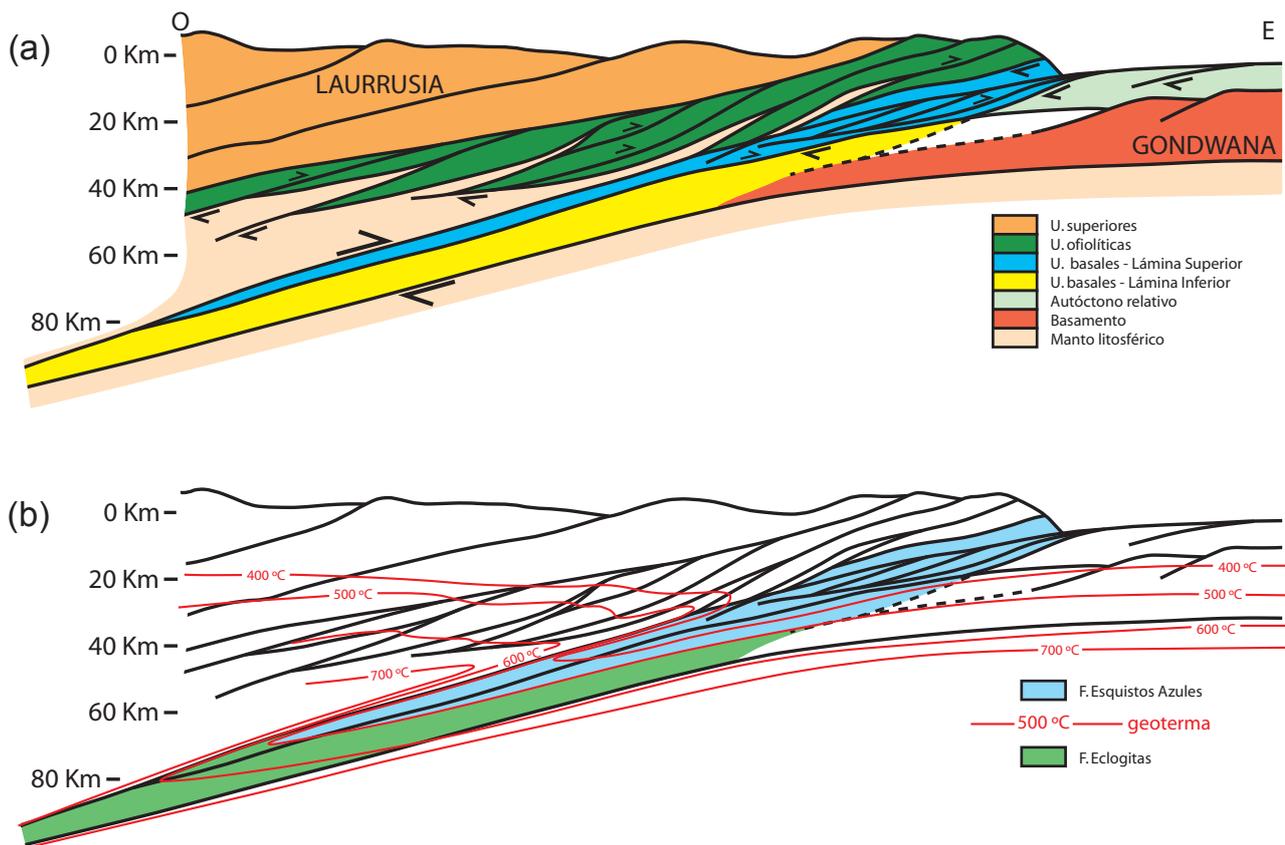


Fig. 4.2- (a) Modelo de subducción ortogonal para el margen de Gondwana en el NO del Macizo Ibérico que muestra la posición de los grupos de unidades de los complejos alóctonos gallegos. Las unidades superiores (Laurrusia) y parte de las ofiolíticas, acrecionadas bajo ellas, actuarían como bloque de techo, bajo el que subducirían las unidades basales (Gondwana) formando una cuña de subducción. (b) Deformación de las geotermas y distribución general de las grandes facies metamórficas para el modelo de subducción propuesto.

En la Lámina Inferior, *Gil Ibarra* y *Ortega Gironés* (1985) y *Gil Ibarra* (1995) realizaron una primera evaluación cuantitativa a dicho problema, que fue de nuevo abordada por *Rodríguez et al.* (2003) y *Rodríguez Aller* (2005). Las condiciones de pico bórico (24-26 Kbar) y térmico (615 °C) obtenidas en las eclogitas débilmente foliadas incluidas en los ortogneises eclogíticos tienen especial relevancia, ya que estas rocas ocupan la posición estructural más profunda reconocible durante la subducción de entre las que constituyen la UMT. La estimación será considerada un valor máximo de referencia para la presión y la temperatura registradas durante la subducción. Otras estimaciones realizadas en los mismos litotipos con una asociación igualmente eclogítica arrojan una dispersión de valores de hasta 4 Kbar en la presión y 200 °C en la temperatura (Metamorfismo Eclogítico sincinemático de *Rodríguez Aller*, 2005), suficiente como para interpretar las estimaciones con cautela.

Las paragénesis de las fábricas eclogíticas planolineares S_1 de las metabasitas en los ortogneises eclogíticos, arrojan condiciones de presión menores. *Rodríguez Aller* (2005) las estima en 20-22 Kbar, con una temperatura de 580-600 °C. Esta calibración se ajusta al campo de estabilidad propuesto por *Miller et al.* (2007) ($P = 20-24$ Kbar y $T > 590$ °C) para una paragénesis con granate + onfacita + cuarzo + fengita en litologías comparables con los ortogneises eclogíticos. Pero, la participación de distena en la fábrica S_1 de los ortogneises sugiere presiones más próximas a 24-25 Kbar.

Las fábricas eclogíticas se encuentran preservadas dentro de una foliación milonítica regional (S_2). La activación de los sistemas de deslizamiento rómbico y prismático en el cuarzo que forma parte de ella (*Llana-Fúnez*, 2001), es decir, las fábricas S_2 en tectofacies miloníticas en este trabajo, indica un rango de temperatura de 500-600 °C. Para rocas cuarzofeldespáticas que desarrollan una foliación en este rango de temperaturas, la ausencia de clinopiroxeno sódico indica unos valores de presión máximos de 13-15 Kbar (*Holland*, 1983; *Koons et al.*, 1987). Además, el contenido en sílice de las fengitas ($Si = 3.4$ p.f.u.; *Rodríguez Aller*, 2005), omnipresentes en los procesos de milonización de los ortogneises junto con granate, epidota y rutilo/ilmenita, indica una presión mínima de 11-12 Kbar para su desarrollo (*Massonne y Schreyer*, 1987).

Estos datos indican una exhumación a partir de un enterramiento máximo de 23-26 Kbar mediante cizallas equivalentes a cabalgamientos dúctiles en el techo de la lámina subducente. En las zonas más profundas (20-22 Kbar), estas cizallas desarrollarían fábricas eclogíticas durante el enterramiento, y a medida que la exhumación fuera avanzando, se produciría un ascenso de láminas cabalgantes hacia niveles corticales superiores, aún en condiciones de alta presión (12-15 Kbar). La culminación del cizallamiento en tales condiciones está representada en la UMT por las tectofacies miloníticas de los diferentes tipos de ortogneises. Los dominios más enterrados de la corteza subducida se superpondrían a otros que lo fueron menos, y en ambos se desarrollaría simultáneamente una foliación relacionada con el cizallamiento exhumativo generalizado. Que las rocas de estas bandas miloníticas preserven diferentes estadios béricos de la evolución exhumativa, indica que dentro de ellas existió una distribución heterogénea de la deformación y retrogradación. En los metasedimentos, las cizallas no tienen una litología guía, pero quedarían fuera de ellas los sectores en los que se preservan las estructuras sedimentarias, es decir, las metagrauvas.

La evolución metamórfica de la Lámina Superior ha sido cuantificada recientemente por *López Carmona et al.* (2010). La elaboración de una pseudosección específica calibrada según la composición química de los micaesquistos, combinada con termobarometría clásica, ha permitido afinar en la trayectoria metamórfica de su tramo basal preservado en la UMT, en los Esquistos de Ceán. El pico bérico (S_1) se sitúa en 17-19 Kbar, con una temperatura de 450-470 °C, y fue seguido de una exhumación dentro de la facies de los esquistos azules hacia presiones de 12-14 Kbar y una temperatura ligeramente superior (500 °C), en la que comenzó a desarrollarse S_2 , en transición hacia facies de esquistos verdes. Estos resultados son similares a los obtenidos por termobarometría convencional realizada en la Lámina Superior del NO del Complejo de Órdenes (*Arenas et al.*, 1995), por lo que las trayectorias son altamente consistentes. Los rangos de presión y temperatura para S_1 son compatibles con la formación de lawsonita en las Anfibolitas de Cambre, la cual debe representar el pico bérico en las composiciones básicas.

Los datos de la Lámina Superior pueden integrarse en el mismo modelo que los de la Inferior, con las fábricas S_1 ligadas al proceso de subducción, y las S_2 al de exhumación.

Durante un proceso de subducción de una corteza continental relativamente fría (Fig. 4.2b), al igual que para una oceánica, se produce una distorsión de las geotermas, que se concentran ligeramente oblicuas al límite superior de la corteza que subduce (*Mackenzie*, 1969; *Hasabe*, 1970; *Minear y Toksöz*, 1970; *Toksöz et al.*, 1971; *Lin*, 2000; *Peacock*, 2003; *Currie et al.*, 2004; *Arcay et al.*,

2005, 2007a, 2007b; van Keken y King, 2005; Abers et al., 2006; Yamato et al., 2007; Wada, 2009). Los modelos predicen una condensación de isogradas, que justifica la cercanía entre dominios en facies de esquistos azules (Lámina Superior) y dominios en facies de las eclogitas (Lámina Inferior), sin necesidad de asumir un pico bórico mayor para aquellos que desarrollaron un metamorfismo de alta presión de mayor temperatura (Ernst, 1973). De hecho, su distribución puede ser considerada como primer responsable de la creación de un gradiente metamórfico inverso durante el proceso de subducción (Peacock, 1987, 2003). Sin embargo, los datos cuantitativos indican que el pico de presión en la Lámina Superior (19 Kbar) fue menor que el registrado en la Inferior (25 Kbar). En las zonas de subducción, las zonas más presurizadas normalmente coinciden con las zonas de mayor grado metamórfico (Fig. 4.2b). En el metamorfismo de alta presión de la UMT, las diferencias en el pico bórico coinciden con las diferencias en el térmico, y sirven para explicar el diferente registro durante la subducción.

La estructura interna de cada lámina no es isobárica. A tenor de la ausencia de eclogitas (aunque hay relictos de su existencia) en los sectores central y meridional de la UMT respecto del septentrional, y de los datos cuantitativos aportados por Rubio Pascual et al. (2002) en el NO del Complejo de Órdenes, se sugiere una zonación inversa para el registro metamórfico de alta presión en la Lámina Inferior. Es decir, en el sector septentrional se registra un pico bórico más alto (zona más subducida) que en el resto de sectores, con picos bóricos más bajos (zonas relativamente menos subducidas), siempre superiores a 13 Kbar. Por el contrario, en la Lámina Superior se ha identificado un gradiente bórico normal entre los sectores basales (mayor presión) y los superiores (menor presión). Ambos casos evidencian la condensación del registro ligado a la subducción en la vertical dentro de cada lámina. Este doble zonado deberá ser justificado a la luz de la evolución tectónica posterior al evento de subducción.

Por tanto, no se han reconocido sectores de la Lámina Superior que registren un metamorfismo de alta presión con un gradiente invertido, y el de la Lámina Inferior tampoco parece derivar directamente de la estructura térmica de la zona de subducción, sino de las estructuras exhumativas. Para ambas, se preservan los dominios térmicos del prisma de subducción con zonación normal, es decir, los sectores por debajo de las zonas de flexión de las geotermas.

4.6.3- Síntesis metamórfica (trayectorias P-T-t)

La Fig. 4.3 sintetiza las trayectorias P-T para la Lámina Inferior en la UMT y NO del Complejo de Órdenes, mientras que en la Fig. 4.4 se recogen las de la Lámina Superior.

Los dominios que exhiben un pico bórico en facies eclogitas desarrollan una parte de la trayectoria de enterramiento dentro de la facies de los esquistos azules. Por tanto, se asume una evolución metamórfica progradada inicial con desarrollo de paragénesis y fábricas tectónicas en esta facies. De hecho, algunas microinclusiones en los granates de la asociación eclogítica de las metabasitas (Lám. 4.5d) y ortogneises eclogíticos (Lám. 4.4b) podrían atestiguar tal trayectoria (Fig. 4.3, Trayectoria 1, tramo A).

Así mismo, en función de los mecanismos de exhumación y de la distribución de isogradas, una corteza que ha alcanzado condiciones de facies de las eclogitas puede atravesar el campo de estabilidad de facies de esquistos azules durante su exhumación (evolución retrogradada). A escala regional, la Lámina Inferior preservada en la UMT y en el NO del Complejo de Órdenes desarrolla una retrogradación general desde condiciones eclogíticas hacia facies anfibolitas y su transición a esquistos verdes. En los sectores donde aparecen las tectofacies miloníticas (tercio septentrional), esta

trayectoria pudo retrogradar a través de facies de los esquistos azules desde condiciones eclogíticas, como sugieren las glaucofanas post-eclogíticas en las metabasitas (Lám. 4.5e) y los anfíboles sódico-cálcicos (Mg-katoforita, *Rodríguez Aller, 2005*) en los gneises eclogíticos (*Himmelberg y Papike, 1969; Ernst, 1979; Pognante y Kienast, 1987; Krogh et al., 1994; Eide y Lardeaux, 2002; Orozbaev et al., 2007*). Dado que en las rocas subducidas sometidas a exhumación los cambios de presión son inmediatos, pero la recuperación de las geotermas es más lenta, se asumirá que la entrada dentro de

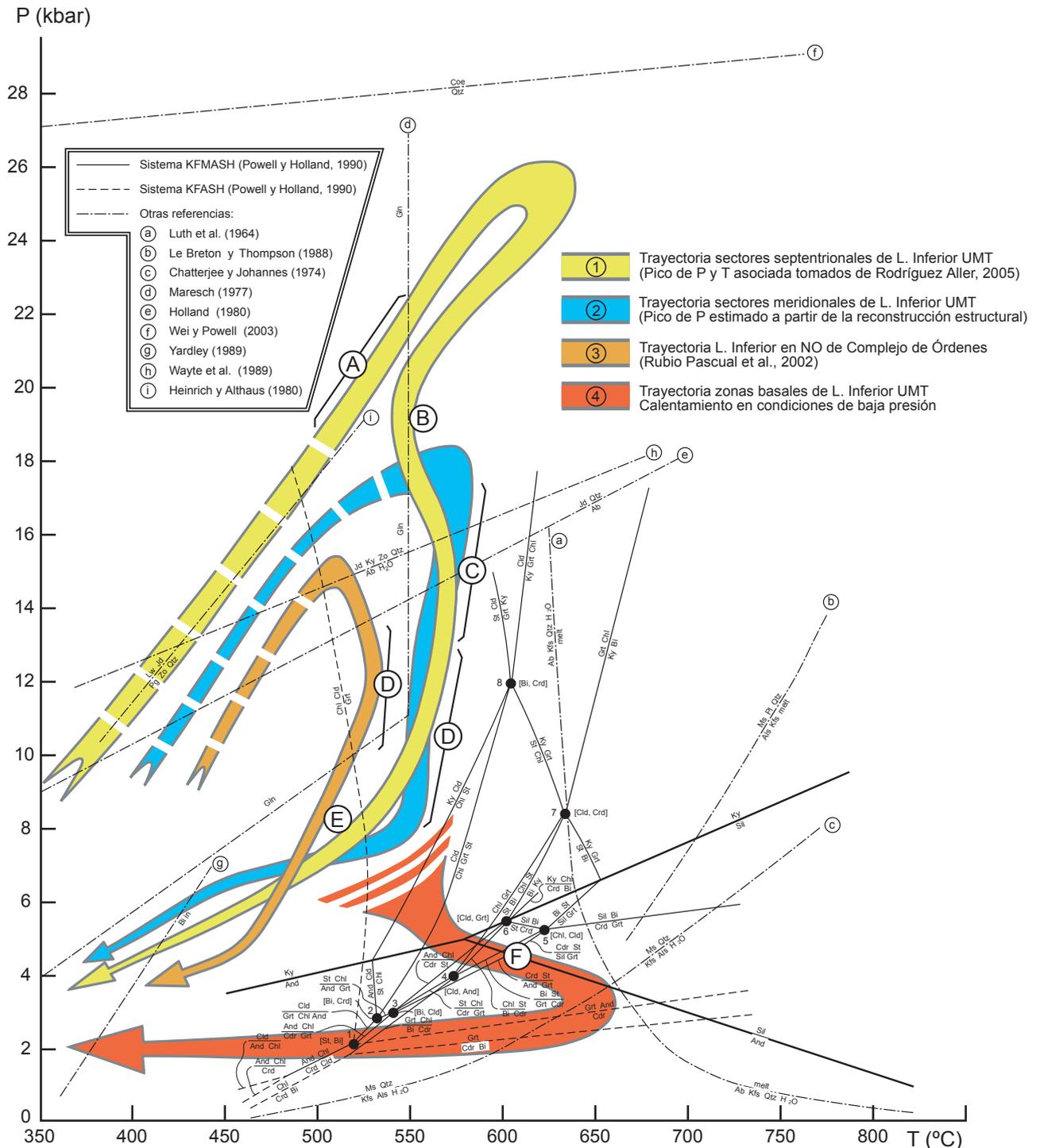


Fig. 4.3- (a) Trayectorias P-T para diferentes sectores de la Lámina Inferior en la Unidad de Malpica-Tui. (1) Trayectoria del sector septentrional. (2) Trayectoria para las zonas meridionales. (3) Trayectoria para el NO del Complejo de Órdenes, basada en *Rubio Pascual et al. (2002)*. (4) Evolución metamórfica ligada al colapso extensional en las zonas basales de la UMT. Red petrogenética para metapelitas basada en *Powell y Holland (1990)* y *Arenas y Martínez Catalán (2003)*. Se incluyen referencias adicionales para metapelitas y rocas básicas.

la facies de esquistos azules se produjo en un estadio ligeramente avanzado de la exhumación (Fig. 4.3, Trayectoria 1, tramo B). La aproximación de una lámina cortical más fría por debajo de otra que comienza a exhumarse podría haber aproximado geotermas más frías, y permite explicar una trayectoria inicial ligeramente retrograda (Davy y Gillet, 1986; Messiga y Scambelluri, 1991). No se han detectado indicios de una trayectoria de enfriamiento simultáneo con la descompresión en los tercios central y meridional de la UMT, por lo que se asumirá una trayectoria exhumativa inicial aproximadamente isotérmica desde condiciones de facies de las eclogitas (Fig. 4.3, Trayectoria 2, tramo C).

El registro metamórfico posterior continuó con el desarrollo generalizado de S_2 en facies anfibolitas en la base de la Lámina Superior (Anfibolitas de Cambre) y en toda la Lámina Inferior (Fig. 4.3, Trayectorias 1, 2 y 3, tramo D), alcanzándose condiciones transicionales a facies de esquistos verdes a techo de esta última, en el tercio septentrional de la UMT y en el NO del Complejo de Órdenes (Fig. 4.3, Trayectorias 1 y 3, pto. E). No se ha reconocido una fábrica comparable en grado para los micaesquistos de la Lámina Superior preservados en la UMT, ni para los tramos basales y medios preservados en Órdenes, donde esta etapa de evolución parece haber transcurrido en facies de los esquistos verdes. Posteriormente, el techo de la Lámina Superior preservado en el Complejo de Órdenes desarrolló un metamorfismo superpuesto en facies de las anfibolitas (Arenas et al., 1995).

Para la Lámina Inferior, la temperatura durante esta etapa puede estimarse en 550-600 °C, ya que la paragénesis en los metasedimentos lleva granate en los tercios central y septentrional y granate ± estaurolita en el meridional (Floor, 1966), mientras que los cuerpos básicos desarrollan una paragénesis de hornblenda + plagioclasa. En la Lámina Superior, la transformación simplectítica de los anfíboles sódicos de las Anfibolitas de Cambre se produjo a una temperatura de 540-545 °C (Rodríguez Aller, 2005), compatible con la termobarometría de Arenas et al. (1995) para los micaesquistos del techo de la serie (525 ± 10 °C y 7 Kbar). Parece pues factible asumir una temperatura ligeramente menor en la Lámina Superior, como sugiere la trayectoria P-T-t obtenida por López Carmona et al. (2010).

La presión es más difícil de estimar en la Lámina Inferior, pero puede acotarse. El límite superior está marcado por la presión mínima atribuible al final de la deformación en condiciones de alta presión registrado en los ortogneises miloníticos (12 Kbar), cuando dejó de ser estable el par granate – clinopiroxeno de las rocas básicas (Holland, 1980; Powell, 1985; Waters y Martin, 1993; Nowlan et al., 2000). El límite inferior podría fijarse en 5-6 Kbar a partir de los datos cuantitativos de Montero (1993), aunque su posición estructural por debajo de la Lámina Superior sugiere considerar una presión mínima de 7 Kbar teniendo en cuenta los datos obtenidos por Arenas et al. (1995) en el NO del Complejo de Órdenes. Los valores límite de presión ($12 \text{ Kbar} \geq P \geq 7 \text{ Kbar}$) y temperatura (550-600 °C) propuestos describen una trayectoria descompresiva casi isotérmica en continuidad con las del comienzo de la exhumación (Fig. 4.3, Trayectorias 1, 2 y 3, tramo D). Además se ajustan al campo de estabilidad del par granate – estaurolita para composiciones pelíticas (Powell y Holland, 1990).

La presencia ocasional de estaurolita en el tercio meridional sugiere un grado metamórfico algo mayor. En el lado contrario, es en las zonas septentrionales donde la culminación del desarrollo de S_2 ocurrió en condiciones de tránsito hacia la isograda de la clorita (Fig. 4.3, Trayectorias 1 y 3, pto. E), lo que indica un zonado regional normal para S_2 . Las diferencias térmicas no implican necesariamente diferencias de presión, pero en este caso, el sinforme en que se preserva la UMT pliega a S_2 , y su eje a escala regional tiene una inmersión hacia el N. Por tanto, los sectores septentrionales representan la parte más alta de la pila estructural al final de C_2 , y deben registrar una presión inferior a la de los meridionales.

Por el contrario, la Lámina Superior preserva un doble zonado metamórfico. Una zonación

normal definida por el tránsito de facies anfibolitas a facies esquistos verdes hacia techo en la UMT contrasta con un zonado inverso en Órdenes por la aparición de estauroлита y desaparición de biotita hacia techo en los metasedimentos (550 °C, 6-8 Kbar en Arenas *et al.*, 1995).

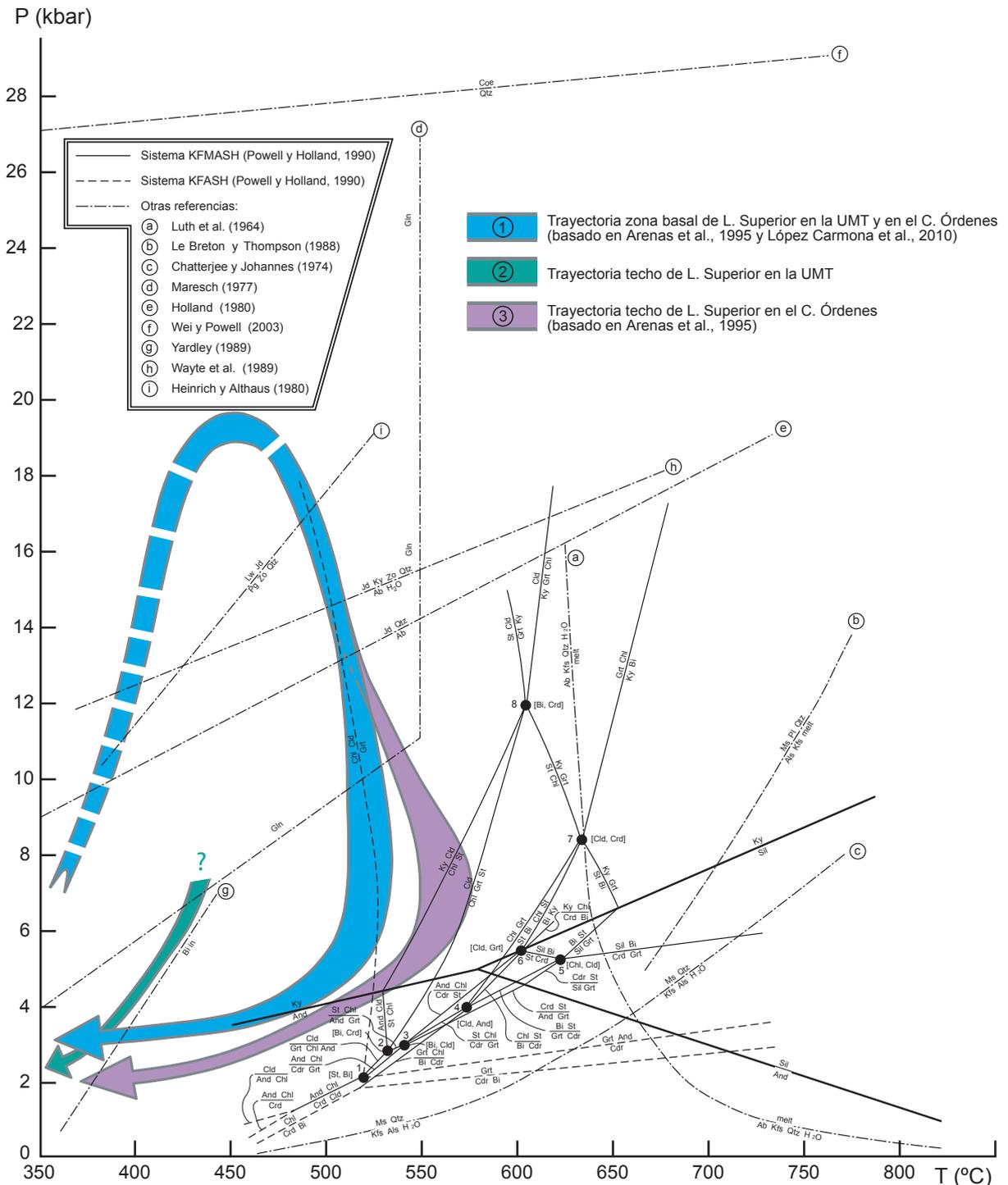


Fig. 4.4- Trayectorias P-T para diferentes sectores de la Lámina Superior. Se incluye una trayectoria general que sintetiza la evolución del sector basal en la UMT y Complejo de Órdenes basadas en Arenas *et al.* (1995) y López Carmona *et al.* (2010) (1), otra para la zona superior en la UMT (2) y el zonado inverso preservado en el techo de esta lámina en el Complejo de Órdenes basado en Arenas *et al.* (1995) (3).

A partir de este momento, la evolución metamórfica varía según el nivel estructural, pero siempre dentro de un contexto exhumativo. En los sectores basales de la Lámina Inferior se produce

un calentamiento asociado al desarrollo de S_E (Fig. 4.3, Trayectoria 4, pto. F), mientras que en los niveles medios y superiores este evento no se registra en forma de fábricas tectónicas. El crecimiento de andalucita, sillimanita y cordierita en metasedimentos indica presiones inferiores a 4,5 Kbar y temperaturas superiores a 600 °C (Holdaway, 1971; Rao y Johannes, 1979; Powell y Holland, 1990), pero no superiores a 650 °C puesto que no se han observado procesos de fusión local (Luth et al., 1964) en rocas de la UMT, aunque si inyección de granitoides en algunos sectores basales. Teniendo en cuenta las presiones mínimas (7 Kbar) sugeridas para el final de S_2 , el desarrollo de S_E en los tramos basales de la UMT requiere de un adelgazamiento mínimo de 8 Km en la corteza suprayacente.

De forma más o menos simultánea, en la Lámina Superior se produjo una intensa retrogradación en facies de los esquistos verdes. La paragénesis S_E de las Anfibolitas de Cambre indica presiones menores de 7 Kbar y una temperatura inferior a 500 °C, compatibles con las asociaciones de los micaesquistos.

A partir de aquí, todas las trayectorias convergen durante el desarrollo de S_3 . En la Lámina Inferior, la actinolitización de la hornblenda en las rocas básicas indica temperaturas superiores a 370 °C para $S_{3,1}$ (Schiffman y Liou, 1980), coherente con el desarrollo estable de biotita en los metasedimentos (Yardley, 1989). Por último, el desarrollo de las bandas cloríticas $S_{3,2}$ se produce por debajo del campo de estabilidad de la biotita, a una temperatura inferior a las anteriores (< 400 °C), pero por encima del campo de deformación dúctil del cuarzo (> 350 °C). Ambas se desarrollaron sobre todo en los afloramientos basales de la UMT, cuya presión había caído por debajo de 4,5 Kbar, por lo que se utilizará este valor como referencia. La trayectoria de enfriamiento propuesta para las fábricas S_3 debió ser casi isobárica, quizás con un ligero descenso de presión.

4.7- Evolución tectonometamórfica del autóctono relativo

El autóctono relativo muestra una evolución tectonotermal, sintetizada en la Fig. 4.5, que enlaza con la descrita para la UMT. La primera fábrica reconocible (S_2) es una foliación desarrollada desde facies esquistos verdes a facies anfibolitas. La temperatura máxima puede calibrarse a partir de la presencia de estauroilita en un rango de 550-620 °C (Powell y Holland, 1990), mientras los valores mínimos de presión pueden ser acotados de forma indirecta. La fábrica representa el proceso de superposición tectónica y la presurización durante el engrosamiento cortical producido durante la exhumación de la UMT desde condiciones eclogíticas. Por ello, se asume un pico de presión mayor al de la UMT durante C_2 , con una presión mínima de 7 Kbar, aunque en realidad su valor es con toda probabilidad superior, ya que este límite se basa en estimaciones para la Lámina Superior, a la que hay que añadir el espesor de la Lámina Inferior. Además, la ausencia de evidencias de una presurización según un gradiente de alta presión sugiere una trayectoria inicial barroviense con pendiente moderada, alcanzando los sectores más profundos un pico de presión y una temperatura asociada mayores (Fig. 4.5, Trayectorias 1 y 2, tramo A).

El desarrollo de migmatitas, fundidos locales reinyectados y sillimanita, acompañado del desarrollo de una foliación tectónica con andalucita (S_E) que a su vez deforma a estos fundidos, indica una trayectoria prograda de evolución retrobárica, que corta primero a las curvas de fundido de condiciones de alta temperatura y presión media (Fig. 4.5, Trayectoria 2, pto. B), al menos en los sectores con migmatización generalizada, hasta alcanzar el campo de estabilidad de la andalucita (Fig. 4.5, Trayectorias 1 y 2, pto. C). En los tramos superiores y medios a veces coexisten andalucita y sillimanita, por lo que probablemente la trayectoria de calentamiento tuviera una evolución próxima a los límites de sus campos de estabilidad (Fig. 4.5, Trayectoria 1, pto. C). Durante este proceso se produciría una fuerte condensación de las isogradas, que se refleja en un zonado normal marcado por

fábricas de bajo grado y con andalucita hacia techo y fábricas migmatíticas e intrusión de granitos hacia la base. El zonado normal está en continuidad con el calentamiento en la base de la UMT, donde existen el mismo tipo de intrusiones leucograníticas y evidencias de calentamiento sincinemático, y se completa con las fábricas S_E en facies esquistos verdes de la Lámina Superior.

La presencia de andalucita formando parte de S_E indica presiones inferiores a 4,5 Kbar. Como el estadio anterior representa una presión mínima de 7 Kbar, se requiere de un adelgazamiento mínimo de 8 Km en la corteza suprayacente. Este valor está probablemente subestimado, dado el espesor de 10-12 Km que puede inferirse para la Lámina Inferior en la UMT, de forma que el adelgazamiento real podría ser superior a 20 Km.

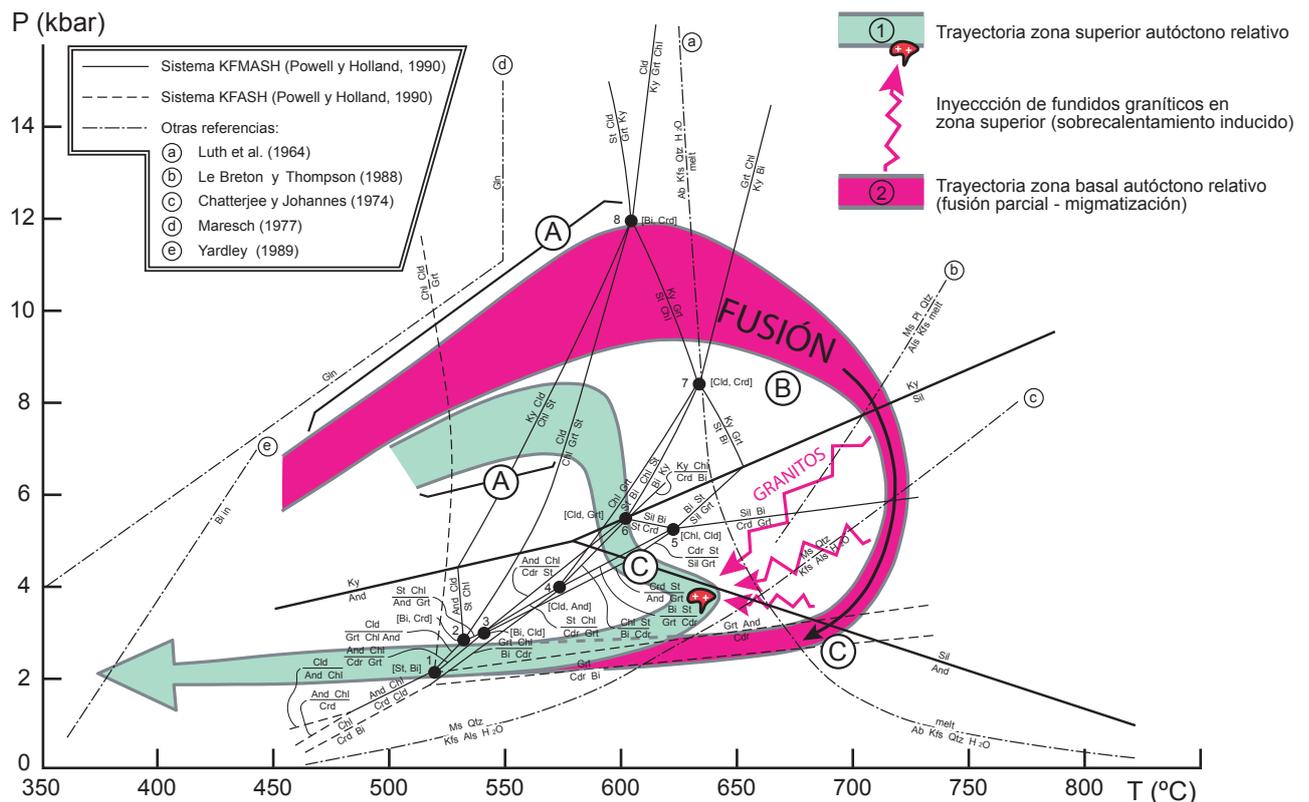


Fig. 4.5- Trayectorias P-T para diferentes sectores del autóctono relativo de la UMT. Las dos trayectorias sintetizan las evoluciones de la zona superior inyectada de granitoides (1) y de la zona basal migmatítica (2).

4.8- Integración cronológica de los eventos tectonometamórficos

Las trayectorias P-T-t han sido integradas en un modelo de evolución temporal que expresa la relación entre los principales eventos tectónicos y la manifestación de cada uno de ellos en los diferentes sectores reconocidos (Fig. 4.6). La escala temporal está expresada en forma de eventos tectónicos. Los modelos de *England y Thompson* (1984) indican que las trayectorias P-T-t del autóctono relativo son típicas de una colisión continental, mientras que las de las unidades basales reflejan un régimen subductivo previo.

El comienzo de la subducción y su culminación en las rocas de la UMT se caracteriza por una acentuada presurización y calentamiento bajo a moderado (S_1). La presurización depende de la posición ocupada durante el enterramiento, al igual que el calentamiento, estableciéndose así un gradiente inicial de presión y temperatura.

Seguidamente, se produciría una drástica despresurización retrógrada al principio e isotérmica después en la Lámina Inferior y también isotérmica a moderadamente progradada en la Superior, acentuándose ésta a posteriori en el techo de la lámina preservada en el NO del Complejo de Órdenes. La despresurización inicial sería en condiciones de alta presión (proto-S₂). En el autóctono relativo se produciría una progresiva presurización y calentamiento en un gradiente metamórfico barroviense.

El clímax de engrosamiento cortical provocaría una inestabilidad gravitatoria, que se resolvería a través del colapso extensional de la cuña orogénica. El colapso continuaría con la despresurización retrógrada de las zonas medias y superiores de la UMT y progradada en las basales y en el autóctono relativo (S_E).

Finalmente, la tectónica de desgarre actuaría sobre la cuña orogénica parcialmente reequilibrada, que continuaría el proceso de enfriamiento y su reequilibrio térmico (S₃ y fracturación tardía).

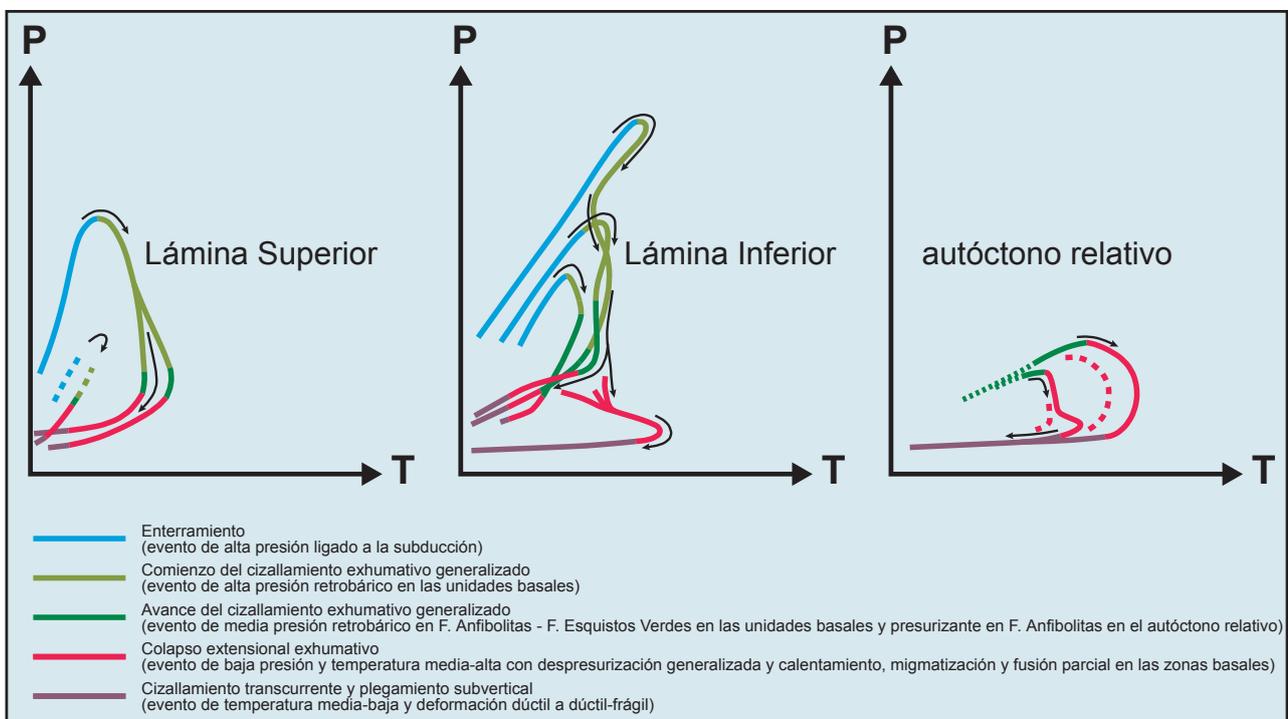


Fig. 4.6- Integración de las trayectorias metamórficas de la Lámina Inferior, Superior y el autóctono relativo de la UMT en relación con los eventos tectónicos. Las trayectorias reflejan las evoluciones propuestas en las Figs. 4.3, 4.4 y 4.5.

Capítulo 5

Análisis macroestructural I: pliegues recumbentes y cabalgamientos corticales

- Marco estructural
- Análisis estructural del sector meridional
- Análisis estructural del sector central
- Análisis estructural del sector septentrional
- Integración regional de la estructura de pliegues recumbentes
- Exhumación de las unidades basales:
 - aspectos estructurales
- Distribución del metamorfismo de alta presión:
 - aspectos petrológicos de la exhumación
- Modelo de exhumación contraccional de las unidades basales

Una versión extendida del apartado 5.2 ha sido publicada en el Journal of Structural Geology (Diez Fernández y Martínez Catalán, 2009), y galardonada como la mejor publicación del año hecha por un estudiante en esa revista (Passchier, 2009).

5.- ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL I:

PLIEGUES RECUMBENTES Y CABALGAMIENTOS CORTICALES

5.1- Marco estructural

En la UMT se pueden reconocer cuatro fases de deformación. La primera (C_1) se deduce de la preservación de fábricas relictas (S_1) en blastos de plagioclasa y granate de metasedimentos y metabasitas, así como en pequeños dominios preservados de la retrogradación, y no es susceptible de un estudio macroestructural directo.

La segunda fase está representada por el desarrollo de una foliación regional y el microplegamiento de S_1 . La fábrica S_2 documenta microestructuralmente una ancha zona de cizalla que incluye en su evolución cabalgamientos y grandes pliegues recumbentes (C_2).

La foliación S_2 está doblada por pliegues abiertos con planos axiales subverticales y ejes de bajo cabeceo, subparalelo a los límites de la UMT. Su carácter abierto y la ausencia de clivaje asociado apuntan a un evento extensional (E_1), reconocido en las fábricas (S_E) y asociaciones minerales de baja presión y alta temperatura. Dentro de este evento, los antiformes representan domos migmatíticos y los sinformes simplemente áreas deprimidas entre ellos.

Superpuestas a estos pliegues se desarrollan cizallas transcurrentes que verticalizan e incluso invierten las fábricas tectónicas anteriores. Además, el plegamiento atribuible a E_1 se acentúa, y se desarrolla una fuerte lineación de crenulación y estiramiento, y fábricas de plano axial de los pliegues ($S_{3,1}$). Las cizallas ($S_{3,2}$) limitan a la UMT por el O y en algunos sectores también por el E, y la transectan oblicuamente en sus tercios central y sobretodo septentrional, desviando los patrones cartográficos de todas las estructuras anteriores. Fueron después reactivadas en condiciones de deformación frágil y definen, a modo de grandes fallas regionales, la mayoría de los límites tectónicos reconocibles. Este conjunto de estructuras representan la fase de deformación C_3 .

Una de las principales herramientas de la geología estructural regional es el análisis de los patrones cartográficos de las unidades. El registro litológico de las unidades basales, sobre todo en la UMT, tiene una alta proporción de cuerpos ígneos intrusivos frente a una baja proporción de rocas sedimentarias, para las cuales casi nunca se ha podido definir una polaridad, ni se ha podido establecer una división estratigráfica. En esta situación, la mejor herramienta de análisis macroestructural es la geometría de los patrones cartográficos de los cuerpos ígneos, entre sí y con respecto de su encajante sedimentario, siempre interpretada en relación con las microestructuras reconocidas.

Los cuerpos ígneos intrusivos exhiben en origen morfologías variables y contornos irregulares determinados por el régimen de esfuerzos, propiedades reológicas y contrastes de viscosidad respecto de su encajante y por el espacio disponible durante su emplazamiento (Fig. 5.1a). Lo impredecible

de su forma original es un obstáculo para el análisis estructural, pero sus fábricas tectónicas reflejan las fases de deformación, su intensidad y distribución areal. En las unidades basales, la primera fase de deformación desarrolló fábricas tectónicas en condiciones de alta presión (S_1) en todos los litotipos, aplastándolos y estirándolos. Por tanto, pueden asumirse morfologías aplastadas, tabulares o lenticulares como punto de partida para las sucesivas fases de deformación (Fig. 5.1b).

Mientras un cuerpo equidimensional no se plegaría, uno aplastado sí puede hacerlo. Las irregularidades heredadas de la forma inicial, y la generación de otras nuevas por *boudinage* y/o plegamiento durante el cizallamiento propiciarían la nucleación, propagación y amplificación de pliegues durante los eventos subsiguientes cuando existan contrastes de competencia (Cobbold, 1975), como cabe esperar de los ortogneises respecto de su encajante metasedimentario (Fig. 5.1c). Las condiciones de facies eclogitas y anfibolitas de la Lámina Inferior, ambas por encima de 500 °C, permiten que las rocas cuarzofeldespáticas se deformen dúctilmente (Tullis y Yund, 1985; Bozkurt y Park, 1997).

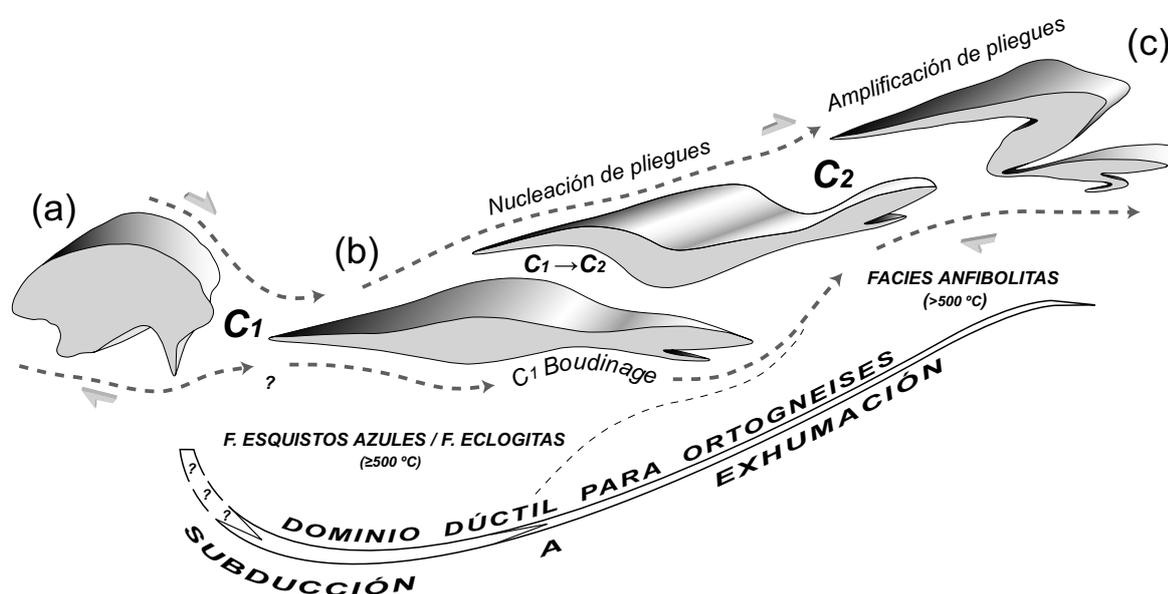


Fig. 5.1- Evolución estructural idealizada para (a) un granitoide irregular, (b) afectado por un evento deformativo inicial (C_1), que lo transforma en un cuerpo lenticular, (c) que es posteriormente plegado durante la siguiente fase de deformación (C_2). Ambas deformaciones, con una gran componente de cizallamiento simple, ocurren a temperatura suficiente (>500 °C) para provocar un comportamiento dúctil durante la deformación.

La interpretación estructural de los patrones cartográficos se apoya en datos meso- y microestructurales tales como orientación de la estratificación, criterios de polaridad, orientación de ejes de pliegues, asimetrías de pliegues, relaciones de oblicuidad entre superficies de referencia (S_0 , S_x , etc.), superposición de fases de deformación, etc.

El rasgo cartográfico más reseñable de la UMT es su afloramiento a lo largo de una banda de elevada relación de aspecto: la longitud N-S supera en un orden de magnitud a la anchura E-O. Este rasgo es consecuencia de la última parte de la deformación (C_3), pero entorpece el análisis estructural de las fases anteriores. Para su descripción, la UMT se ha dividido en tres sectores (Fig. 1.3). Primero, se analizará el tercio meridional, que se extiende desde el SE de O Porriño (Pontevedra) hasta el límite S de la granodiorita de Caldas de Reis (S de la Ría de Arousa). En segundo lugar se abordará el tercio central, comprendido entre Vilagarcía de Arousa (Pontevedra) y el margen S del embalse de Fervenza (A Coruña). Finalmente se expondrá el análisis del tercio septentrional, que abarca desde el margen S del embalse de Fervenza hasta la costa atlántica N de la provincia de A Coruña, que se describirá junto con el sector noroccidental del Complejo de Órdenes.

5.2- Análisis estructural del sector meridional

5.2.1- Los pliegues recumbentes: aproximación geométrica

La segunda fase de deformación desarrolló un tren de pliegues recumbentes a escala regional, como demuestran los criterios de polaridad estratigráfica normales e invertidos, las relaciones angulares de flanco normal e inverso entre el bandeado composicional y la S_2 en metasedimentos, y la observación de micro y mesopliegues tumbados afectando a la estratificación y a las fábricas tectónicas pre- S_2 .

Sin embargo, la primera pista sobre la existencia de grandes pliegues tumbados deriva del patrón cartográfico de los ortogneises peralcalinos en la Serra do Galifeiro (Fig. 5.2). Allí, el cuerpo de ortogneises, que continua por el embalse de Zamáns hasta la ciudad de Vigo, presenta un notable engrosamiento y una forma irregular, que deriva de una estructura de plegamiento, de acuerdo con su carácter zigzagueante y con que la foliación S_2 es generalmente oblicua e incluso perpendicular a sus límites.

El análisis estructural de las foliaciones S_2 (Fig. 5.2, proyección F1) revela la existencia de un sinforme de plano axial subvertical y eje inclinado hacia el N ($353^\circ/13^\circ$). Si existen pliegues tumbados previos, el ortogneis peralcalino debe dibujar un patrón de interferencia de pliegues. Para comprobarlo se ha construido una sección *down-plunge* (Mackin, 1950; Fig. 5.3) perpendicular a los ejes de los pliegues C_2 . Los hipotéticos pliegues tumbados aparecerían sólo en el flanco O del sinforme, así que únicamente este flanco será proyectado en la sección.

La orientación de los ejes de los pliegues tumbados se ha obtenido de micropliegues C_2 en anfibolitas y bandeados de metasedimentos (Lám. 3.3a), de la intersección entre el bandeado sedimentario (S_0) y S_2 (Lám. 3.1b y 3.1d), y de la intersección del contacto entre ortogneises y metasedimentos con S_2 en una de las presuntas zonas de charnela (Fig. 5.4). La orientación media deducida empleada para la proyección es $35^\circ/17^\circ$. Esta dirección, NNE-SSO, es oblicua a la del sinforme, que es aproximadamente N-S (Fig. 5.2, proyección F1).

Una vez calculada la orientación media de los ejes, se pueden realizar las secciones ortogonales proyectando los puntos paralelamente a ella. La Fig. 5.5 muestra los pasos seguidos en la proyección (puntos A a E) y cómo se gestionan las diferencias de cota usando una escala de compensación topográfica.

Además de los contactos, se han proyectado las foliaciones y fracturas. Estas últimas carecen de significado geométrico en la sección ortogonal, pues son independientes del plegamiento, pero muestran cómo su presencia oculta parcialmente la geometría de los cuerpos plegados. La inclinación de la foliación en la sección ortogonal es el *pitch* de la intersección entre el plano de la sección y la propia foliación S_2 , medido sobre el primero. Se trata, pues, de un buzamiento aparente. Además, se han dibujado las superficies axiales pasando por las zonas de charnela, que aparecen muy bien definidas en las secciones, y estadísticamente paralelas a las foliaciones.

Los resultados de aplicar esta técnica aparecen como imágenes especulares de la realidad, debido al sentido de abatimiento de los planos auxiliares utilizados. Por ello se ha incluido una sección girada 180° sobre un eje horizontal respecto del plano de trabajo, en la cual las partes superior e inferior aparecen en su posición real.

Finalmente, se ha añadido un perfil topográfico en la sección ortogonal, teniendo en cuenta que no es un plano vertical, sino inclinado un ángulo 90° -a, siendo a el ángulo de inmersión del eje

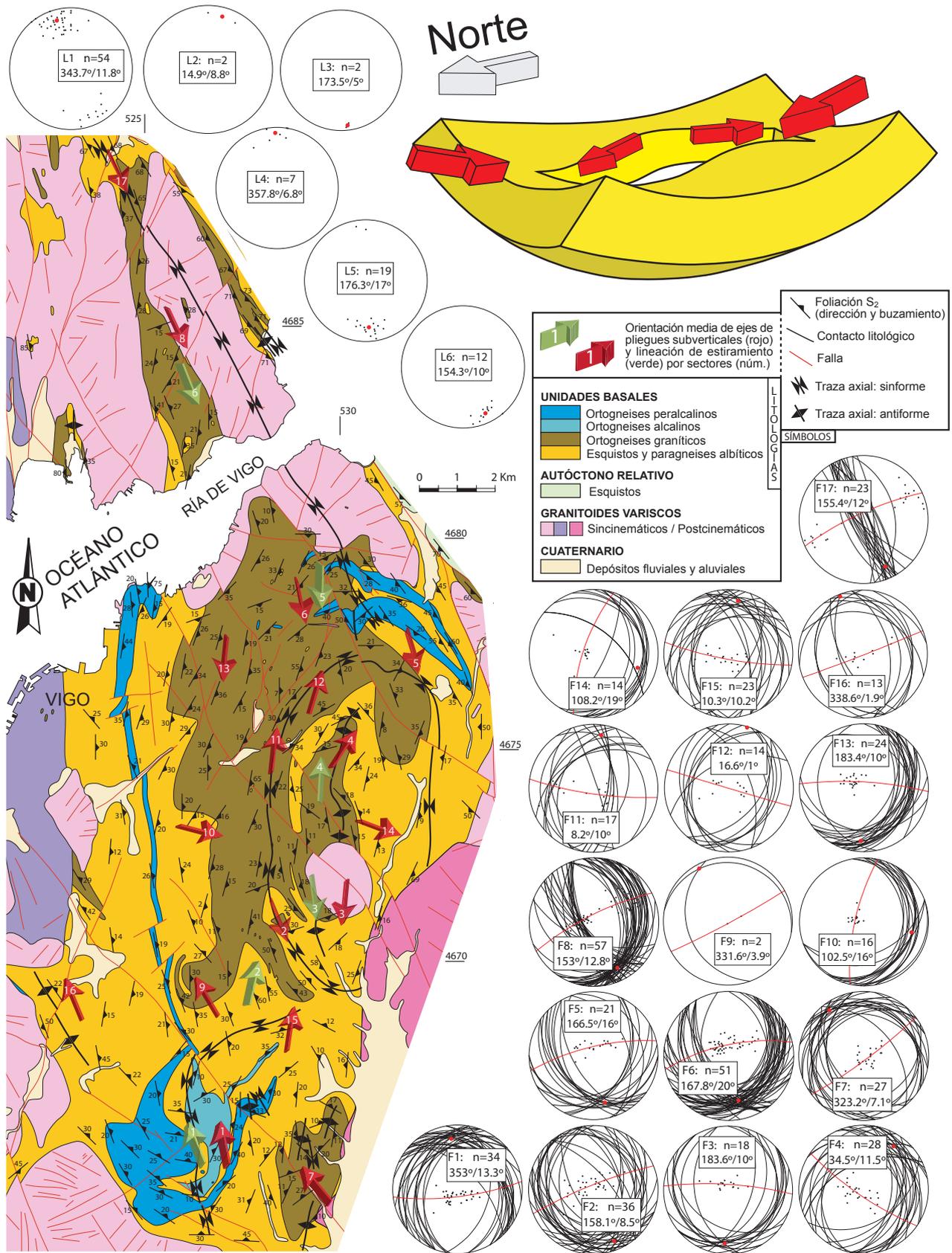


Fig. 5.2- Mapa geológico del sector meridional de la UMT con un modelo simple de la estructuración E₁ en cubeta con un domo central (esquina superior derecha). El mapa muestra la foliación S₂ y las trazas axiales de los pliegues definidos por ella. Se incluyen proyecciones estereográficas de las foliaciones S₂ y sus polos por sectores (a la derecha), y de la línea de estiramiento por sectores (arriba a la izquierda). Las proyecciones incluyen el número (n) de datos, el mejor ajuste (círculos mayores rojos) y la orientación de los ejes de pliegues obtenida de su polo (puntos rojos). Los números en las flechas indican los sectores de las proyecciones de S₂ (rojas: F1 a F17) y L₂ (verdes: L1 a L6). Coordenadas UTM.

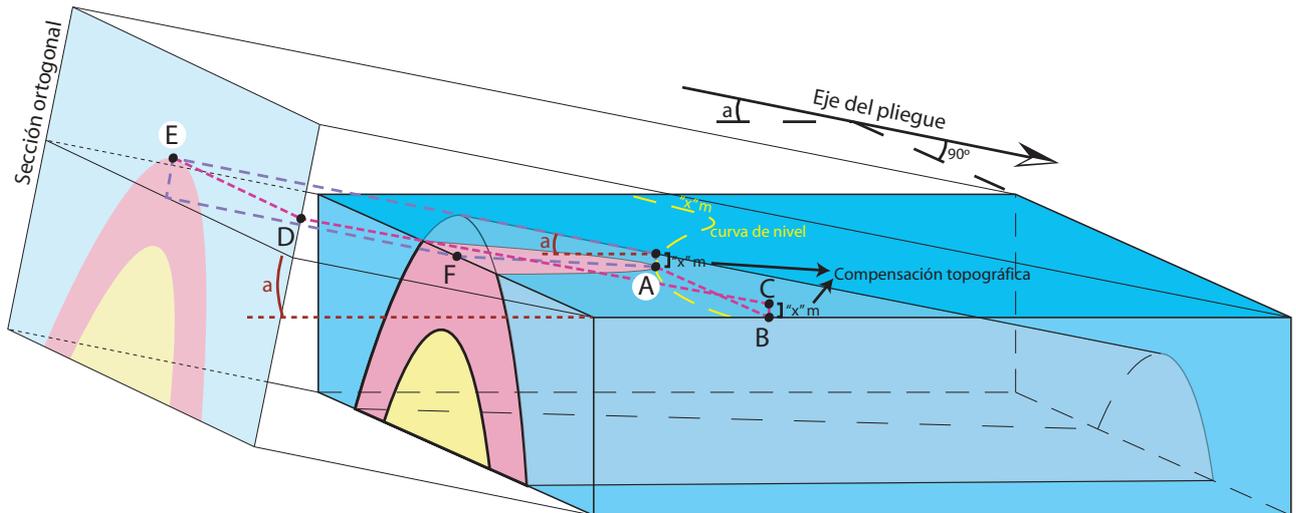


Fig. 5.3- Esquema de construcción de secciones *down-plunge*. La sección ortogonal del anticlinal con ángulo de inmersión “a” se obtiene al proyectar diferentes puntos de los contactos geológicos (por ejemplo A) sobre el plano de proyección, que es perpendicular a su eje. El resultado es una serie de puntos (por ejemplo E), y la imagen de cada contacto se obtiene uniendo los correspondientes en la sección ortogonal. Los puntos A a E representan diversos pasos en la construcción geométrica, como se muestra en la Fig. 5.5.

de los pliegues. Para ello se ha calculado previamente el trazado cartográfico de la sección ortogonal tomando como base la charnela sinclinal C_2 más occidental de la Serra do Galiñeiro. El perfil topográfico ortogonal se obtiene a partir de la intersección del trazado cartográfico con las curvas de nivel.

La sección ortogonal (Fig. 5.5) muestra pliegues muy bien definidos por el cuerpo de ortogneises peralcalinos y por el contacto inferior de los ortogneises alcalinos. Se trata de un tren de pliegues recumbentes, asimétricos, de vergencia local al E, cuyo ángulo entre flancos oscila entre 18° y 76° , indicando un apretamiento no homogéneo. De igual manera son variables la amplitud y la longitud de onda. Tanto el ángulo entre flancos como la longitud de onda disminuyen hacia la base. Los planos axiales se encuentran ligeramente modificados por el sinforme posterior. Los pliegues tumbados desarrollaron un engrosamiento más o menos importante de su charnela y un adelgazamiento de sus flancos. El trazado de isógonas de buzamiento y su proyección en los gráficos de espesor ortogonal relativo ($t'_\alpha - \alpha$; Fig. 5.6a) realizados con el programa de Vacas (2001), muestra que se trata de pliegues de las clases 1C, 2 y 3 de Ramsay (1967). La mayoría de ellos es de tipo similar (clase 2), lo que probablemente refleja un fuerte aplastamiento superpuesto.



Fig. 5.4- Cálculo de la orientación media del eje de plegamiento C_2 en la Serra do Galiñeiro a partir de elementos lineales significativos. Este eje ha sido usado para construir la sección *down-plunge* de la Fig. 5.5.

Además de mostrar un claro paralelismo con las superficies axiales, puede verse cómo S_2 se refracta a veces al atravesar los contactos litológicos, y cómo forma abanicos en zonas de charnela de los ortogneises peralcalinos y embudos no tan evidentes en los metasedimentos.

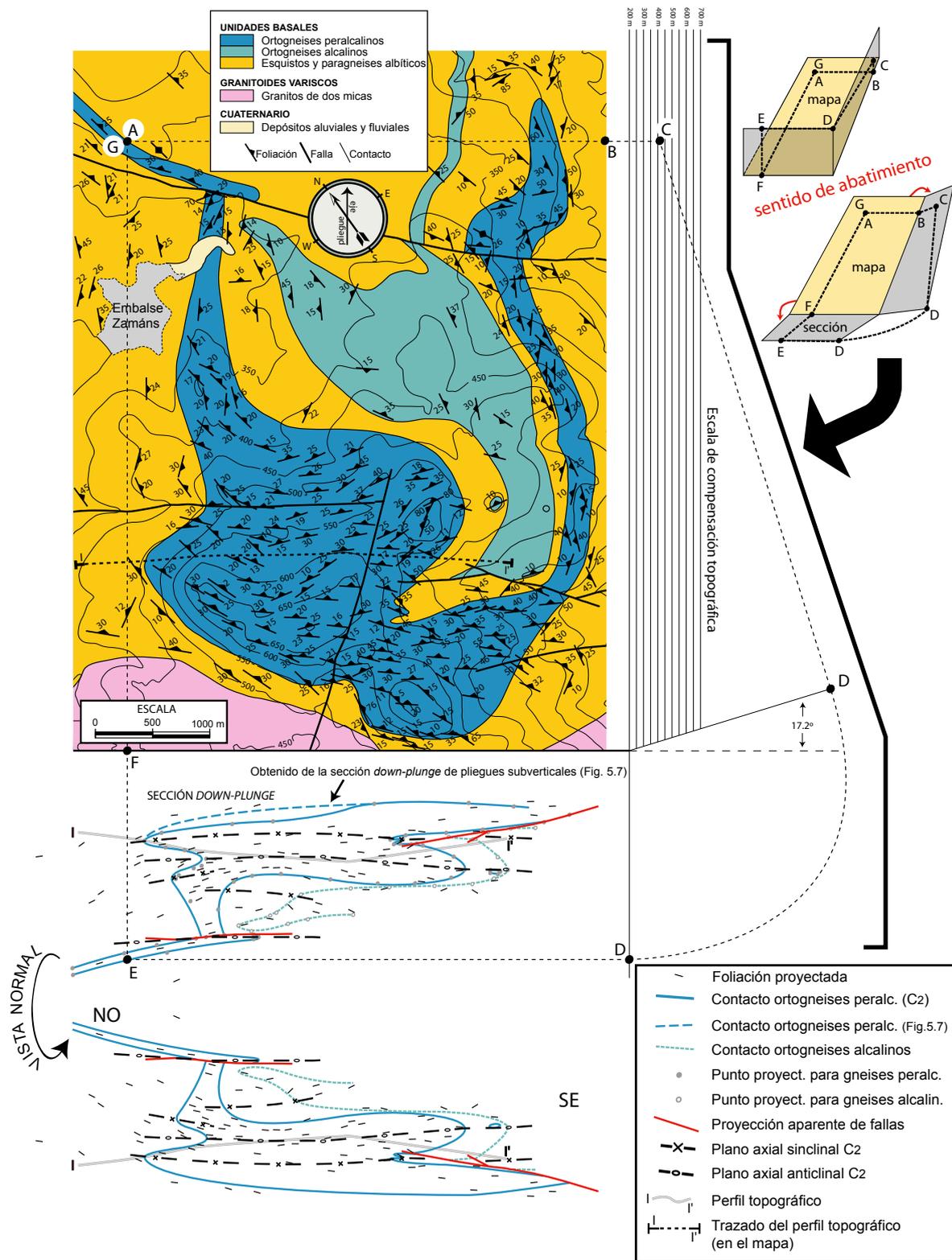


Fig. 5.5- Sección *down-plunge* de los ortogneiss peralcalinos y alcalinos construida para obtener la geometría de los pliegues recumbentes C₂ en la Serra do Galiñeiro. La sección incluye la proyección de los contactos en el flanco O del sinforme. El contacto inferior de los ortogneiss peralcalinos (línea gruesa discontinua) se ha obtenido a partir de la sección ortogonal del sinforme (Fig. 5.7), puesto que guarda mayor relación con él. Se incluyen la proyección de la foliación S₂ y de las fallas tardías. Las letras B a E marcan los pasos sucesivos en la proyección del punto A. Debido al sentido de abatimiento empleado, la sección aparece invertida según un eje horizontal, y debe ser rotada 180° para verla en su posición normal. Arriba a la derecha se muestra el abatimiento de los planos auxiliares usados en el proceso de proyección.

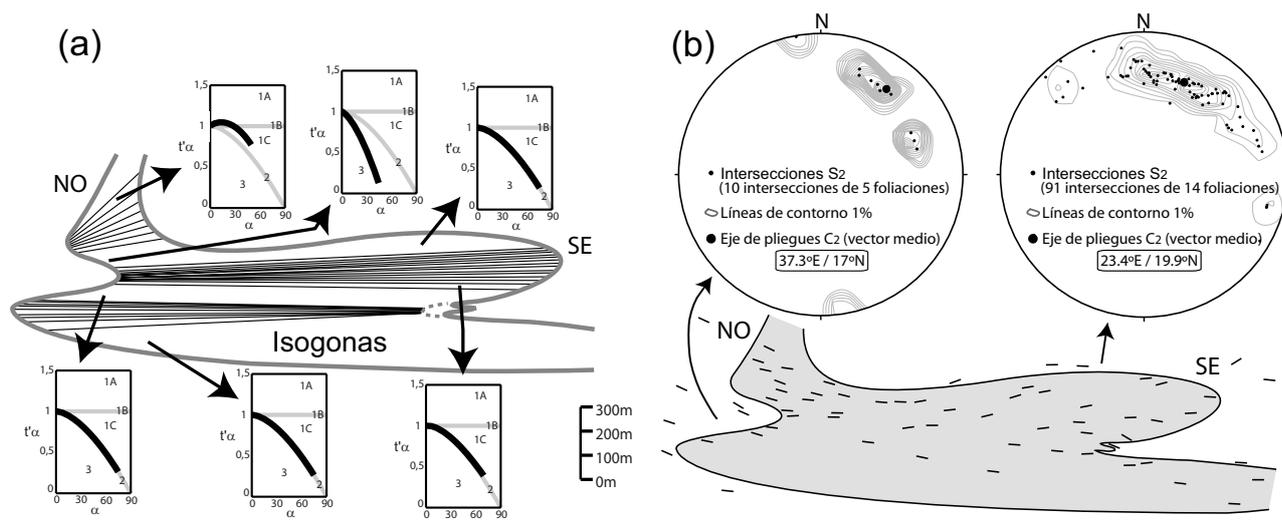


Fig. 5.6- (a) Isogonas de buzamiento para cada flanco de los pliegues C_2 y su proyección en los gráficos de espesor ortogonal relativo ($t'\alpha - \alpha$) realizados con el programa de Vacas (2001). Las flechas relacionan cada flanco con su gráfico correspondiente. (b) Proyecciones estereográficas de S_2 en dos zonas de charnela. La orientación del eje de plegamiento C_2 se obtiene del vector medio de las intersecciones mutuas entre las foliaciones refractadas, para las cuales se ha asumido su disposición en zona.

Estas relaciones han sido observadas también sobre afloramientos (Lám. 3.7c) e indican una mayor competencia de los ortogneises (Ramsay y Huber, 1987).

Se puede obtener una estimación del eje de plegamiento C_2 a partir de las foliaciones refractadas, que han de disponerse en zona alrededor del eje. Para ello se han elaborado diagramas- β en las dos charnelas de pliegues que muestran mejor una refracción del clivaje (Fig. 5.6b). Se han empleado medidas de foliación que difieren relativamente en dirección unas de otras, para evitar intersecciones sin significado geológico. También se ha procurado escoger las foliaciones más próximas a las charnelas y no distantes entre sí para evitar posibles modificaciones introducidas por el replegamiento posterior. Los resultados obtenidos para ambas charnelas ($23^\circ/20^\circ$ y $37^\circ/17^\circ$) no difieren mucho de la orientación calculada por otros métodos ($35^\circ/17^\circ$; Fig. 5.4).

La Fig. 5.7a muestra la construcción de una sección ortogonal al sinforme calculada para los contactos de los ortogneises peralcalinos y alcalinos. El resultado es un pliegue abierto de poca amplitud con un par de pliegues de segundo orden en su flanco oriental. El ángulo entre flancos es de 150° y se puede asumir como plano axial el plano bisector vertical. Las irregularidades del cuerpo plegado parecen previas, y no hay engrosamiento de las charnelas ni adelgazamiento de los flancos. Tampoco se ha identificado una foliación asociada.

La oblicuidad de los ejes de plegamiento de las dos fases de deformación no permite integrar de forma rigurosa ambas secciones en una sola. Cualquier integración implica una distorsión geométrica, en alguna o en ambas secciones. La distorsión afecta a escala vertical, pues los ejes no tienen la misma inmersión, y a escala horizontal, pues los ejes no tienen la misma dirección. Pese a ello, la integración (Fig. 5.7b) demuestra de forma consistente la existencia de pliegues tumbados con vergencia al E para los cuales S_2 es una foliación de plano axial. Afectan a un par de cuerpos lenticulares en su parte más gruesa, pero también los doblan en sus zonas más delgadas, lo que indica que el engrosamiento no es, en lo esencial, atribuible a la formación de los pliegues tumbados, sino que éstos se desarrollaron sobre un cuerpo de espesor irregular. La forma lenticular de las dos unidades gnéisicas debe ser en parte primaria, reflejo de la forma de los cuerpos intrusivos, y en parte puede reflejar el aplastamiento, estiramiento y, quizás, *boudinage* durante la deformación C_1 .

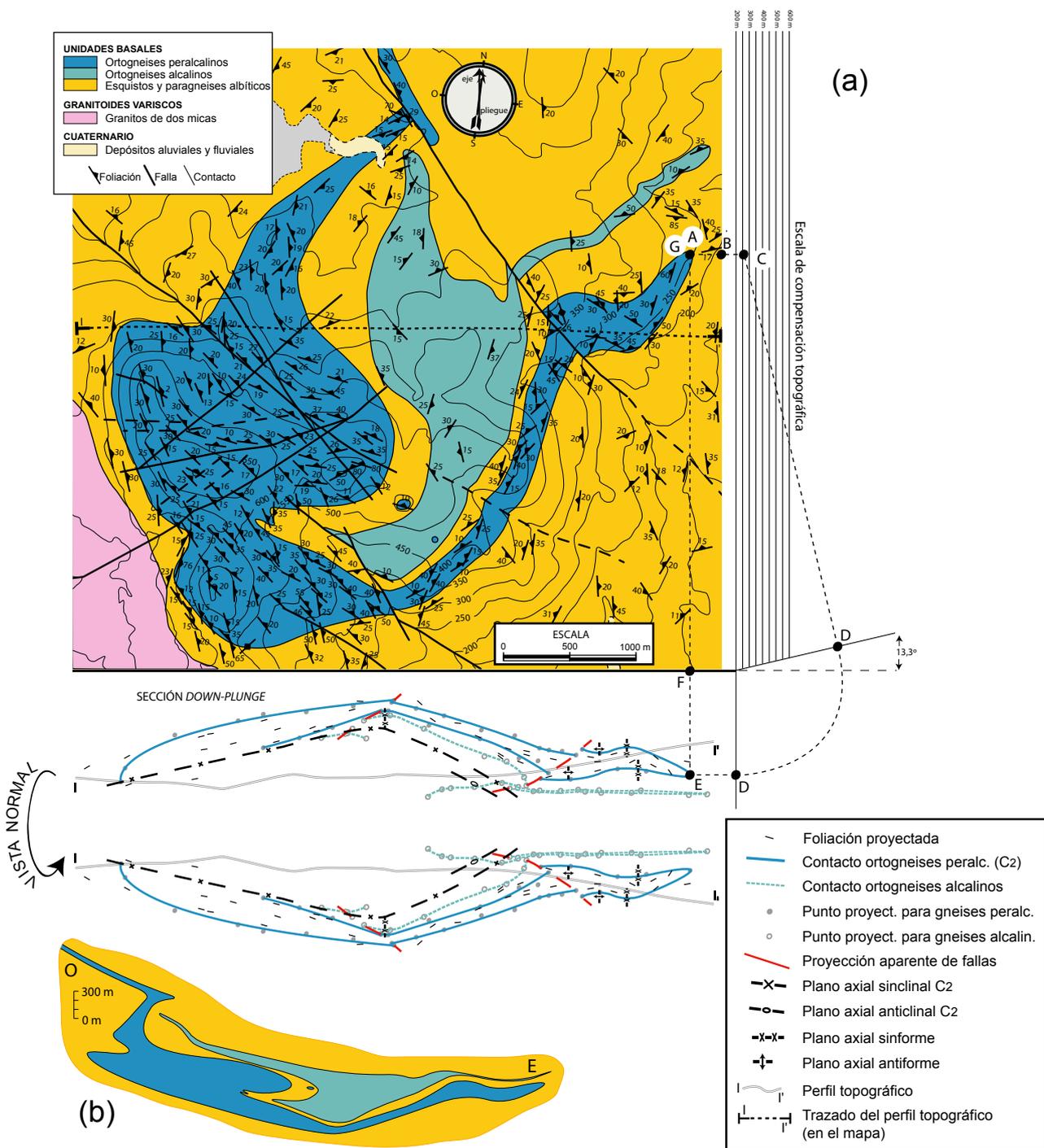


Fig. 5.7- (a) Sección *down-plunge* de los ortogneises peralcalinos y alcalinos construida para obtener la geometría de los pliegues abiertos en la Serra do Galíneiro. La sección es perpendicular al eje calculado en la proyección F1 de la Fig. 5.2 ($353^\circ/13^\circ$), y se ha construido para la parte S y E de los gneises peralcalinos, y para el contacto inferior y rama NE de los alcalinos y parte de su contacto N. (b) Integración de las secciones ortogonales de las Figs. 5.5 y 5.7a tomando como referencia los gneises peralcalinos y usando la Fig. 5.7a para la parte basal y la mitad oriental (pliegues C₃) y la Fig. 5.5 para la parte occidental superior (pliegues C₂).

Las trazas axiales E₁ pueden dibujarse para los dos tipos de superficies de referencia disponibles, los contactos litológicos y la foliación S₂. En el primer caso, su trazado es discontinuo, puesto que afecta a superficies previamente oblicuas entre sí, los flancos de los pliegues recumbentes, y los cambios de espesor y acuñamientos de los gneises. En casos como estos, las superficies axiales de los pliegues superpuestos adquieren una distribución en escalón, saltando cuando atraviesan cada superficie axial de alguno de los pliegues más antiguos (Ramsay, 1967). Para C₂, el plano axial de los

pliegues puede trazarse de forma más continua, aunque también exhibe algún salto por la oblicuidad previa de los contactos. Las Figs. 5.5 y 5.7a muestran los planos axiales C_2 y de pliegues verticales respectivamente en las secciones ortogonales, y la Fig. 5.8, las trazas axiales de esos mismos pliegues para las dos superficies de referencia consideradas.

La Fig. 5.8 muestra un patrón de interferencia en gancho. Sin embargo, si se aplica la clasificación de *Ramsay* (1967), la interferencia es del tipo en champiñón. En efecto, el ángulo α entre los ejes de los dos sistemas de pliegues es 42° , superior a los 20° que el autor propone como límite entre las interferencias de los tipos 2 (champiñón) y 3 (ganchos). Este resultado no es extraño, puesto que el patrón cartográfico en champiñón requiere que la superficie de observación corte a la estructura con una determinada orientación, y en este caso, la superficie topográfica no cumple este requisito. Además, el ángulo entre ejes está suficientemente lejos de 90° como para no esperar patrones de interferencia ideales. Con todo, dada la oblicuidad entre los ejes, los pliegues C_2 con inmersión al NE de la Serra do Galiñeiro deberían, si fueran cilíndricos, volver a aflorar más al N, una vez atravesado el sinforme. Tal vez lo hagan, pero no se pueden identificar debido a que tanto los ortogneises peralcalinos como los alcalinos se acuñan y desaparecen en esa dirección, lo que confirma la geometría lenticular de estos cuerpos antes del desarrollo de los pliegues recumbentes.

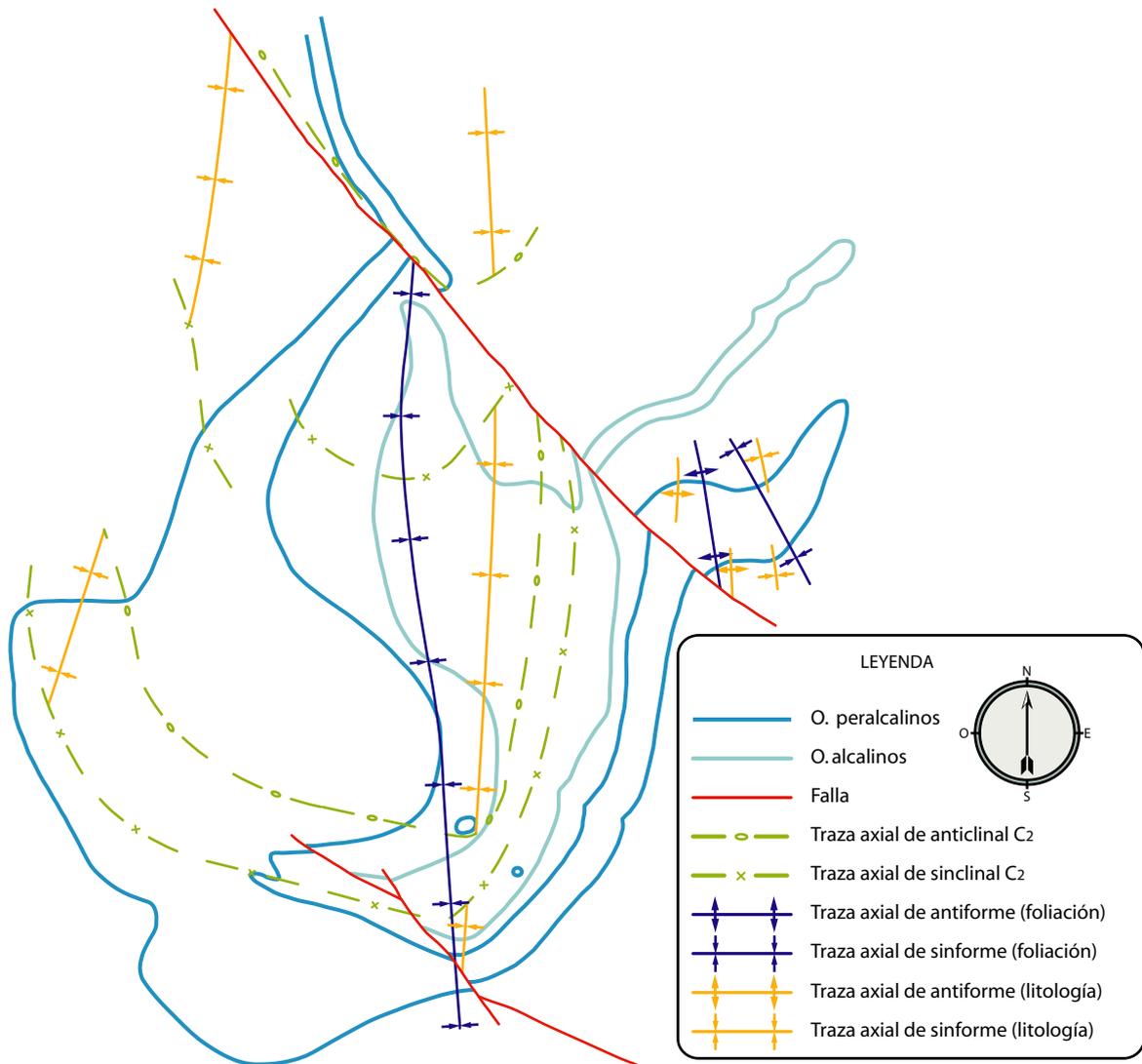


Fig. 5.8- Trazas axiales para cada sistema de pliegues identificados en la Serra do Galiñeiro. Las superficies de referencia son los contactos litológicos, pero para los pliegues subverticales también se han trazado tomando como referencia la foliación S_2 .

5.2.2- Análisis de los patrones cartográficos

Una vez identificados y caracterizados los pliegues que afectan a los ortogneises alcalinos y peralcalinos, analizaremos el patrón cartográfico de los ortogneises graníticos ubicados más al N en función de la relación que S_2 mantiene con sus contactos. También en este caso, los contactos son curvos, y en ellos se pueden observar dos tipos de relaciones con la foliación. Cuando S_2 es fuertemente oblicua o perpendicular, interpretamos la curvatura de los contactos como zonas de charnela de pliegues tumbados (C_2), mientras que inflexiones paralelas a la dirección de S_2 corresponderán a cierres periclinales de pliegues de plano axial subvertical.

El análisis muestra la existencia de un nuevo pliegue recumbente C_2 , cuya zona de charnela aflora repetidamente de N a S gracias a la estructura de domo y cubeta de los pliegues subverticales (Fig. 5.2 y sectores 1-4, Fig. 5.9a). La alineación de los afloramientos de su zona de charnela proporciona un indicador cartográfico de la orientación de los ejes de pliegues C_2 , que varía de NE-SO en el S a NNE-SSO en el N (Fig. 5.9c), en sintonía con la dirección NE-SO obtenida para los pliegues de la Serra do Galiñeiro (Fig. 5.4). En ausencia de criterios de polaridad, este pliegue tumbado (Fig. 5.9b) podría ser un anticlinal o un sinclinal. Asumiendo una vergencia regional hacia el E, como para el resto de grandes pliegues tumbados del NO del Macizo Ibérico (*Martínez Catalán et al.*, 1996, 2007), será interpretado como un pliegue del segundo tipo, al que denominaremos sinclinal de Mos. Esta interpretación se hace extensible al tren de pliegues recumbentes de la Serra do Galiñeiro, cuya asimetría los delata como pliegues del flanco normal de este sinclinal.

La parte central del contacto O de los ortogneises graníticos dibuja un zig-zag (sectores 5-7, Fig. 5.9a), que corresponde a un tren de pliegues recumbentes equiparable al de la Serra do Galiñeiro. Más aún, mientras que la zona de charnela anticlinal en el sector 5 reaparece en el 6, varias zonas de charnela entre los sectores 6 y 7 no parecen tener un equivalente más hacia el S (sector 8). Esto sugiere un adelgazamiento del macizo hacia el S. La repetición de una charnela en el sector 5 y en el 6, por el plegamiento subvertical indica una dirección N-S de los ejes de pliegues C_2 en este sector (Fig. 5.9c), que se explica por la oblicuidad del contacto del ortogneis previa al plegamiento, y ligada a una morfología lenticular con adelgazamiento hacia el S del macizo. La banda fina de gneises graníticos del sector 8 (Fig. 5.9a) puede ser interpretada como una protuberancia ígnea modificada.

Se han realizado once cortes geológicos seriados perpendiculares a la dirección NE-SO del eje de pliegues C_2 a través de los cuerpos de ortogneises (Fig. 5.9b). Muestran un sinclinal tumbado apretado (sinclinal de Mos) que afecta a un ortogneis granítico, en cuyo flanco inferior se desarrolla un tren de pliegues en los macizos alcalinos-peralcalinos adyacentes. Los flancos inferior y superior se acaban hacia el SO y SE respectivamente (sectores 8 y 9, Fig. 5.9a), sugiriendo su terminación hacia el S. Hacia el N, la zona de charnela sinclinal alberga una lámina de ortogneises peralcalinos que parece plegada de forma opuesta, es decir, definiendo un anticlinal (al E del sector 4, Fig. 5.9a). En el corte K (Fig. 5.9b) se aprecia la geometría de ambos ortogneises, graníticos y peralcalinos, dibujando la imagen paradójica de un pliegue que es a la vez un sinclinal o un anticlinal, dependiendo del plutón considerado.

Todos los pliegues C_2 están preservados en una estructura sinformal posterior que incluye pequeños domos en posiciones centrales (sector 13, Fig. 5.9a) o en posiciones marginales (sector 10, Fig. 5.9a). A su vez, la estructura sinformal dibuja cierres periclinales de los contactos litológicos, como al N de la Ría de Vigo, donde el flanco inferior del sinclinal de ortogneises graníticos dibuja un par de pliegues subverticales (sector 1, corte D-D', Fig. 5.10) y cuyo contacto inferior delinea el cierre periclinal del sinforme principal en el que se preserva la UMT (sector 2, Fig. 5.10).

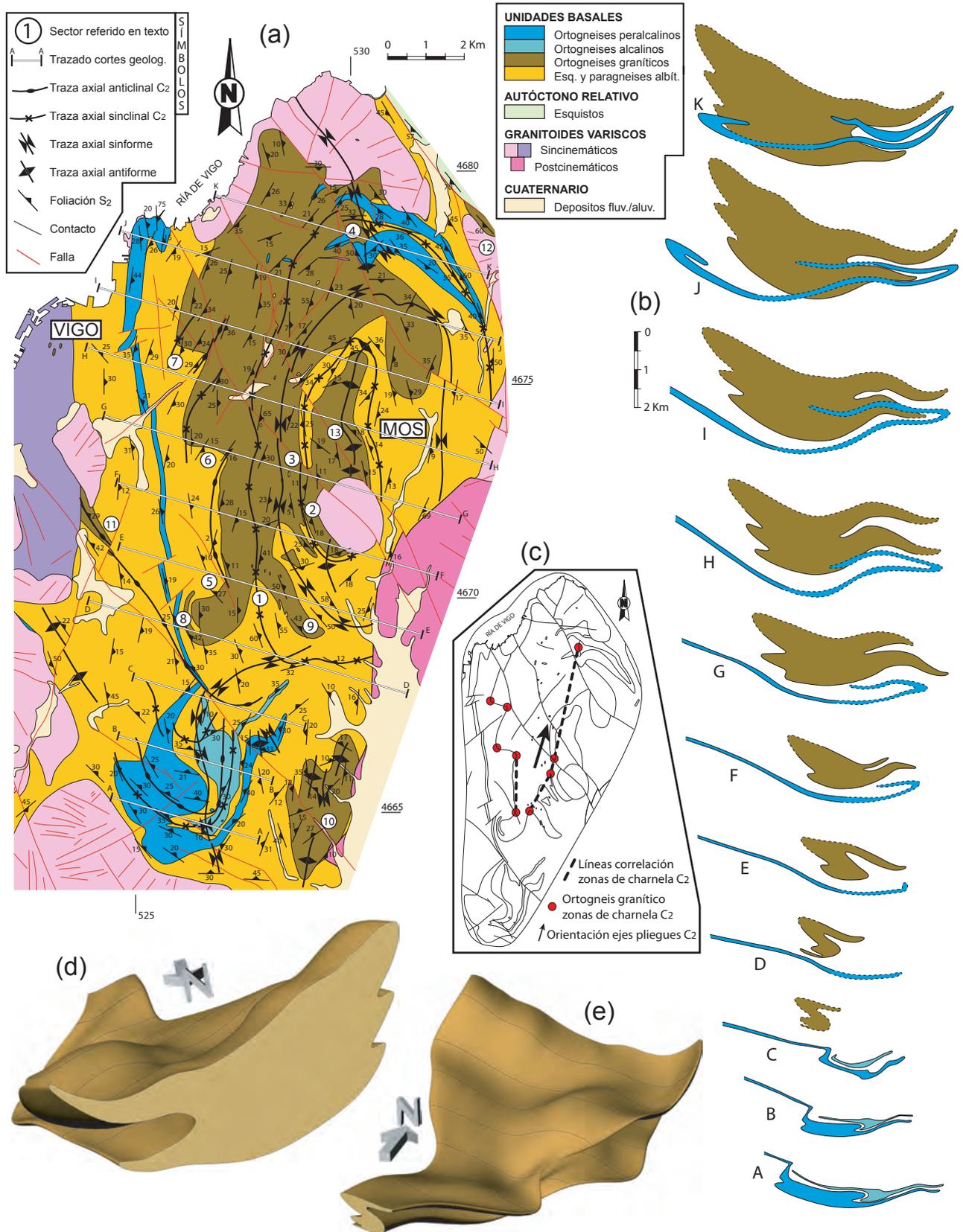


Fig. 5.9- (a) Mapa estructural con las trazas axiales de los pliegues C₂ y subverticales en la zona S de la UMT. Los números indican la posición de los sectores referidos en el texto. Coordenadas UTM. (b) Cortes geológicos perpendiculares a la dirección media de los pliegues C₂ para el macizo de ortogneises graníticos y para los gneises alcalinos y peralcalinos. Se han restituido los desplazamientos de las fallas. Los trazos continuos indican que los contactos están acotados a partir del mapa. (c) Esquema de correlación de las zonas de charnela C₂, que apoya una dirección NE-SO a N-S para sus ejes. (d) y (e) Dos perspectivas 3D del macizo granítico. Los cortes geológicos D-J están representados como líneas en la superficie envolvente. Las superficies planas que lo limitan lateralmente son los cortes C y K.

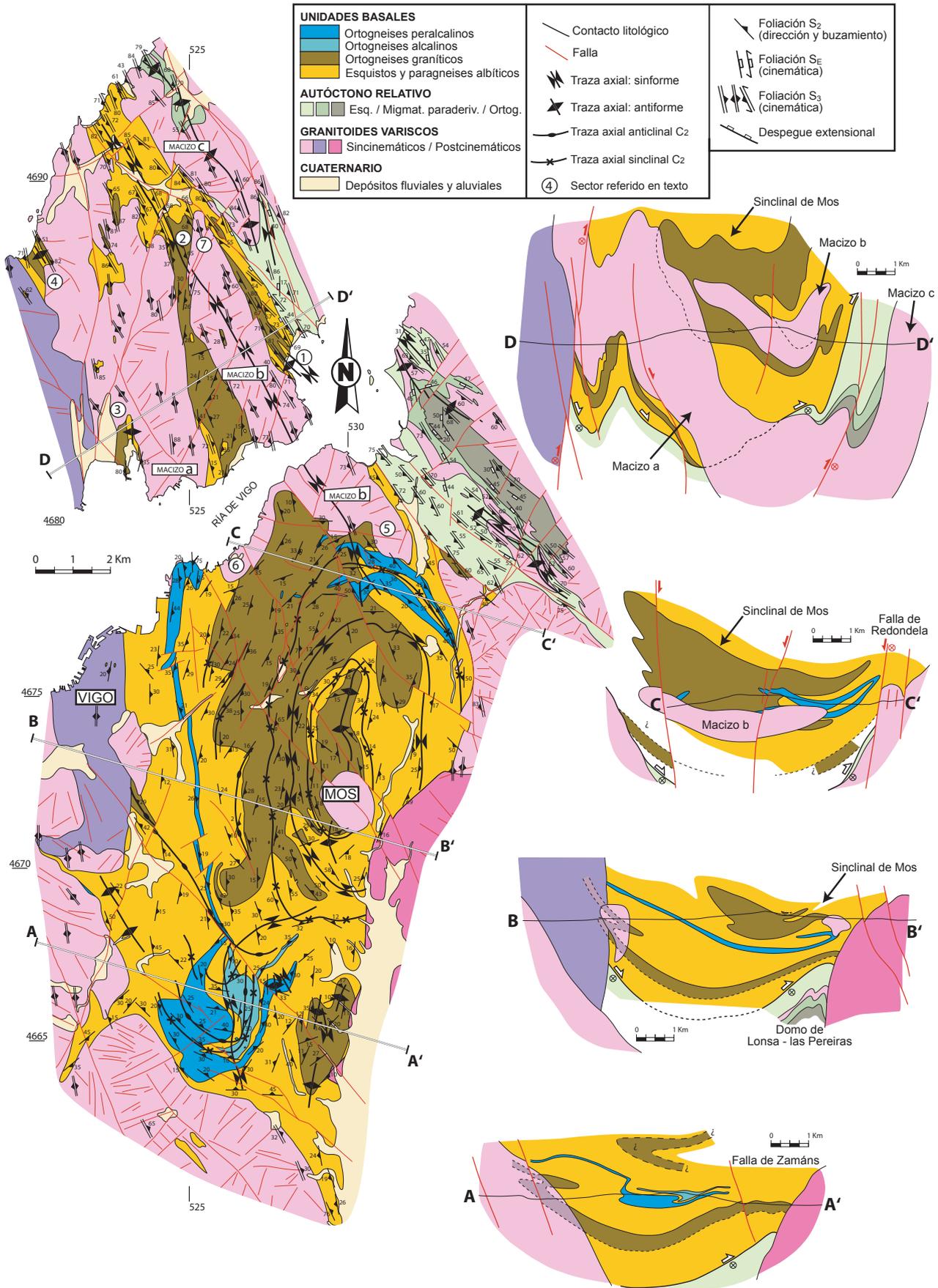


Fig. 5.10- Mapa estructural y cortes geológicos completos en la zona S de la UMT. Los números y letras en el mapa indican la posición de los sectores referidos en el texto. Se incluyen dirección y buzamiento de varios tipos de foliación. Coordenadas UTM.

Existen, además del principal, otros cuerpos de ortogneises graníticos (sectores 10-12, Fig. 5.9a y sectores 3 y 4, Fig. 5.10), que pueden interpretarse como un macizo tabular plegado, dado el desarrollo de foliaciones $S_{3,1}$, y la asimetría de los pliegues menores. Este cuerpo ocupa una posición por debajo del ortogneis granítico mayor, y el afloramiento del sector 11 de la Fig. 5.9a sugiere que está afectado por los pliegues recumbentes C_2 , además de por pliegues subverticales (cortes en la Fig. 5.10).

Los contactos de los granitoides variscos también exhiben patrones sinuosos coincidiendo con las zonas de repetición. Más aún, la distribución de los macizos graníticos entre las rías de Vigo y Pontevedra (macizos a y c, Fig. 5.10), pone de manifiesto su distribución simétrica, que parece reflejar la estructura de plegamiento sinformal.

El macizo granítico b (Fig. 5.10) ocupa un nivel estructural superior en el sinforme, y su patrón cartográfico sugiere una estructura sinformal con inmersión hacia el S, donde las apófisis de sus extremos SE y SO (sectores 5 y 6, Fig. 5.10) representarían los flancos, y la terminación por el N (sector 7, Fig. 5.10) el cierre periclinal de su charnela.

5.2.3- Renderizado y restitución 3D de los ortogneises

Las Figs. 5.9d y 5.9e muestran dos perspectivas 3D del ortogneis granítico construidas con los cortes geológicos de la Fig. 5.9b. Se han elaborado creando una superficie continua que envuelve los contactos del macizo en cada sección usando soporte lógico de diseño asistido por computador (CAD). El modelo muestra fielmente el pliegue tumbado mayor y los pliegues menores, y como éstos se han desarrollado sobre un macizo alargado en dirección NNE-SSO. Además puede verse la estructura sinformal en cubeta y el pequeño domo central.

El mismo procedimiento se ha seguido con el ortogneis peralcalino, pero no con el cuerpo de ortogneises alcalinos, ya que su integración en el modelo tridimensional completo ocultaría el tren de pliegues tumbados reconocido en los gneises peralcalinos. La combinación de los modelos 3D de ambos macizos se muestra en la Fig. 5.11e-g. Sus relaciones de corte no permiten establecer el orden relativo de intrusión, aunque se sabe que el plutón peralcalino es más moderno por la ausencia de diques máficos en él, mientras que son comunes en los ortogneises graníticos y metasedimentos.

En la Fig. 5.11a se propone una correlación entre todas las masas cartográficamente desconectadas de ortogneises peralcalinos como pertenecientes a un mismo cuerpo. La banda con forma de pliegue (1), los pequeños cuerpos aislados que afloran más al O (2), la banda alargada que termina en una inflexión hacia el N (3) y su continuación hacia el tren de pliegues recumbentes de la Serra do Galiñeiro (4) se han integrado tentativamente para formar parte de un mismo cuerpo laminar con una morfología peculiar, que en principio sugiere un pliegue en vaina con dirección apical NE-SO. Sin embargo, las características morfológicas de los plutones peralcalinos expuestas en el Apto. 3.3.3 ofrecen una alternativa, su interpretación como un dique anular aplastado, estirado y plegado. Los pliegues en vaina pueden desarrollarse por cizallamiento simple inhomogéneo o por la amplificación de zonas de charnela curvas en zonas de cizalla dúctil (Cobbold y Quinquis, 1980; Ramsay y Huber, 1987). En el primer caso, la dirección apical del hipotético pliegue en vaina debería coincidir con la lineación de estiramiento L_2 , sincrónica con el plegamiento recumbente y cuya dirección media es NNO-SSE (Fig. 5.2). Esta dirección no se ajusta a la NE-SO deducible de la Fig. 5.11a. Atendiendo al segundo mecanismo, debería esperarse continuidad del ortogneis peralcalino en la zona apical del pliegue en vaina, ya que la adquisición de una morfología en capuchón cerrado en la zona apical es inherente al propio desarrollo de este tipo de pliegues. En nuestro caso, la falta de continuidad en el

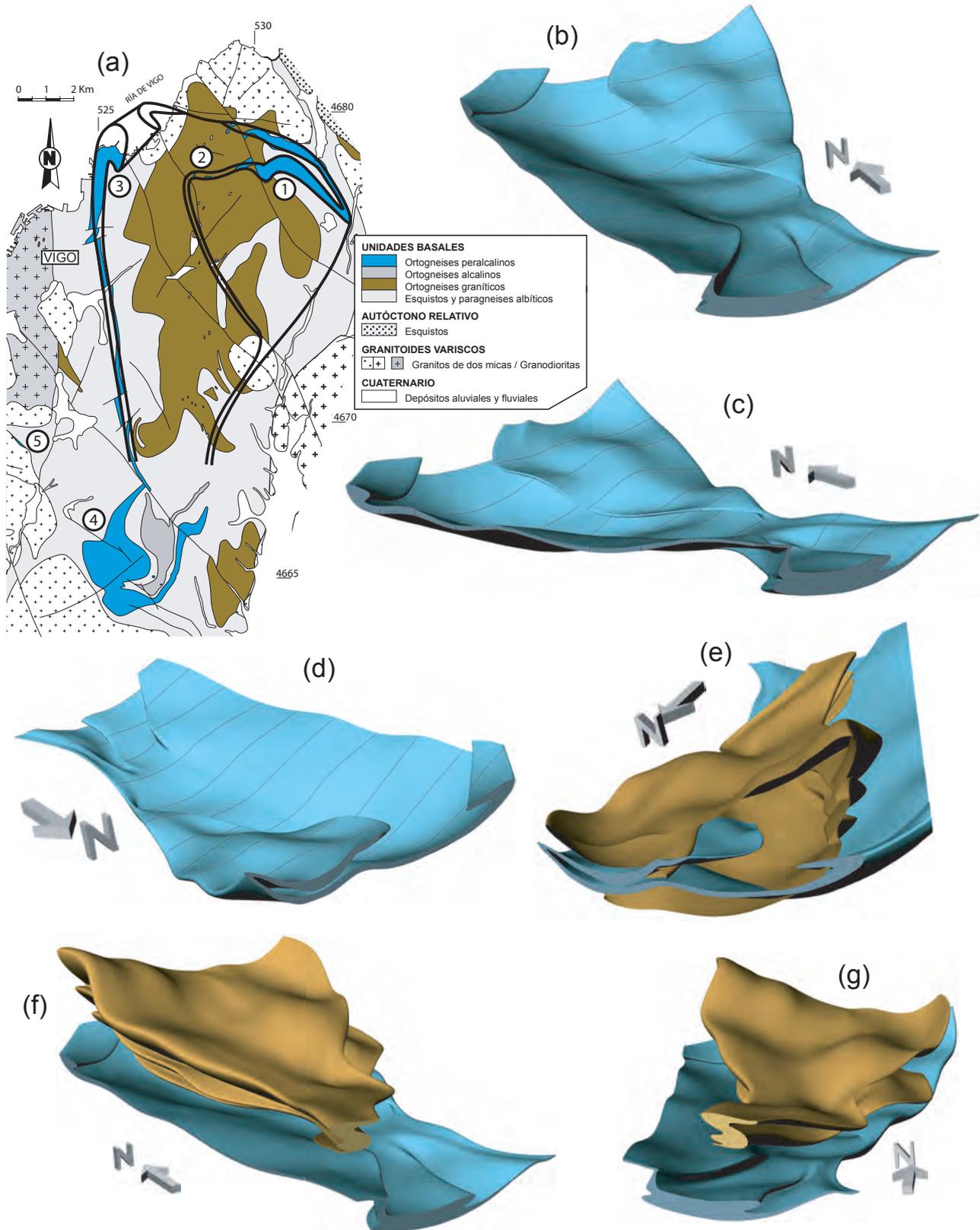


Fig. 5.11- (a) Interpretación de los gneises peralcalinos como pertenecientes a un mismo cuerpo ígneo. El pequeño afloramiento de gneises peralcalinos al NO de la Serra do Galíñeiro (5) podría considerarse como un indicador de la extensión E-O mínima de este cuerpo, tal y como sugiere su correlación estructural a través de un antiforme (Fig. 5.9a). Coordenadas UTM. (b), (c) y (d) Renderizados 3D de tres perspectivas del cuerpo de gneises peralcalinos interpretados como un único cuerpo. Su morfología puede representar un dique anular incompleto fuertemente deformado. Las líneas delgadas sobre la superficie de los modelos y las superficies límite laterales corresponden a los cortes A-K de la Fig. 5.9b. (e), (f) y (g) Fusión de los modelos 3D construidos para los ortogneises graníticos y peralcalinos. Los ortogneises graníticos se muestran huecos en (e) para permitir visualizar la interferencia de ambos plutones.

sector O de la supuesta zona apical (sector 4, Fig. 5.9a) no sustenta la hipótesis, pero es, en cambio, compatible con un origen ígneo. A estas consideraciones hay que añadir que no se han encontrado pliegues menores en vaina en ninguna de las litologías de la zona.

La posibilidad de un pliegue en vaina no puede descartarse, pero una curvatura primaria del cuerpo peralcalino explica mejor la forma actual del plutón, incluso para su interpretación como un pliegue en vaina. Pero es su composición peralcalina y la frecuente asociación de este tipo de granitos con estructuras cónicas lo que favorece la hipótesis de que la morfología actual del cuerpo peralcalino deriva de un dique anular incompleto fuertemente deformado.

La Fig. 5.12 demuestra que esta opción es geoméricamente factible. Muestra cómo un cuerpo laminar con forma troncocónica que intersecta a un plutón masivo (Fig. 5.12a) es deformado en un régimen de cizallamiento general (Fig. 5.12b), y una vez que ambos cuerpos han sido fuertemente aplastados y estirados, son afectados por pliegues recumbentes (Fig. 5.12c). En realidad, la Fig. 5.12 se ha construido en sentido contrario, es decir del estadio c al a, a partir de los cortes de la Fig. 5.9b. En primer lugar, se han eliminado de forma aproximada los efectos del plegamiento recumbente y del suave replegamiento posterior. Después, cada sección del ortogneis granítico se restituyó como una elipse de igual área y forma aproximada a la del sinclinal desplegado. Estas elipses fueron después retrodeformadas homogéneamente para deshacer los efectos de la deformación finita asociada a cada fase.

En el caso del cuerpo peralcalino, todas las elipses tienen la misma relación de aspecto, ejes paralelos y un tamaño proporcional a la distancia al corte K de la Fig. 5.9b, que es la más pequeña. El objetivo es conseguir un cono truncado perfecto para este cuerpo después de deshacer la deformación. Para el ortogneis granítico, las elipses iniciales tienen diferente tamaño y orientación, y han sido dibujadas con una inclinación relativa y posición respecto de los gneises peralcalinos que aparecen en el flanco inferior del sinclinal recumbente en los cortes de la Fig. 5.9b. En el proceso de retrodeformación, la forma elíptica regular del cuerpo calcoalcalino ha sido modificada de tal forma que se obtenga un plutón indeformado libre de pequeñas irregularidades.

La retrodeformación se llevó a cabo aplicando valores arbitrarios de cizallamiento puro y simple a ambos cuerpos, con el objetivo de conseguir para el cuerpo de ortogneises peralcalinos un cono truncado perfecto, con eje vertical y un ángulo apical de 45° (Fig. 5.12a), siguiendo el criterio de rotura de Navier-Coulomb.

Los parámetros de deformación homogénea empleados en la retrodeformación equivalen a superponer al estado indeformado (Fig. 5.12a) un cizallamiento general con dos componentes: (i) un cizallamiento simple con un valor de la cizalla $\gamma=3$ y un flujo horizontal hacia N15°E; (ii) un cizallamiento puro de tipo *plane strain* sin cambio de volumen con estiramiento horizontal en dirección N105°E del 200% ($S_x=2$) y acortamiento vertical del 50% ($S_z=0,5$) (Fig. 5.12b).

Existen incertidumbres sobre la precisión de los cortes y los valores de *strain* aplicados, ya que no existen indicadores, así que la forma de cono debe entenderse como un referente ideal para demostrar la validez geométrica de esta interpretación. Esta morfología explica la estructura semianular, similar a un pliegue, contenida en la charnela del sinclinal definido por los ortogneises graníticos (sector 4, Fig. 5.9a) como una de las terminaciones del cono extremadamente estirado (detalle en la Fig. 5.12c).

Una vez probada la validez geométrica de la interpretación del cuerpo peralcalino como una estructura cónica en origen, se puede ir más allá en el análisis del ortogneis granítico. Su forma ovoide, con una zona de enraizamiento, que probablemente representa su conducto de alimentación (detalle en la Fig. 5.12a), no es inventada. Se ha obtenido al retrodeformar el macizo usando los mismos parámetros de *strain* que transforman el cono truncado aplastado de ortogneis peralcalino de

la Fig. 5.12b en el cono vertical de la Fig. 5.12a.

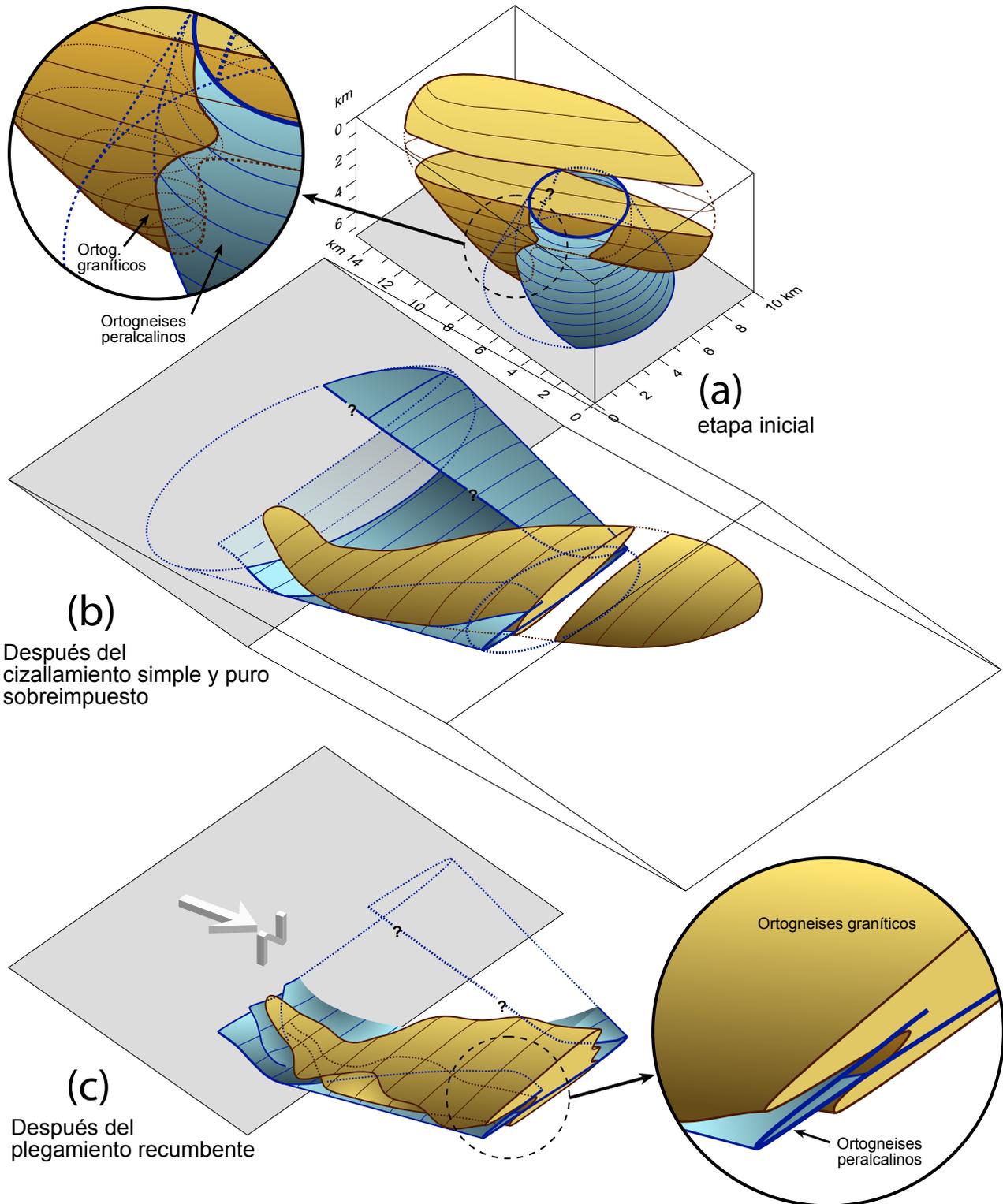


Fig. 5.12- (a) Geometría inicial y relaciones mutuas propuestas entre el ortogneis granítico y los gneises peralcalinos en el sector meridional de la UMT. Los gneises peralcalinos se han idealizado como un dique anular incompleto de morfología troncocónica que intersecta al granito representado como un plutón ovoidal masivo enraizado (detalle). La evolución subsiguiente incluye una deformación homogénea en un régimen de cizallamiento general (b) seguido del plegamiento recumbente (c). El detalle en (c) muestra el núcleo del sinclinal formado en el ortogneis granítico, que alberga aparentemente un anticlinal en los gneises peralcalinos, pero que de hecho representa el límite oriental del cono aplastado. Los interrogantes indican que el límite de los gneises peralcalinos está poco acotado en su margen occidental, debido a la erosión.

La modelización 3D permite además acotar la dirección del eje mayor del elipsoide de la deformación finito previo al desarrollo de los pliegues tumbados. Los marcadores son el eje apical de la estructura cónica y el eje de la lente que constituye el ortogneis granítico. Los modelos sugieren una rotación y estiramiento compatibles con un cizallamiento de techo hacia el NNE. Esta cinemática puede ser considerada una aproximación regional al flujo tectónico asociado a la fase C_1 en este sector.

5.3- Análisis estructural del sector central

El sinforme en el que se preserva la UMT (corte B-B', Fig. 5.13b) aparece delineado por las dos ramas del cuerpo de ortogneises graníticos al N de la localidad de Noia (sectores 1-2, Fig. 5.13a). Hacia el S, ambas ramas se unen, definiendo la zona de charnela (sector 3, Fig. 5.13a), que se repite dos veces por pequeñas oscilaciones en la inmersión de su eje (sectores 4-5, Fig. 5.13a). Tanto en la zona de charnela (sector 4, Fig. 5.13a) como en los flancos (sectores 5-6, Fig. 5.13a) existen pliegues menores asociados.

El espesor del macizo aumenta sensiblemente hacia el S, hasta alcanzar al granito del Confurco, al S del cual tan sólo existen dos bandas de pocas decenas de metros de espesor, que se acaban antes de alcanzar la costa (sector 7, Fig. 5.13a). La zona de charnela sinformal pasa entre ambas bandas, como se deduce de la asimetría de los pliegues subverticales en las secciones costeras de la Ría de Arousa (corte A-A', Fig. 5.13b). Las bandas deben representar la terminación del ortogneis de Noia hacia el S, con su extremo meridional fuertemente acuñado por el aplastamiento y estiramiento N-S, y quizás incluso por el *boudinage* (Fig. 5.1), que podría haber desmembrado en varios macizos un único cuerpo original, siendo uno de esos macizos el que aflora al N de la Ría de Arousa.

La rama O del cuerpo de ortogneises graníticos se termina hacia el N (sector 8, Fig. 5.13a), en un cierre antiformal cortado por la granodiorita de Baio-Vigo. Pero el antiforme vuelve a aparecer hacia el N en el pequeño domo asociado a ortogneises graníticos similares (sector 9, Fig. 5.13a), que prolongan la rama del ortogneis granítico del flanco O del sinforme a lo largo de todo el sector central de la UMT (sectores 1 y 10, Fig. 5.13a), al menos hasta que es cortada por la estribación S de la falla de Riás (sector 11, Fig. 5.13a).

De igual modo, su rama E mantiene continuidad cartográfica a lo largo de todo el flanco oriental hasta el borde S del embalse de Fervenza (sector 12, Fig. 5.13a), dónde es cortada por una falla normal de alto ángulo, la falla de Fervenza, que hunde su bloque del N y la pone en contacto con granitoides y ortogneises miloníticos de un nivel estructural más alto en la UMT.

En los sectores 13 y 14 (Fig. 5.13a), los ortogneises dibujan un patrón de interferencia en gancho. La traza axial del sinforme principal, marcado por la foliación S_2 y la asimetría de pliegues menores, coincide con la inflexión de los ortogneises graníticos en el sector 14, dónde se desarrolla una fuerte lineación de crenulación (L_3). Esta charnela también es definida por una pequeña lente de ortogneises (sector 15) y por el contacto superior del paquete de metagrauvas que aflora entre todos los ortogneises al S del embalse de Fervenza (sector 16). El cuerpo de metagrauvas en su conjunto también exhibe un patrón de interferencia en gancho, cuya terminación hacia el S (sector 17) equivale al cierre periclinal sinformal de su contacto inferior, el sector 16 al del superior y el sector 18 a la zona de charnela de un pliegue anterior.

Los ortogneises alcalinos se encuentran rodeados casi en su totalidad por una banda de ortogneises peralcalinos de espesor variable, y que delinean un par de pliegues subverticales menores de carácter abierto (sector 19, Fig. 5.13a). La repetición de los gneises peralcalinos a ambos lados

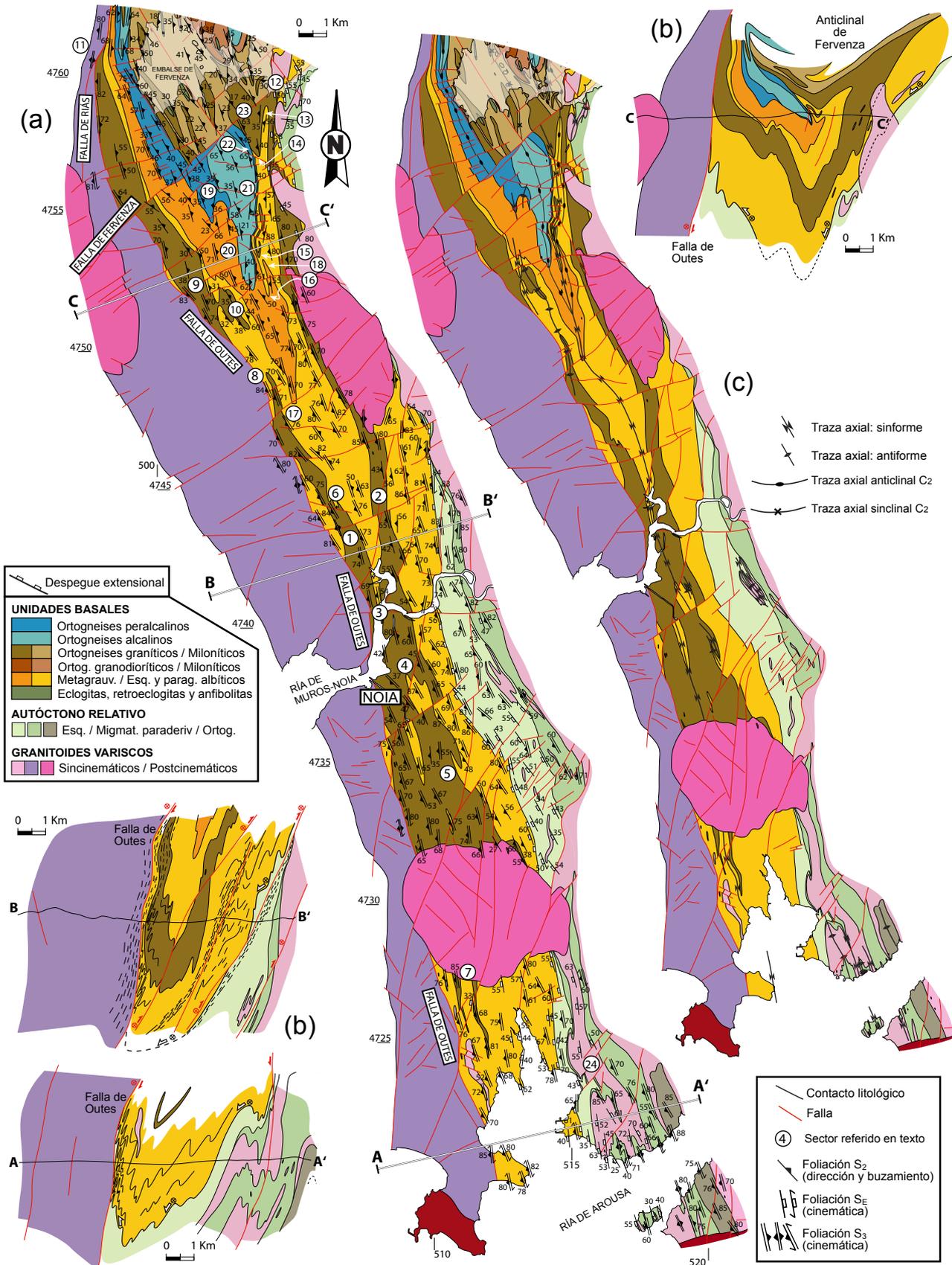


Fig. 5.13- (a) Mapa geológico, (b) cortes representativos y (c) trazas axiales de los dos sistemas de plegamiento en la zona central de la UMT. El mapa geológico incluye la orientación de las foliaciones más importantes y las referencias numéricas utilizadas en el texto. Los cortes A-A' y B-B' incluyen las foliaciones que expresan las estructuras características. Coordenadas UTM.

del macizo alcalino no puede atribuirse a la estructura sinformal, porque no existen cambios en el buzamiento de S_2 ni en la asimetría de pliegues subverticales. Puede explicarse, en cambio, mediante un pliegue tumbado que admita S_2 como foliación de plano axial. La asimetría de pliegues tumbados menores y la relación angular entre S_2 y el bandeo composicional y los contactos litológicos sustentan la interpretación del contacto O del cuerpo alcalino como un flanco inverso (sector 20) y el contacto E como uno normal (sector 21). En conjunto, todas las unidades definen un pliegue anticlinal tumbado, en adelante anticlinal de Fervenza, que interfiere con la estructura sinformal de la UMT (corte C-C', Fig. 5.13b).

La Fig. 5.13c muestra el trazado de las superficies axiales de cada fase de plegamiento. Los gneises de la serie alcalina no exhiben un patrón de interferencia en gancho, debido a que su charnela C_2 se cierra aquí justo en la superficie axial del sinforme.

El contacto litológico de los ortogneises graníticos con los gneises de la serie alcalina (sector 22, Fig. 5.13a) es marcadamente oblicuo. La preservación de esta fuerte relación angular después de sucesivas fases de deformación dúctil indica que en origen dicho contacto pudo ser incluso perpendicular. Esta interpretación está en sintonía con la relación angular que los granitoides alcalinos parecen guardar con los graníticos a lo largo de la zona de estudio, y apoyan su geometría de diques, a parte de explicar la ausencia de patrones de interferencia ideales.

El intradós del anticlinal tumbado definido por los ortogneises graníticos se preserva en la inflexión del sector 13 (Fig. 5.13a), y su prolongación a través del cuerpo tabular que delinea el sinforme en el entorno de Noia representa su flanco inverso, mientras que su flanco normal choca contra la falla de Fervenza (sector 23) tras dibujar el sinforme (sector 14).

En resumen, la zona central de la UMT presenta un patrón de evolución macroestructural equivalente al identificado en la zona S. Incluye el desarrollo de una estructura anticlinal de plegamiento recumbente (C_2) afectada posteriormente por un suave plegamiento de plano axial subvertical, probablemente nucleado durante la fase E_1 , y posteriormente intensificado por C_3 . Las directrices regionales de las fases de deformación anteriores a C_3 no han podido ser precisadas al mismo nivel, puesto que esta fase exhibe aquí mayor intensidad. Esto se traduce en el fortísimo aplastamiento que el sinforme experimentó en este sector, el cual decrece otra vez progresivamente hacia el N. El aplastamiento implica una reorientación significativa de los elementos planares (contactos, foliaciones, planos axiales, etc) y lineares (lineaciones, ejes de plegamiento, etc) previos hacia la dirección del plano axial de plegamiento C_3 . A su vez, conlleva el desarrollo de una foliación de plano axial ($S_{3,1}$), una lineación de intersección con ella, una lineación de crenulación y una lineación de estiramiento. Tal y como se ha representado en el mapa (Fig. 5.13a), las microestructuras relacionadas con C_3 dominan en el sector central.

5.4- Análisis estructural del sector septentrional

La cartografía de los macizos gnéisicos, combinada con la información microestructural, permite identificar el patrón de interferencia de las fases de plegamiento alrededor del embalse de Fervenza (Figs. 5.14 y 5.15). Cabe destacar aquí, frente a las otras dos zonas ya descritas, las numerosas evidencias del metamorfismo de alta presión y la aparición con notable expresión cartográfica de las tectofacies miloníticas de los diferentes tipos de ortogneises.

La falla de Fervenza supone una discontinuidad en los patrones de los pliegues. Es atravesada por las metagrauvas y el macizo de ortogneises graníticos (sector 1, Fig. 5.15a), atestiguando la prolongación del flanco inverso del anticlinal de Fervenza hasta el S de la falla de Riás (corte C-C', Fig. 5.13b).

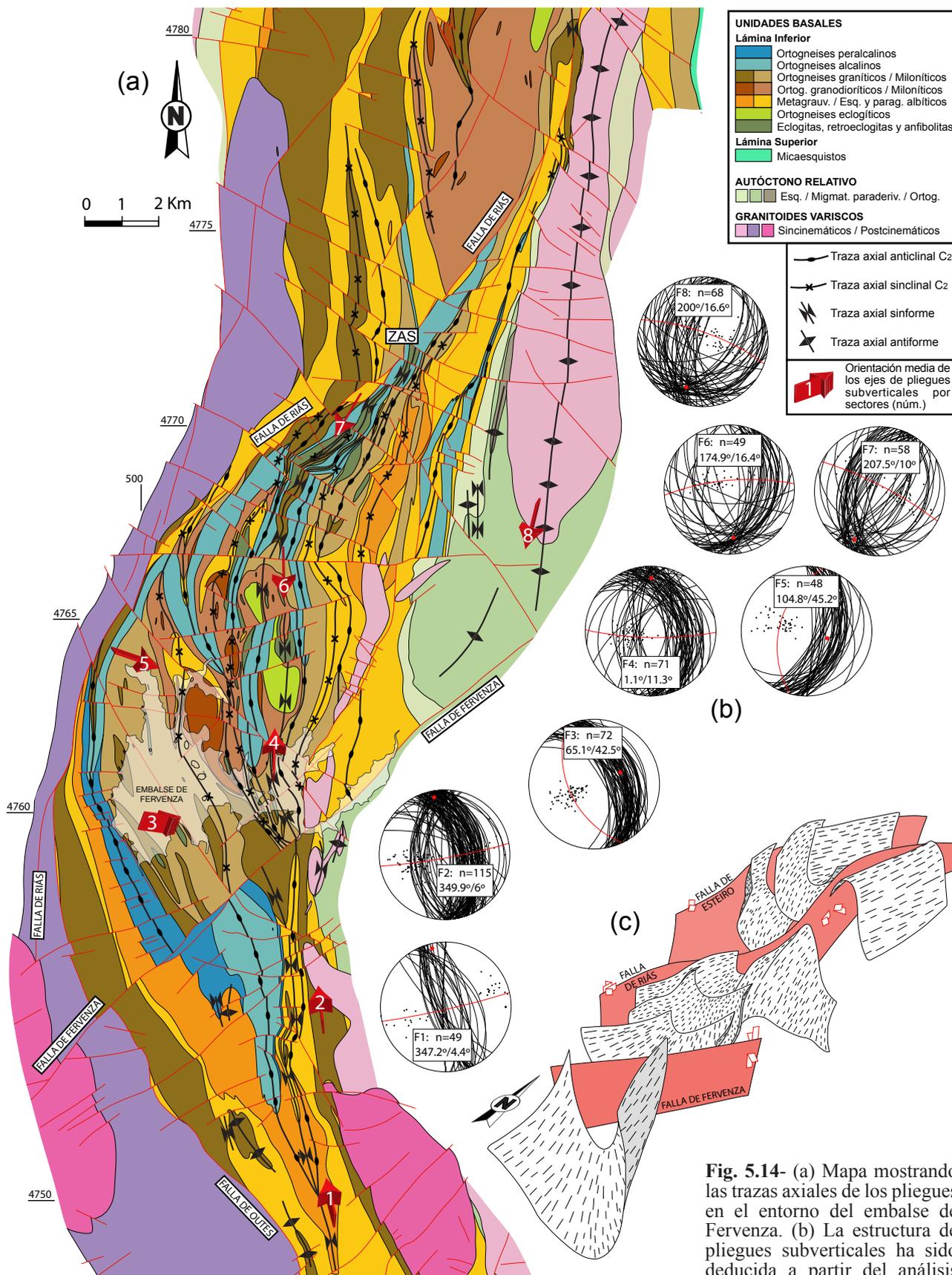


Fig. 5.14- (a) Mapa mostrando las trazas axiales de los pliegues en el entorno del embalse de Fervenza. (b) La estructura de pliegues subverticales ha sido deducida a partir del análisis estructural sectorial de las

foliaciones S_2 y S_E . (c) Modelo sencillo de la estructuración en cubeta y domo que incluye la posición de las principales fallas de todo el tercio septentrional de la UMT. Las proyecciones incluyen el número (n) de planos de foliación S_2 y S_E utilizados (círculos mayores negros), sus respectivos polos (puntos negros), el mejor ajuste (círculos mayores rojos) y la orientación ideal de los ejes de pliegues que las doblan obtenida de su polo (puntos rojos). Los números incluidos en las flechas rojas referencian los sectores donde se han realizado las proyecciones. Coordenadas UTM.

La delgada banda de ortogneises peralcalinos que ocupa el extradós del anticlinal tumbado respecto a los ortogneises alcalinos al S de la falla de Fervenza (sector 4, Fig. 5.15a), continúa por la que se extiende a lo largo del margen SO del embalse (sector 5), pudiéndose continuar allí la traza axial del anticlinal a través de los gneises alcalinos, y los ortogneises graníticos que ocupan su intradós (sector 6). Hacia el N desaparecen los gneises peralcalinos pero la banda de ortogneises alcalinos continúa y ofrece un nivel guía excelente, delineando un patrón cartográfico de un tren de pliegues tumbados en continuidad con el anticlinal de Fervenza (Fig. 5.15b). Su interferencia con el sinforme principal repite simétricamente las zonas de charnela marcadas por ellos (Fig. 5.14a). El mejor ejemplo es el núcleo de un anticlinal marcado por los gneises alcalinos, una banda N-S que aflora en los sectores 18 y 19 (Fig. 5.15a), y que aparece repetida en los sectores 21 y 23 en el otro flanco del sinforme (comparar las Figs. 5.14a y 5.15). El afloramiento de varias charnelas C_2 en ambos flancos del sinforme principal permite calcular la dirección de los ejes de los pliegues recumbentes en este sector (Fig. 5.16).

El patrón de interferencia no es ideal porque la continuidad tridimensional de los ortogneises alcalinos es limitada, y la estructura sinformal es aquí una cubeta limitada por las fallas de Riás y Fervenza (Figs. 5.14a y b). Las charnelas anticlinal y sinclinal de los sectores 7 y 8 (Fig. 5.15a) no están trazadas por los gneises alcalinos en el flanco E del sinforme, porque el macizo se acuña antes (sector 9). Pero la charnela del anticlinal mayor (sectores 5 y 6) sí tiene equivalente en la estructura anticlinal de los gneises alcalinos en el sector 10. Aquí, las unidades usadas para trazar la misma estructura anticlinal más al S ocupan posiciones relativas ligeramente diferentes. Destacan la ausencia de gneises peralcalinos, de metagrauvas en posiciones axiales y la presencia de los ortogneises graníticos como una banda muy delgada en el flanco inverso (sector 11, Fig. 5.15a). El patrón cartográfico lenticular sugiere un proceso de *boudinage*, tal y como indica el carácter alargado y discontinuo del extradós de la charnela anticlinal de los gneises alcalinos (sector 10). El *boudinage* se superpone a la formación de la charnela anticlinal, y puede deberse al aplastamiento subsecuente de la fase C_2 , al colapso extensional, al desarrollo posterior de cizallas transcurrentes, o a todos ellos.

En el flanco normal de este anticlinal (sector 12, Fig. 5.15a), aparecen una banda de ortogneises graníticos miloníticos y un nuevo paquete de metagrauvas. Sus contactos hacia el S dibujan inflexiones que confirman la existencia de todos los pliegues tumbados C_2 identificados más al S en el flanco E del sinforme.

Como en la Serra do Galiñeiro, los ortogneises de la serie alcalina aquí también parecen haber sufrido un *boudinage* anterior a su plegamiento, como se infiere del contraste de espesor de los flancos y las zonas de charnela de los pliegues tumbados (sectores 13 y 14, Fig. 5.15a), aunque en algunos casos, puede interpretarse el engrosamiento diferencial como resultado del plegamiento, como en las charnelas de los sectores 7, 8 y 15. Por otro lado, la desconexión entre los macizos alcalinos que afloran en el entorno del embalse y los de la charnela anticlinal del sector 10, puede responder al mismo proceso de *boudinage*, que habría individualizado cuerpos antes del plegamiento recumbente. La terminación de los gneises alcalinos en el sector 9 y su reaparición en el flanco oriental del sinforme (sector 10), coincide con una banda de gneises graníticos miloníticos a ultramiloníticos (sector 12), con reminiscencias de gneises alcalinos. La milonitización atribuible a esta tectofacies puede explicar la desconexión cartográfica. En el corte C-C' de la Fig. 5.15b se ha incluido el trazado hipotético de la banda de gneises alcalinos a través del resto de litologías. El trazado propuesto implica una oblicuidad previa entre los protolitos de los gneises graníticos y los alcalinos.

Los ortogneises granodioríticos, y los metasedimentos englobados en ellos (sector 16, Fig. 5.15a), y en los gneises graníticos, también dibujan un mismo patrón sinuoso que evidencia su plegamiento, al igual que algunos cuerpos de metabasitas (sector 17). El escaso paralelismo de

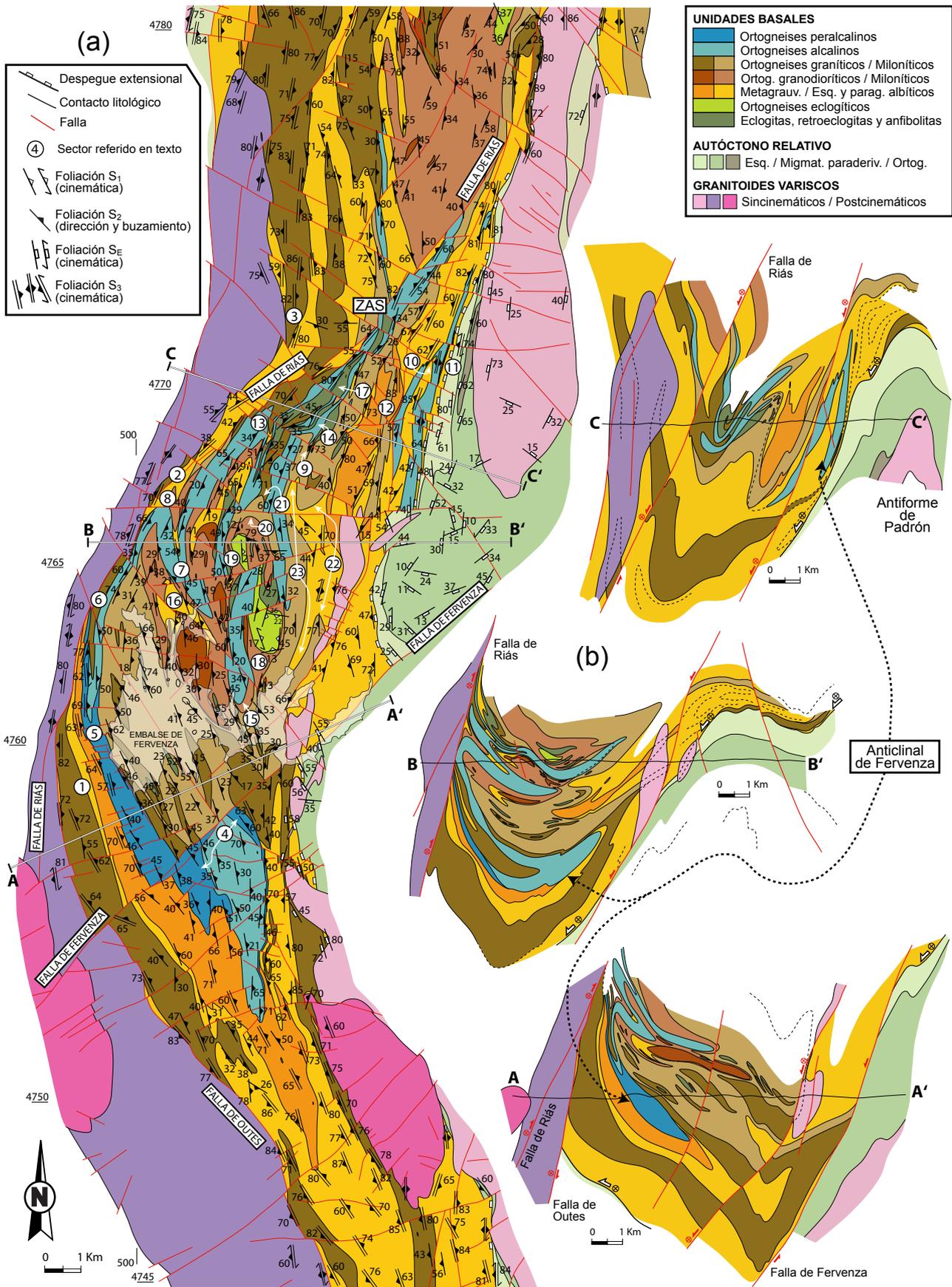


Fig. 5.15- (a) Mapa geológico y (b) cortes representativos de la zona septentrional de la UMT en el entorno del embalse de Fervenza. El mapa incluye las orientaciones de las foliaciones y las referencias numéricas utilizadas en el texto. Los contactos discontinuos en los cortes muestran el trazado supuesto de los que no son visibles. Coordenadas UTM.

alguno de sus contactos respecto del resto de ortogneises, especialmente los alcalinos, evidencia su oblicuidad previa al plegamiento.

Los ortogneises eclogíticos afloran en el flanco normal que ocupa el núcleo del sinforme principal que se extiende hasta la falla de Riás. Junto con el cuerpo de eclogitas adyacentes, su posición estructural es la más alta reconocible en torno al embalse de Fervenza, una vez restituidos los pliegues tumbados. Sus contactos en el S (sector 18, Fig. 5.15a) y en el N (zona 19) delimitan los cierres periclinales de la estructura sinformal en cubeta. Lo mismo hacen los cierres periclinales de los gneises granodioríticos (sector 20), los gneises graníticos (sector 21) y las estructuras recumbentes anticlinales (sector 22) y sinclinales (sector 23) marcadas por los ortogneises graníticos miloníticos en el flanco E del sinforme.

Al N de la falla de Riás, los grandes macizos gnésicos evidencian el mismo patrón de interferencia (Fig. 5.17), con la foliación regional S_2 , de plano axial de pliegues tumbados, doblada en un sinforme apretado. En sus flancos aparecen de nuevo las bandas de ortogneises alcalinos (sectores 1 y 2, Fig. 5.18a), que marcan la continuación del flanco normal del anticlinal sobre el que aparecen los ortogneises eclogíticos (sectores 18 y 19, Fig. 5.15a). Su acuñaamiento hacia el N marca la terminación del macizo alcalino.

En esta zona destacan el desmembramiento de la charnela sinformal principal por la falla de Riás (sector 5, Fig. 5.17 y 5.18a) y la oblicuidad entre los contactos de gneises graníticos, granodioríticos y metasedimentos, que de forma imperfecta definen la estructura de interferencia de pliegues. Los contactos de los ortogneises graníticos dibujan pliegues recumbentes C_2 (Fig. 5.18b), que producen un complejo patrón de interferencia con el sinforme principal (Fig. 5.17a), cuyo eje presenta oscilaciones N-S en el sentido de inmersión (Fig. 5.17b). Como consecuencia, los contactos litológicos de los ortogneises graníticos, granodioríticos y sus tectofacies miloníticas, muestran cierres periclinales sinformales cóncavos hacia el S si su eje pincha en este sentido (sector 3, Fig. 5.18a), o cóncavos hacia el N en caso contrario (sector 4).

Comparando las Figs. 5.17 y 5.18a, puede apreciarse que en el intradós del sinclinal del sector 6 (Fig. 5.18a) aparecen metasedimentos, pero en su reaparición más al NE (sector 7) sólo hay ortogneises, sugiriendo un carácter xenolítico para los metasedimentos. Además, puede verse un sinforme que afecta a ortogneises granodioríticos (entre los sectores 3, 5 y 8), en el cual aflora

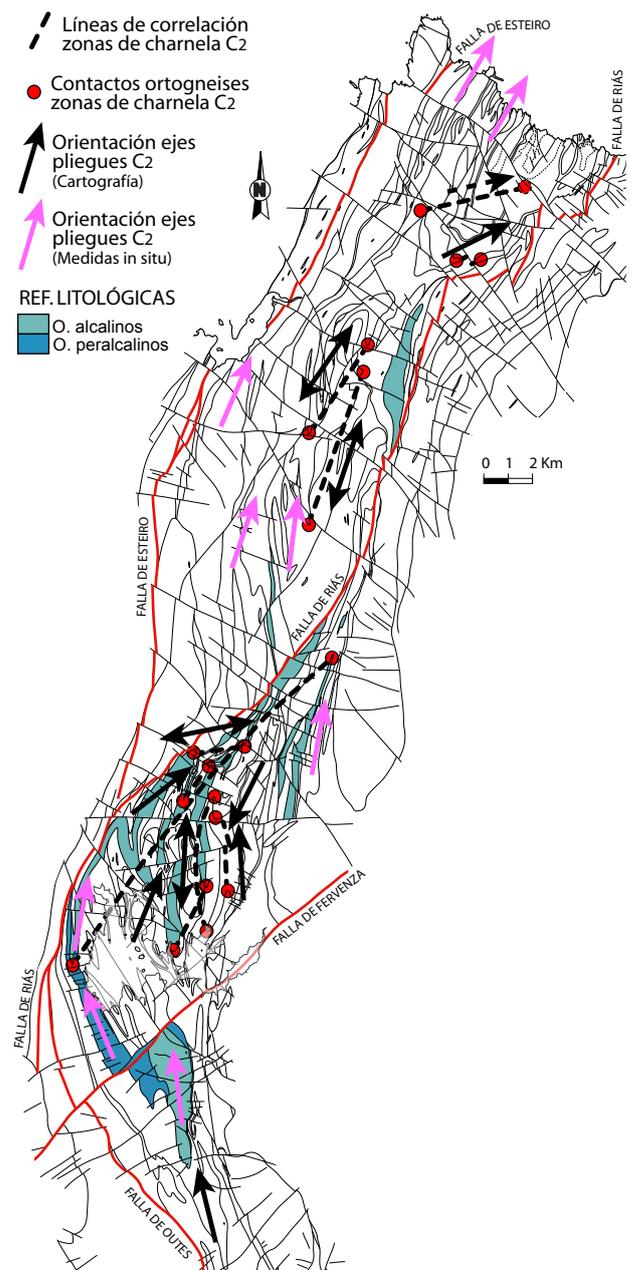


Fig. 5.16- Correlación de zonas de charnela C_2 a través de los flancos del sinforme principal. Su orientación coincide con las medidas "in situ" de pliegues C_2 .

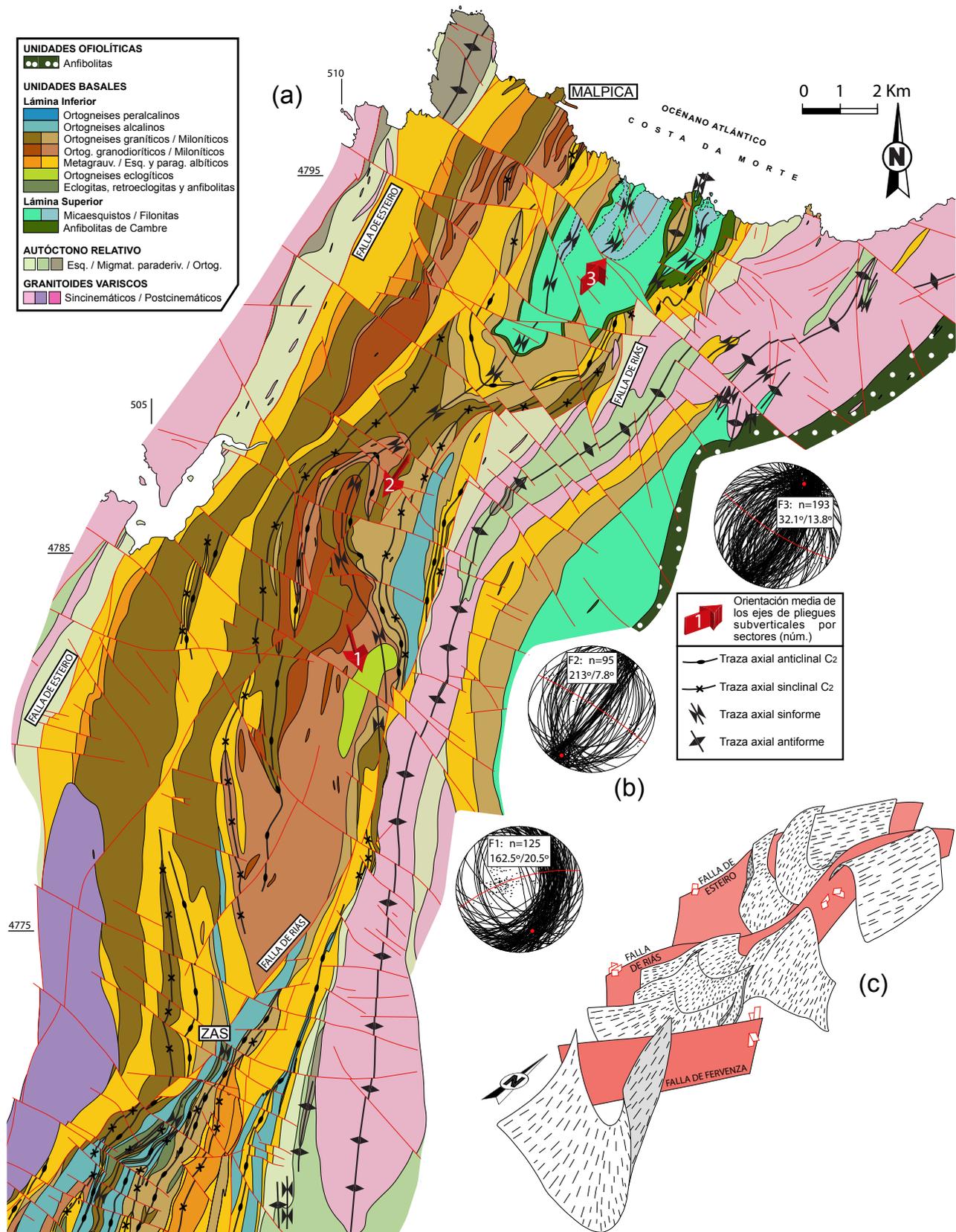


Fig. 5.17- (a) Mapa mostrando las trazas axiales de los pliegues en la parte N de la UMT. (b) La estructura sinformal ha sido deducida del análisis estructural sectorial de las foliaciones S_2 y S_E . Las proyecciones incluyen el número (n) de planos de foliación S_2 y S_E utilizados (círculos mayores negros), sus respectivos polos (puntos negros), el mejor ajuste (círculos mayores rojos) y la orientación ideal de los ejes de pliegues que las doblan obtenida de su polo (puntos rojos). Los números incluidos en las flechas rojas referencian los sectores donde se han realizado las proyecciones. Coordenadas UTM. Se incluye el modelo de estructura de plegamiento tardía y las fallas principales usado en la Fig. 5.14 (c).

un anticlinal recumbente dibujando una interferencia en gancho (sectores 3, 8 y 9). Justo al N, una culminación de interferencia provoca el afloramiento del mismo anticlinal (sectores 10 y 11), cuyo núcleo está ahora ocupado por metasedimentos. Estas interferencias sugieren que los gneises granodioríticos se acaban una vez salidos al aire, por encima de la culminación, y son importantes porque permiten establecer la dirección de los ejes del plegamiento recumbente en este sector de la UMT (Fig. 5.16).

No se ha encontrado conexión cartográfica ni estructural entre los dos macizos granodioríticos septentrionales, que se consideran como cuerpos ígneos independientes. En cambio, sí ha podido establecerse una correlación entre los macizos de gneises granodioríticos al N y al S de la falla de Riás, usando los flancos normales donde afloran gneises alcalinos (sectores 1 y 2, Fig. 5.18a), y la componente vertical de la falla, que hunde su labio N. En el S (sector 20, Fig. 5.15a), los ortogneises granodioríticos salen al aire en el cierre periclinal del sinforme, y no vuelven a aparecer hacia el N hasta que la falla de Riás los hunde (sector 16, Fig. 5.18a). Las relaciones entre ortogneises de los distintos tipos muestran una oblicuidad que se deduce de los cortes geológicos. Por ejemplo, los granodioríticos están a techo de un macizo granítico al N (sector 12, Fig. 5.18a y 5.18b) y en su parte central al S (Fig. 5.15b). Los gneises alcalinos ocupan con frecuencia zonas de contacto, lo que revela una afinidad por zonas de debilidad previas, fracturas o contactos litológicos.

Las observaciones no permiten deducir la cronología relativa entre granitos y granodioritas, pero sugieren que la serie alcalina fue la última en emplazarse. Las dataciones absolutas mediante U-Pb en circones de los gneises alcalinos (Rodríguez *et al.*, 2007) y calcoalcalinos (Abati *et al.*, 2010) confirman al magmatismo alcalino como el más joven.

Los ortogneises eclogíticos aparecen de nuevo al N de la falla de Riás en el flanco normal de la serie de pliegues tumbados. Estos gneises representan lentes de limitada continuidad lateral, que aparecen relacionados con tectofacies miloníticas de ortogneises, y que ocupan la posición estructural más alta de la Lámina Inferior (sectores 18 y 19, Fig. 5.15a y sector 13, Fig. 5.18a). La morfología lenticular de ambos cuerpos y su idéntica posición estructural sugiere que forman parte de un mismo plutón original, desmembrado por *boudinage* durante la milonitización.

Como hemos visto, pueden establecerse correlaciones entre el N y el S de la falla de Riás. Pese a ello, establecer su cinemática y salto no resulta fácil. Un movimiento de falla que incluya una componente lateral dextra y una vertical que hunda su labio N justifica bastante bien el patrón cartográfico. El movimiento lateral habría desplazado por igual todas las bandas de ortogneises, pero el hundimiento del labio N habría acentuado el salto cartográfico de las inclinadas al O y atenuado el de las inclinadas al E.

Por ejemplo, el salto visible entre el flanco inverso del sector 1 y el 2 (Fig. 5.15a) es similar al de los gneises alcalinos entre los sectores 16 y 2 (Fig. 5.18a), pero el de la charnela sinclinal del sector 15 (Fig. 5.18a) es menor.

En el margen O de la UMT, aparece una potente banda de gneises graníticos, el ortogneis de Borneiro, cuyo límite oriental está afectado por pliegues tumbados menores que denotan, junto con las microestructuras, su condición de flanco normal en la estructura de pliegues recumbentes (sector 23, Fig. 5.18a). Esta banda incluye a techo un cuerpo de gneises granodioríticos, de los cuales están separados por una estrecha zona milonítica. En la costa se observa además un afloramiento separado del principal por metasedimentos (sector 24, Fig. 5.18a), en los que pliegues menores recumbentes muy aplastados (Lam. 3.3a y b) permiten relacionar al patrón cartográfico con el plegamiento recumbente (corte B-B', Fig. 5.18b).

Los pliegues tumbados identificados en los macizos granodiorítico (sector 24, Fig. 5.18a), y granítico (sector 23) se pueden correlacionar con los identificados para el macizo gnéisico de las

zonas centrales de la UMT en el tercio septentrional. Los pliegues de los sectores 10 y 25 pueden continuarse por los de los gneises granodioríticos (sector 24), y los de la banda occidental (sector 23) se ajustan a los de la charnela sinclinal del sector 15.

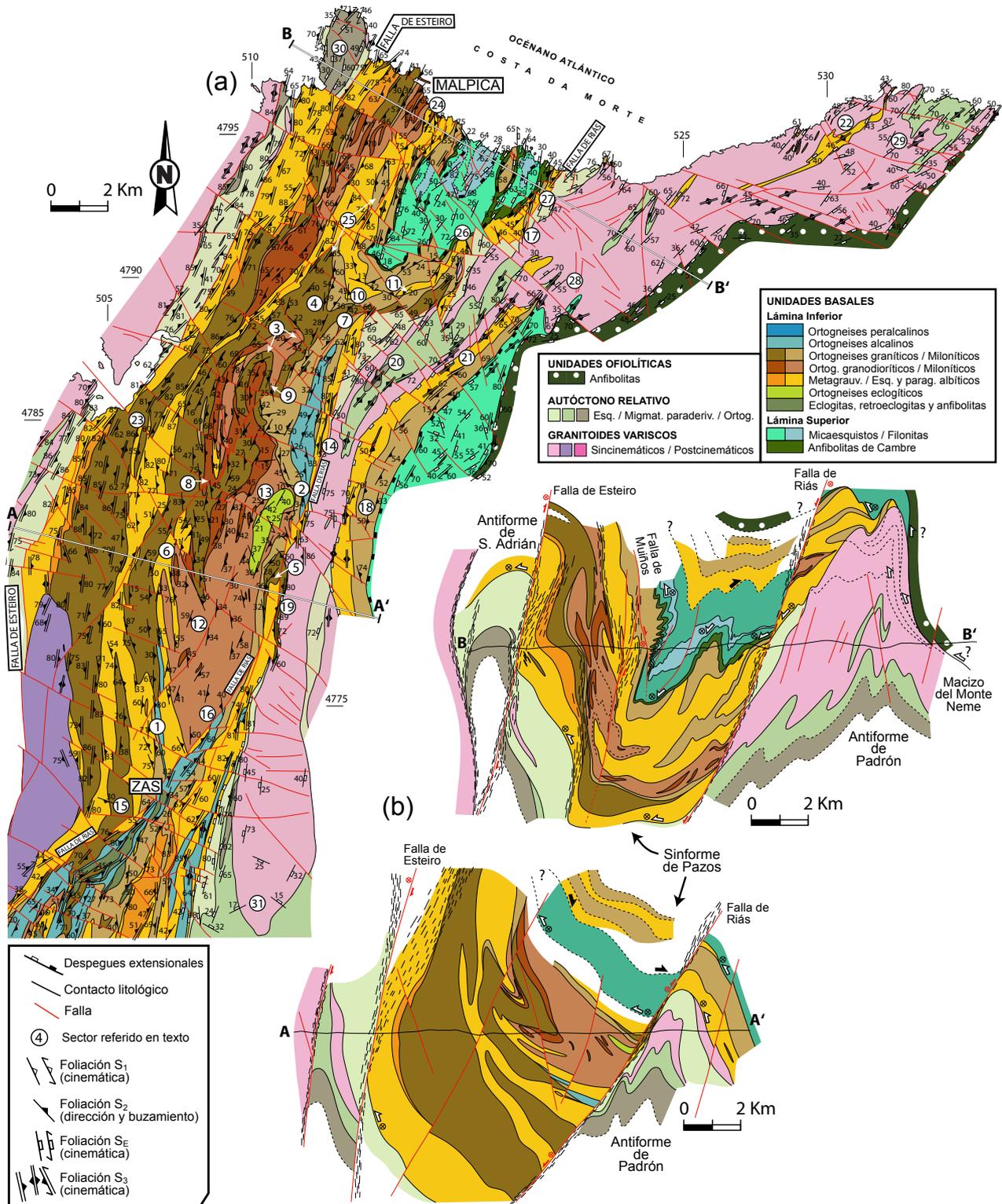


Fig. 5.18- (a) Mapa geológico y (b) cortes representativos de la UMT en el entorno de la Costa da Morte. El mapa geológico incluye la orientación de las foliaciones y las referencias numéricas utilizadas en el texto. Los contactos discontinuos en los cortes muestran el trazado supuesto de los que no son visibles. Coordenadas UTM.

El ortogneis de Borneiro no encuentra correlato cartográfico directo con el resto de bandas gnéicas identificadas. Sin duda está por debajo de los gneises graníticos, granodioríticos, eclogíticos y alcalinos de Fervenza y forma parte de la estructura en el flanco normal del anticlinal de igual nombre.

La simetría esperable en los ortogneises y metasedimentos en los flancos del antifirme de Padrón está desvirtuada por la falla de Riás, cuyas componentes dextra y vertical dificultan la correlación para el ortogneis de Santiago, milonítico, que aflora al O del Complejo de Órdenes (sector 18, Fig. 5.18a). Su correlación con la UMT puede establecerse con el ortogneis similar que aflora en el flanco normal del anticlinal de Fervenza (Fig. 5.15b), o alguno de los que aflora por debajo al O (corte A-A, Fig. 5.18b), y que aparece pinzado por la falla de Riás al E (sector 19, Fig. 5.18a). A falta de un criterio definitivo, se ha utilizado el autóctono relativo para proponer una correlación entre los ortogneises graníticos del sector 19, que ocupan la base de la UMT en el flanco O del antifirme de Padrón y el ortogneis de Santiago (sector 18, Fig. 5.18a) de su flanco E.

En el núcleo del antifirme de Padrón (sector 20, Fig. 5.18a) afloran ortogneises glandulares y metasedimentos migmatíticos del autóctono relativo, ambos contorneados por granitoides variscos sincinemáticos, sobre los cuales, hacia el E, aparece una banda de paragneises con albita (sector 21) y el ortogneis de Santiago (zona 18), ya en el Complejo de Órdenes. Esta secuencia se repite en los ortogneises y paragneises con albita en el flanco O del antifirme (sector 22), donde ambos litotipos definen una litoestratigrafía fantasma a base de xenolitos dentro de los granitoides variscos sincinemáticos. Por encima, y desplazados por fracturas tardías ONO-ESE, se encuentran los ortogneises graníticos (sector 17) del flanco inverso de un sinclinal tumbado (corte B-B', Fig. 5.18b).

5.5- Integración regional de la estructura de pliegues recumbentes

Este apartado trata de ofrecer una visión integradora de los pliegues tumbados reconocidos. Para visualizar los resultados, la Fig. 5.19 ofrece una síntesis de las unidades basales de la UMT, el Complejo de Órdenes y el de Cabo Ortegal, con la nomenclatura empleada y un corte geológico compuesto, mientras que en la Fig. 5.20 se muestra un mapa geológico, y en la Fig. 5.21 un corte compuesto más detallados del Complejo de Órdenes, donde también se incluye la nomenclatura geológica regional. La Fig. 5.22 muestra una reconstrucción idealizada de los pliegues recumbentes que sirve de base para discutir las correlaciones estructurales regionales que se proponen.

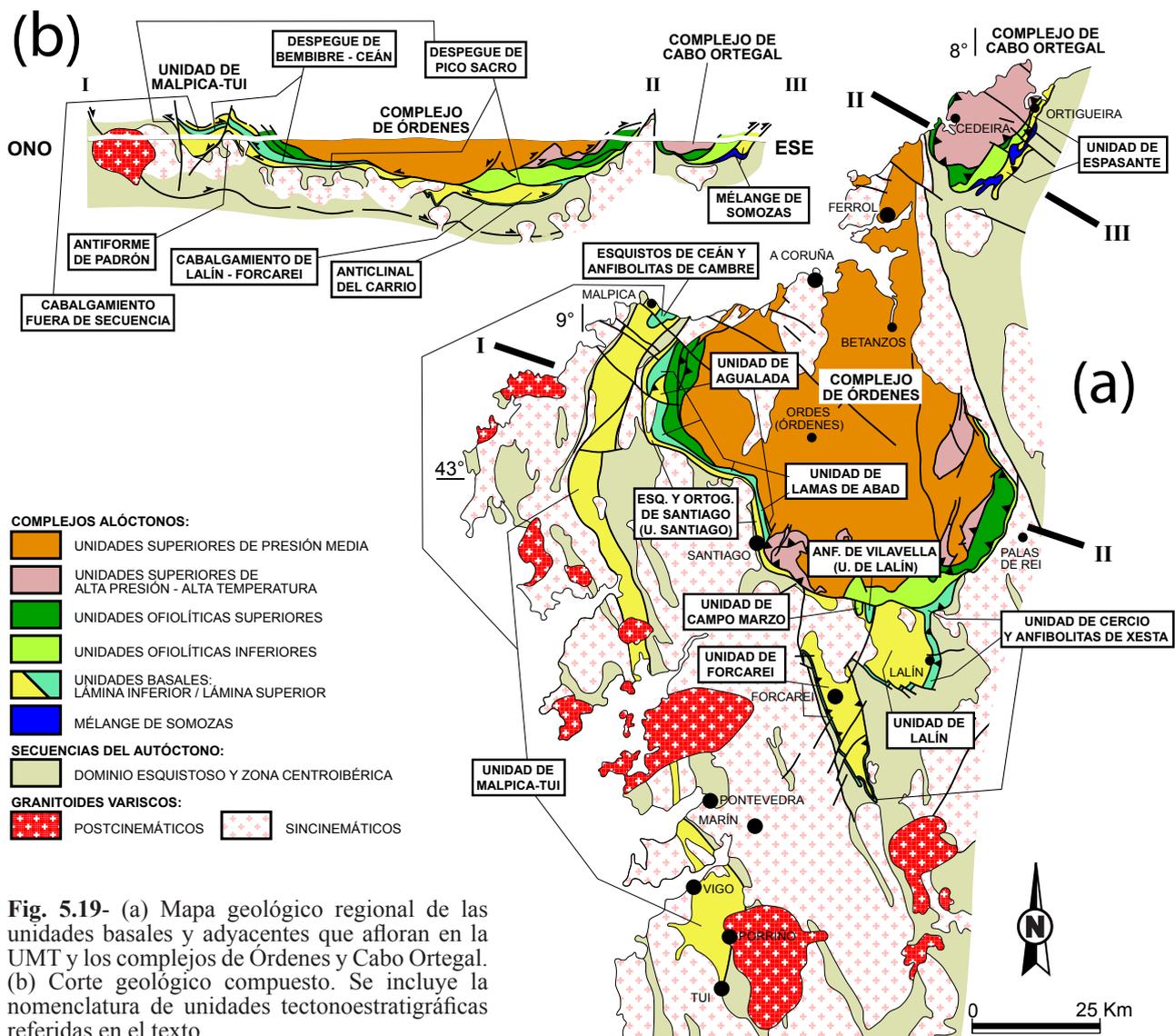
En el NO de Órdenes, la banda de ortogneises graníticos miloníticos (ortogneis de Santiago), que representa la prolongación hacia el O del flanco normal del anticlinal tumbado del Carrio (*Martínez Catalán et al., 1996*), se ha correlacionado, a través del antifirme de Padrón, con una banda de ortogneises graníticos por debajo del flanco inverso del anticlinal tumbado de Fervenza. Esta correlación supone asumir la existencia de un sinclinal por debajo, no visible en el tercio septentrional (Fig. 5.22). Pero ese sinclinal existe y aflora en el S de la UMT, el sinclinal de Mos.

El macizo gnéico de Noia dibuja el flanco inverso común a ambos pliegues (Fig. 5.13 y 5.14) y el ortogneis de Vigo dibuja la zona de charnela del sinclinal (Fig. 5.9 y 5.10). Ambos macizos están individualizados, bien por ser cuerpos graníticos diferentes, bien un mismo cuerpo afectado por *boudinage* según una dirección norteada antes del plegamiento. El ortogneis granítico de Vigo también se acuña en los dos flancos del sinclinal de Mos, pero por debajo de él se ha identificado otro nivel de gneises graníticos en posición de flanco normal, el ortogneis de Mosende (sectores 10, 11 y 12, Fig. 5.9a). Este nivel, u otro que ocupe una posición similar en el tren de pliegues tumbados,

reaparece al E de la UMT en su sección N (sector 19, Fig. 5.18a), donde puede correlacionarse con el ortogneis de Santiago a través del antiforme de Padrón (corte A-A', Fig. 5.18b).

Los pliegues tumbados de la UMT forman un tren de pliegues en el flanco normal de una estructura mayor, el anticlinal tumbado del Carrio, cuya charnela aflora al E en el Complejo de Órdenes. En él, los ortogneises y anfibolitas se disponen en bandas bastante continuas (Marquínez García, 1984), que trazan una estructura anticlinal con pliegues menores asociados (Martínez Catalán et al., 1996).

Las dos láminas que integran las unidades basales en la UMT pueden extenderse tentativamente al Complejo de Órdenes. La composición toleítica (Marquínez García, 1984) de las Anfibolitas de Xesta que delimitan el anticlinal del Carrio, permite compararlas con las Anfibolitas de Cambre de la Lámina Superior de la UMT. La correlación es incierta, porque si bien el quimismo toleítico contrasta con el de basaltos alcalinos de las metabasitas de la Lámina Inferior en la UMT (Rodríguez Aller, 2005), las Anfibolitas de Xesta intercalan pequeños cuerpos lenticulares de gneises peralcalinos (Hilgen, 1971; Abril et al., 1972; Divar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1972; Marquínez García, 1984). En todo caso, por encima de las Anfibolitas de Xesta puede identificarse una unidad comparable a los tramos superiores de los Esquistos de Ceán, denominada Unidad de Cercio (Figs. 5.19, 5.21 y 5.22).



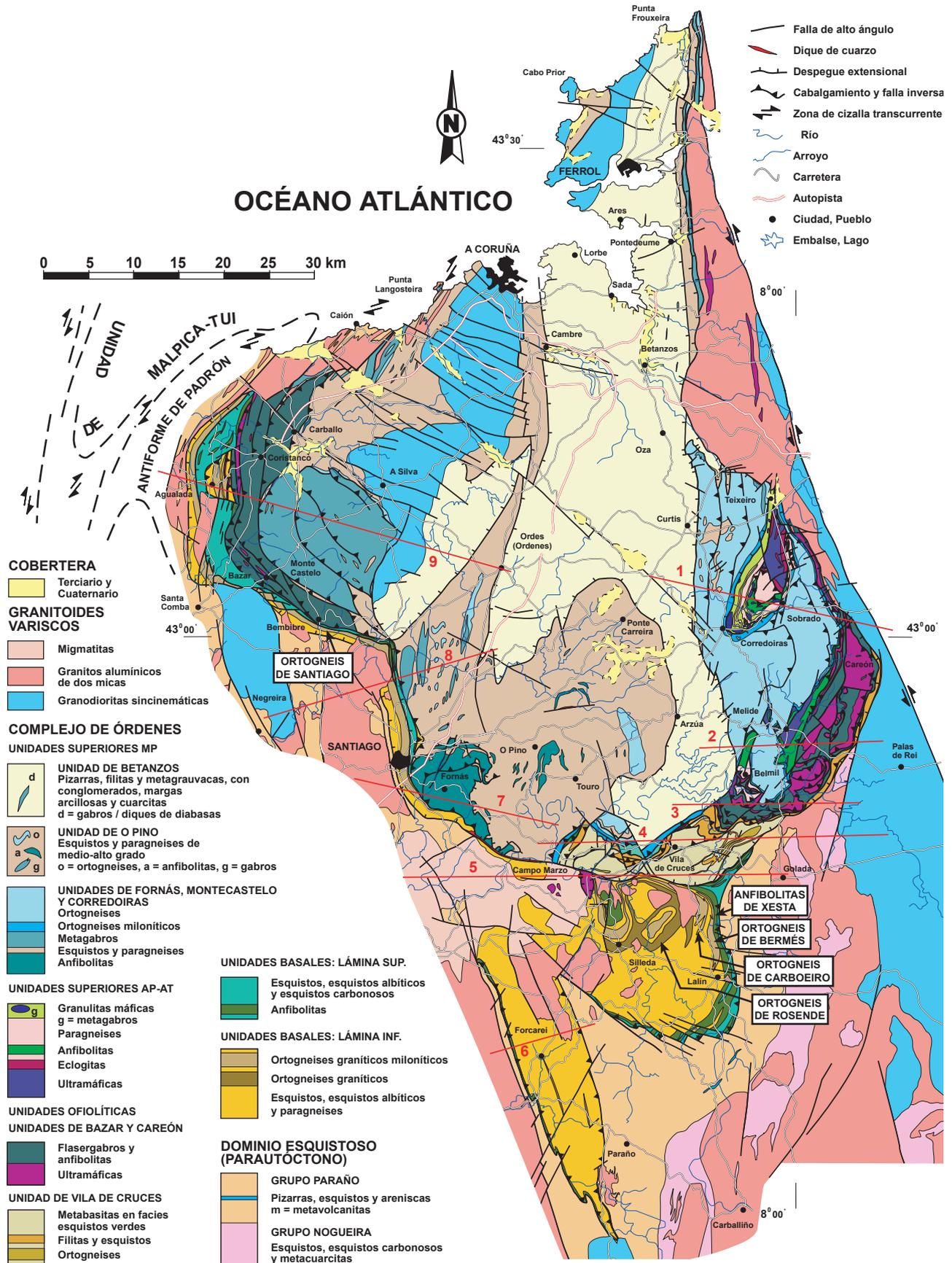


Fig. 5.20- Mapa geológico del Complejo de Órdenes y esquema de correlación con la Unidad de Malpica-Tui. Se incluye la nomenclatura regional de algunos cuerpos de ortogneises y anfibolitas. Modificado de Martínez Catalán et al. (2002).

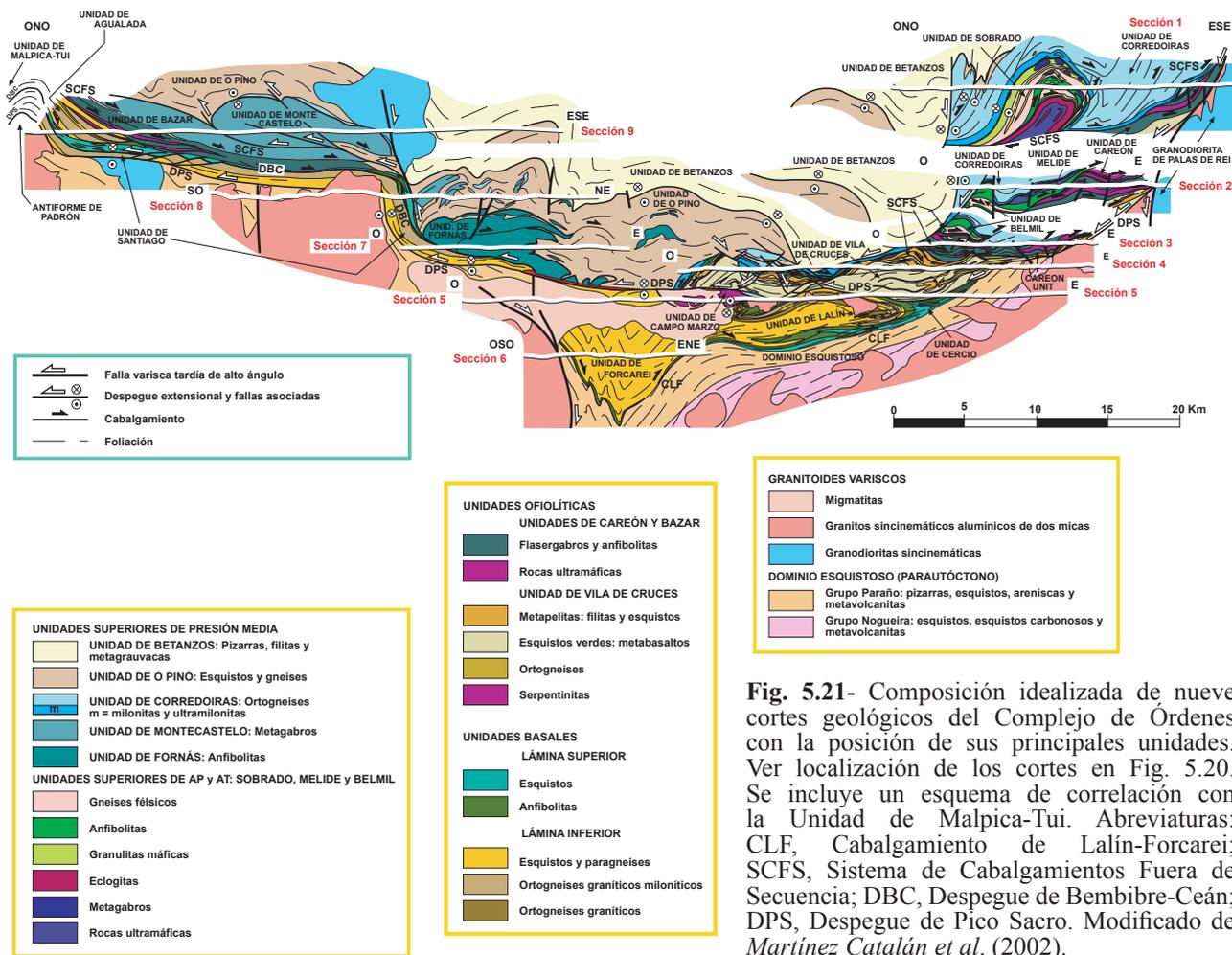


Fig. 5.21- Composición idealizada de nueve cortes geológicos del Complejo de Órdenes con la posición de sus principales unidades. Ver localización de los cortes en Fig. 5.20. Se incluye un esquema de correlación con la Unidad de Malpica-Tui. Abreviaturas: CLF, Cabalgamiento de Lalín-Forcarei; SCFS, Sistema de Cabalgamientos Fuera de Secuencia; DBC, Despegue de Bembibre-Ceán; DPS, Despegue de Pico Sacro. Modificado de Martínez Catalán et al. (2002).

Existe una diferencia importante entre el anticlinal del Carrio y los pliegues tumbados de la UMT. La foliación regional S_2 , de plano axial de los pliegues tumbados en la UMT, está plegada por el anticlinal del Carrio (Martínez Catalán et al., 1996). Esto sugiere un desarrollo posterior del anticlinal del Carrio respecto al tren de pliegues de la UMT. Aunque la foliación S_2 está doblada por el anticlinal del Carrio, en su charnela se desarrolló una nueva foliación de plano axial, no siempre penetrativa, y que además guarda una relación geométrica y genética con el cabalgamiento de Lalín-Forcarei (Martínez Catalán et al., 1996). Todo lo anterior sugiere una generación diacrónica para los pliegues recumbentes, que se habrían ido generando progresivamente hacia el E. Además contempla para la generación de las fábricas asociadas un intervalo de tiempo dilatado y un desarrollo igualmente diacrónico.

Tras la reconstrucción de los pliegues recumbentes C_2 emerge un patrón para los ortogneises en el que pueden separarse dos cuerpos voluminosos, el macizo composicionalmente complejo de Ferverza y el ortogneis de Borneiro (Fig. 5.22). Ambos incluyen facies graníticas y granodioríticas, así como eclogitas, y no existen diferencias en las series sedimentarias encajantes. Su disposición en la vertical podría interpretarse por duplicación tectónica de un determinado nivel cortical, el adecuado para la intrusión de este tipo de macizos. La Fig. 5.23a esquematiza la distribución de los ortogneises antes del plegamiento recumbente y propone dos causas posibles para la hipotética duplicación: un cabalgamiento de escala cortical y un gigantesco sinclinal. Cualquiera de las dos opciones encaja en la subducción continental contemplada para la primera fase de deformación en las unidades basales.

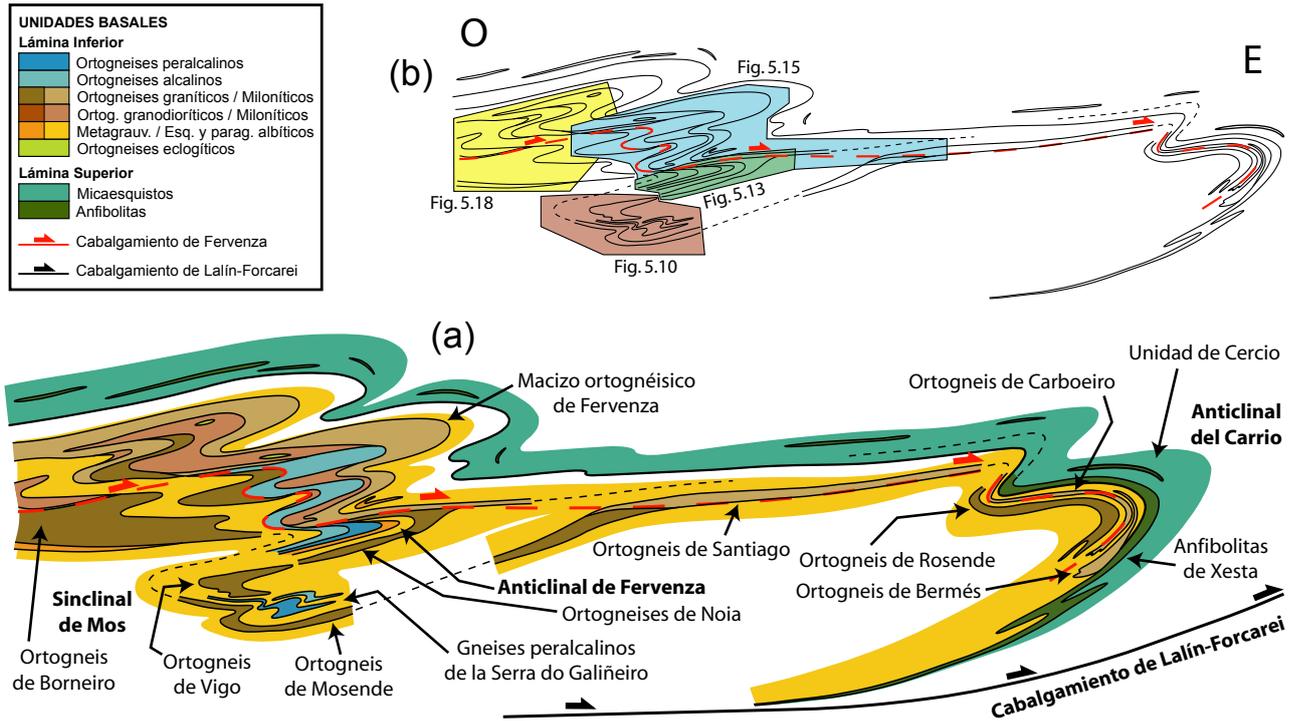


Fig. 5.22- (a) Reconstrucción idealizada de los pliegues recumbentes construida a partir de los cortes geológicos. (b) Referencia a las figuras de los sectores empleados para su elaboración.

5.6- Exhumación de las unidades basales: aspectos estructurales

Las tectofacies miloníticas en la UMT se limitan al macizo gnésico superior o de Fervenza y al techo del ortogneis de Borneiro, y continúan por el Complejo de Órdenes, a través de la Unidad de Santiago (Fig. 5.22).

Las tectofacies miloníticas representan dominios de alta deformación distribuidos irregularmente por los macizos gnésicos. Se interpretan como zonas de cizalla discretas que en conjunto representan un cabalgamiento cortical dúctil, en parte contemporáneo con el plegamiento recumbente y en parte previo. Este cabalgamiento, que hemos llamado de Fervenza, representa la primera estructura exhumativa identificada y se considera responsable de la duplicación interna de la Lámina Inferior.

La banda ultramilonítica de ortogneises graníticos al E de Zas (sector 12, Fig. 5.15a), el contacto O de los ortogneises graníticos del embalse de Fervenza con los gneises alcalinos y peralcalinos (sector 5, Fig. 5.15a), el ortogneis de Santiago al O del Complejo de Órdenes (sector 18, Fig. 5.18a), y el límite entre ortogneises graníticos y granodioríticos del ortogneis de Borneiro en el NO de la UMT, marcan el trazado del cabalgamiento de Fervenza. Al SE del Complejo de Órdenes, el trazado continúa por los ortogneises graníticos miloníticos de Carboeiro y Bermés, y deja por debajo el ortogneis menos deformado de Rosende, en la Unidad de Lalín, que preserva su textura glandular gruesa (Marquínez García, 1984; Martínez Catalán et al., 1996).

La estructura de pliegues tumbados del tercio meridional de la UMT y el flanco inverso del anticlinal de Fervenza ocupan el bloque de muro del cabalgamiento de Fervenza. Pero éste es oblicuo al macizo gnésico inferior, pues sus niveles superiores están implicados al N del ortogneis de Borneiro (sector 24, Fig. 5.18a), pero escapan en su zona central (sector 23). Al S del embalse de Fervenza, el cabalgamiento se separa paulatinamente de los gneises peralcalinos hacia el SE, y en el bloque S de

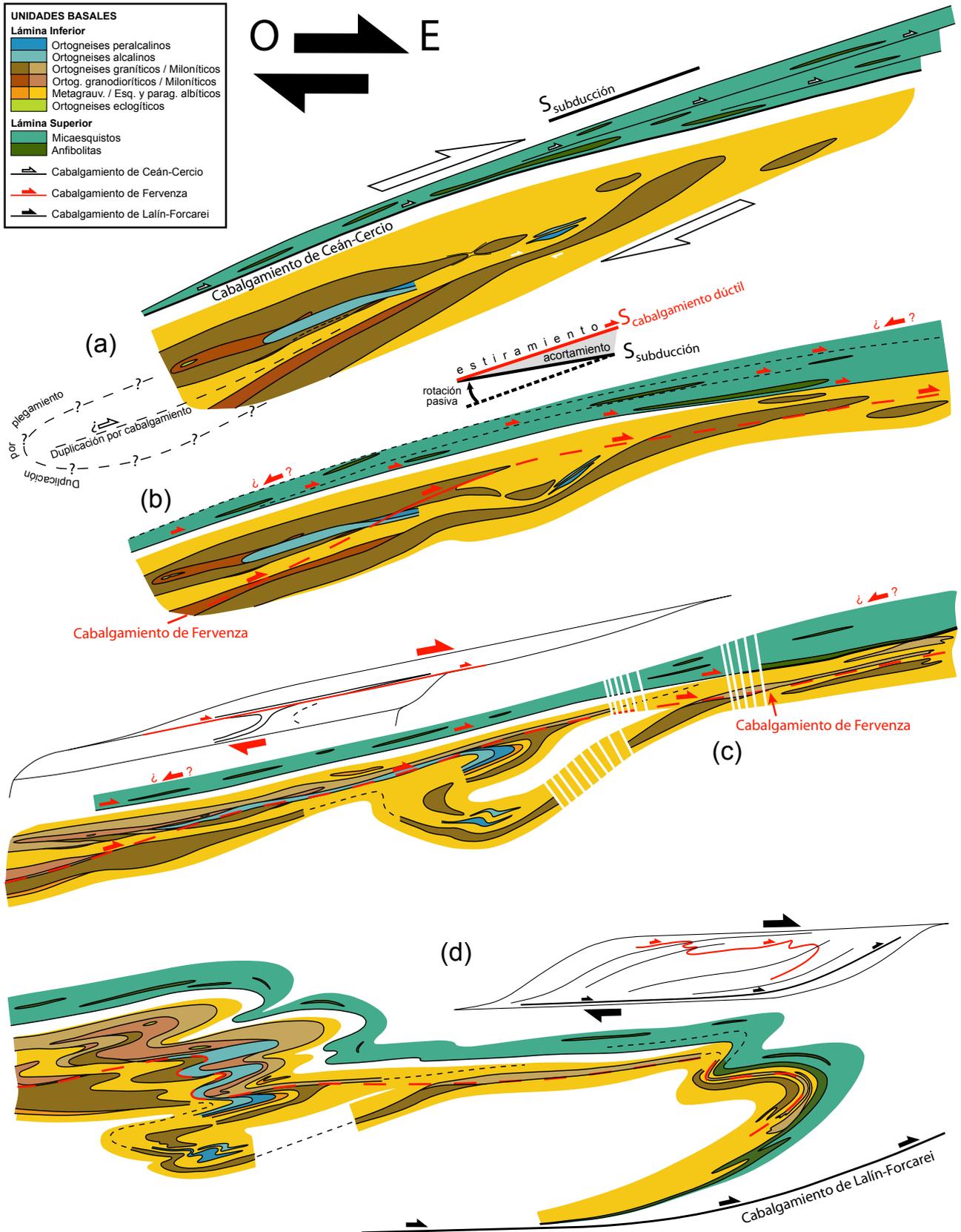


Fig. 5.23- Evolución estructural de las primeras etapas de exhumación de las unidades basales. Sobre la estructura impuesta por la subducción continental (a) se desarrolla el cabalgamiento dúctil de Fervenza, que nuclea un anticlinal en su bloque de techo y un sinclinal en el de muro (b). La rotación mecánica, en gran parte pasiva, del flanco inverso amplifica el sinclinal en el bloque de muro, estira la charnela del anticlinal mientras el cabalgamiento se propaga hacia el E milonitizando el ortogneis de Santiago (c). El cabalgamiento de Fervenza es reemplazado por el de Lalín-Forcarei, que pasa a acomodar el transporte tectónico, y desarrolla un tren de pliegues recumbentes que se propaga progresivamente hacia el E en su bloque de techo, el mayor de los cuales es el anticlinal del Carrio (d). (c) y (d) se acompañan con esquemas de distribución de la deformación.

la falla de Fervenza, los ortogneises graníticos del flanco normal del anticlinal de Fervenza, junto con la totalidad del inverso, han escapado a la deformación asociada al cabalgamiento. Estas relaciones indican un mayor buzamiento del plano de cizalla en relación con la inclinación del plano medio de la banda gnéisica superior (Fig. 5.15a y 5.23b).

La milonitización afecta al flanco normal del anticlinal de Fervenza, pero no al inverso. Esto puede explicarse por un desarrollo previo del anticlinal. Pero la milonitización asociada al cabalgamiento fue seguida por el desarrollo de los demás pliegues recumbentes del tren de Fervenza, dentro del mismo régimen de cizallamiento simple. Este hecho sugiere un desarrollo precoz, en parte sincrónico, del anticlinal respecto al cabalgamiento, el cual habría milonitizado su flanco normal, y rotado su flanco inverso en el bloque de muro.

Los pliegues del flanco inverso, el sinclinal de Mos y los de la Serra do Galiñeiro, deben ser contemporáneos con el anticlinal de Fervenza. Todos ellos se nuclearon probablemente durante la propagación del cabalgamiento hacia el E. Pero el hecho de que no estén replegados por una nueva familia de pliegues tumbados, y que su foliación sea de plano axial (S_2) sea idéntica a la del tren de pliegues por encima sugiere que siguieron evolucionando durante el cabalgamiento, y después, durante el plegamiento recumbente de las facies miloníticas que lo representan (Fig. 5.23c y d).

En esta primera etapa de la exhumación, el cabalgamiento de Fervenza concentró la deformación y transporte tectónico. La heterogeneidad de la deformación sugiere una macroestructura S-C con movimiento de techo hacia el ESE, en la que el cabalgamiento de Fervenza representa la superficie C y el flanco inverso del anticlinal de Fervenza una superficie S (Fig. 5.23c). La longitud del flanco inverso calculable a partir de los cortes geológicos permite otorgar una traslación mínima del bloque superior de 12-17 Km., que puede aumentarse si se incluye el sinclinal de Mos. Pero eso no incluye el movimiento acumulado en las facies miloníticas del cabalgamiento, que a tenor de la traslación en su bloque de muro debe ser de muchas decenas de Km., si no algún centenar.

Una vez que el cabalgamiento de Fervenza dejó de ser una estructura activa, fue reemplazado por un nuevo frente de cabalgamiento dúctil en secuencia con él (Fig. 5.23d), el cabalgamiento de Lalín-Forcarei. En su bloque de techo continuó la amplificación y aplastamiento de los pliegues tumbados ya formados y se desarrollaron otros nuevos (figura 5.23d), el más importante de los cuales es el anticlinal del Carrio (*Martínez Catalán et al.*, 1996).

Existen diferentes modelos teóricos para la formación de grandes pliegues recumbentes a escala regional, que tienen en común la combinación de acortamiento y cizallamiento simple (*Sanderson*, 1982; *Ramsay et al.*, 1983; *Martínez Catalán*, 1985; *Dietrich y Casey*, 1989; *Ez*, 2000; *Fernández et al.*, 2007). *Ramsay et al.* (1983) proponen para los mantos helvéticos un desarrollo de pliegues asociado al acortamiento producido en el bloque de techo de un gran cabalgamiento. El cabalgamiento y sus pliegues asociados acomodarían la deformación desarrollada en relación a un cizallamiento simple heterogéneo, dentro del cual, las capas que van a plegarse caen dentro del campo del acortamiento. El resultado se ajusta a la geometría de pliegues recumbentes asociados al cabalgamiento de Lalín-Forcarei.

El modelo de *Ramsay et al.* (1983) requiere que el cabalgamiento forme rampas que corten a los niveles competentes que van a desarrollar los pliegues. En el caso de Lalín-Forcarei, el cabalgamiento pudo tener una geometría escalonada, en la cual una rampa no visible actualmente pudo nuclear el pliegue del Carrio.

Sin embargo, la geometría escalonada, basada en los modelos pioneros de *Rich* (1934) no es la única que puede explicar oblicuidades entre cabalgamientos y niveles de referencia. Como señalan *Cooper y Trayner* (1986), la oblicuidad puede deberse a que los cabalgamientos cortan a pliegues desarrollados previamente, aunque lo hagan dentro del mismo régimen de cizallamiento.

Mientras que el modelo escalonado es popular en cinturones de cabalgamientos de antepaís, el de pliegues que preceden a la propagación de cabalgamientos dúctiles es más razonable en zonas internas. El modelo estándar de pliegue-manto desarrollado por cizallamiento del flanco inverso de un anticlinal (*Hatcher y Hooper, 1992*) es perfectamente aplicable al cabalgamiento de Lalín-Forcarei. El de Fervenza, en cambio, sería menos típico, salvo que se hubiera desarrollado en el gigantesco flanco inverso del hipotético sinclinal de primera fase sugerido en la Fig. 5.23a, una megaestructura también obtenida para cuñas de subducción a partir de modelos numéricos (*Gerya et al., 2002*).

Las zonas de subducción continental sometidas a exhumación tienden a subir por su menor densidad en relación con el manto encajante. Esto puede producir una horizontalización progresiva de la lámina subducida, a la vez que continúa actuando la tectónica tangencial. A lo largo de este proceso, los contactos entre diferentes litologías pueden entrar en el campo de acortamiento del elipsoide de deformación, originando la nucleación de pliegues.

El fragmento de la Lámina Superior preservado en la UMT no muestra estructuras a gran escala previas a su despegue basal. Por tanto, no han podido establecerse relaciones con los cabalgamientos corticales y pliegues tumbados descritos para la Lámina Inferior. La única estructura mayor se limita al Complejo de Órdenes, y viene dada por el anticlinal del Carrio, que parece plegar el contacto entre las unidades de Lalín y Cercio (Figs. 5.19 y 5.21). Sin embargo, su secuencia de fábricas tectónicas, microestructuras (Lam. 3.4e) y evolución metamórfica encajan en el modelo de exhumación inicial descrito. Puede asumirse que el cabalgamiento de Fervenza transportó a cuestras la Lámina Superior en su conjunto, pudiendo incluso haber forzado un cizallamiento en sentido opuesto a la exhumación en la Lámina Superior, especialmente en su techo, debido a la interacción entre la corteza subducida que comienza a exhumarse y la base del manto litosférico bajo el que subdujo. Este mecanismo habría favorecido el transporte de dominios inicialmente menos subducidos sobre otros que lo fueron más, e implicaría una mayor velocidad de exhumación de la Lámina Inferior respecto de la Superior. Este mecanismo de cizallamiento antitético ha sido modelizado analógicamente por *Chemenda et al. (1995)*, y propuesto para el cabalgamiento central principal del Himalaya (*Burg et al., 1984*). Su aplicación a las unidades basales es a priori metamórficamente factible (*Rodríguez Aller, 2005*). Pero si éste se produjo, probablemente afectó a niveles superiores a los que se preservan en la UMT y Complejo de Órdenes, en los que la cinemática de las microestructuras asociadas a la exhumación es sintética con ella.

5.7- Distribución del metamorfismo de alta presión: aspectos petrológicos de la exhumación

Las cizallas miloníticas atestiguan el comienzo de la exhumación en niveles subcorticales, desde presiones de 15-25 Kbar (50-80 Km.) hasta presiones de 12-15 Kbar, mientras la foliación S_2 , de plano axial de los pliegues tumbados, representa la continuidad en el proceso exhumación en facies anfíbolitas hasta esquistos verdes (12-6 Kbar), ya en niveles corticales. Las fábricas miloníticas del cabalgamiento de Fervenza se desarrollaron inicialmente en condiciones eclogíticas, y progresivamente fueron evolucionando a otras estables en condiciones de presión cada vez menores, a medida que los dominios activos del cabalgamiento alcanzaban niveles más someros.

Las tectofacies miloníticas están íntimamente asociadas a la preservación del metamorfismo en facies eclogitas de la UMT, y en general en las unidades basales. Clásicamente, la UMT se ha dividido en dos grandes dominios en función del metamorfismo de alta presión (*Collée, 1964; van der Wegen, 1978*). El dominio septentrional, ahora correspondiente al bloque de techo del cabalgamiento de Fervenza, preserva evidencias inequívocas y abundantes del metamorfismo eclogítico, mientras el meridional, que ahora se sitúa en el bloque de muro del cabalgamiento, carece de tales evidencias.

En las rocas básicas, no se han encontrado fábricas eclogíticas en los tercios meridional y central de la UMT, pero sí se han reconocido evidencias petrográficas de que, durante el evento subductivo, ambos alcanzaron condiciones de eclogitización. Las evidencias incluyen en los metasedimentos relictos de fábricas S_1 preservadas en blastos de plagioclasa y en la matriz. En las metabasitas, se han encontrado asociaciones retroeclogíticas incluidas en blastos de plagioclasa, similares a las de los dominios donde se preservan eclogitas, y también una textura simplectítica compuesta por anfíbol verde y plagioclasa, desarrollada sobre una asociación de clinopiroxeno y granate, de los cuales se preservan algunos relictos.

La escasez de vestigios eclogíticos en los dominios central y meridional no depende de la superposición de eventos deformativos, pues incluso faltan donde no existe una fuerte retrogradación atribuible a S_E o S_3 , e incluso donde la fábrica S_2 es de baja intensidad. Además, donde la superposición de eventos exhumativos es intensa en el dominio septentrional de la UMT, se encuentran abundantes relictos de la fábrica eclogítica previa. Por otra parte, en el NO del Complejo de Órdenes sí se han encontrado buenos vestigios de las fábricas eclogíticas, y en base a la correlación establecida en la Fig. 5.23, los dominios meridionales de la UMT deben representar zonas igual e incluso más presurizadas que las del margen O del Complejo de Órdenes.

Las diferencias entre dominios de la UMT podrían carecer de significado tectonometamórfico para el evento subductivo, habiéndose alcanzado un pico de presión más o menos equivalente en todos ellos. Esta opción no puede descartarse a priori, pues en toda la Lámina Inferior de la UMT existen vestigios de condiciones eclogíticas, pero es significativo que los picos de presión (24-25 Kbar) y temperatura han sido establecidos cuantitativamente sólo en el dominio septentrional (*Rodríguez Aller, 2005*).

En una zona de subducción fósil cabe esperar un gradiente inicial generado durante la subducción, por enterramiento diferencial de la corteza afectada, y su modificación durante la exhumación (*Peacock, 2003*). En este caso, la exhumación inicial operó a través de un gran cabalgamiento (Fig. 5.24b).

Las estimaciones de pico de presión mínimo por *Rubio Pascual et al. (2002)* en el NO del Complejo de Órdenes (>15 Kbar) definen, respecto de las establecidas para la UMT por *Rodríguez Aller (2005)*, dos gradientes de presión, uno decreciente hacia el E, compatible con una polaridad de la subducción hacia el O, y otro invertido en la vertical, compatible con la superposición por cabalgamiento al comienzo de la exhumación. Ambos cálculos se han realizado en el bloque de techo del cabalgamiento, pero en posiciones estructurales diferentes, pues los niveles superiores del cabalgamiento de Fervenza no afloran en el Complejo de Órdenes, sustraídos por estructuras extensionales posteriores.

El problema puede abordarse mediante unos cálculos sencillos. La separación en dirección E-O entre el NO de Órdenes y los tramos equivalentes de la UMT no supera los 20 Km. Asumiendo una inclinación máxima de la lámina subducente de 30° (*Alcock et al., 2005*), los 20 Km de recorrido estructural a lo largo de una rampa inclinada 30° implican una diferencia vertical de 10 Km, es decir, aproximadamente 3 Kbar en pico de presión. Sumados a los 15 Kbar del NO de Órdenes se obtienen 18 Kbar, que comparados con los 24-25 Kbar de los sectores septentrionales de la UMT implican 6 Kbar de diferencia en presión. Eso implica unos 20 Km de variación en la vertical, lo que en una rampa inclinada 30° supone una distancia de 40 Km. Para el tren de pliegues recumbentes del embalse de Fervenza, se puede estimar un acortamiento máximo de 20 Km (corte B-B' en Fig. 5.15b). Este valor supone la mitad del transporte necesario para justificar los 40 Km de diferencia calculados.

Aunque los cálculos previos se han hecho para una inclinación de 30° , *Alcock et al. (2005)* concluyen que es improbable que fuera mayor de 20° , a partir de cálculos basados en el calentamiento

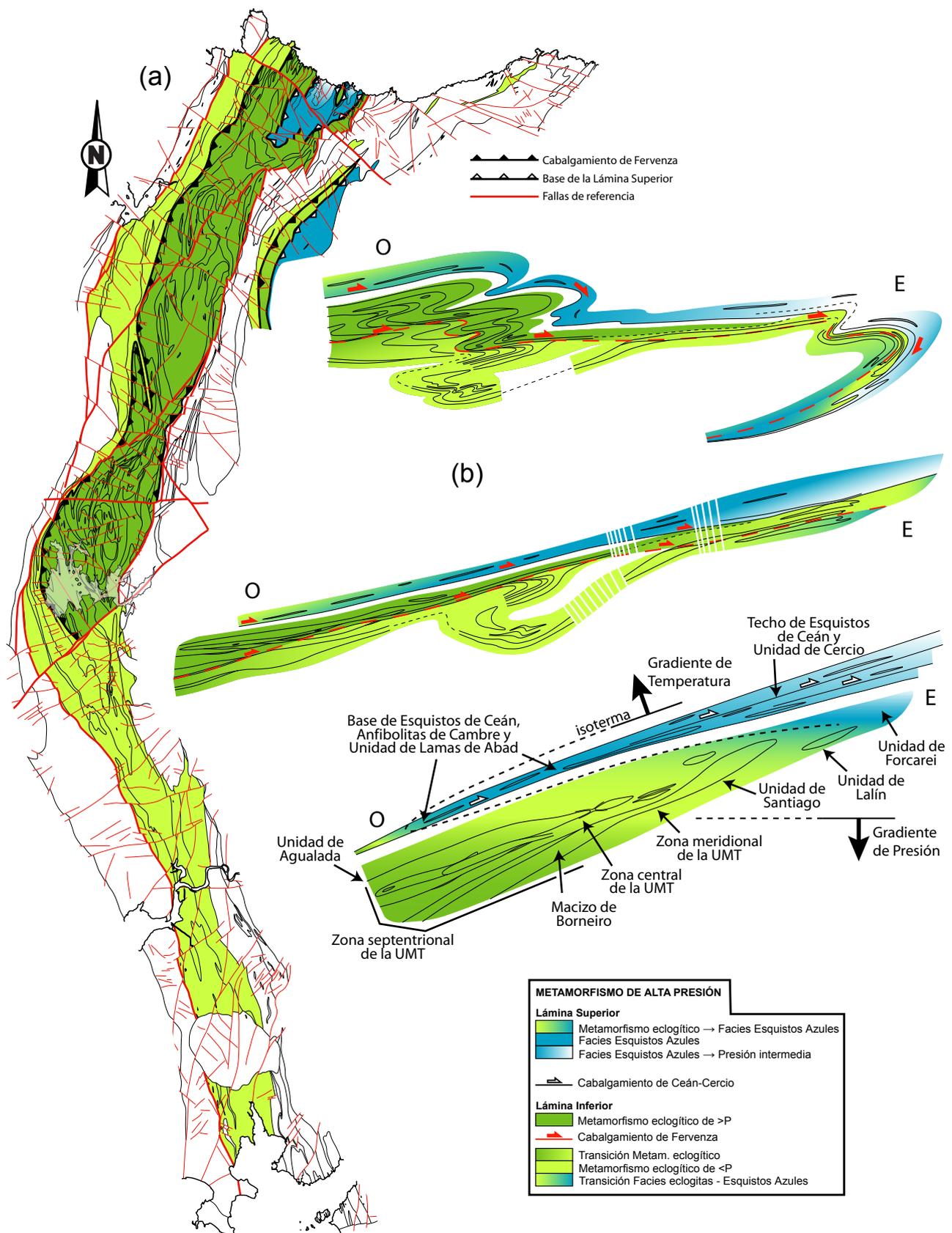


Fig. 5.24- (a) Distribución regional de los dominios de alta presión en los sectores central y septentrional de la UMT. Se incluye el trazado basal del cabalgamiento de Fervenza y el límite inferior actual de la Lámina Superior, basados en la distribución de zonas metamórficas. (b) Distribución estructural de los mismos dominios, integrados en la evolución exhumativa inicial de las unidades basales.

por cizallamiento en la zona de subducción. Con 20° de inclinación, los 6 Kbar de diferencia de presión representan casi 60 Km. de separación a lo largo de la zona de subducción. Por tanto, las diferencias en el pico de presión de cada sector no se justifican sólo por un gradiente generado durante el enterramiento, sino que la existencia del cabalgamiento parece necesaria.

En conclusión, se propone que las numerosas evidencias de alta presión en el sector N de la UMT indican una mayor presurización durante la subducción respecto a otras zonas en las unidades basales. En el caso de las eclogitas, la abundancia deriva de un desarrollo generalizado de paragénesis eclogíticas estables, potenciado por unas condiciones termobáricas más favorables. Respecto de las tectofacies miloníticas, la eficacia de la transformación de la mineralogía original en una de alta presión es compatible con un camino de exhumación y/o de enterramiento más largo, que en ambos casos implica una profundidad de enterramiento mayor.

Por otro lado, la temperatura durante el pico de presión es un elemento importante, puesto que la estructura térmica de las zonas de subducción (Fig. 4.2b) sirve en potencia como argumento indirecto para evaluar diferencias en pico de presión. *Rodríguez et al.* (2003) y *Rodríguez Aller* (2005) estiman 615 °C para el evento eclogítico en la zona septentrional de la UMT, y es poco probable que en los sectores meridional y central se haya superado, pues una temperatura superior habría disparado las transformaciones metamórficas durante la subducción, como ocurre en el sector septentrional.

Además del gradiente de presión entre el dominio septentrional de la UMT y los meridionales, puede reconocerse cualitativamente un gradiente entre el ortogneis de Borneiro y el resto de ortogneises en el bloque de techo del cabalgamiento, que sugiere paradójicamente menor presión hacia abajo.

En la Fig. 5.24 se propone una distribución de los gradientes de presión íntimamente ligada a la superposición de bloques por cabalgamientos dúctiles durante las primeras etapas de la exhumación. Esta distribución confirma la verosimilitud de la propuesta basada en argumentos estructurales. Si se observa la estructura térmica típica de una cuña de subducción (Fig. 4.2b), el desarrollo de un cabalgamiento en los comienzos de la exhumación produciría la aproximación de dominios más presurizados y calientes a otros que lo fueron menos, es decir, habría una entrada de material cortical más frío a través de su base, que explicaría la trayectoria de enfriamiento inicial propuesta para el tercio septentrional (Fig. 4.3, Trayectoria 1, pto. B).

En las partes más altas de la Lámina Inferior, la subducción no alcanzó la facies eclogita sino sólo la de esquistos azules. Esta zona aflora actualmente en la Unidad de Forcarei y corresponde al flanco inverso del anticlinal del Carrio (*Martínez Catalán et al.*, 1996). La presencia de vestigios eclogíticos en los sectores meridionales de la UMT descarta una correlación de ese flanco inverso con el ortogneis de Vigo y el sinclinal de Mos, y refuerza la correlación estructural de la Fig. 5.22.

La posición de las unidades basales en la zona de subducción continental se puede ahora reconstruir de forma aproximada (Fig. 5.24b). El tercio septentrional de la UMT y la Unidad de Agualada ocuparían la parte más profunda de la lámina subducida reconocible. En una posición intermedia, se encontrarían los tercios central y meridional de la UMT, su banda noroccidental y la Unidad de Santiago. A continuación estarían la Unidad de Lalín y finalmente, los sectores más superficiales y fríos estarían representados por la Unidad de Forcarei.

Entre las Láminas Superior e Inferior existen registros térmico y bórico diferentes. El pico bórico en la Lámina Inferior se sitúa en 24-25 Kbar (*Rodríguez Aller*, 2005), mientras que en la Superior se ha estimado en 17-19 Kbar (*Arenas et al.*, 1995; *López Carmona et al.*, 2010), lo que define un gradiente bórico normal entre ambas. La Lámina Superior representa un dominio paleogeográfico diferente, más externo, del margen continental, bajo el cual se habría acrecionado la Lámina Inferior durante la construcción de la cuña de subducción (Fig. 4.2a). Aunque el contacto original entre ambas

láminas no se ha preservado, podemos suponer que fue un importante cabalgamiento acrecionario (cabalgamiento de Ceán-Cercio) que posteriormente seguiría siendo activo durante la exhumación por el cabalgamiento de Fervenza. Su naturaleza dúctil o frágil es incierta, pero la litoestratigrafía preservada a lo largo del extradós del anticlinal del Carrio, en las unidades de Lalín y Forcarei, sugiere que ésta es transicional entre la Lámina Inferior y Superior, y apoya que durante la subducción pudo no haberse sustraído registro litoestratigráfico alguno, indicando un carácter dúctil en profundidad para esta superficie acrecionaria.

5.8- Modelo de exhumación contraccional de las unidades basales

El cabalgamiento de Fervenza implica la exhumación generalizada dirigida hacia el interior de Gondwana. Se localiza hacia el techo de la lámina subducida, y acomoda la mayor parte del cizallamiento entre su margen continental y la base de la litosfera de la cuña de acreción, situada por encima, durante la transición entre un régimen subductivo y otro colisional (Fig. 5.25a y b).

La continuación de la convergencia durante el régimen de colisión continental acomodó el acortamiento en una nueva zona de cizalla contraccional, el cabalgamiento de Lalín-Forcarei, relacionado con el desarrollo del anticlinal del Carrio (Fig. 5.25c) (Martínez Catalán *et al.*, 1996). Este cabalgamiento, y los sucesivos no producen gradientes de alta presión en su bloque de muro. La causa más probable es que la corteza continental del margen que se va incorporando al orógeno es progresivamente más gruesa y su flotabilidad no le permite hundirse en el manto.

Las sucesivas estructuras de cabalgamiento continúan la construcción de la cuña orogénica por acreción en su base (*underthrusting*), y pueden ir acompañadas de estructuras extensionales arriba que equilibren el engrosamiento cortical.

No hay que olvidar que en este estadio, la exhumación combina unos mecanismos activos, los cabalgamientos, con un mecanismo pasivo de rotación hacia la horizontal, que provoca una lenta exhumación a gran escala de la lámina subducida y la progresiva constricción de la cuña mantélica bajo la que subdujeron inicialmente las unidades basales. Los esfuerzos tangenciales, relacionados con la continuación de la convergencia continental son importantes, pero los verticales, de origen gravitacional, también, lo que puede provocar la transición de un estado de cizallamiento general con cizalla simple dominante, a otro en el que la componente de cizallamiento puro adquiere cada vez más relevancia. La componente gravitacional ha podido influir en la amplificación de los pliegues tumbados y el desarrollo de la foliación regional de plano axial S_2 (Bucher, 1962; Hudleston, 1977).

Las edades obtenidas para la fábrica regional (S_2) en la UMT por Rodríguez *et al.*, (2003) sirven para datar la formación de la fábrica de plano axial de los pliegues tumbados durante la exhumación en un intervalo de edad de 340-350 Ma, compatible con la edad de 340 Ma, algo más joven, estimada para el cabalgamiento de Lalín-Forcarei (Martínez Catalán *et al.*, 1996; Dallmeyer *et al.*, 1997). Teniendo en cuenta la edad de metamorfismo de alta presión inicial (370 Ma, Santos Zalduegui *et al.*, 1995; Rodríguez *et al.*, 2003; Abati *et al.*, 2010) el desarrollo del cabalgamiento de Fervenza puede acotarse en un rango de edad de 350-370 Ma.

Un elemento clave para entender la continuación del proceso exhumativo es la Unidad de Agualada, que ocupa los niveles superiores de las unidades basales en el NO del Complejo de Órdenes (Díaz García, 1990; Abati, 2002). Compuesta por ortogneises graníticos, paragneises y metabasitas, sus características metamórficas hacen de ella una unidad independiente, destacando su migmatización sincrónica con la exhumación (Arenas *et al.*, 1997; Abati y Dunning, 2002; Abati *et*

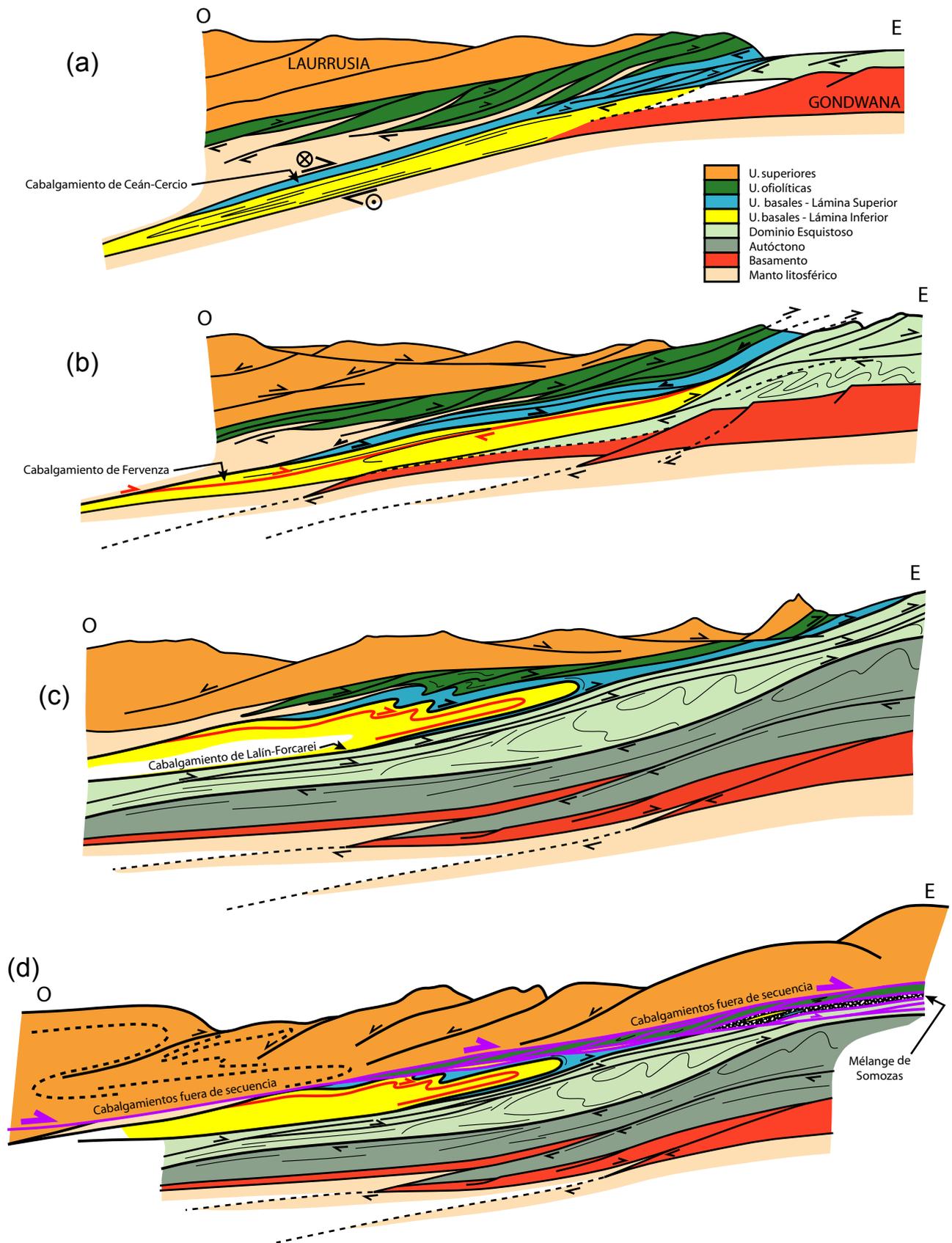


Fig. 5.25- Secuencia estructural de exhumación inicial de las unidades basales en el marco del NO del Macizo Ibérico. (a) Arquitectura de la subducción. (b) Inicio de los cabalgamientos exhumativos profundos activados por el comienzo del *underthrusting* del autóctono relativo (Cabalgamiento de Ferverza). Primeros pliegues tumbados exhumativos. (c) Imbricación completa del autóctono relativo y segunda generación de pliegues tumbados exhumativos (Cabalgamiento de Lalín-Forcarei). (d) Cabalgamientos fuera de secuencia y traslación hacia el frente orogénico de las unidades superiores y ofiolíticas.

al., 2010) y la presencia de pequeñas láminas de rocas ultrabásicas intercaladas tectónicamente entre el resto de litologías.

Además de en el O del Complejo de Órdenes, afloran rocas similares al E del Complejo de Cabo Ortegal (Arenas, 1988). En ambos casos ocupa una posición estructural similar, por encima de la prolongación hacia el E de la Lámina Superior. En el NO de Órdenes, la Unidad de Agualada se sitúa sobre una pila de micaesquistos de la Lámina Superior con un registro tectonotermal equivalente al de los niveles basales de los Esquistos de Ceán (Fig. 5.18b). Más al S, a lo largo del flanco normal del anticlinal del Carrio, Gómez-Barreiro *et al.* (en prensa) reconocen la prolongación de la Unidad de Agualada, de nuevo por encima del equivalente de la Lámina Superior en esa zona (Unidad de Lamas de Abad). Esta última preserva también un registro metamórfico similar al de la base de la Lámina Superior en la UMT.

Al SE del Complejo de Órdenes, la Unidad de Cercio representa la prolongación de la Lámina Superior. Carece de evidencias de metamorfismo de alta presión, pero puede correlacionarse con los tramos superiores de la Lámina Superior en la UMT. El carácter sustractivo del despegue de Pico Sacro, que la limita a techo, impide saber si la Unidad de Agualada llegó hasta una posición tan oriental. Pero probablemente sí lo hizo, porque los bloques tectónicos de alto grado integrados en la mélangé de Somozas (Arenas *et al.*, 2009), representan el equivalente de la unidad de alta temperatura en Cabo Ortegal. Por encima, relictos de una banda delgada de micaesquistos integrada en los metasedimentos del “Complejo Catazonal de la Unidad Alóctona Inferior” (Arenas, 1988), y similares a los de la Lámina Superior, podrían confirmar la duplicación de las dos láminas principales en que se dividen las unidades a lo largo de todos los complejos alóctonos de Galicia (Fig. 5.19).

Su ausencia en la UMT puede atribuirse a la erosión, pues los niveles estructuralmente superiores preservados corresponden a la Lámina Superior (corte B-B', Fig. 5.18b). Su ausencia en otros sectores de los complejos gallegos se debe en cambio a estructuras de carácter sustractivo y/o al desmembramiento relacionado con su emplazamiento.

La banda de alta temperatura repite la secuencia tectonoestratigráfica de la Lámina Inferior (Fig. 5.19b). La preservación de eclogitas con una presión mínima de 16 Kbar (Arenas *et al.*, 1997), y la similitud con las tectofacies miloníticas de los ortogneises que la integran (Abati, 1994), sugieren correlacionarla con los sectores septentrionales de la UMT, en el bloque de techo del cabalgamiento de Fervenza. Su registro termobárico posterior (Arenas *et al.*, 1997) responde a un cabalgamiento de escala cortical, que generó un imbricado por debajo de la cuña mantélica bajo la cual subdujo inicialmente (Martínez Catalán *et al.*, 1996). Su registro térmico, la inversión que produce en las rocas sobre las que cabalga (Arenas *et al.*, 1995), y las láminas mantélicas, a veces de tamaño kilométrico (Unidad de Campo Marzo), la sitúan como la más próxima al manto de entre todas las unidades basales. La cronología de la inversión térmica (tardi-S₂) y de la migmatización (346-351 Ma, Abati y Dunning 2002) acotan la edad de emplazamiento de la lámina de alta temperatura.

El trazado a escala regional de la lámina de alta temperatura coincide con el sistema de cabalgamientos fuera de secuencia responsables del emplazamiento final de las unidades ofiolíticas y superiores sobre las unidades basales propuesto por Martínez Catalán *et al.* (2002). Por lo tanto, asumimos que el emplazamiento de la lámina de alta temperatura y los fragmentos de la Lámina Superior preservados al E de Cabo Ortegal se produjeron durante el movimiento hacia el E de los cabalgamientos fuera de secuencia (Fig. 5.25d).

El sistema de cabalgamientos fuera de secuencia buza menos que el cabalgamiento de Lalín-Forcarei, al cual llega a cortar hacia el E (Figs. 5.19 y 5.21). La posición del de Lalín-Forcarei en el bloque de muro de los de fuera de secuencia indica su desarrollo anterior. La secuencia relativa entre estos dos cabalgamientos fue propuesta por Martínez Catalán *et al.* (2002) y atestigua la

horizontalización progresiva de los planos de referencia estructural con el tiempo.

La geometría de esta estructura rompe con la generación en secuencia de los anteriores sistemas de cabalgamiento. Para ellos, se ha propuesto un origen esencialmente en la necesidad de acomodar el acortamiento impuesto por la convergencia continental varisca (*Martínez Catalán et al., 2002*). El sistema de cabalgamientos fuera de secuencia aparece como respuesta a la necesidad de cambio en los mecanismos que acomodaron el acortamiento. Su activación supuso la transferencia de los terrenos alóctonos perigondwánicos (unidades superiores) sobre el margen septentrional de Gondwana, desplazándose hacia el techo de la cuña orogénica las superficies que acomodaron el acortamiento sobreimpuesto.

Capítulo 6

Análisis macroestructural II: despegues extensionales

- El despegue basal de la Lámina Superior:
el despegue de Bembibre-Ceán
- La extensión en la base de la Unidad de Malpica-Tui
- Colapso extensional: aplicación al caso de estudio

6.- ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL II: DESPEGUES EXTENSIONALES

La UMT se encuentra en el bloque de muro de los cabalgamientos fuera de secuencia, escapando así a sus efectos, lo que facilita el estudio de las fases de deformación posteriores. También los sectores por debajo de la Unidad de Agualada se sitúan a muro de los cabalgamientos, y ayudan a obtener una perspectiva regional de dichas fases.

Actualmente, varios despegues configuran los contactos entre los grandes dominios, Lámina Superior, Lámina Inferior y su autóctono relativo. Se trata de zonas de cizalla extensionales con fuerte carácter sustractivo, con una cinemática que puede incluir una componente retrovergente y otra subparalela al trazado general de la cadena. Los despegues producen una distorsión del gradiente tectonometamórfico previo, y se asocian temporal y espacialmente a un evento térmico de fusión parcial ligado al desarrollo y evolución de domos migmatíticos. Estas características son típicas de los sistemas de despegues extensionales que conducen el colapso gravitacional de los orógenos colisionales (*Malavieille, 1987; Dewey, 1988; Lister y Davis, 1989; Platt y England, 1994; Ruppel, 1995; Ring et al., 1999; Rey et al., 2001; Teyssier y Whitney, 2002*), y han sido identificadas con anterioridad en el orógeno varisco aflorante en el Macizo Ibérico (*Escuder Viruete et al., 1994; Martínez Catalán et al., 2002*).

En los complejos alóctonos de Galicia, al igual que en otras cadenas de colisión, los despegues extensionales cortan oblicuamente a las estructuras previas a su desarrollo, provocando la aparición o desaparición de diferentes niveles estratigráficos, estructurales y metamórficos. El análisis geométrico regional del trazado de los límites de los despegues ha permitido evaluar sus relaciones angulares respecto de las estructuras preexistentes, y ha contribuido a la determinación de su cinemática.

6.1- El despegue basal de la Lámina Superior: el despegue de Bembibre-Ceán

6.1.1- Zonación estructural

El contacto basal de la Lámina Superior está marcado por una ultramilonita de varios decímetros (localmente metros) de espesor, trazable a lo largo de toda la base de las Anfibolitas de Cambre en la UMT (Lám. 3.4c), y a lo largo del techo del ortogneis de Santiago en el NO del Complejo de Órdenes.

La ultramilonita se desarrolla especialmente en los ortogneises infrayacentes (Lám. 3.4d), que exhiben una foliación milonítica con extrema reducción de tamaño de grano. Se compone

de alternancias milimétricas de cintas de cuarzo disruptadas, agregados microgranoblásticos de plagioclasa, clorita y mica blanca, porfiroclastos de mica blanca relativamente grandes, con extinción ondulante y a veces *kink-bands*, y relictos de granate y clinozoisita, reorientados y parcial o totalmente transformados a clorita, mica blanca y cuarzo (Lám. 6.1a). La fracción cuarzofeldespática absorbe la mayoría de la deformación, desarrollándose en ella bandas ultramiloníticas discretas, que aíslan porfiroclastos de mica blanca y dominios irregulares con la foliación milonítica menos intensa. Estas bandas contornean porfirocristales de feldespato potásico intensamente deformados y recristalizados, que muestran una completa saussuritización. En torno a ellos, aún se preservan cristales de mica blanca, clinozoisita, cuarzo y granate (intensamente transformados en clorita) que indican que esta zona de alta deformación se superpone a las variedades miloníticas de ortogneises graníticos, como se deduce también de la cartografía.

Existen más bandas ultramiloníticas secundarias, de espesor milimétrico a centimétrico, que se disponen espaciadas unos milímetros en las proximidades del contacto basal (Lám. 6.1b), pasando el espaciado a ser centimétrico a métrico hacia abajo, al alejarse del contacto (Lám. 6.1c). Próximos a ellas se generan pliegues métricos acostados sobre S_2 vergentes al NNO y NNE (Lám. 6.1d).

El gradiente de deformación relacionado con el contacto basal de la Lámina Superior es decreciente hacia la Lámina Inferior, y se observa también hacia arriba dentro de la primera. Bandas miloníticas secundarias aíslan dominios estructurales configurados durante las fases previas, en los que pueden reconocerse interferencias de dos generaciones de pliegues tumbados asociadas al desarrollo de S_2 , tanto en las Anfibolitas de Cambre como en los Esquistos de Ceán (Lam. 3.4e). Además, también existen pliegues tumbados intrafoliares de la propia foliación extensional, en bandas secundarias (Lám. 4.10d) o dentro de la banda de deformación principal (Lam. 3.4d).

Hacia techo, las bandas miloníticas pasan gradualmente hacia las fábricas extensionales S_E más típicas, que componen la foliación principal en la Lámina Superior. La afinidad en las condiciones metamórficas de desarrollo y la continuidad estructural sugiere que las bandas miloníticas están genéticamente asociadas a la foliación S_E , siendo quizás las de tipo ultramilonítico las últimas desarrolladas.

Las bandas extensionales C' que definen S_E se distribuyen por toda la Lámina Superior en el sinforme de Pazos (Lám. 3.5d), pero el espaciado entre cada banda varía entre centimétrico y decimétrico, aumentando hacia arriba. En el Complejo de Órdenes, tanto los tramos basales como los medios y superiores muestran una intensa deformación que genera una foliación penetrativa en la que no se han detectado gradaciones salvo en la proximidad de los contactos. En cambio, en la UMT existe un aumento progresivo de la deformación y su penetratividad hacia los tramos basales, con la consiguiente disminución relativa hacia los superiores.

Estas observaciones indican la existencia de zonas de deformación discretas en los límites inferior y superior (Fig. 6.1). El basal coincide con la banda ultramilonítica, mientras que el superior puede ser el cabalgamiento fuera de secuencia que limita su techo, y que no aflora en la UMT. Hacia el centro de la Lámina Superior de la UMT existe una banda filonítica (Lám. 3.5c) de espesor variable, para la que también se deduce una deformación heterogénea asociada a E_1 y que representa una nueva zona de condensación.

6.1.2- Cinemática

Los criterios cinemáticos observados en los ortogneises afectados por la ultramilonita basal caracterizan su movimiento. Incluyen fábricas de forma asimétricas de tipo σ en cuarzos, feldespatos

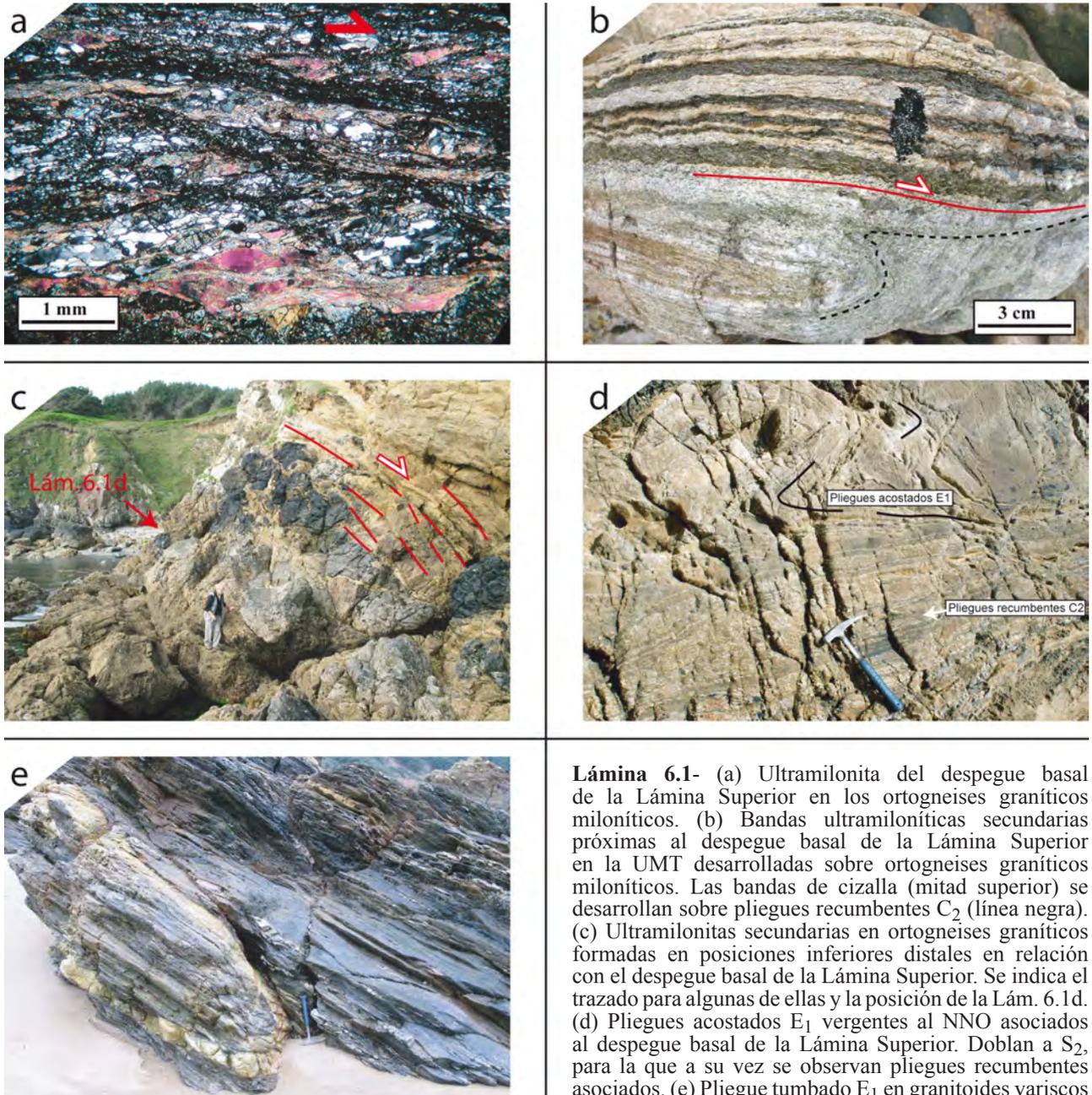


Lámina 6.1- (a) Ultramilonita del despegue basal de la Lámina Superior en los ortogneises graníticos miloníticos. (b) Bandas ultramiloníticas secundarias próximas al despegue basal de la Lámina Superior en la UMT desarrolladas sobre ortogneises graníticos miloníticos. Las bandas de cizalla (mitad superior) se desarrollan sobre pliegues recumbentes C_2 (línea negra). (c) Ultramilonitas secundarias en ortogneises graníticos formadas en posiciones inferiores distales en relación con el despegue basal de la Lámina Superior. Se indica el trazado para algunas de ellas y la posición de la Lám. 6.1d. (d) Pliegues acostados E_1 vergentes al NNO asociados al despegue basal de la Lámina Superior. Doblan a S_2 , para la que a su vez se observan pliegues recumbentes asociados. (e) Pliegue tumbado E_1 en granitoides variscos intruidos en los metasedimentos del autóctono relativo.

y agregados poliminerales, *mica-fish* en mica blanca, y sombras de presión asimétricas en torno a porfiroclastos feldespáticos en las que crecen cuarzo, clorita y nueva mica blanca débilmente orientados. Además, en la foliación milonítica son frecuentes las estructuras S-C y una superposición de cizallas extensionales C' primarias y secundarias, tanto sintéticas como antitéticas. Todas ellas combinadas con la asimetría de las fábricas de forma, la asimetría interna de los subgranos de las cintas de cuarzo, la asimetría en los pliegues tumbados dentro de la ultramilonita basal y otras asociadas, y la lineación de estiramiento visible sobre los planos de foliación marcan una cinemática consistente de techo hacia el NNO para el contacto basal de la Lámina Superior en la UMT (Fig. 6.1a). En el Complejo de Órdenes, los afloramientos de la ultramilonita sólo han permitido identificar una componente de movimiento de techo hacia el N. A su vez, los criterios cinemáticos observados en la foliación S_E (Láms. 3.4b, 3.5a, 3.5d y 4.10a-e) fuera de las cizallas apuntan consistentemente a un movimiento general de bloque de techo hacia el N, con pequeñas oscilaciones hacia el NNE y NNO (Fig. 6.1a).

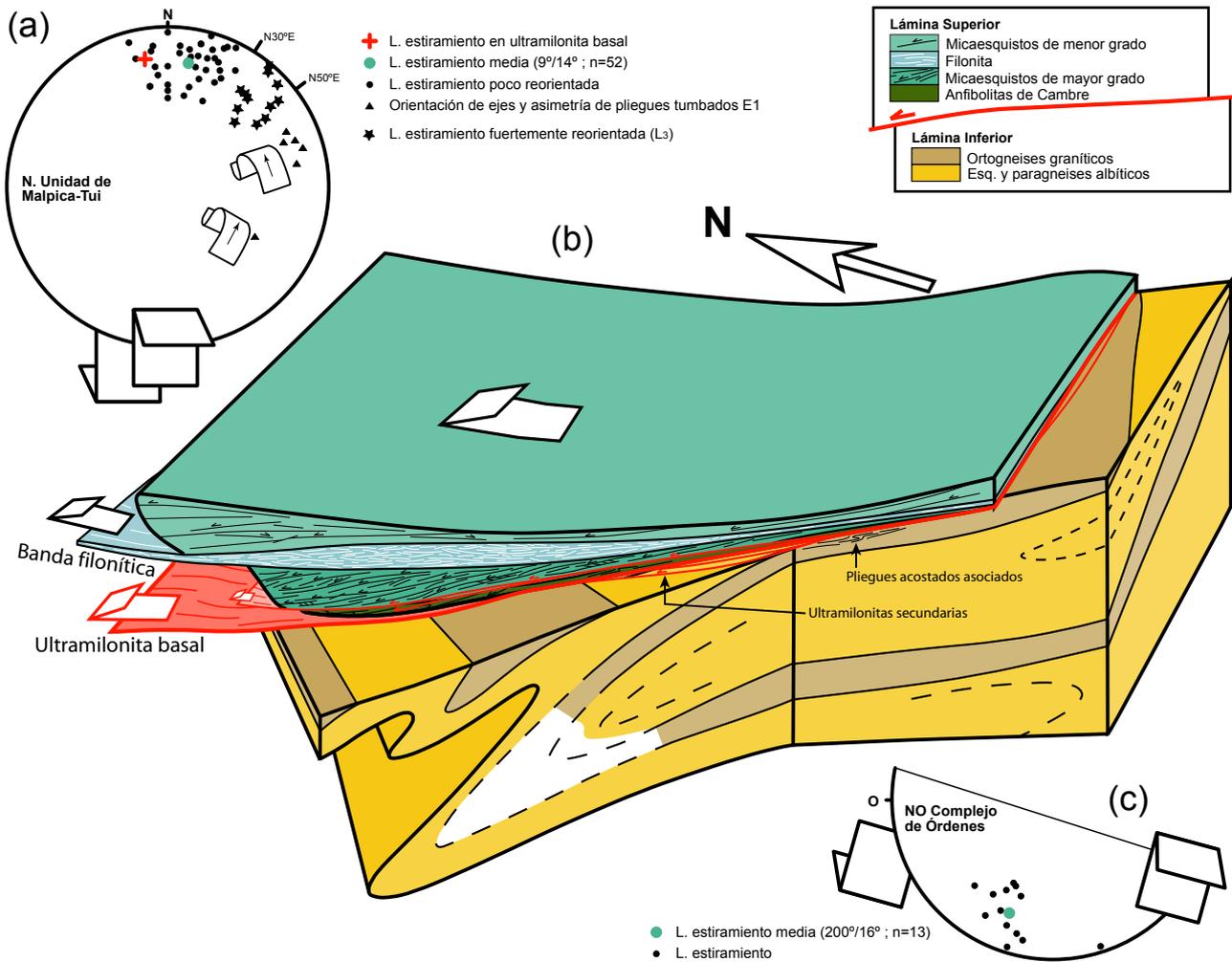


Fig. 6.1- Análisis estructural de la Lámina Superior en el sinforme de Pazos (N de la UMT) y en el NO del Complejo de Órdenes. (a) Proyección de lineaciones de estiramiento y ejes de pliegues asociados a E₁ en la UMT. Se han destacado la lineación media y la lineación en la ultramilonita basal. (b) Síntesis de la estructuración interna en torno al contacto basal (fase C₃ restituida). (c) Proyección de lineaciones de estiramiento asociadas a E₁ en el NO del Complejo de Órdenes.

Existen lineaciones de estiramiento asociadas a S_E que no se ajustan al flujo tectónico deducido, y tienen una orientación N30°-50°E. Aparecen donde el buzamiento de la foliación supera los 50°, y está microplegada por C₃ con planos axiales subverticales y ejes de N25°-60°E (Proyección F3; Fig. 5.17b). Su disposición se debe a la reorientación mecánica en sentido horario ligada a la verticalización de los flancos de pliegues C₃, y por esta razón no se han usado para el cálculo de la orientación media. Sólo se han considerado las lineaciones N-S y NNO, pues son las que más se alejan de la dirección de los ejes de pliegues posteriores.

En el NO del Complejo de Órdenes, se observan relaciones geométricas similares (Fig. 6.1c). La desviación generalizada hacia el E de las fábricas tectónicas y trazados de las unidades del sector NO de Órdenes está relacionada con la superposición de cizallas transcurrentes (C₃) sobre la estructuración anterior, incluida la extensional.

6.1.3- Caracterización geométrica

El contacto basal de la Lámina Superior en el sinforme de Pazos corta a los pliegues tumbados marcados por los ortogneises graníticos (sectores 26-27, Fig. 5.18a). Por tanto, la cizalla es una

estructura post-C₂ de carácter sustractivo. En el Complejo de Órdenes, la cizalla se sitúa a techo del flanco normal que marcan los ortogneises graníticos de la Unidad de Santiago (sector 18, Fig. 5.18a), acentuando más su carácter sustractivo. Aquí faltan los pliegues tumbados bajo el sinforme de Pazos, y el resto de los identificados en la UMT, lo que indica que la cizalla se desarrolló oblicuamente y con un buzamiento aparente en la dirección E-O menor al de los planos axiales de los pliegues tumbados (Fig. 6.1b). Su ausencia hacia el S en la UMT, donde sectores estructuralmente equivalentes de los pliegues tumbados transectados en el N vuelven a aflorar, indica además que el plano de despegue tenía una inclinación hacia el N, lo que junto al sentido de avance deducido de los criterios cinemáticos confirma el carácter de falla normal del contacto.

En el SO del Complejo de Órdenes, *Gómez-Barreiro et al.* (en prensa) han localizado la misma estructura extensional, con una cinemática idéntica a la obtenida de la UMT y NO de Órdenes, que afecta allí al cabalgamiento fuera de secuencia por encima y cuyo límite inferior separa también las dos láminas tectonoestratigráficas identificadas en las unidades basales de Galicia (Fig. 5.19). En base a su trazado regional será denominada el despegue de Bembibre-Ceán.

Al contrario que en la UMT, el trazado del despegue en Órdenes no apoya un carácter sustractivo respecto al ortogneis de Santiago, el cual se preserva, aunque con variaciones en su espesor, a lo largo de todo el flanco occidental del complejo. Sin embargo lo tiene, si consideramos el cabalgamiento de Fervenza y su relación con la distribución de los gradientes de presión del evento de subducción (Fig. 5.24b). En Órdenes faltan los dominios cabalgantes de mayor presión, que deberían encontrarse a techo del ortogneis de Santiago.

La superficie de despegue extensional en el Complejo de Órdenes es paralela al trazado del cabalgamiento de Fervenza. De ello se deduce que los límites y/o la fábrica del propio cabalgamiento han controlado su trazado, ofreciendo una orientación favorable respecto del campo de esfuerzos durante el evento extensional, que ha reactivado superficies mecánicamente más débiles, como contactos mecánicos, fábricas miloníticas y contactos litológicos.

El trazado del despegue de Bembibre-Ceán en el Complejo de Órdenes es una superficie de despegue extensional que aprovecha un contacto litológico original fuertemente paralelizado a una sucesión de foliaciones generadas en un contexto de subducción y subsiguiente exhumación. Este tipo de relaciones estructurales son frecuentes en los orógenos, configurando lo que en la literatura se denomina reactivación, que en muchos casos puede ir acompañada de un retrabajado, sin que entre ambos exista necesariamente una relación biunívoca (*Holdsworth et al.*, 1997; *Holdsworth et al.*, 2001). *Gómez-Barreiro et al.* (en prensa) abordan el proceso de retrabajado de las unidades basales, que, a la luz de las aportaciones de esta tesis, es coherente asociar con un proceso de reactivación.

6.1.4- Registro tectonometamórfico

El registro termobárico de los eventos de alta presión se encuentra condensado en el sinforme de Pazos, donde se preserva un gradiente normal con las zonas menos enterradas a techo de la pila estructural (Figs. 4.4 y 5.24a). El registro térmico del metamorfismo contemporáneo con la exhumación se encuentra igualmente condensado, con las Anfibolitas de Cambre a muro, y los Esquistos de Ceán, de temperatura progresivamente menor, hacia techo.

En el SO del Complejo de Órdenes, la evolución de la Lámina Superior en relación con las primeras fases de deformación (*Gómez-Barreiro et al.*, en prensa) es similar a la descrita para el NO (*Arenas et al.*, 1995), para sus tramos basales en la UMT (*Rodríguez Aller*, 2005; *López Carmona et al.*, 2010), y para los relictos preservados en el Complejo de Cabo Ortegal (*Arenas*, 1988), mientras

que en la Unidad de Cercio, al SE del Complejo de Órdenes, el registro es comparable a los tramos superiores de la UMT (Fig. 5.24b).

La Lámina Superior preservada en la UMT y O de Órdenes, y los cabalgamientos fuera de secuencia por encima fueron transportados hacia el NNO en el bloque de techo del despegue de Bembibre-Ceán (Fig. 6.1b y 6.2). Como el techo de la UMT y la Unidad de Cercio representan dominios inicialmente próximos, la base del despegue puede trazarse por encima de la Unidad de Cercio, quedando ésta relegada a su bloque de muro, y siendo su salto de varias decenas de Km.

La condensación normal del registro metamórfico es uno de los efectos característicos de los despegues extensionales. De hecho, suele ser el principal argumento para su identificación. En ausencia de datos de polaridad estratigráfica y con los escasos datos que apuntan su posición en el flanco normal del tren de pliegues (Lam. 3.4e) antes del colapso extensional, utilizaremos el criterio también en sentido contrario: el gradiente normal condensado refleja un gradiente normal previo a la extensión, tal como se ha asumido en trabajos anteriores (Rodríguez Aller, 2005; López Carmona, 2007; López Carmona et al., 2010).

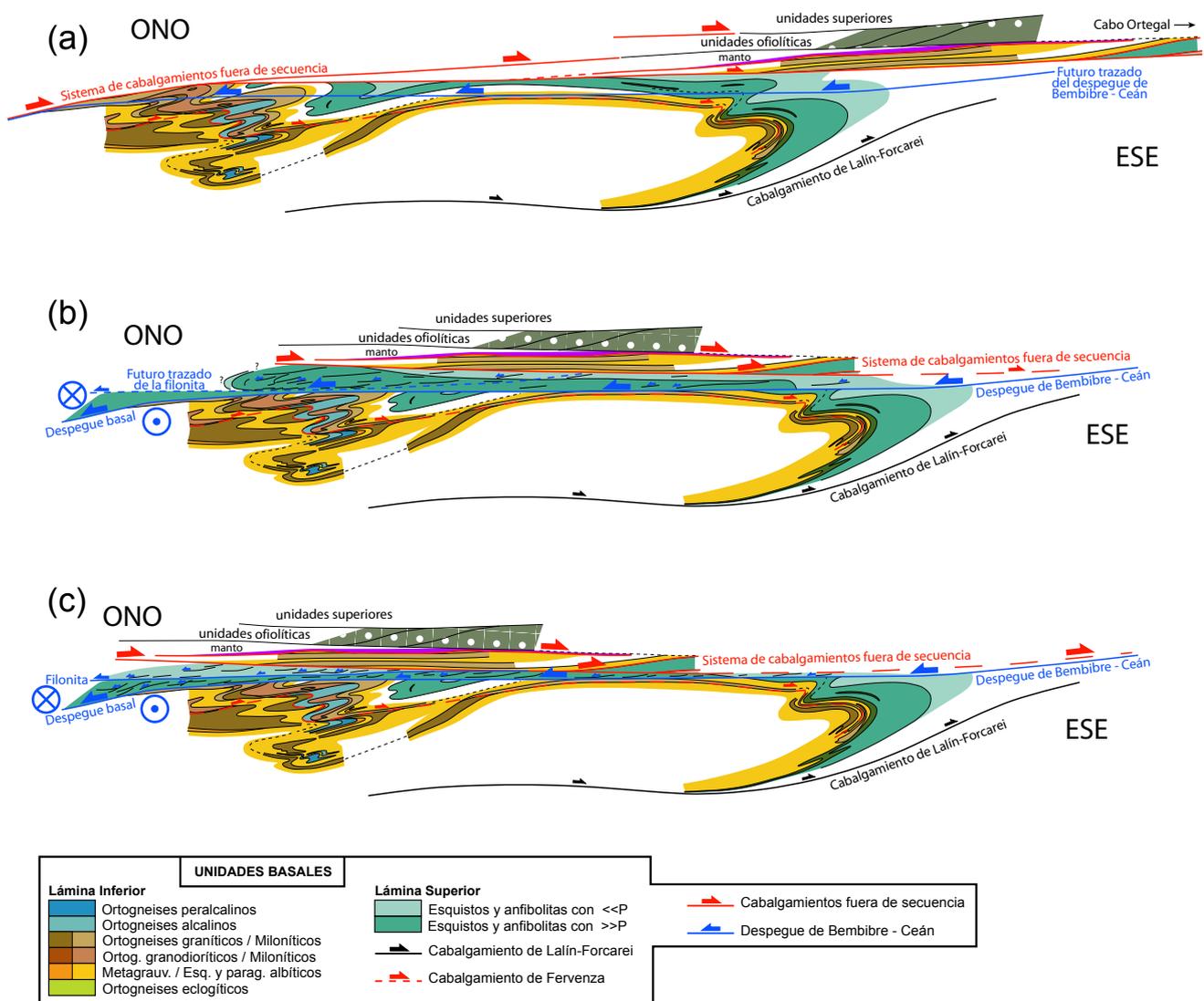


Fig. 6.2- (a) Esquema del sistema de cabalgamientos fuera de secuencia en la UMT y Complejo de Órdenes en el que se indica el futuro trazado del despegue basal de Bembibre – Ceán y su evolución en dos etapas: inicio del despegue (b) y desarrollo de la banda filonítica intermedia (c). Para mejor expresividad gráfica los cortes se han elaborado en una sección aparente a las estructuras extensionales.

La distribución del gradiente de presión actual en la vertical (Fig. 5.24) requiere de un transporte tectónico con movimiento opuesto al de los cabalgamientos y/o pliegues tumbados (ESE). Y, en efecto, la cinemática del despegue basal y sus cizallas asociadas tienen una componente NNO. El transporte retrovergente habría sido acomodado a través de deformación dúctil, registrada en las fábricas S_E de la Lámina Superior, y dúctil-frágil, registrada en la ultramilonita de su contacto basal. La filonita preservada en el núcleo del sinforme de Pazos, equivaldría a una superficie de despegue menor interna, que habría transportado los dominios culminantes de la UMT hasta su posición actual (Fig. 6.2c).

Las condiciones de la deformación para este despegue son de facies esquistos verdes en base a las paragénesis de las fábricas S_E identificadas. Aunque probablemente las condiciones de deformación hayan disminuido en presión y temperatura con el tiempo, tal y como sugieren las microestructuras filoníticas, y la propia evolución de las estructuras extensionales, descritas con más detalle por *Gómez-Barreiro* (2007) en el Complejo de Órdenes.

Su carácter fuertemente sustractivo y su posición en el tren de pliegues explica que no se hayan preservado dominios con un pico de presión aún mayor en los tramos superiores del O del Complejo de Órdenes, esperables según el modelo de exhumación propuesto para el cabalgamiento de Fervenza (Fig. 5.24). Esta ausencia también puede atribuirse al sistema de cabalgamientos fuera de secuencia.

6.2- La extensión en la base de la Unidad de Malpica-Tui

El contacto que separa a la UMT de su autóctono relativo es también extensional. Se trata de un nivel discreto (pocos metros e incluso decímetros), al igual que lo es el de Bembibre-Ceán, y del que, pese a haber localizado numerosos afloramientos que permiten acotar su trazado, no se ha encontrado ningún afloramiento en sentido estricto. De hecho, tan sólo en el límite E del tercio central y parte del septentrional de la UMT parece preservarse dicho contacto. En el resto, los límites de la UMT son grandes fracturas subverticales, o bien batolitos sincinemáticos, en ambos casos relacionados con la tectónica transcurrente tardi-varisca. No obstante, los datos recopilados en torno a este contacto justifican que se trata de una zona de alta a muy alta deformación, quizás de carácter ultramilonítico.

6.2.1- Zonación estructural

El registro estructural más evidente asociado al contacto basal dentro de la UMT es la formación de fábricas S_E próximas a sus límites (Lám. 4.2b). Su distribución es heterogénea y alcanza niveles que distan hasta 2-3 Km. por encima del contacto. Se concentran en la franja central de la UMT, entre la Ría de Arousa y Noia y en la mitad N del tercio meridional, entre el margen N de la Ría de Vigo y el contacto S de la granodiorita de Caldas de Reis.

En los metasedimentos del autóctono relativo apenas se ha observado una zonación estructural. Entre las estructuras E_1 destacan las bandas de cizalla extensionales, cuyo desarrollo lleva pareja una intensificación de la deformación, y cuya distribución confiere a S_E un grado de penetratividad heterogéneo. En torno a ellas se desarrollan pequeños pliegues tumbados asimétricos coherentes con la cinemática de las bandas de cizalla, que afectan a los metasedimentos (Lám. 3.13f) o a éstos y a los granitoides variscos sincinemáticos que los intruyen (Lám. 6.1e).

No se han encontrado discontinuidades en relación a E_1 que permitan distinguir diferentes unidades, ni tampoco un cambio en los patrones de las bandas extensionales ni otras microestructuras. La cantidad y continuidad lateral y en la vertical de los segregados cuarzosos (*ribbons*), y la penetratividad del desarrollo de la foliación S_E evidencia que los metasedimentos del autóctono relativo representan un dominio de alta deformación, asimilable a una zona de cizalla. Por debajo de ellos, los ortogneises glandulares han desarrollado una foliación S_E en todo su espesor reconocible, pero sin mostrar un gradiente de la deformación ni una intensidad comparable a la de los metasedimentos por encima. Más aún, en zonas próximas a sus contactos se ha reconocido un gradiente que atestigua un descenso de la intensidad de la deformación E_1 de techo (Lám. 3.15a) a muro (Láms 3.14d-f). Sin embargo en muchas de estas zonas resulta difícil identificar gradientes de deformación E_1 por el gradiente asociado al cizallamiento en dirección superpuesto, especialmente al O de la UMT, donde la tectónica transcurrente domina las pautas estructurales.

Las foliaciones del autóctono relativo, al igual que las de la UMT, suelen estar crenuladas por pliegues de plano axial subvertical y baja inmersión de sus ejes, cuyas inclinaciones varían regionalmente hacia el N y hacia el S. La crenulación está relacionada con la fase de deformación C_3 , y los cambios en su asimetría coinciden con la inflexión de los contactos de las unidades, incluidos los cuerpos tabulares de leucogranitos, y con cambios en el sentido de buzamiento y cambios de dirección de las foliaciones previas, entre las que se encuentra la foliación S_E .

El patrón curvilíneo de los contactos de estos granitoides revela la existencia de pliegues contemporáneos con la crenulación de las fábricas S_E que afectan a cuerpos con una morfología tabular. Esta morfología, y las relaciones entre el desarrollo de S_E y el aplastamiento, estiramiento y *boudinage* de cuerpos métricos a decamétricos de leucogranitos equivalentes (Láms. 3.14a y 3.14b) indican que la forma tabular está ligada a la deformación extensional E_1 , que operó en condiciones térmicas próximas o dentro del campo de fusión parcial. La concordancia de los cuerpos intrusivos con la estructura regional, las relaciones de paralelismo y continuidad entre sus estructuras magmáticas y tectónicas respecto del encajante y el desarrollo en este último de porfiroblastos compatibles con las condiciones de emplazamiento son consideradas propias de los granitoides sincinemáticos (*Paterson et al.*, 1989).

Alrededor de la UMT existen varios ejemplos que ilustran los efectos de la deformación E_1 sobre los cuerpos kilométricos de granitoides variscos. El mejor de ellos es el macizo del Monte Neme y su prolongación hacia el E de Zas hasta el Pico de Meda. Allí, el macizo granítico coincide con la zona de charnela del antiforme o domo de Padrón, que deja en sus flancos a la UMT en el O y al Complejo de Órdenes en el E. La inmersión de los ejes de plegamiento oscila de N a S, produciendo una repetición de las zonas de charnela definidas por la base del macizo (Fig. 5.17 y sectores 14, 28 y 29, Fig. 5.18a), mientras que el techo dibuja un cierre periclinal en sus estribaciones meridionales (sector 31, Fig. 5.18a) en consonancia con la inmersión local de los ejes de plegamiento (Proyección F8, Fig. 5.14b). Otro ejemplo es el macizo granítico de Brión – Castro Barbudo, en el margen E del tercio central de la UMT (sector 24, Fig. 5.13a), cuya interpretación estructural se muestra en el corte A-A' de la Fig. 5.13b. Su morfología tabular queda patente en el trazado de su mitad N, mientras que su plegamiento se infiere del trazado en el S y los datos estructurales recopilados en su sección costera.

Ambos ejemplos, junto con los macizos graníticos del tercio meridional de la UMT (Fig. 5.10), sugieren que la morfología tabular de los granitoides sincinemáticos emplazados dentro y bajo las unidades basales, es el resultado de la deformación extensional (Lám. 3.15b). Su morfología tabular contrasta con la del resto de granitoides en niveles estructurales inferiores, en los que el desarrollo de fábricas deformativas previas a la tectónica transcurrente es escaso.

El desarrollo local de fábricas S_E dentro de la UMT, que se limita a las proximidades de su

contacto basal, frente al desarrollo generalizado en su autóctono relativo, donde transponen a todo el registro tectonotermal anterior, perfila una estructuración relacionada con el contacto basal de la UMT. Indica que la deformación fue acomodada esencialmente por el bloque de muro, mientras que el de techo permaneció como un dominio más pasivo. Sin embargo, la intensidad de E_1 en el autóctono relativo parece disminuir igualmente hacia muro una vez alcanzado el nivel de ortogneises glandulares.

La estructuración vertical, define un patrón de cizalla asimétrica heterogénea (Fig. 6.3). Existen limitaciones para extender este modelo a todo el autóctono relativo pues no se han encontrado referencias litológicas ni estructurales por debajo de los ortogneises glandulares. Pero es aplicable al menos para el segmento cortical por debajo y en torno al contacto basal de la UMT, hasta alcanzar los sectores dominados por los grandes macizos graníticos variscos. Este segmento representa el cizallamiento que condujo la deformación extensional dúctil a escala regional, y debió atenuar el registro tectonoestratigráfico previo comprendido entre la UMT y los ortogneises glandulares, tal y como atestigua el aplastamiento y estiramiento de los cuerpos graníticos afectados.

La prolongación hacia el E del contacto basal en la mitad N a través del antifirme o domo de Padrón (corte A-A', Fig. 5.18b) lleva al despegue extensional del margen occidental del Complejo de Órdenes (Martínez Catalán et al., 2002; Gómez-Barreiro, 2007; Gómez-Barreiro et al., en prensa). Por lo tanto, se puede concluir que el contacto basal de la mitad N de la UMT es la prolongación occidental del despegue de Pico Sacro.

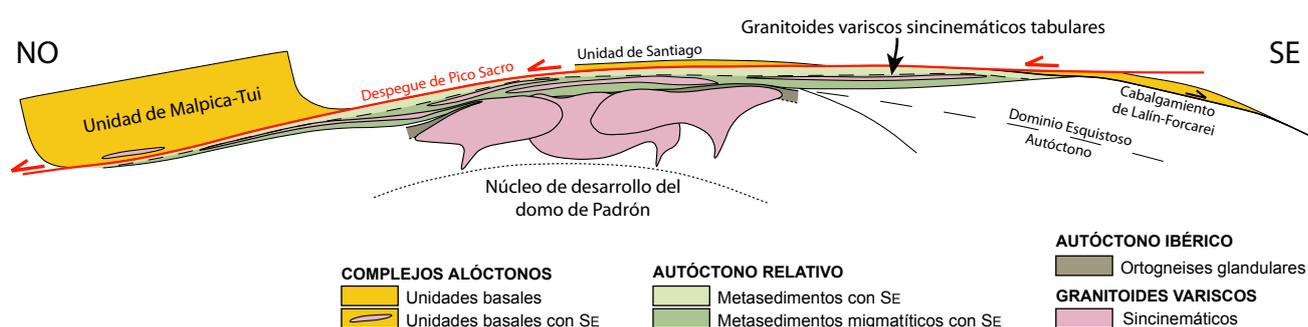


Fig. 6.3- Modelo bidimensional de cizalla asimétrica heterogénea para el despegue basal de la UMT en el N, y síntesis de sus implicaciones regionales.

6.2.2- Cinemática

En los sectores donde la superposición de la fase C_3 es poco intensa pueden obtenerse criterios cinemáticos fiables del evento extensional E_1 . En el tercio meridional de la UMT (Láms. 3.14d y 4.8e) indican un movimiento de bloque de techo hacia el SE (Fig. 6.4), mientras que en los sectores central y septentrional indican un movimiento del bloque de techo hacia el N (Láms. 3.13f, 3.14a y b), con variaciones según zonas entre direcciones

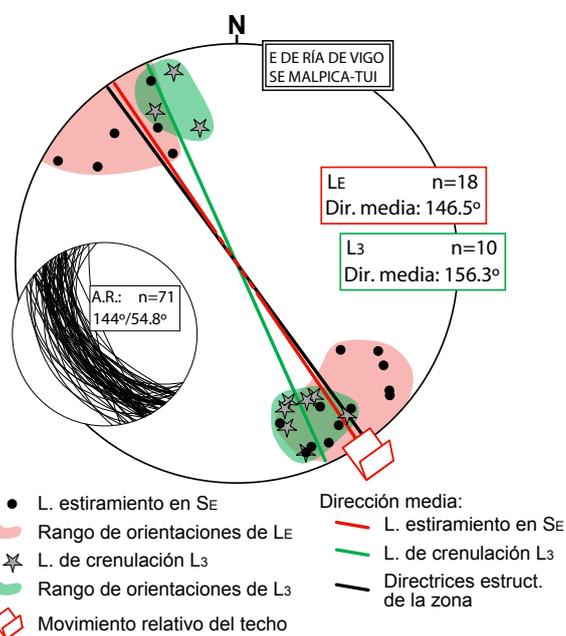


Fig. 6.4- Lineaciones L_E (con indicación de la cinemática asociada) frente a L_3 y a la dirección media de la foliación (pequeña proyección adjunta) en el autóctono relativo al E de la Ría de Vigo (tercio meridional de la UMT). n: número de medidas, A.R.: autóctono relativo.

NNE y NNO (Fig. 6.5). En todos los casos se ha empleado la lineación de estiramiento como indicador de la dirección de movimiento.

Al NE del embalse de Fervenza, en torno a un pequeño domo donde la superposición de C_3 es muy tenue, se observa una cinemática de techo hacia el NO (Fig. 6.5c), con pequeños flujos locales casi perpendiculares a esta dirección en su núcleo, que probablemente estén relacionados con una componente de aplastamiento dominante en esta zona. La cinemática establecida aquí resulta uno de los mejores referentes regionales para caracterizar la tectónica extensional del contacto basal de la UMT en su mitad septentrional.

La variación en las direcciones de flujo de la tectónica extensional se abordará en detalle en el Cap. 8, en una interpretación general de la cinemática de las unidades basales desde el episodio subductivo hasta la tectónica transcurrente.

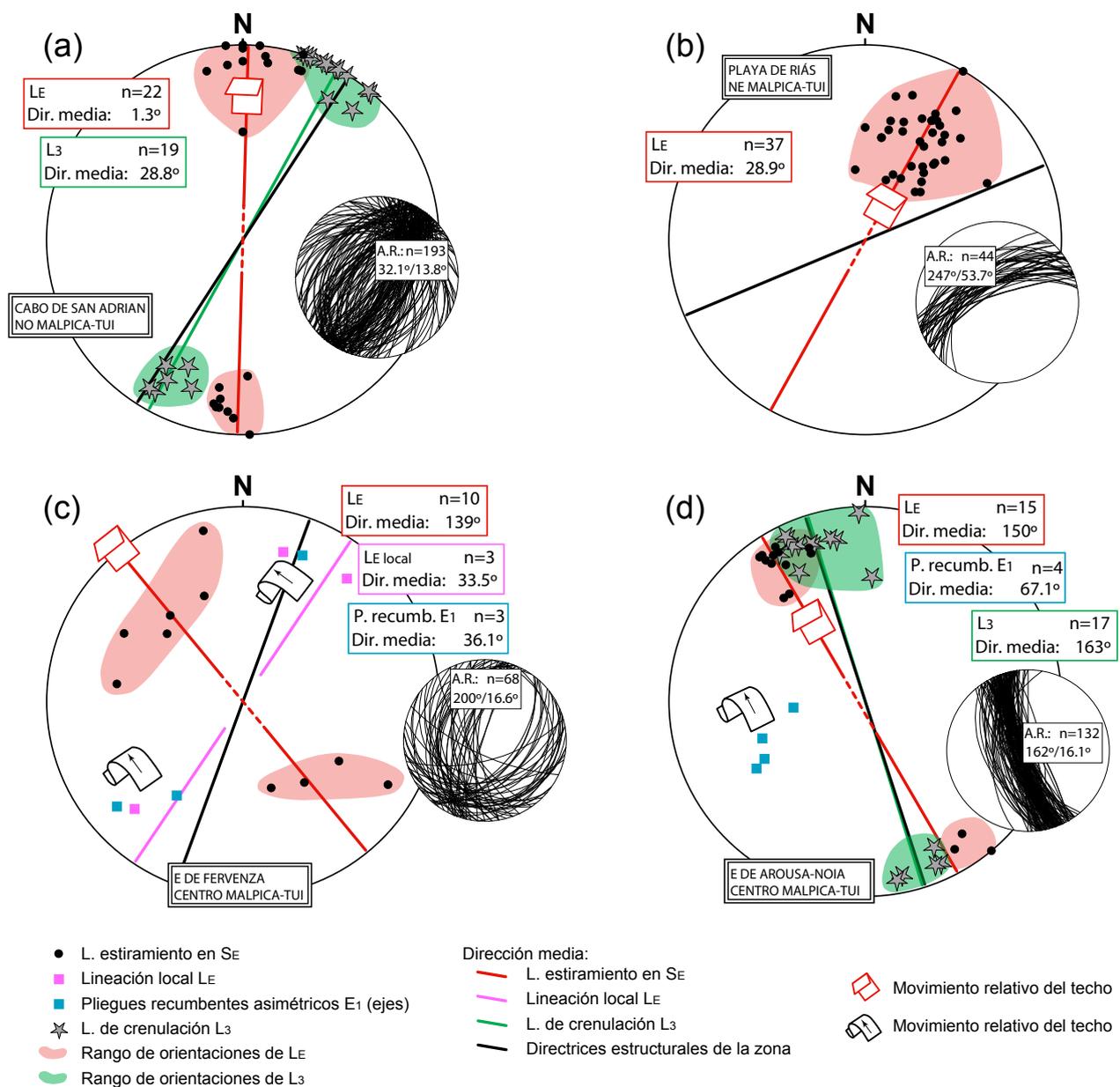


Fig. 6.5- Lineaciones L_E (con indicación de la cinemática asociada) y pliegues tumbados sincrónicos (se incluye su asimetría) frente a L_3 y a la dirección media de la foliación para cada sector (pequeñas proyecciones adjuntas). Incluye (a) sector NO de la UMT (Cabo de San Adrián), (b) sector NE de la UMT (Playa de Riás), (c) sector NE del embalse de Fervenza, y (d) sector centro-oriental (E de la UMT, entre la Ría de Arousa y alrededores del granito del Confurco). n: número de medidas, A.R.: autóctono relativo.

6.2.3- Caracterización geométrica

El análisis geométrico del contacto basal en la UMT se abordará mediante sus relaciones estructurales con las unidades que se disponen en su bloque de techo, que corresponde a las unidades basales, y con las de su bloque de muro, las rocas de su autóctono relativo.

Respecto al bloque de techo, la foliación extensional S_E se superpone a la de plano axial (S_2) del tren de pliegues recumbentes. Las relaciones angulares entre el contacto basal y la estructura interna de la UMT vienen dadas por sus superficies axiales, o en su defecto, por los flancos de los pliegues.

Mientras en los tercios N y S de la UMT se preserva parte de la estructura de pliegues por debajo del flanco inverso del anticlinal de Fervenza (cortes geológicos en las Figs. 5.10, 5.15 y 5.18), en el tercio central esto no ocurre (Fig. 5.13). Esto implica una substracción mayor en la base de la UMT en su sector central, y una inclinación mayor del contacto basal con respecto a los pliegues, que sería hacia el N en la mitad N y hacia el S en la mitad S.

Teniendo en cuenta además la diferente cinemática establecida para la mitad N (Fig. 6.5) y S (Fig. 6.4), se deduce que el contacto basal de la UMT es, en realidad, la combinación de dos superficies de despegue conjugadas (Fig. 6.6), una inclinada hacia el NNO y otra hacia el SSE, que se unen en torno al margen S de la Ría de Arousa. Sus relaciones mutuas no han podido establecerse de forma directa, pues la zona de unión está ocupada por la granodiorita tardía de Caldas de Reis.

El trazado de los despegues respecto del tren de pliegues recumbentes indica que el preservado al N, que es el despegue de Pico Sacro, se desarrolló en un nivel estructural superior del tren de pliegues, en relación con el preservado en el S (Fig. 6.6).

La continuación hacia el E del despegue meridional tiene su mejor candidato, a tenor de su cinemática e inclinación respecto de las estructuras previas, en la cizalla extensional que deforma al granito de Beariz (González Cuadra et al., 2006), en el flanco E del antiforame de Padrón. Esta estructura se localiza por debajo del cabalgamiento de Lalín-Forcarei, lo que indica una inclinación original hacia el SE. Este accidente tectónico será denominado despegue de Redondela-Beariz (Fig. 6.6).

El cambio en el sentido de movimiento de los dos despegues coincide con un cambio en la inmersión de los grandes sinformes en los que se preserva la UMT. En el S se preserva en una cubeta tectónica cuya parte septentrional se inclina al S (Fig. 5.2), como la dirección de movimiento del

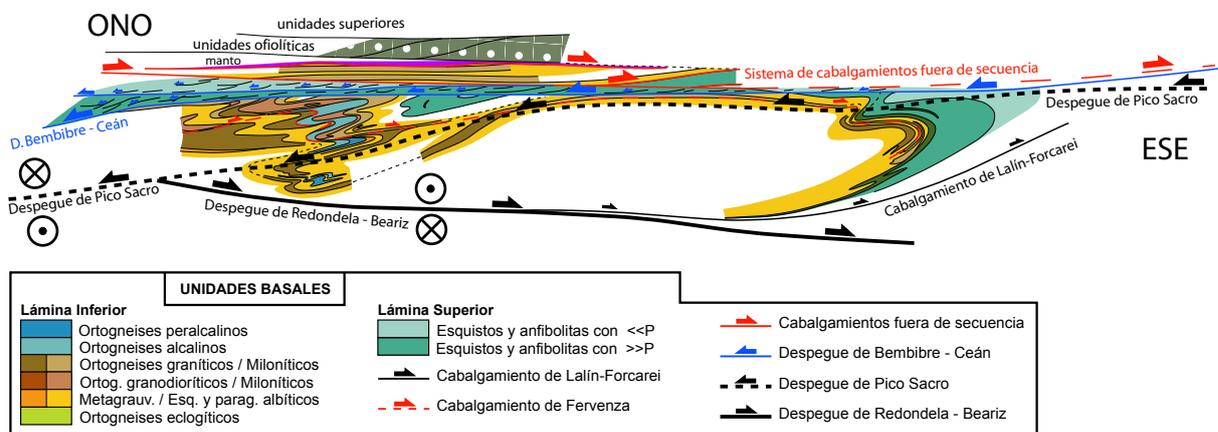


Fig. 6.6- (a) Trazado de las superficies de despegue de Pico-Sacro y Redondela-Beariz en relación con el tren de pliegues recumbentes y el despegue de Bembibre-Ceán.

despegue de Redondela-Beariz (Fig. 6.4). En el N, lo hace en un sinforme con una inmersión al N (Fig. 5.14 y 5.17), también subparalela a la dirección de movimiento extensional (Fig. 6.5). Ambos dominios están separados por una culminación cuyo núcleo es ocupado por la granodiorita de Caldas de Reis. El carácter abierto y la ausencia de clivaje asociado a la culminación sugieren relacionarla, junto con el resto de pliegues abiertos, con el evento extensional E_1 . El flujo extensional a cada lado de la misma coincide con la inclinación de sus flancos, lo que sugiere que los despegues, divergentes, y la culminación son contemporáneos.

Para el bloque de muro del contacto basal de la UMT se han utilizado las superficies de referencia litoestratigráficas para determinar las relaciones geométricas.

La simetría estructural esperable a ambos lados del antiforme de Padrón se ve interrumpida por la falla de Riás en el N (Figs. 5.17 y 5.18). Pero aún es posible identificar los ortogneises glandulares del autóctono relativo en una estructura antiformal (Fig. 5.17 y sector 20, Fig. 5.18a), y los metasedimentos con diferentes grados de migmatización alrededor de ellos. Esta distribución coincide con la que se observa en el flanco NO de la UMT, donde los ortogneises glandulares ocupan también el núcleo de una estructura antiformal rodeada de metasedimentos, el antiforme de San Adrián (Fig. 5.17 y sector 30, Fig. 5.18a). Esta repetición simétrica se mantiene con interrupciones a lo largo de ambos márgenes de la UMT, e indica que la UMT se preserva en el núcleo de un sinforme, en cuyos flancos afloran las mismas unidades litoestratigráficas.

Este hecho relativiza la importancia de la componente vertical de movimiento del límite O de la UMT propuesta por *Llana-Fúnez* (2001). Además, indica que el gradiente metamórfico normal condensado que se reconoce a ambos lados de la UMT, está ligado a su contacto basal extensional, pues se repite simétricamente a ambos lados.

Los metasedimentos del autóctono relativo corresponden a la Zona Centroibérica y al Dominio Esquistoso o Parautóctono. Las intrusiones graníticas y la migmatización hacen difícil distinguirlos y trazar sus contactos en los alrededores de la UMT. Sin embargo, pueden establecerse unos límites máximos de la extensión en la vertical de cada uno de ellos usando los ortogneises glandulares, denominados localmente ortogneises de San Adrián o de las Sisargas, asumiendo su pertenencia a la Zona Centroibérica, en base a su similitud petrográfica, geocronológica, geoquímica y composicional (*Parga Pondal et al.*, 1964; *Peinado*, 1973; *Bischoff et al.*, 1973; *Fernández Casals*, 1974, 1976; *Capote y Fernández Casals*, 1975; *Navidad*, 1979; *Iglesias y Ribeiro*, 1981; *Villaseca*, 1983; *Lancelot et al.*, 1985; *Allegret e Iglesias*, 1987; *Vialette et al.*, 1987; *Valverde-Vaquero y Dunning*, 2000; *Llana-Fúnez*, 2001; *Navidad y Bea*, 2004; *Bea et al.*, 2006; *Díez Montes*, 2007; *Zeck et al.*, 2007; *Talavera et al.*, 2008).

En la mitad N de la UMT, *Llana-Fúnez* (2001) propuso que las series que se preservan justo por debajo de la UMT en su flanco oriental (Esquistos de Riás) pertenecen al Grupo Paraño del Dominio Esquistoso, mientras que en occidental (Esquistos de Xeiruga) aparecen metasedimentos del autóctono ibérico (Fig. 6.7). Esta correlación pone de relieve una asimetría en la distribución de dominios dentro del autóctono relativo.

La ausencia del Dominio Esquistoso en el flanco O de la UMT puede explicarse mediante una sustracción o condensación en la vertical de parte del registro entre la UMT y el autóctono, producida bien por los despegues basales de la UMT, bien por la tectónica transcurrente del margen O de la UMT.

La sustracción ligada al despegue de Pico Sacro requeriría que cortara oblicuamente al cabalgamiento que separa Dominio Esquistoso de unidades basales en la forma mostrada en las Figs. 6.3 y 6.7b. Es decir, profundizando en la pila estructural hacia el O. En el S, la inclinación del despegue de Redondela-Beariz puede estimarse por la distribución de grupos dentro del Dominio

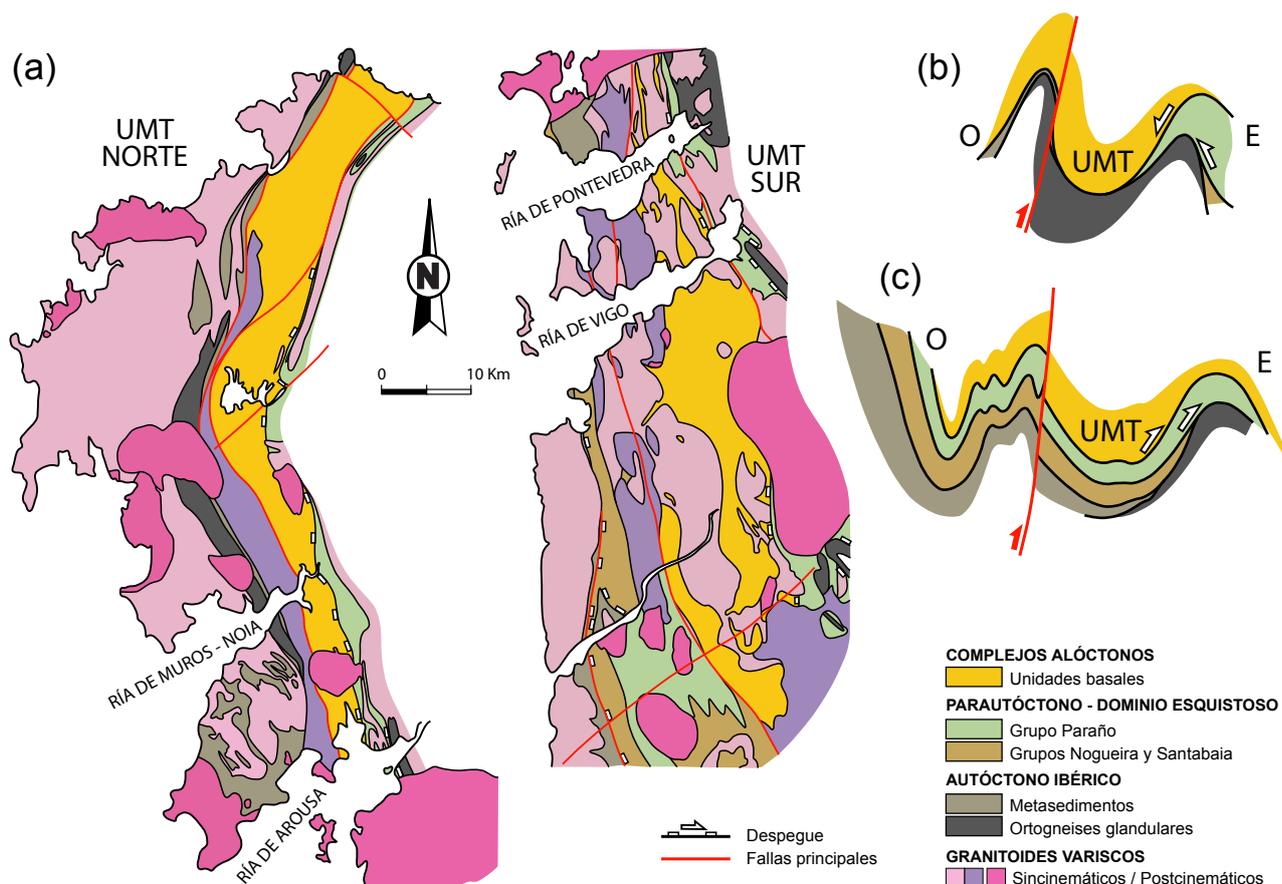


Fig. 6.7- (a) Mapa simplificado de la distribución de los dominios del autóctono, Dominio Esquistoso y unidades basales en torno a la UMT (basado en *Llana-Fúnez*, 2001), y en este trabajo). (b) Corte sintético de la mitad N de la UMT que explica la disposición de dominios en el autóctono relativo asumiendo un modelo tangencial de sustracción. (c) Corte sintético del sector S que explica la disposición de dominios en el autóctono relativo asumiendo un modelo tangencial de sustracción. Los granitoides variscos no se han incluido en los cortes, que no están a escala.

Esquistoso propuesta por *Llana-Fúnez* (2001), que es asimétrica en los flancos de la UMT (Fig. 6.7a). Los metasedimentos del Grupo Nogueira sólo afloran en el flanco occidental, mientras que en el oriental, el Grupo Paraño se apoya directamente sobre el autóctono ibérico. La ausencia del Grupo Nogueira al O puede explicarse por un despegue interno en el autóctono relativo, algo que también sería necesario en el N para justificar la ausencia del Grupo Nogueira entre el Grupo Paraño y las rocas del autóctono (Fig. 6.7b). La inclinación hacia el E del despegue interno en el S debería ser mayor que la de los contactos en el autóctono relativo (Fig. 6.7c). Para el despegue de Redondela-Beariz, las relaciones son difíciles de estimar debido a la intrusión de granitoides sincinemáticos en el margen O.

Aunque no se descarta la contribución de la tectónica transcurrente en la sustracción, la de la tectónica extensional puede estimarse donde no existan accidentes C_3 y la fracturación tardía sea nula. Ambas condiciones se cumplen en el flanco E de la UMT, particularmente en los márgenes de la Ría de Arousa y en menor medida en la de Vigo. En ambos, la pila de metasedimentos apenas alcanza 2000 m de espesor, eso sin descontar el plegamiento asociado a la foliación S_3 . Este espesor es menos de la mitad de los 5000-5500 metros que exhibe el Dominio Esquistoso donde mejor se conoce su registro estratigráfico (*Marquinez García*, 1981, 1984).

6.2.4- Registro tectonometamórfico

La UMT incluye pequeñas intrusiones deformadas de leucogranitos variscos en sus sectores basales, acompañadas del desarrollo de la foliación S_E . Su autóctono relativo desarrolla una fábrica S_E equivalente asociada a un gradiente metamórfico normal, y que incluye hacia abajo un mayor número de intrusiones leucograníticas, hasta alcanzar un nivel estructural con cuerpos mayores de leucogranitos de varias decenas de metros de espesor. Más abajo aún, los metasedimentos desarrollan una migmatización incipiente, que transita hacia una migmatización avanzada con texturas nebulíticas en los sectores más profundos. En la posición más baja se encuentran los ortogneises glandulares, cuyo grado de migmatización parece menor que en los metasedimentos, pero que incluyen un mayor número de granitoides hacia abajo hasta alcanzar los grandes macizos graníticos.

El espacio en que ocurre la zonación térmica normal del autóctono relativo no puede explicarse por un zonado barroviense convencional. El espesor máximo en que se produce el tránsito entre las zonas migmatíticas y los niveles superiores no migmatizados nunca supera los 2 Km., y a veces son sólo varias decenas de metros. La deformación C_3 no siempre desarrolla bandas de cizalla importantes que justifiquen la concentración de isogradas mediante movimientos transcurrentes. De hecho, donde no se desarrollan, los contactos entre las zonas que definen el gradiente están plegados por pliegues subverticales, lo que acentúa la concentración de isogradas, pero al mismo tiempo muestra que ésta es anterior.

Los granitoides variscos se concentran preferentemente en la periferia de la UMT. También pueden ocupar posiciones centrales, pero siempre en los dominios estructuralmente más bajos de la UMT. Un ejemplo ilustrativo del segundo caso, es la cubeta estructural con un domo en su núcleo desarrollada en el tercio S de la UMT (Fig. 5.9). El domo (domo de Lonsa-Las Pereiras de *Floor*, 1966) coincide espacialmente con la recristalización generalizada de la mineralogía de la foliación S_2 , su inclusión en poiquiloblastos de andalucita y cordierita y la aparición de sillimanita. Es decir, coincide con una anomalía térmica superpuesta a C_2 , acentuada por la intrusión de un granitoide sin- a postcinemático (granito de San Mamede) y de un cortejo de diques cuarzo-dioríticos (*Floor*, 1966). En relación con ella se desarrollaron pliegues menores recumbentes englobados a posteriori dentro de blastos de cordierita (Lám. 4.2a). Dada la posición estructural que ocupan, estos pliegues, sin foliación asociada, se consideran la manifestación más superficial de E_1 dentro de la UMT. Su asimetría no ha suministrado criterios cinemáticos consistentes, pero la orientación NE-SO de sus ejes es compatible con un flujo hacia el SE, consistente con el despegue de Redondela-Beariz.

La condensación de isogradas en los niveles inferiores e infrayacentes de la UMT se explica por la tectónica extensional responsable de la exhumación del autóctono relativo y del desarrollo de una fábrica tectónica de baja presión y alta temperatura (S_E) superpuesta a la foliación S_2 , que representa la componente dúctil de la deformación extensional. Las superficies de despegue acomodarían la componente frágil-dúctil a frágil y reflejan el enfriamiento asociado a los últimos estadios de la extensión. Las asociaciones de baja presión y los fundidos locales son indicadores de la despresurización. La geometría y fábricas tectónicas asociadas a los despegues indica que su funcionamiento alcanza al menos la primera zona de la sillimanita (*Yardley*, 1989). Las rocas de las unidades basales próximas a los despegues y en sus bloques de techo, muestran un calentamiento ligeramente descompresivo y un enfriamiento a baja presión (ver también *Gómez-Barreiro*, 2007), propio de los sectores de intercambio térmico de los despegues extensionales (*Ruppel et al.*, 1988; *Reinhardt y Kleeman*, 1994).

6.3- Colapso extensional: aplicación al caso de estudio

6.3.1- Sistema de despegues extensionales en el domo de Padrón

Se han identificado tres despegues en torno al domo de Padrón: Redondela-Beariz, Pico Sacro, y Bembibre-Ceán (Fig. 6.6). Los dos primeros forman un sistema divergente de cizallas conjugadas que configura el contacto basal de la UMT. Su cronología absoluta se puede estimar a partir de las dataciones de leucogranitos sincinemáticos incluidos en el autóctono relativo realizadas por *Rodríguez et al.* (2003) en una edad mínima para el comienzo de su desarrollo de 317 ± 3 Ma y máxima de 340 Ma (edad del cabalgamiento de Lalín-Forcarei). El despegue de Bembibre-Ceán es anterior al de Pico Sacro, que lo corta al SE y S del Complejo de Órdenes (*Gómez-Barreiro, 2007; Gómez-Barreiro et al., en prensa*).

Los despegues pueden ser integrados en un modelo de zona de cizalla asimétrica con estiramiento (*stretching shear zone* de *Means, 1989*) y migración de la deformación hacia su base (*Gómez-Barreiro, 2007; Gómez-Barreiro et al., en prensa*). El modelo incluye una deformación inicial heterogénea del volumen afectado con una concentración de la velocidad de deformación en sus dominios superiores (Fig. 6.8a). Esta etapa desarrolló las fábricas extensionales S_E en la Lámina Superior, y fue seguida de la migración de la deformación hacia zonas inferiores (Fig. 6.8c), que desarrolló las fábricas S_E en la base de la UMT y en su autóctono relativo. En el Complejo de Órdenes se identifica un estadio intermedio con desarrollo de otros sistemas extensionales en posiciones intermedias (despegue de Santiago, Fig. 6.8b, *Gómez-Barreiro, 2007*). El sistema de cizallas conlleva un aumento progresivo de temperatura y una componente de cizallamiento puro, ambos crecientes hacia muro, y puestos en evidencia respectivamente por la migmatización y por el sistema basal extensional, conjugado y divergente.

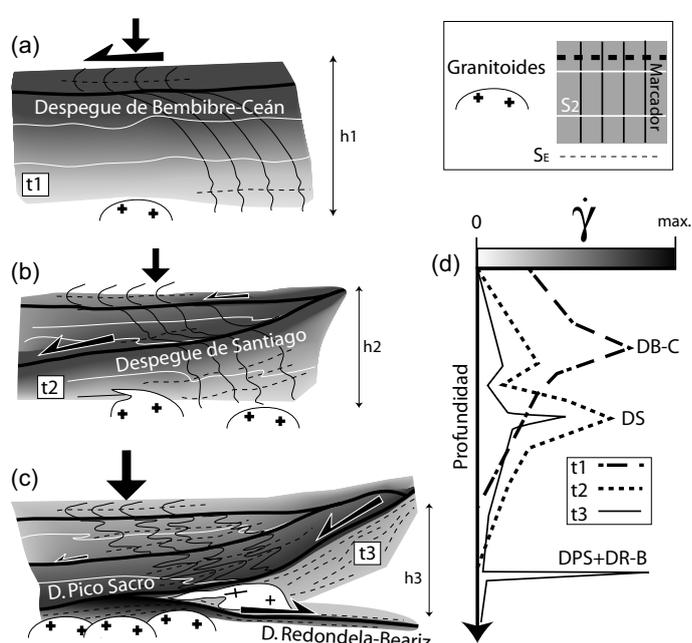


Fig. 6.8- Modelo evolutivo del cizallamiento en régimen de *stretching shear* y aumento del aplastamiento con la profundidad, que ilustra la evolución en la sección del Complejo de Órdenes (modificado de *Gómez-Barreiro, 2007*). Se incluyen tres estadios de evolución que recogen (a) el cizallamiento localizado a techo, (b) su migración hacia niveles intermedios, y (c) la concentración final de la velocidad de deformación en la base. (d) Distribución de la velocidad de deformación por cizalla.

La concentración de la velocidad de formación y cizallamiento simple acaba canalizándose en el desarrollo de zonas de cizalla discretas, que tienden a aprovechar los límites reológicos pre-existentes. Las condiciones de la deformación son ya más frías y acaban limitándose a una zona de decenas o centenares de metros de espesor.

En la Fig. 6.6 se observa que el despegue de Redondela-Beariz cizalla y traspone al cabalgamiento de Lalín-Forcarei. Eso explica que los sectores comparables a la unidad de Forcarei, en facies esquistos azules, no afloran en la Lámina Inferior de la UMT, siempre en facies de las eclogitas (Fig. 5.24).

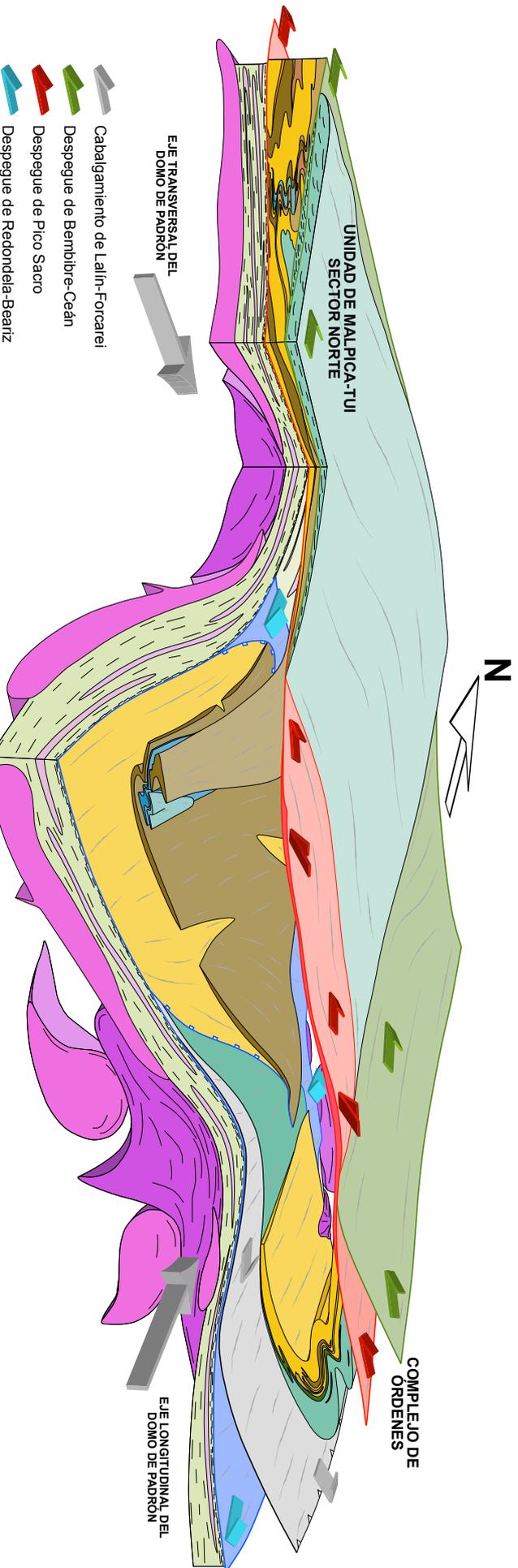


Fig. 6.9- Esquema tridimensional del domo de Padrón. Se muestra la relación geométrica entre las superficies de despegue y la macroestructura de plegamiento recumbente que configura la estructura interna de las unidades basales de Galicia.

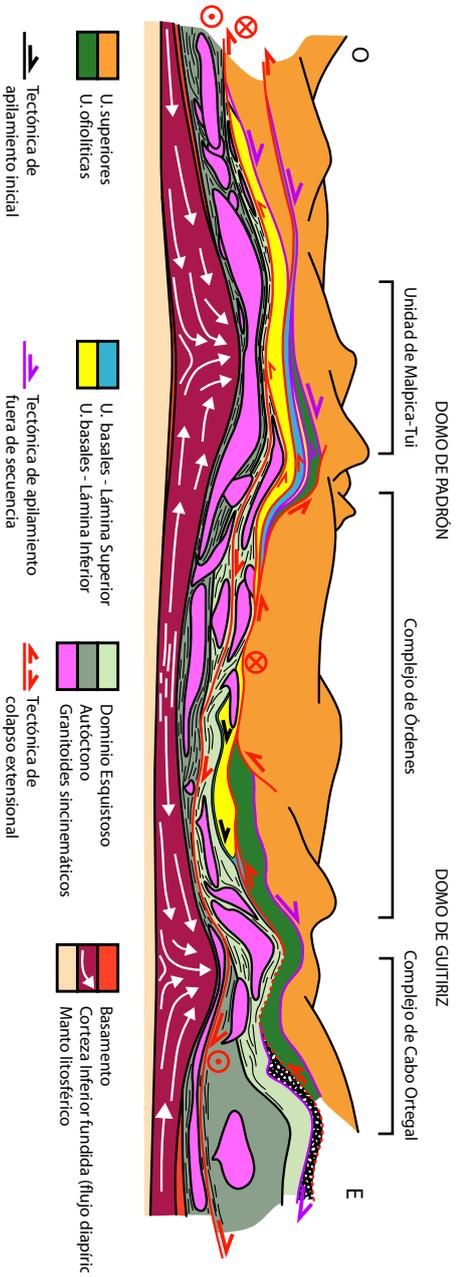


Fig. 6.10- Esquema de la arquitectura de colapso gravitacional del NO del Macizo Ibérico.

El desarrollo de los dos sistemas de despegue en niveles estructurales diferentes ha permitido la reconstrucción del tren de pliegues recumbentes, ya que partes desmembradas del mismo han sido preservadas alrededor de una misma macroestructura extensional divergente, el domo de Padrón (Fig. 6.9).

6.3.2- Significado orogénico e implicaciones para el Noroeste del Macizo Ibérico

Las estructuras asociadas a los despegues, su sincronía con el metamorfismo de baja presión y temperatura media a alta y la fusión generalizada de los niveles estructurales inferiores indican su relación con el colapso gravitacional de la corteza continental engrosada (Platt, 1986; Dewey, 1988; Platt y England, 1994; Ruppel, 1995; Ring et al., 1999; Rey et al., 2001; Martínez Catalán et al., 2002; Gómez-Barreiro, 2007). Las implicaciones para la evolución orogénica del NO del Macizo Ibérico fueron sintetizadas por Gómez-Barreiro (2007). A ellas hay que añadir que el sistema de despegues provocó el desmembramiento tectónico de un tren de pliegues recumbentes desarrollados a escala regional (Figs. 6.9 y 6.10), y lo hizo mediante la traslación en sentidos opuestos y según una dirección media de flujo NNO-SSE.

Su desarrollo temporal coincide con el periodo de máximo engrosamiento cortical. El sistema de cabalgamientos fuera de secuencia y el cabalgamiento del Dominio Esquistoso transfirieron los terrenos perigondwánicos sobre zonas más internas del margen continental de Gondwana. Eso, unido a su engrosamiento previo de primera fase, condujo al desequilibrio térmico de la cuña orogénica (Vanderhaeghe y Teyssier, 1997, 2001). El proceso de reequilibrado dio lugar a la fusión parcial de niveles fértiles como primera respuesta, iniciándose así la desestabilización del perfil reológico (Ord y Hobbs, 1989) y la pérdida de cohesión interna del orógeno, cuya respuesta estructural inmediata es la activación de los sistemas de despegues extensionales (Vanderhaeghe y Teyssier, 1997, 2001).

Los despegues son mecanismos de estabilización muy eficaces, pues conducen la transferencia de materia desde las zonas con mayor energía potencial a las de menor energía (England, 1982; Molnar y Chen, 1982, 1983; Coney y Harms, 1984; McClay et al., 1986; Dewey, 1988; Ménard y Molnar, 1988; Molnar y Lyon-Caen, 1988; England y Houseman, 1989). Por eso, la inclinación de las superficies de despegue y las direcciones de flujo extensional suelen ser paralelas. Su formación (Fig. 6.10) está ligada al ascenso por flotación de corteza continental parcialmente fundida, que combina flujos diapíricos con adelgazamiento cortical heterogéneo, especialmente si la corteza superior es movilizadora por denudación tectónica y/o erosión (Marshak, 1999; Teyssier y Whitney, 2002).

En nuestro caso, los despegues dan cuenta de la denudación tectónica y adelgazamiento sobre el domo de Padrón, mientras que la formación del propio domo y domos y cubetas menores dan cuenta de la participación del flujo diapírico en el proceso. Los despegues están doblados por los domos, lo que sugiere que el flujo diapírico renovó su importancia hacia el final del proceso, mientras que en un estadio previo, fue la denudación tectónica la que jugó un papel decisivo.

Los despegues que afectan a los complejos alóctonos gallegos se formaron en un contexto de extensión sinconvergente (Martínez Catalán et al., 1996, 2002; Gómez-Barreiro, 2007; Gómez-Barreiro et al., en prensa). Esta interpretación se basa en que la convergencia continuó tras su desarrollo a través de grandes zonas de cizalla transcurrentes dexas (Shelley y Bossière, 2000, 2002; Martínez Catalán et al., 2002, 2007, 2009), como la que flanquea a la UMT por el O (Llana-Fúnez, 2001).

Las direcciones de la extensión obtenidas en este estudio (ver Cap. 8), en otros sectores dentro de los complejos alóctonos, y en la Zona Centroibérica, indican un vector de flujo paralelo al trazado

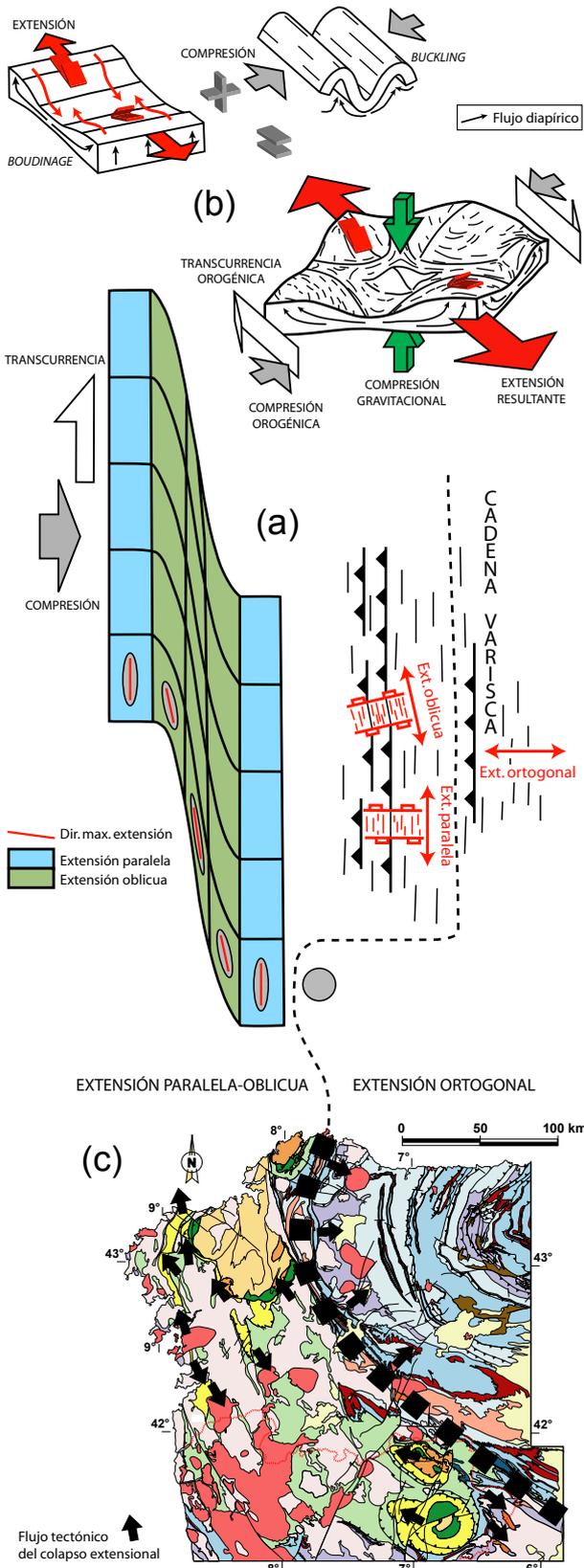


Fig. 6.11- (a) Modelo de un cizallamiento transpresivo dextro. Se incluyen las direcciones de máximo estiramiento resultantes y su distribución en una cadena lineal con un trazado ortogonal a la convergencia continental. (b) Esquema de la interferencia en domos y cubetas resultante de la superposición de pliegues formados por *buckling* y *boudinage* y adelgazamiento cortical. Ambos mecanismos por separado pueden activar un flujo diapírico. (c) Vectores del colapso extensional en el NO del Macizo Ibérico (basado en Fig. 1.3). Se indican los dominios con flujo perpendicular a la cadena y aquellos con flujo paralelo a oblicuo. Datos de este estudio (UMT) y de *Ribeiro et al.* (1990), *Villar Alonso* (1990), *Escuder Viruete et al.* (1994), *Escuder Viruete* (1999), *Díez Balda et al.* (1995), *Marques et al.* (1996), *Martínez Catalán et al.* (1996, 2002, 2003, 2009), *González Cuadra et al.* (2006), *Díez Montes* (2007), *Gómez-Barreiro* (2007), *Gómez-Barreiro et al.* (2007, en prensa) y *González Cuadra* (2007).

de la cadena, o subparalelo con una dirección antihoraria respecto de ella (*Ribeiro et al.*, 1990; *Villar Alonso*, 1990; *Escuder Viruete et al.*, 1994; *Escuder Viruete*, 1999; *Díez Balda et al.*, 1995; *Marques et al.*, 1996; *Martínez Catalán et al.*, 1996, 2002, 2009; *González Cuadra et al.*, 2006; *Díez Montes*, 2007; *Gómez-Barreiro*, 2007; *Gómez-Barreiro et al.*, 2007, en prensa; *González Cuadra*, 2007). Es difícil explicar esas direcciones sólo por gradientes gravitatorios en una cadena lineal. Pero pueden entenderse si además de los gradientes gravitatorios persiste en la cadena un régimen compresivo, debido a que la convergencia de placas no ha cesado, y éste incluye una componente transcurrente.

En tal caso, la componente gravitatoria tendería a producir extensión normal a la cadena, la componente normal de compresión tendería a extenderla longitudinalmente, y una componente transcurrente dextra imprimiría una elongación máxima oblicua en sentido antihorario respecto a la cadena (Fig. 6.11a). La dirección de máxima extensión en cada punto dependerá de la importancia relativa local de cada uno de esos factores, que está condicionada por los gradientes gravitatorios locales y la partición de la deformación asociada a la convergencia.

La Fig. 6.11b muestra cómo la interacción de los mecanismos propuestos puede desarrollar

las estructuras observadas, y cómo éstas se retroalimentan unas a otras a lo largo del proceso. La compresión ortogonal pudo haber iniciado inestabilidades por *buckling*, aprovechadas para localizar las estructuras diapíricas. También pudo generar el *boudinage* de ciertos niveles corticales, favoreciendo el flujo cortical y habilitando espacio hacia donde canalizarlo. La asociación de ambos mecanismos provocaría el patrón en domos y cubetas característico.

En la UMT, se ha identificado un cambio en la dirección del flujo extensional en la culminación actualmente ocupada por la granodiorita de Caldas de Reis, y que resulta de la interferencia de un sinforme longitudinal con un antiforme transversal. Eso sugiere que el flujo extensional en este sector debió activarse en primer lugar por un proceso de *boudinage* en dirección N-S en la corteza media e inferior, que formaría el antiforme, tras el cual, la compresión E-O activaría el *buckling* que nucleó el sinforme. La combinación de acortamiento y extensión horizontales con el flujo diapírico puede explicar que los domos no exhiban un patrón de flujo radial o excéntrico, y que incluso doblen los vectores de flujo extensional.

Las direcciones de flujo extensional en la Zona Asturoccidental-leonesa son ortogonales al trazado de la cadena (*Martínez Catalán et al., 2003*), y responden esencialmente a su colapso gravitatorio. El cambio en los patrones de extensión puede reflejar la amortiguación de la convergencia transcurrente lejos de los límites de las placas colisionantes.

El modelo cinemático propuesto puede ser utilizado como un indicador indirecto del estado de esfuerzos global durante el colapso gravitatorio. Según él, el colapso extensional de la cadena varisca en el NO del Macizo Ibérico es compatible con la continuación de la convergencia acompañada de una componente en dirección dextra.

Capítulo 7

Análisis macroestructural III: tectónica transcurrente

- La cizalla transcurrente de Malpica-Tui
- La fracturación tardía

7.- ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL III: TECTÓNICA TRANSCURRENTE

7.1- La cizalla transcurrente de Malpica-Tui

La UMT está afectada a escala regional por un cizallamiento dextro en dirección. La deformación y estructuras creadas durante su desarrollo determinan el patrón cartográfico alargado del sinforme en el que se preserva la unidad. La zona de cizalla ha sido caracterizada con anterioridad tanto en la zona de estudio como en su prolongación hacia el S en Portugal (*Iglesias y Choukroune*, 1980; *Iglesias y Ribeiro*, 1981; *Ferreira et al.*, 1987; *Llana-Fúnez*, 2001; *Llana-Fúnez y Marcos*, 2001). En los trabajos más recientes ha sido denominada Zona de deformación de Malpica-Lamego, pero en este trabajo se utilizarán las localidades españolas que ocupan sus extremos N y S, Malpica y Tui respectivamente.

7.1.1- Estructuración regional

La principal estructura de la zona de cizalla es un corredor de alta deformación restringido al límite O de la UMT. Incluye a la granodiorita de Baio-Vigo en el S, y hacia el N una banda de ultramilonitización heterogénea de espesor decamétrico (Lám. 7.1a) rodeada por una zona de cizalla heterogénea más amplia pero menos deformada (Fig. 7.1). *Capdevila et al.* (1973) y *Gallastegui* (1993) proponen una participación mantélica y procesos de fusión de la corteza inferior en el origen del macizo granodiorítico de Baio-Vigo, lo que muestra el carácter al menos cortical de la cizalla.

Acompañando a la zona de mayor deformación existen cizallas distribuidas a lo largo de toda la UMT que aíslan dominios menos deformados e indeformados con morfología lenticular (Fig. 7.1), y que muestran el carácter heterogéneo de la deformación (Láms. 3.3c, 3.10c y 3.14e). Su trazado regional sigue dos patrones: transectan oblicuamente a la UMT, o se disponen subparalelas a sus límites. De igual modo, cortan oblicuamente a la granodiorita de Baio-Vigo, produciendo estrangulamientos del macizo granodiorítico a la altura del granito del Confurco, y en el entorno del embalse de Fervenza (Fig. 7.1).

Las bandas de cizalla afectan tanto al conjunto de gneises de la UMT (Láms. 3.2e y 3.7b), como a las rocas del autóctono relativo (Láms. 3.13d y 3.14f) y los granitoides sincinemáticos (Lám. 3.15d). Llevan asociadas el desarrollo de foliaciones de tipo $S_{3,2}$ subverticales (frecuentemente inclinadas hacia el O) paralelas a los planos de cizalla local, y lineaciones de estiramiento L_3 , igualmente paralelas, e inclinadas entre 5° y 15° indistintamente hacia el N o hacia el S. Los pliegues E_1 experimentaron un fuerte aplastamiento sincrónico con ellas, que produjo fábricas de plano axial

subverticales ($S_{3,1}$) (Láms. 3.2e, 3.2f, 3.10c, 3.12f, 3.13d, 3.15c, 4.2c y 4.6c), particularmente donde la UMT es más estrecha. El aplastamiento aumenta hacia los límites estructurales de las cizallas, y condiciona la asimetría del sinforme en que aflora la UMT, la progresiva verticalización de sus flancos, y la inversión que afecta a su flanco O.

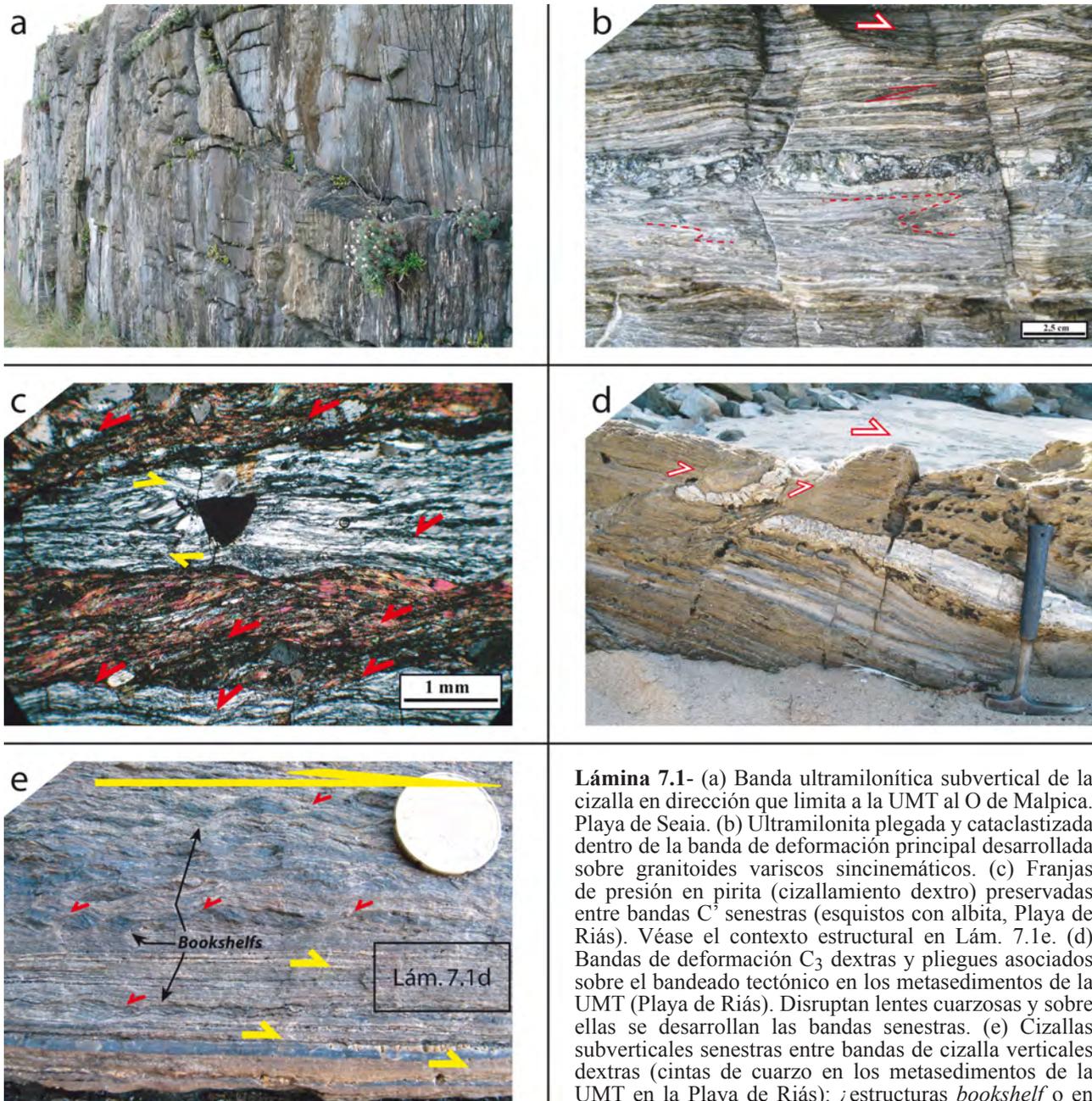


Lámina 7.1- (a) Banda ultramilonítica subvertical de la cizalla en dirección que limita a la UMT al O de Malpica. Playa de Seaia. (b) Ultramilonita plegada y cataclastizada dentro de la banda de deformación principal desarrollada sobre granitoides variscos sincinemáticos. (c) Franjas de presión en pirita (cizallamiento dextro) preservadas entre bandas C^1 senestras (esquistos con albita, Playa de Riás). Véase el contexto estructural en Lám. 7.1e. (d) Bandas de deformación C_3 dexas y pliegues asociados sobre el bandeado tectónico en los metasedimentos de la UMT (Playa de Riás). Disruptan lentes cuarzosas y sobre ellas se desarrollan las bandas senestras. (e) Cizallas subverticales senestras entre bandas de cizalla verticales dexas (cintas de cuarzo en los metasedimentos de la UMT en la Playa de Riás): ¿estructuras *bookshelf* o en dominó dentro de un cizallamiento dextro general?. Se indica la posición de la Lám. 7.1c.

7.1.2- Cinemática general

Iglesias y Choukroune (1980) infirieron la componente no coaxial del cizallamiento a partir de bandas de cizalla discretas subverticales y estructuras S-C en los grandes macizos graníticos sincinemáticos que bordean a la UMT por el O, de las que se recoge una descripción más detallada en Llana-Fúnez (2001).

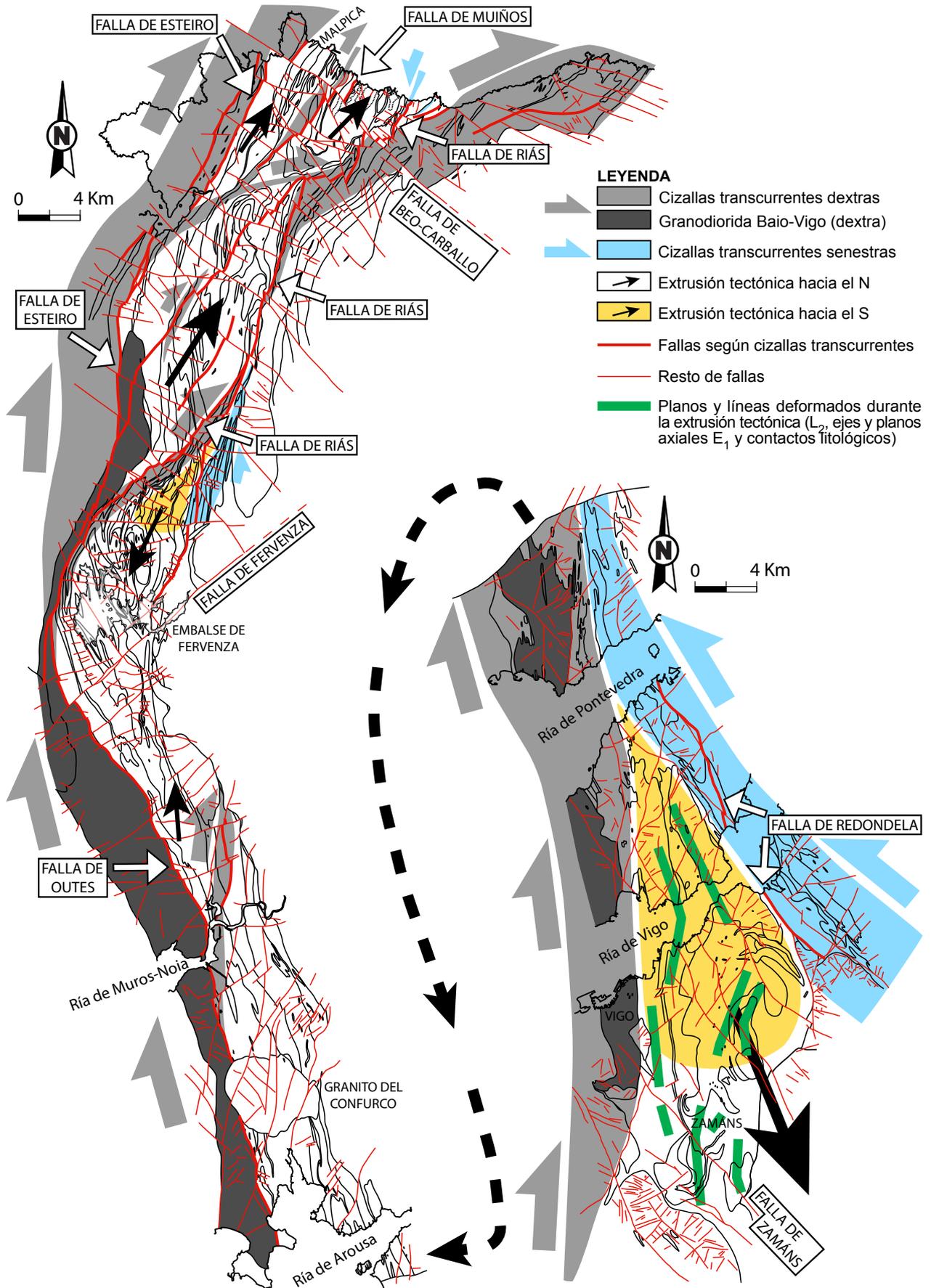


Fig. 7.1- Distribución y cinemática de las zonas de cizalla transcurrentes y fallas en la UMT. El tamaño relativo de las flechas que indica su cinemática señala importancia dentro del sistema en dirección dextro. Un código de colores muestra la cinemática y los sectores sometidos a extrusión.

Los criterios cinemáticos (S-C, C'-S, C', planos S, pliegues asimétricos con ejes verticales, estructuras σ en porfiroclastos y xenolitos y asimetrías en subgranos de cuarzo) reconocibles en la banda ultramilonítica occidental indican consistentemente una cinemática dextra. Los criterios en el macizo granodiorítico de Baio-Vigo (Lám. 3.15e) apoyan la misma cinemática para toda la banda de deformación. Las facies de la banda de deformación ultramilonítica muestran un tránsito desde condiciones de deformación dúctil a frágil-dúctiles mediante el desarrollo en primer lugar de una fábrica ultramilonítica sobre la que se desarrollan pliegues asimétricos de eje vertical, y finalmente bandas de cataclitas distribuidas heterogéneamente (Lám. 7.1b).

Existen tres grandes bandas de cizalla y otras de menor entidad que cortan oblicuamente a la UMT en sus tercios central y septentrional (Fig. 7.1). Todas ellas son equivalentes a megaestructuras C' y su trazado es compatible con un cizallamiento dextro. Para ellas se deduce una componente dúctil de deformación, ya que los contactos de las unidades afectadas están solidariamente reorientados, y las fábricas S_3 están bastante generalizadas. Además, en torno a cada una de las bandas, incluida la zona de cizalla principal, se observa una desviación en la orientación de las foliaciones y lineaciones previas, más acusada cuanto más próximas a las cizallas (Fig. 8.1 en Cap. 8). La reorientación de las foliaciones coincide con su progresiva verticalización y un desarrollo más penetrativo de fábricas S_3 , lo que sumado a lo anterior ofrece un criterio adicional de su cinemática dextra.

La orientación general de las bandas oblicuas cambia progresivamente desde una dirección aproximadamente N-S en el S, a NE en el N, a la vez que el resto de directrices estructurales, como la banda de alta deformación del O de la UMT o la traza del sinforme principal definen el arco Iberoarmórico en la UMT. Donde se unen la banda principal y las oblicuas, la primera se anastomosa en continuidad con las segundas (Fig. 7.1). Por tanto, las bandas C' regionales han debido desarrollarse tras la banda de deformación principal, esencialmente rectilínea. Posteriormente, el conjunto fue doblado solidariamente junto con el resto del cinturón orogénico para formar el oroclinal del Macizo Ibérico (Ries y Shackleton, 1976; Weil et al., 2000). La datación de las fábricas S_3 de estas cizallas (Rodríguez et al., 2003) ofrece una edad máxima para este evento de 300-310 Ma y acota el desarrollo de las estructuras extensionales a 310-340 Ma.

7.1.3- Las cizallas senestras

Además de los movimientos en dirección dextros se reconoce una cinemática senestra (Llana-Fúnez, 2001), especialmente intensa en el límite E de la UMT, en su tercio meridional y sectores aislados del septentrional.

Las cinemáticas dextra y senestra pueden integrarse en un modelo de cizallamiento dextro transpresivo, en el que la granodiorita de Baio-Vigo y la banda ultramilonítica del N habrían concentrado la mayor parte de la componente en dirección y representarían la zona de cizalla de referencia del sistema dextro. La componente compresiva coaxial se manifiesta a través del aplastamiento de los pliegues abiertos gestados durante E_1 , formándose la foliación de plano axial ($S_{3,1}$). A su vez, llevaría asociado el desarrollo de escapes tectónicos locales de la UMT hacia el N, con la cinemática dextra en su límite oriental, o hacia el S, con el desarrollo de un cizallamiento senestro conjugado (Fig. 7.1).

El movimiento en dirección se concentraría en los límites entre la UMT y su autóctono relativo, por representar el despegue extensional una debilidad reológica.

Donde se desarrollan bandas de cizalla C' regionales dexas conjugadas con la principal, se observa también una cinemática senestra en los sectores adyacentes (Fig. 7.1), compatibles con

un modelo de extrusión tectónica hacia el S. Algo similar se observa en el tercio meridional de la UMT, pero allí, la cizalla principal dextra se conjuga con otra senestra en el contacto oriental de la UMT, que produce igualmente la extrusión tectónica de todo este sector hacia el S (Fig. 7.1). La disposición sigmoidal de algunos elementos estructurales en este sector triangular (Fig. 7.1), debe estar relacionada con el movimiento de ambas cizallas.

Por sus condiciones de afloramiento, merece atención la cinemática senestra que parece dominar los afloramientos del límite E de la UMT en la Playa de Riás. La deformación transcurrente incluye una etapa inicial de cizallamiento dextro, seguida de otra que desarrolla una débil deformación a base de bandas C' extensionales senestras distribuidas heterogéneamente (Lám. 4.2d). La etapa dextra se preserva en dominios microestructurales entre las bandas C' senestras (Lám. 7.1c), y en bandas de deformación decimétricas que disruptan al bandeado tectónico visible (Lám. 7.1d), sobre las que se desarrollan a posteriori las pequeñas cizallas senestras. Las cizallas senestras apenas desvirtúan la fábrica anterior, pero representan la mayoría de los criterios cinemáticos reconocibles (Lám. 7.1e), falseando la cinemática dominante.

El trazado de la banda C' regional más septentrional reconocible en la UMT no se paraleliza a su límite E a diferencia del resto de bandas extensionales, sino que continúa cortando oblicuamente a las estribaciones septentrionales del domo de Padrón a través del macizo granítico del Monte Neme. La cizalla desvía las estructuras previas que atraviesa, como el domo en el extremo NO Complejo de Órdenes, y continúa por Punta Langosteira y el macizo granítico del Ferrol, hasta el borde O del Complejo de Cabo Ortegal (Fig. 5.20). Su relación geométrica con la que limita al Complejo de Órdenes por el E, la zona de cizalla de Palas de Rei, apunta al modelo de extrusión tectónica hacia el S propuesto para otros sectores de la UMT, pero a mayor escala.

El patrón resultante es equivalente al de las estructuras de tipo *bookshelf* o en dominó (*Etchecopar, 1977*), en las que cizallas antitéticas se desarrollan entre las bandas que acomodan el grueso de la deformación principal. Esta posición es la que ocupa la banda de deformación senestra de la Playa de Riás, entre la cizalla de mayor rango que transecta al domo de Padrón y la prolongación hacia el NE de la cizalla de Muiños o la banda principal que limita a la UMT por el O (Fig. 7.1). Observaciones locales en la Playa de Riás indican que este modelo se cumple a pequeña escala (Lám. 7.1e).

7.1.4- Implicaciones de la tectónica transcurrente

La cizalla de Malpica-Tui refleja la continuación de la convergencia dextra invocada para el modelo de colapso gravitatorio. El desarrollo de sistemas en dirección a escala cortical refleja el estado reológico de la corteza tras el reajuste térmico y gravitatorio provocado por las estructuras extensionales. La rigidez adquirida tras el enfriamiento parcial favorece que zonas mecánicamente débiles concentren la deformación durante esta etapa. Los domos migmatíticos y las superficies de despegue actuarán como elementos conductores de la deformación transcurrente, tanto por su comportamiento aún dúctil en el caso de los domos, como por la debilidad mecánica en el de los despegues.

La evolución del modelo extensional de domos y cubetas culmina con el aplastamiento causado por la tectónica transcurrente. Es probable que ambos procesos, interpretados clásicamente como eventos separados, sean de hecho continuos, desarrollando un estilo estructural acorde con el estado reológico de la cuña orogénica en cada momento pero bajo un campo de esfuerzos regional similar de convergencia de placas oblicua. Los grandes domos han podido evolucionar constantemente adaptándose al estado de esfuerzos local en cada momento.

7.2- La fracturación tardía

Buena parte de las zonas de cizalla dúctiles en dirección han sido reactivadas y/o presentan una evolución hacia grandes fallas subverticales frágiles. Su trazado está condicionado por las cizallas, resultando que una parte del registro dúctil queda enmascarado. Así, la mayoría de los límites tectónicos que hoy se reconocen en la UMT son de carácter frágil y tardío.

Existen varias familias de fracturas que se han agrupado en dos conjuntos: las que se acomodan a las cizallas dúctiles en dirección y las que no (Fig. 7.1).

Entre las primeras destacan las fallas de Riás, Muiños, Redondela, Esteiro y Outes. Para algunas se ha observado una transición entre la deformación dúctil y la frágil. Un ejemplo son las cataclasitas desarrolladas sobre las ultramilonitas de la banda de deformación occidental (Lám. 7.1b). Se asumirá que las fallas de este grupo se formaron durante los últimos estadios de evolución de los sistemas en dirección, sin descartar que hayan podido ser reactivadas.

Entre las de dirección no coincidente con las bandas de cizalla destacan las fallas de Beo-Carballo, Fervenza y Zamans. Son oblicuas y cortan a todas las estructuras anteriores, incluidas las fallas del primer grupo. Sus direcciones son NE-SO y NO-SE, con variaciones en cada segmento regional y alguna excepción más norcada o más próxima a un rumbo E-O (Fig. 7.1). Han sido relacionadas con el desarrollo de cuencas sedimentarias terciarias en otros sectores de Galicia (*Santanach*, 1994; *Ferrus Piñol*, 1994), y en general, con una tectónica alpina de carácter intracontinental asociada a una compresión N-S (*Boillot y Malod*, 1988; *Álvarez-Marrón et al.*, 1997; *Gallastegui*, 2000; *Llana-Fúnez*, 2001).

La falla de Zamans (Fig. 7.1) tiene un trazado rectilíneo con dirección NO-SE. Es subvertical y produce la sustracción parcial del anticlinal tumbado más septentrional que afecta a los ortogneises peralcalinos en Zamans, y destaca su relación espacial y probablemente genética con las facies de gneises peralcalinos radiactivos (*Floor*, 1966). Podría tener una componente en dirección pero su salto puede explicarse con una falla normal que hunde su labio N.

La falla de Redondela define parte del límite oriental de la UMT en el S (Fig. 7.1). Su trazado rectilíneo se ajusta a las directrices estructurales de la tectónica de desgarre. Produce la sustracción del contacto basal de la UMT al S de la Ría de Vigo, y de los ortogneises graníticos inferiores (Fig. 5.10). De la relación entre las unidades a ambos lados se deduce un hundimiento del labio O, quizás con una componente de movimiento senestra. Existen otras fallas asociadas que confluyen hacia ella, pero sus direcciones coinciden con las fracturas NO-SE que cortan a los patrones de la tectónica transcurrente. Tal vez hayan sido reactivadas durante el ciclo alpino, o fueron desarrolladas exclusivamente en él.

Las falla de Outes en el sector central, la de Esteiro en el septentrional, y una parte de la de Riás marcan el límite occidental de la UMT (Fig. 7.1). Las dos primeras definen una falla inversa de alto ángulo cuyo bloque occidental se superpone al oriental. No se han encontrado evidencias de una componente en dirección en su movimiento. Su desarrollo es inmediatamente posterior a la tectónica de desgarre dúctil, con la que comparten un mismo trazado arqueado. El paralelismo con los patrones estructurales previos dificulta la evaluación de su salto en la vertical, aunque podría llegar a ser de varios kilómetros.

La falla de Fervenza corta a los patrones de interferencia de pliegues de la UMT (Fig. 7.1). Su trazado rectilíneo mantiene una dirección NE-SO, y los contactos de las unidades a las que afecta indican que se trata de una falla normal de alto ángulo que hunde su labio N. El salto neto también incluye una componente en dirección, senestra, reconocible por el desplazamiento de la falla de

Outes y del contacto subvertical de un granitoide varisco postcinemático (Alto de Banza y La Ruña). El desplazamiento de cada contacto depende de su inclinación previa, siendo menor en los contactos occidentales, más verticalizados, que en los orientales, más tendidos. Esta fractura lleva asociado un dique de cuarzo, no representado en la cartografía, de espesor decamétrico y un enjambre de diques menores en torno a él. Entre los bloques de la falla se preserva un cuerpo almendrado de ortogneises peralcalinos cataclastizados.

El extremo septentrional de la UMT queda separado del resto mediante la falla de Beo-Carballo (Fig. 7.1). Su trazado rectilíneo en planta mantiene una dirección constante NO-SE. Apenas enmascara a la estructuración previa y, al igual que la falla de Fervenza afecta a todas las fracturas subparalelas a las cizallas transcurrentes. Su cinemática es en dirección y dextra, aunque probablemente incluye movimientos en la vertical que hundan su labio N. Donde afecta a los micaesquistos de la Lámina Superior, éstos han sido alterados produciendo yacimientos de arcilla, que son explotados y utilizados como materia prima en la industria cerámica y alfarera de la localidad de Buño.

La falla de Riás tiene un trazado curvilíneo en planta condicionado por el de la banda regional dúctil dextra que transecta oblicuamente el tercio septentrional de la UMT (Fig. 7.1). Produce una notable sustracción y desplazamiento regional de diferentes flancos y charnelas de los pliegues. En el Cap. 5 puede encontrarse una evaluación de su cinemática, compatible con las observaciones puntuales en la zona de falla. Incluye un salto en la vertical que hunde su labio N, y otro dextro en dirección. Paradójicamente, esta cinemática no es la de los criterios que se observan localmente en la Playa de Riás. Allí, el segmento E de la zona de falla, el único que aflora, incluye harinas y una brecha tectónica de al menos 2 metros de espesor (Lám. 7.2a). Dentro de ella se preservan bloques métricos de cuarzo en los que se observa una cinemática senestra y una lineación de estiramiento de baja inmersión (Lám. 7.2b), a la que se superpone una tenue lineación más verticalizada (Lám. 7.2c). Dentro de la matriz cataclástica los criterios cinemáticos son igualmente senestros (Lám. 7.2d), y coexisten con la alineación de fragmentos y con débiles lineaciones y/o estrías en el cuarzo tanto subhorizontales como subverticales (Lám. 7.2e). Estas observaciones indican una componente senestra que alterna con movimientos en la vertical, y que finalmente hunde su labio O. No se descarta que la cinemática senestra refleje sólo el movimiento final dentro de una evolución prolongada no preservada (varisca y/o alpina) o una partición de la deformación en la zona de falla.

Los afloramientos de la ensenada dos Muiños han despertado clásicamente el interés de quienes han trabajado en la UMT. En ella se han descrito dos tipos de estructuras, la falla de Muiños, que separa un macizo de ortogneises graníticos miloníticos verticalizado al O, del contacto de éstos con las Anfibolitas de Cambre. En el contacto se desarrolla un conjunto de pliegues acostados con ejes curvos (N140°-180°E) y planos axiales levemente inclinados hacia el SO (N140°-150°E/15°-25°S (Lám. 7.2f). En trabajos anteriores los pliegues han sido atribuidos a un cabalgamiento situado inmediatamente al O (Alonso y González, 1982), al flanco inverso de un pliegue tumbado mayor (Llana-Fúnez, 1997, 2001), o integrados en la zona de cizalla que superpuso la Lámina Superior sobre la Inferior (Rodríguez Aller, 2005). Las interpretaciones primera y última están muy influidas por las charnelas curvas de los pliegues. Pero no se trata de pliegues en vaina, y la curvatura se justifica por el desarrollo de pliegues no cilíndricos en torno a cuerpos rígidos elipsoidales (Marques y Cobbold, 1995), como son las abundantes lentes de metabasitas que caracterizan el afloramiento.

Hay tres hechos clave para la interpretación de los pliegues: que doblan al despegue basal de la Lámina Superior, como revela la cartografía de su trazado, que doblan a la fábrica S_2 en los ortogneises, y a la lineación de estiramiento asociada, y que no se trata de pliegues intrafoliares. En conclusión, son posteriores a los pliegues tumbados y al despegue extensional de Bembibre-Ceán.

La fase de deformación C_3 se desarrolla en la UMT con posterioridad a la tectónica extensional, pliega con intensidad variable a las foliaciones y lineaciones previas, se relaciona con bandas de

cizalla transcurrente discretas y en última instancia con fallas que operan sobre ellas. Todos estos requisitos se cumplen en el entorno próximo de la ensenada dos Muiños. En cambio, la orientación de los pliegues no es la adecuada, pues las estructuras C_3 tienen los planos axiales subverticales. Una posibilidad es que se trate de pliegues C_3 transportados en el bloque hundido de la falla de Muiños, que habrían rotado adaptándose al contorno arqueado de la superficie de falla, manteniendo las relaciones de oblicuidad originales entre sus planos axiales y la falla (Fig. 7.2). Este modelo requiere cambios en la inclinación de la falla.

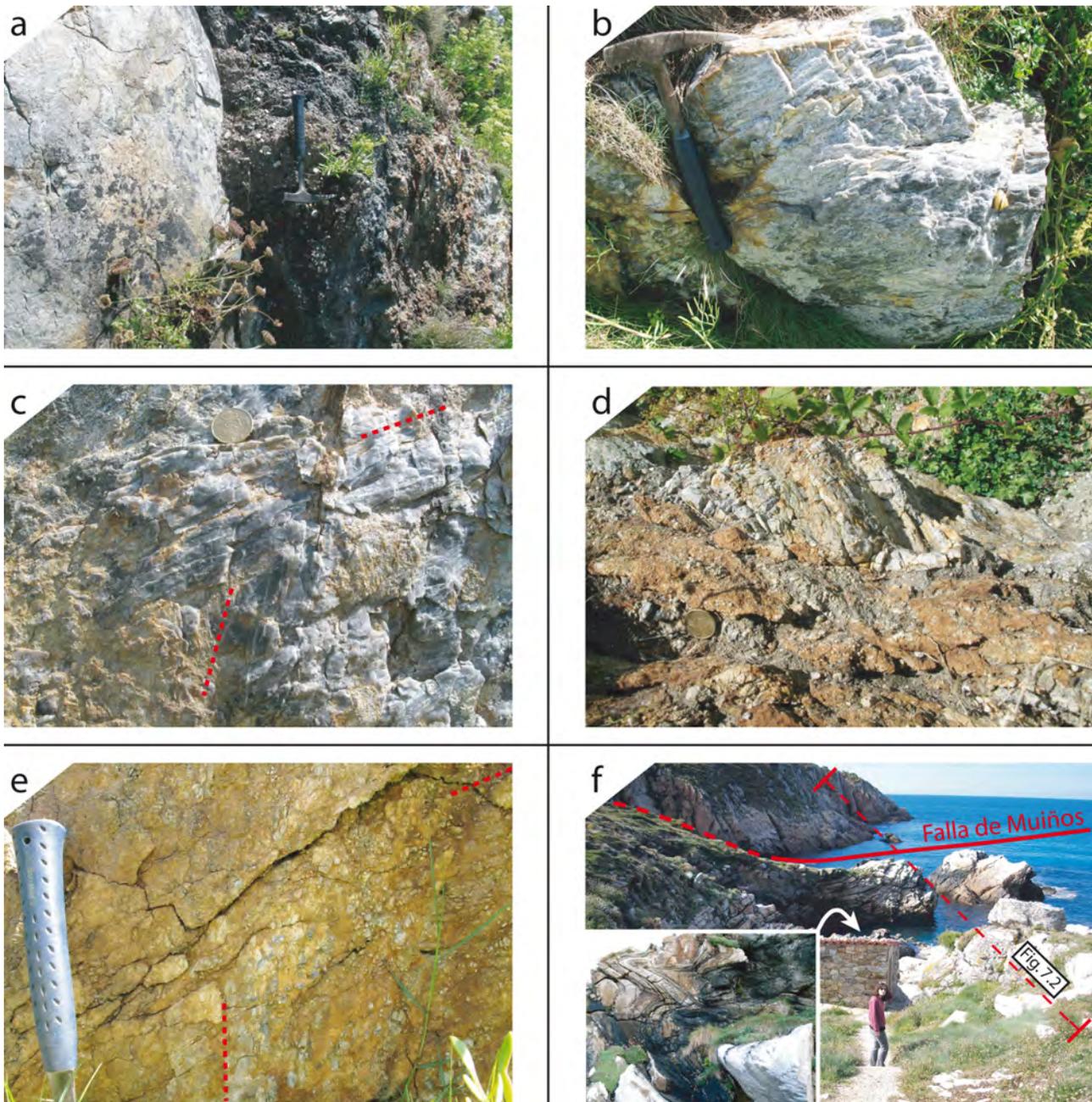


Lámina 7.2- Estructuras en las fallas de Riás (a-e) y de Muiños (f). (a) Brecha tectónica y harinas de falla. Dominio Esquistoso al E (izquierda). Playa de Riás. (b) Bloques de cuarzo resistentes entre brechas y harinas. Lineación de estiramiento con baja inmersión (N35-60°E/25-45°N). Cinemática senestra. El plano de la foto equivale al de falla. (c) Lineaciones de baja inmersión y subverticales dentro de un mismo bloque de cuarzo. El plano de la foto equivale al plano de falla (N20-30°E/70-80°O). N a la izquierda. (d) Brechas y harinas de la falla que marcan una cinemática senestra. El plano de la foto es subhorizontal. (e) Fragmentos alineados y lineación subverticales (centro) en los planos de falla de las brechas. Obsérvense también otras subhorizontales (derecha). (f) Localización de la falla de Muiños y pliegues acostados en la ensenada dos Muiños de Ceán.

La falla de Muiños es paralela y coincide con una de las cizallas dúctiles transcurrentes. Continúa por el S hasta unirse a la que corta oblicuamente a la UMT y se prolonga hasta el Complejo de Órdenes. Esta falla produce el desmembramiento de una zona de charnela sinclinal (sector 25, Fig. 5.18a), a partir del cual se puede inferir al menos un hundimiento de su labio oriental, probablemente acompañado de un salto en dirección dextro. La falla sigue un trazado rectilíneo hasta sus sectores próximos a la costa, donde adquiere un patrón curvilíneo en planta cóncavo hacia el E (Fig. 5.18a). De ello se deduce que su inclinación cambia de vertical a inclinada al E hacia el N, insinuando una geometría escalonada. El cambio de inclinación guarda relación directa con la distribución de los pliegues acostados de Muiños, dando pistas sobre su asociación genética.

En capítulos anteriores se ha mencionado la generación de pliegues tardíos con planos axiales subhorizontales en todas las litologías caracterizadas. Interfieren con los pliegues C_3 , presentan una disposición en cascada según una envolvente planar subvertical o de alto ángulo y aparecen frecuentemente en las proximidades de fracturas (Lám. 3.5b). La estructura local de la ensenada dos Muiños se ajusta a estos parámetros. Por ello, se propone la formación de estos pliegues acostados por acortamiento vertical en el bloque hundido de la falla de Muiños en una zona de rampa (Fig. 7.2). Puede tratarse tanto de pliegues C_3 rotados y aplastados, como de pliegues de nueva generación.

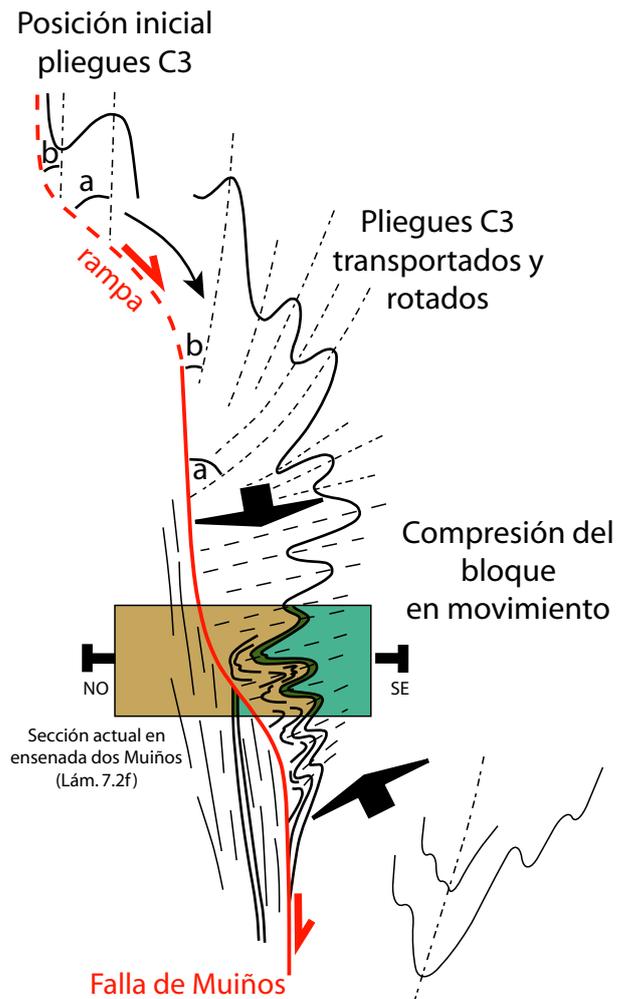


Fig. 7.2- Modelos de desarrollo de los pliegues acostados de la ensenada dos Muiños en relación a la morfología en llano y rampa de la falla de Muiños. En la mitad superior, rotación de pliegues C_3 que ocupaban una zona de rampa, manteniendo en el proceso sus relaciones angulares iniciales (a y b). En la mitad inferior, desarrollo de nuevos pliegues o aplastamiento de los previos por compresión subvertical del bloque hundido durante su movimiento en una zona de rampa.

Capítulo 8

Evolución cinemática de las unidades basales

- La lineación: bases para su interpretación en zonas de basamento
- Las lineaciones y los pliegues de la UMT:
 - restitución de elementos estructurales y flujo tectónico
- Evolución cinemática de las unidades basales

8.- EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS UNIDADES BASALES

La presencia de familias de lineaciones con direcciones diferentes en los cinturones orogénicos es un hecho común, y son numerosas las situaciones que pueden explicarlas (*Vachez y Nicolas, 1991; Neves et al., 2005* y referencias incluidas).

En este capítulo se analizan las familias de lineaciones reconocidas con tres objetivos: deducir el movimiento relativo entre las placas durante la colisión varisca, establecer su influencia en la distribución de los dominios paleogeográficos que la integran, y comprender los mecanismos que condujeron su construcción y evolución.

8.1- La lineación: bases para su interpretación en zonas de basamento

En geología, se denomina lineación a cualquier rasgo linear penetrativo dentro de un volumen de roca (*O'Learly et al., 1976*). Particularmente interesantes en geología estructural son las que resultan de un proceso de deformación, las lineaciones tectónicas, que pueden clasificarse en geométricas, minerales y de estiramiento (*Ramsay, 1967; Hobbs et al., 1976; Price y Cosgrove, 1990; Twiss y Moores, 1992; Passchier y Trouw, 1996*).

Las lineaciones de tipo geométrico pueden ser de crenulación y de intersección. Las de crenulación están formadas por las charnelas de micropliegues, mientras que las de intersección se forman por la interferencia espacial de dos familias de planos, bien de origen primario (p. ej. estratificación) o tectónico (foliaciones). Ambas ofrecen información útil para caracterizar la geometría de las estructuras con las que se asocian, como la orientación de ejes de plegamiento, y no tienen a priori ninguna connotación cinemática.

Las lineaciones minerales y de estiramiento se desarrollan por la alineación estadística de minerales, agregados minerales, clastos, fósiles, y en general cualquier constituyente de una roca. Ambas suelen coincidir, y a menudo son tratadas como indicadores estructurales equivalentes. Se generan por (1) cambios de forma por deformación dúctil (*Lisle et al., 1983; Paterson, 1983; Freeman y Lisle, 1987*), (2) reorientación de objetos rígidos en una matriz homogénea (*Ferguson, 1979; Ildefonse et al., 1992; Ježek et al., 1994, 1996*), (3) crecimiento de minerales paralelos a la dirección de máxima elongación (*Vernon, 1987*), y (4) cambios en la forma por disolución, precipitación y difusión (*Bell y Cuff, 1989*). Las lineaciones minerales suelen formarse paralelas a la dirección de máxima elongación, pero también pueden hacerlo perpendicularmente, sin que el estiramiento participe en este proceso. Este hecho y la variedad de mecanismos propuestos indican que ambas deben ser tratadas por separado, usando una clasificación descriptiva para evitar connotaciones genéticas (*Piazolo y Passchier, 2002*). Sólo cuando se puede establecer que las lineaciones minerales se han formado por estiramiento, pueden integrarse con éstas para la interpretación cinemática. En

este trabajo no se observaron diferencias entre las orientaciones de ambas lineaciones, pero se ha optado por la de estiramiento como indicador tectónico más fiable.

8.1.1- La lineación de estiramiento y la dirección y sentido de transporte tectónico

Las lineaciones de estiramiento se consideran buenos indicadores de la dirección de elongación finita o eje X del elipsoide de la deformación (Ramsay y Huber, 1983), y se asume que están integradas en la foliación. Los planos de foliación se interpretan como los de máximo aplastamiento, o plano XY del elipsoide de deformación que, en cizallamiento simple, comienza a desarrollarse a unos 45° del plano de cizalla y rota progresivamente hacia él a medida que aumenta la deformación interna (Passchier y Trouw, 1996). Las lineaciones de estiramiento son herramientas fiables para determinar la dirección de transporte tectónico (Sutton y Watson, 1955; Ramsay, 1958; Escher y Watterson, 1974; Nicolas et al., 1977; Ellis y Watkinson, 1987; Peterson y Robinson, 1993; Shackleton, 1993). Shackleton y Ries (1984) propusieron que las lineaciones de estiramiento son un indicador de primer orden del movimiento relativo de placas, pero enfatizaron que sólo un trabajo estructural detallado permite entender dichos movimientos.

La relación entre la dirección de transporte y la lineación de estiramiento es estrecha cuando en el régimen deformativo domina la componente de cizalla simple (Berthé et al., 1979; Simpson y Schmid, 1983), esto es, en las zonas de cizalla con geometría monoclinica, sometidas a un flujo deformativo estable (segmentos de cizalla Y_1 de Passchier, 1998). En regímenes transpresivos o transtensivos esta relación puede no cumplirse (Tikoff y Greene, 1997; Fossen y Tikoff, 1998), especialmente cuando domina una componente de cizallamiento puro (segmentos de cizalla X_1 de Passchier, 1998), al igual que en las zonas de simetría triclinica (Gilotti y Hull, 1993; Lin et al., 1998; Iacopini et al., 2007), o en las zonas con flujos no estables y/o heterogéneos (Jiang y Williams, 1998), en las que la lineación de estiramiento no es paralela a la dirección de transporte tectónico.

En la naturaleza dominan las zonas de cizallamiento general y simetría monoclinica, en las que se mezclan la deformación coaxial y el cizallamiento simple (Simpson y De Paor, 1993; Schmid, 1994; Means, 1995; Jiang y Williams, 1998; Passchier, 1998). Su distinción de aquellas con simetría triclinica, que suelen llevar una componente de transcurrencia, es posible desde un punto de vista teórico, pero resulta difícil en la práctica. En la mayoría de los casos, los valores absolutos que determinan la geometría final de una cizalla (valores de cizalla, ángulo de oblicuidad, etc.) se desconocen o son altamente especulativos. Pero en una deformación progresiva, la orientación de la lineación de estiramiento respecto a la dirección de cizallamiento es muy similar para cizallas con simetría global triclinica (Lin et al., 1998; Iacopini et al., 2007) y monoclinica (Passchier, 1998). La lineación de estiramiento tiende a aproximarse al plano de cizallamiento, y muestra un notable grado de paralelismo con la dirección de la componente de cizallamiento simple, siempre que ésta sea la dominante.

La dirección de transporte tectónico puede obtenerse independientemente de la lineación de estiramiento, a través de criterios cinemáticos tales como sistemas asimétricos de porfiroclastos, peces de mica, bandas de cizalla, etc. Los polos de sus mejores secciones ortogonales (en las que mejor se observa su asimetría) ofrecen una buena aproximación a los vectores de vorticidad (Hanmer y Passchier, 1991), mediante los cuales se puede determinar la dirección y sentido de desplazamiento o transporte tectónico (Robin y Cruden, 1994). El problema es que la localización en los afloramientos de las mejores secciones ortogonales está sujeta a un amplio margen de error, que se reduce usando como referencia la foliación y la lineación de estiramiento.

La idea clásica de que la lineación de estiramiento es casi paralela a la dirección de transporte tectónico en cizallas con deformación no coaxial dominante es una asunción razonable y aplicable a escala regional, y ha sido utilizada en este trabajo. Los eventos tectónicos principales identificados en la UMT (subducción, cabalgamiento dúctil, emplazamiento sobre dominios adyacentes en el margen continental, colapso extensional y tectónica transcurrente) evidencian el dominio de una componente de deformación no coaxial, permitiendo asumir que la lineación de estiramiento asociada representa la mejor aproximación a la dirección de transporte tectónico.

8.1.2- Relaciones con el plegamiento

La dirección de los ejes de los pliegues puede obtenerse de las lineaciones de crenulación e intersección a escala local, y también, a mayor escala, a partir de los patrones de interferencia cartográfica. Los ejes de los pliegues pueden no coincidir con las direcciones de flujo tectónico (Ghosh, 1966; Cobbold y Quinquis, 1980), y su geometría puede estar fuertemente controlada por una anisotropía previa (Cobbold y Watkinson, 1981).

En los pliegues similares *sensu stricto* (clase 2 de Ramsay, 1967) las “capas” se comportan de forma teóricamente pasiva y no influyen en la estructura de plegamiento (Donath, 1962; Ramberg, 1963; Donath y Parker, 1964; Ramsay, 1967), al contrario que en el caso de los pliegues de tipo paralelo (clase 1 de Ramsay, 1967), en los que la reología de las capas competentes afectadas juega un papel activo.

Sin embargo, los pliegues similares reales se desarrollan por una combinación de *buckling* y una componente de cizalla simple que produce una amplificación progresiva de los pliegues e irregularidades inicialmente gestadas (Ramsay, 1962; Ramsay, 1967). La asimetría de los pliegues puede ser producto del cizallamiento heterogéneo superpuesto, pero también pueden formarse con una asimetría inicial (Price, 1967; Treagus, 1973; Anthony y Wickham, 1978), acentuada después por el cizallamiento. El *buckling* puede darse con independencia del cizallamiento dominante, pero se ve favorecido cuando la anisotropía es oblicua al plano de cizallamiento simple en un contexto de cizallamiento general (Ghosh, 1966; Ez, 2000; Carreras et al., 2005).

El análisis de los pliegues, especialmente los similares, debe ir unido al de las fábricas tectónicas asociadas, pues son éstas las que suministran la cinemática bajo la cual éstos se formaron. No obstante, cuando se trate de los pliegues de primer orden para un evento tectónico concreto, su asimetría puede usarse como un marcador cinemático fiable, quizás el de mayor relevancia, para establecer el sentido de giro del vector de vorticidad regional que caracteriza la componente rotacional del cizallamiento general que produce un conjunto de estructuras.

8.1.3- Los atractores de fábrica

La modificación de los patrones estructurales que sucesivas fases de deformación introducen en las anteriores es un hecho documentado, tanto desde un punto de vista teórico (Ramsay, 1967; Escher y Watterson, 1974; Ramsay y Huber, 1987), como práctico (Watterson, 1968; Klaper, 1988; Duebendorfer, 2003). El concepto de “atractor de fábrica”, descrito y desarrollado por Passchier (1997), surge como una forma de abordar el problema de acumulación de fábricas tectónicas en un sector concreto o en estudios regionales.

En cualquier régimen de flujo, las líneas materiales se reorientan hacia los atractores de

fábricas a medida que progresa la deformación, y lo mismo hacen los ejes del elipsoide de formación finita, provocando así la acumulación de foliaciones y lineaciones (Passchier, 1997). El concepto de atractor de fábrica lleva implícita una dimensión temporal. Cuanta más deformación acumule una zona de cizalla, lo que guarda relación con la duración del cizallamiento, mayor será el paralelismo entre sus elementos finales teóricos y los reales observados. También lleva implícita una componente espacial, puesto que la distribución de los gradientes de deformación es heterogénea, y la “atracción” en cada sector será diferente. Como resultado se producirá un gradiente de atracción directamente proporcional al de deformación.

Existen tres situaciones posibles, observables a cualquier escala. (1) Sectores en los que una deformación superpuesta desarrolla una fábrica tectónica que oblitera las preexistentes. Es el caso de las bandas principales de deformación de las zonas de cizalla, normalmente miloníticas, en las que la existencia de fábricas previas puede detectarse mediante un análisis petrográfico, pero cuya geometría y cinemática no pueden establecerse. (2) Sectores donde la fase deformación superpuesta desarrolla una fábrica que resulta de la combinación con las preexistentes. Los ortogneises son una litología muy adecuada para desarrollar fábricas tectónicas suma de varios eventos deformativos (Watterson, 1968). (3) Sectores en los que se preservan las fábricas tectónicas previas. Son característicos de zonas de cizalla inhomogéneas que preservan dominios relativamente poco deformados.

La identificación de cada una de esas situaciones o de los sectores donde se dan pasa por el reconocimiento de relaciones de superposición entre fases de deformación, utilizando las microestructuras asociadas o las paragénesis minerales sincinemáticas. No obstante, varias foliaciones y lineaciones tectónicas se pueden producir en relación con un mismo evento deformativo prolongado en el tiempo (Gray y Mitra, 1999; Potts y Reddy, 1999; Neves et al., 2005). La evolución del evento C_2 en este trabajo representa una situación de este tipo, a la que se puede atribuir una fábrica planolinear en continua evolución (S_2), fruto de la deformación acumulada durante todo su desarrollo.

8.2- Las lineaciones y los pliegues de la UMT: restitución de elementos estructurales y flujo tectónico

8.2.1- Orientación regional de elementos lineares

La Fig. 8.1 muestra la orientación local de los elementos lineares identificados, distinguiendo entre lineaciones de estiramiento y geométricas, en las que se han incluido las de crenulación y las de intersección. Como referencia para describir las variaciones direccionales se usarán los límites de la UMT, y la oblicuidad será expresada en función del ángulo agudo que forman sus direcciones siempre que no sean perpendiculares.

Las lineaciones de estiramiento preservadas en las eclogitas y ortogneises eclogíticos (L_1) tienen una dirección NNE-SSO a NE-SO (Fig. 8.1, flechas azul oscuro), ligeramente oblicua a los límites de la UMT, respecto a los cuales puede establecerse una sistemática relación horaria. Los pliegues intrafoliares sincinemáticos con el desarrollo de S_1 son de tipo similar (Lám. 4.9b), y sus ejes son perpendiculares a la lineación de estiramiento con la que se asocian (Fig. 8.1, flechas azul claro).

Existen tres tipos de lineaciones asociadas a C_2 . Una lineación de crenulación, coincidente a grandes rasgos con la de intersección (ambas denominadas L_{b2}), y una lineación mineral y/o de estiramiento (L_2). Las de tipo geométrico (crenulación e intersección) tienen direcciones NNE-SSO a NE-SO en el tercio meridional, NNO-SSE en el central, y NNE-SSO a NE-SO en el septentrional

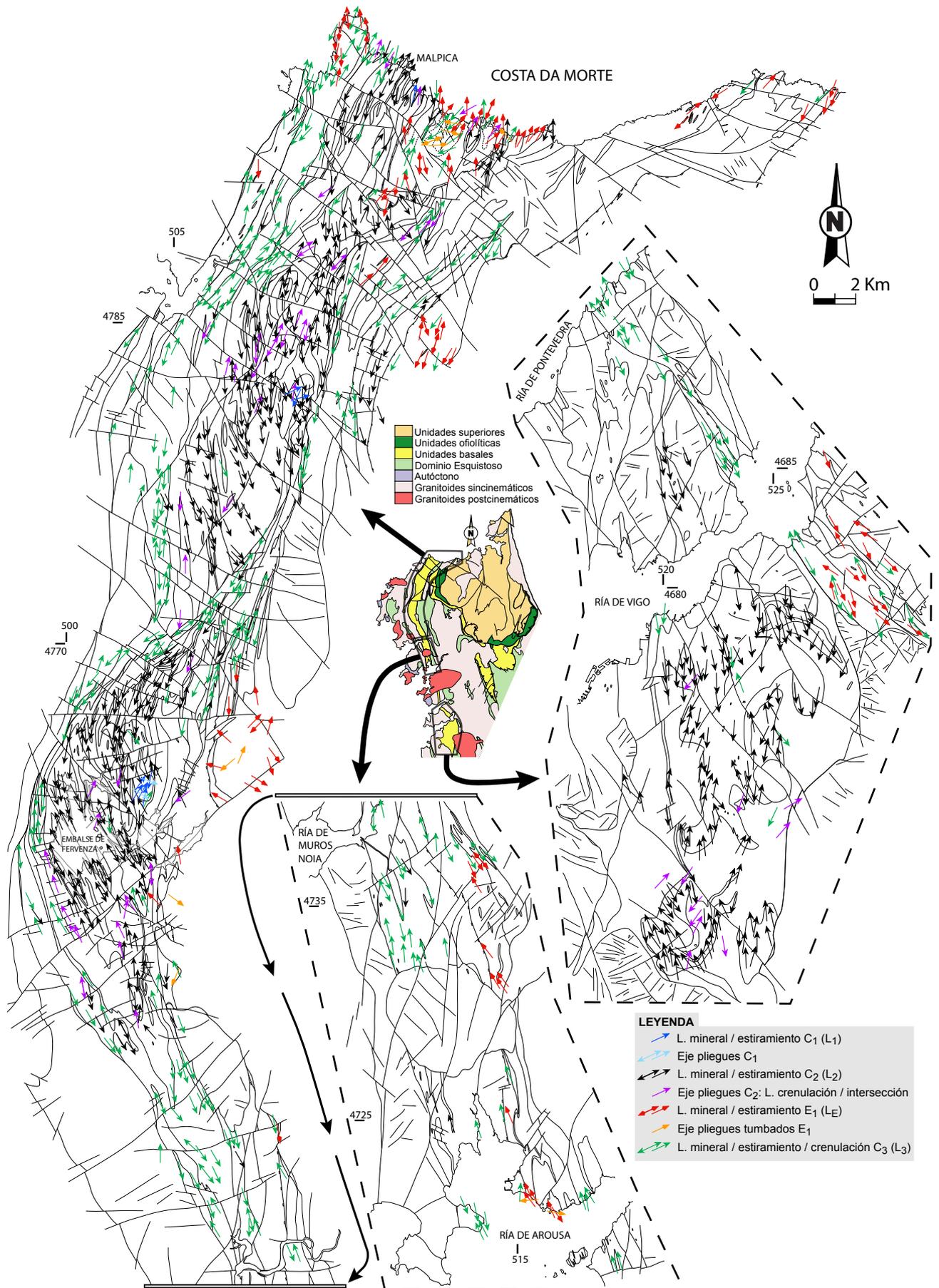


Fig. 8.1- Mapa de lineaciones de la Unidad de Malpica-Tui.

(Fig. 8.1, flechas moradas). Indican la orientación de los ejes del plegamiento recumbente que caracterizan la parte final de C_2 , y coinciden con la orientación de los ejes de pliegues mayores que puede deducirse de la cartografía (Figs. 5.9c y 5.16). Representan la intersección de la foliación de plano axial S_2 con cualquiera de las fábricas planares preexistentes, o su microplegamiento. Las fábricas previas son la foliación S_1 , las fábricas S_2 iniciales asociadas al cabalgamiento de Fervenza, y el bandeado composicional original.

Para los pliegues C_2 puede asumirse una geometría aproximadamente similar (Ramsay, 1962, 1967), que en el caso de los mayores se aprecia en los cortes geológicos basados en la cartografía y que se completa con observaciones *in situ* de las estructuras menores.

La lineación de estiramiento asociada a C_2 (L_2) abarca un abanico de orientaciones de unos 90° , desde NO-SE hasta NE-SO, pasando por direcciones N-S (Fig. 8.1, flechas negras). Muestran una reorientación hacia los planos del cizallamiento de las bandas transcurrentes C_3 , al igual que las foliaciones S_2 en que se integran, las cuales a su vez muestran verticalización e inversión. La reorientación se produce en sentido horario en el caso de las cizallas dexas y antihorario en las senestras, y aumenta con la proximidad a las bandas de cizalla transcurrente.

En resumen, los ejes de los pliegues recumbentes C_2 se disponen subparalelos o con una oblicuidad horaria respecto de los límites de la UMT en sus sectores meridional y septentrional, y subparalelos en el central. Las lineaciones de estiramiento se disponen estadísticamente paralelas a esos límites, pero con fuertes oblicuidades horarias y antihorarias en función de la cinemática de las bandas de cizalla transcurrente y de la posición respecto a ellas. En todos los casos, la relación angular de los ejes de pliegues con la lineación de estiramiento L_2 varía de perpendicular a definir un ángulo agudo en una dirección norteada, aumentando el grado de ortogonalidad cuando la reorientación de la lineación de estiramiento por las cizallas C_3 es menor. En estos casos, la ortogonalidad entre L_2 y los límites de referencia aumenta.

La relación angular de la lineación de estiramiento L_1 con respecto a su homóloga L_2 varía de horaria a perpendicular en el caso de los ortogneises eclogíticos y sus lentes de eclogitas respecto de los ortogneises miloníticos que los rodean. Sin embargo, las lineaciones en las eclogitas de tamaño métrico e incluso decamétrico no incluidas en los gneises eclogíticos son subparalelas a las de sus encajantes, aunque en algún caso se observa cierta oblicuidad horaria.

Las lineaciones de estiramiento de la tectónica extensional (L_E) abarcan direcciones NE-SO hasta NO-SE, pasando por la N-S (Fig. 8.1, flechas rojas). Localmente pueden observarse lineaciones próximas a la E-O, aunque dentro de una tendencia NO-SE (Fig. 6.5c). Su variabilidad direccional es comparable a la de L_2 , y su relación angular con los patrones estructurales de C_3 es frecuentemente antihoraria (Figs. 6.1, 6.4 y 6.5), aunque también se reconocen relaciones de tipo horario a escala de afloramiento (Lám. 3.13e). Es necesario destacar este hecho, pues la tectónica transcurrente controla la orientación de los límites estructurales de la UMT, que es precisamente dónde se encuentran las fábricas extensionales asociadas a sus despegues basales.

Las foliaciones (S_3) y lineaciones (L_3) de la tectónica transcurrente son subparalelas a los límites de las bandas de cizalla en que aparecen, y su orientación depende de la que tenga cada cizalla en particular. La Fig. 7.1 muestra el trazado de las principales bandas de cizalla transcurrentes, y sirve como síntesis de la distribución de orientaciones de las fábricas C_3 .

El tratamiento de los pliegues con planos axiales subverticales asociados a E_1 y C_3 ha de hacerse de forma conjunta, pues el sinforme en que está preservada la UMT es una estructura extensional modificada durante la tectónica transcurrente. Sobre los domos y cubetas iniciales, basta decir que eran pliegues abiertos, de gran longitud de onda en relación con su amplitud. Como resultado de la superposición de C_3 , se observa una evolución, desde la generación de pliegues paralelos (clase 1B)

y baja longitud de onda (Láms. 3.2d y 3.4a), hasta el desarrollo de tipos similares en las zonas de mayor aplastamiento (Láms. 3.2e y 3.12f). Esta evolución es también seguida por el sinforme mayor, que es aún abierto en el tercio S, muy apretado en central y apretado en el N.

8.2.2- Cinemática restituida de las fases de deformación

La Fig. 8.2 sintetiza la evolución de los elementos estructurales lineares y la secuencia de flujos tectónicos en la UMT. Dado que las foliaciones S_1 , S_2 y S_E tenían en origen poca inclinación y que las lineaciones de la fase C_3 son subhorizontales, el mapa refleja bastante bien la evolución. El modelo se ha construido en orden inverso, restituyendo los patrones de reorientación previsibles a partir de la aplicación del concepto de atractor de fábrica (Passchier, 1997) en cada fase de deformación.

Pasaremos de momento por encima la fase E_1 pues sus efectos sobre la UMT se limitan a las partes basales de la Lámina Inferior y a la Lámina Superior (Fig. 8.1). La reorientación que la tectónica C_3 introduce en las lineaciones de estiramiento L_2 (Fig. 8.1) dentro de las bandas transcurrentes las hace inservibles como indicadores cinemáticos. Sólo los dominios alejados de las cizallas suministran información válida, así como el cambio de orientación que experimentan al aproximarse a ellas.

Se deduce un fuerte ángulo inicial entre L_2 y las cizallas transcurrentes, que llega a ser prácticamente perpendicular donde la deformación C_3 es inapreciable. Ángulos menores y el paralelismo entre ambas son el resultado de un gradiente de atracción de fábricas asociado a la partición de la deformación durante C_3 . Ligado a él, cabe esperar texturas de cuarzo (Llana-Fúnez, 2001) y relaciones entre las lineaciones de estiramiento y los vectores de vorticidad propias de flujos tectónicos triclinicos, aunque son el resultado de la superposición de fases con simetría monoclinica. La superposición puede no dejar su impronta mediante el desarrollo de una fábrica tectónica, pero sí lo hará a través de una fábrica cristalográfica en las fases más débiles, como el cuarzo. Eso puede explicar su recristalización en las fábricas pre- C_3 y la presencia de criterios cinemáticos anómalos. Incluso en las zonas más alejadas y menos reorientadas por las cizallas transcurrentes, la lineación tiende a ser oblicua en vez de perpendicular, como consecuencia de una rotación en sendos flancos de un pliegue (Ramsay, 1967), en este caso el sinforme que preserva la UMT.

Al igual que las lineaciones de estiramiento L_2 , los ejes de los pliegues C_2 se paralelizan a las bandas transcurrentes. En la banda C' de Riás se observa una reorientación progresiva de los ejes C_2 (Figs. 5.16 y 8.1) desde direcciones N-S hasta NE-SO. Los patrones de orientación sugieren una dirección N-S original de los ejes C_2 . Más al N, la orientación de los ejes es NNE-SSO, e incluso NE-SO al SE del sinforme de Pazos. Al O y al S del embalse de Fervenza los ejes tienen direcciones N-S a NNO-SSE respectivamente. Todas ellas resultan subparalelas a los límites de la UMT en cada zona.

El tercio meridional de la UMT representa una excepción, pues la orientación de los ejes C_2 allí (NNE-SSO) es oblicua pero en sentido opuesto a las cizallas en dirección que flanquean sus márgenes, y a la dirección local N-S a NNO-SSE de la UMT. La tectónica transcurrente en esta zona produjo una rotación de hasta 45° en sentido horario entre dos cizallas transcurrentes conjugadas (Fig. 7.1), que permite explicar la orientación de los ejes C_2 e inferir para ellos una orientación original N-S a NNO-SSE.

En resumen, la orientación de los ejes de pliegues C_2 a lo largo de la UMT es paralela al trazado de la cadena una vez restituida la deformación superpuesta. El plegamiento C_2 pudo no ser perfectamente cilíndrico, y parte de la dispersión de sus ejes puede ser primaria. Pero el paralelismo estadístico de los ejes de los pliegues C_2 con el trazado de la cadena refleja una tendencia regional

clara. Y lo mismo vale para la fuerte oblicuidad o perpendicularidad de las lineaciones de estiramiento asociadas. Sus relaciones angulares actuales se explican por la mayor o menor reorientación dentro de una zona de deformación transcurrente dextra subparalela a la cadena (Fig. 8.2). Los ejes de los pliegues habrían mantenido a grandes rasgos su orientación original, pues ésta no era muy diferente de la del atractor de fábrica de la zona de cizalla transcurrente. En cambio, las lineaciones de estiramiento pudieron rotar fuertemente en sentido horario, pues formaban un fuerte ángulo con el atractor.

La disposición normal a la cadena de las lineaciones de estiramiento L_2 sugiere, junto con los criterios cinemáticos y la vergencia de los pliegues mayores, una componente de cizalla simple de las partes superiores de la UMT hacia las zonas externas de la cadena (E). Y eso, tanto para los inicios de la fase C_2 , marcados por el cabalgamiento de Fervenza, como para el desarrollo y evolución de los pliegues recumbentes, y para el cabalgamiento de Lalín-Forcarei.

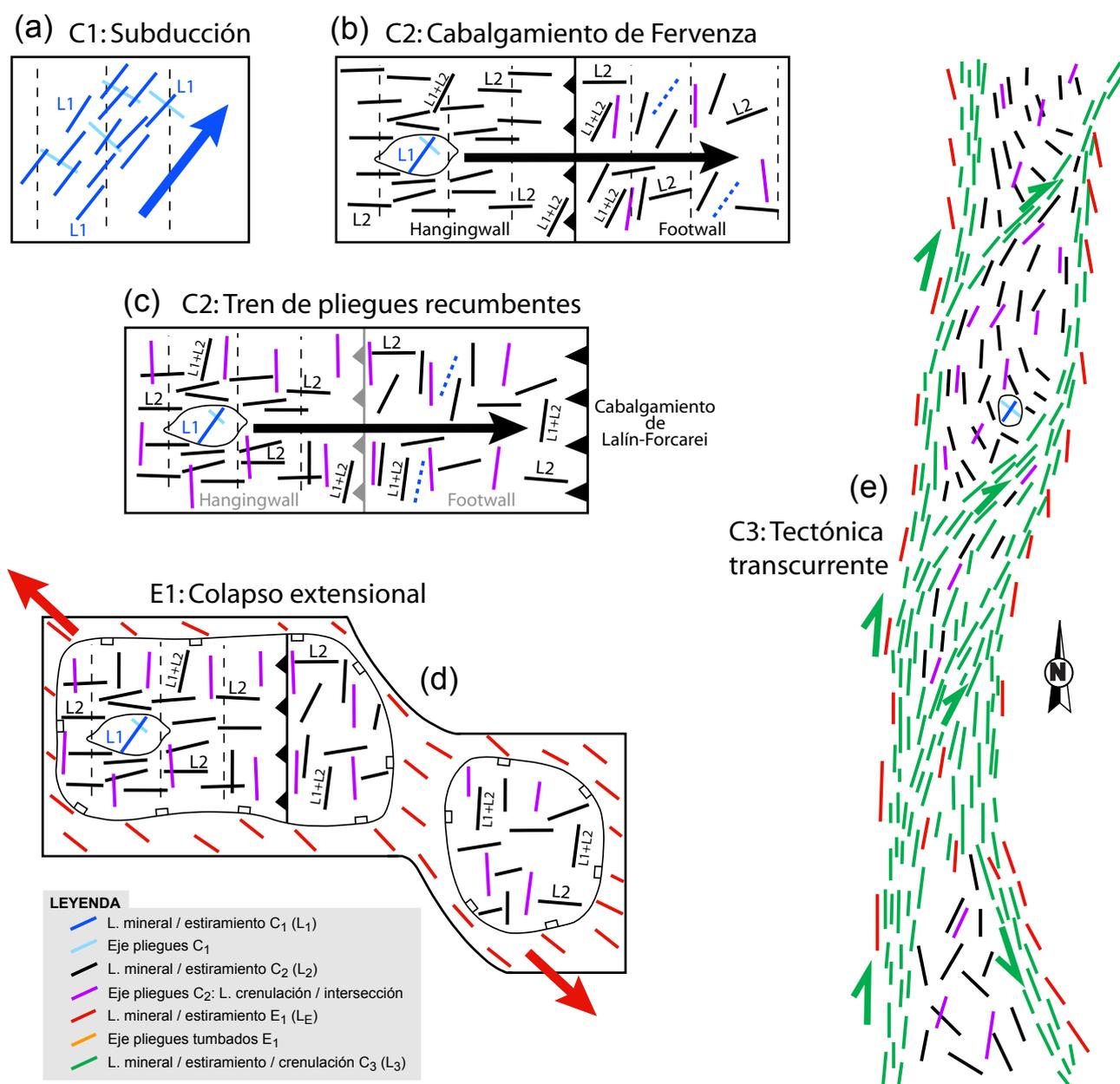


Fig. 8.2- Modelo de evolución de los elementos lineares y flujos tectónicos identificados en la UMT. Las flechas indican su dirección y sentido.

En un cizallamiento monoclinico, el elipsoide de deformación finita asociado a los pliegues puede tener su eje mayor perpendicular o paralelo a los ejes de los pliegues, ya que suele existir una componente de cizallamiento puro o aplastamiento (*Majoribanks*, 1976; *Williams et al.*, 1984; *Mukul y Mitra*, 1998; *Strine y Wojtal*, 2004) que probablemente refleje los efectos gravitatorios del engrosamiento cortical. Si esta última alcanza valores altos respecto al cizallamiento simple, el eje mayor del elipsoide (X) puede ser paralelo a los ejes de pliegues y perpendicular a la dirección de transporte tectónico, y viceversa (*Tikoff y Fossen*, 1999; *Neves et al.*, 2005). Incluso en este caso, se produce estiramiento normal a los ejes y éste, superpuesto a un estiramiento previo, puede producir una dirección de máxima elongación perpendicular a las direcciones estructurales de la cadena. Pero esta interpretación es poco probable en nuestro caso ya que, como veremos después, la elongación asociada a la fase C_1 es NNE-SSO a NE-SO, es decir, próxima a la dirección de los ejes de pliegues C_2 .

Los ortogneises eclogíticos y sus eclogitas preservan la fábrica tectónica asociada al primer evento deformativo registrado en las unidades basales (C_1). Ocupan un flanco normal en el tren de pliegues recumbentes C_2 (Fig. 5.22), y aparecen en los dominios que escaparon a la fase C_3 , en los que existe la menor distorsión de los patrones originales de C_2 (Fig. 8.1), y por extensión, de C_1 . No se observan desviaciones en la dirección de L_1 dentro de los macizos gnéissicos eclogíticos. De hecho, tanto dentro de los propios gneises como entre ellos y sus gneises miloníticos adyacentes, L_1 y L_2 a veces se disponen perpendiculares, y frecuentemente a alto ángulo. Este hecho no sólo minimiza la reorientación de L_1 producida por C_3 , sino que además descarta su reorientación por C_2 . Esta interpretación se ve reforzada por la excepcional preservación de la paragénesis eclogítica y por la conservación de las relaciones de perpendicularidad de L_1 y los pliegues intrafoliares contemporáneos.

Además, la dirección de L_1 apenas varía en función de la posición que ocupa respecto al sinforme principal, pudiéndose desprestigiar su reorientación por plegamiento, a diferencia de lo que sucede para L_2 . Esto se debe a que los gneises eclogíticos ocupan las zonas de charnela del sinforme principal, y a que L_1 se dispone perpendicular a ella en los afloramientos septentrionales, y subparalela en los meridionales, lo que inhibe la reorientación (*Ramsay*, 1967). No se puede descartar que L_1 haya sido también reorientada, tanto por C_2 como por C_3 . Pero el fuerte ángulo que forman con L_2 sugiere que su rotación ha debido ser limitada, y que sus direcciones actuales deben representar una aproximación bastante buena a las originales.

Al encontrarse en un flanco normal, la dirección de L_1 combinada con los criterios cinemáticos constituye un fósil estructural del flujo tectónico durante C_1 , en este caso dirigido oblicuamente y en sentido horario con respecto al trazado de la cadena. En apoyo a esta interpretación, la reconstrucción tridimensional de los macizos gnéissicos en el tercio meridional de la UMT indica un estiramiento NE-SO previo al plegamiento C_2 (Fig. 5.11). Esta dirección es equivalente a la preservada en los gneises eclogíticos una vez restituido el arco Iberoarmórico y corregida la rotación relacionada con la extrusión tectónica de este sector (Fig. 7.1).

Un estiramiento orientado oblicuamente a la cadena unos 25-45° en sentido horario pudo crear una anisotropía lineal cuyo control sobre las fábricas sucesivas pudo ser decisivo. Por ejemplo, en los ortogneises, además de las lineaciones de estiramiento L_2 perpendiculares, existen direcciones subparalelas a la UMT difíciles de justificar por una reorientación durante C_3 . Estas direcciones son paralelas a las de crenulación e intersección C_2 , es decir a los ejes de los pliegues recumbentes. La textura granular de los ortogneises convierte a estas rocas en acumuladores de fábricas lineares muy efectivos (*Watterson*, 1968), de forma que sus lineaciones de estiramiento reflejan la orientación del eje mayor del elipsoide de la deformación finita, es decir, acumulada. Las lineaciones de estiramiento L_2 poco o nada reorientadas durante C_3 pero paralelas a la UMT pueden ser un relicto microestructural

de C_1 . Este puede ser el caso de muchas lineaciones de estiramiento medidas en los gneises graníticos del tercio meridional, en el entorno de la ciudad de Vigo, y de los dominios menos deformados en el bloque de techo del cabalgamiento de Fervenza (Fig. 8.1).

Una lineación de estiramiento precoz, entre paralela y oblicua a la cadena, pudo haber inhibido la dispersión de los ejes de plegamiento recumbente (Cobbold y Watkinson, 1981), produciendo una familia de pliegues homoaxiales, cuya geometría no refleje el flujo tectónico durante su desarrollo.

Las estructuras de L_E también han sido reorientadas por la tectónica transcurrente C_3 . Las lineaciones de estiramiento relacionadas con el despegue de Bembibre-Ceán pueden considerarse originalmente orientadas N-S a NNO-SSE, a unos 40-50° en sentido antihorario respecto a la cadena, y acordes con su carácter retrovergente. Las asociadas a los despegues basales de Pico Sacro y Redondela-Beariz son oblicuas en sentido antihorario respecto a los patrones estructurales en cada zona, ya sea la propia foliación extensional (Fig. 6.5b), o las foliaciones y lineaciones C_3 (Figs. 6.4 y 6.5a y d). Tal oblicuidad es compatible con una orientación original ortogonal a la cadena. Pero la existencia de relaciones de oblicuidad horarias a escala de afloramiento sugiere que la orientación original entre las lineaciones de estiramiento y el atractor de fábrica asociado a C_3 (L_3) no seguía un patrón fijo, pudiendo generar relaciones tanto horarias como antihorarias.

En una cizalla transcurrente la orientación del atractor de fábricas varía dentro de unos valores iniciales de 25-45° respecto de sus planos de cizallamiento o límites de la cizalla (Sanderson y Marchini, 1984; Tikoff y Peterson, 1998), y evoluciona hacia ángulos progresivamente menores con el aumento de la deformación (Fig. 8.2). Esa orientación inicial acota las direcciones posibles de L_E frente a C_3 a esos mismos valores, es decir, a una lineación antihoraria a 25-45° de la cadena. Esta dirección es la de transporte tectónico del despegue de Bembibre-Ceán, en la base de la Lámina Superior, y se aproxima a la dirección media de los despegues basales en los sectores menos deformados por C_3 (Fig. 6.5c).

8.3- Evolución cinemática de las unidades basales

La restitución aproximada de las lineaciones de estiramiento asociadas a cada fase de deformación, en combinación los criterios cinemáticos arroja la siguiente evolución de flujo tectónico en relación con los límites de la UMT y, por extensión, con las directrices estructurales mayores de la cadena (Fig. 8.2).

La deformación C_1 está relacionada con la subducción oblicua del margen externo de Gondwana, con una componente transcurrente dextra que lleva asociado un flujo tectónico oblicuo horario dirigido hacia las zonas externas del NO del Macizo Ibérico. Direcciones de flujo similares para esta fase se preservan tanto en el Complejo de Órdenes (Gómez-Barreiro et al., en prensa), como en unidades equivalentes en los complejos alóctonos franceses (Philippon et al., 2009). Durante C_2 , se estableció un flujo ortogonal a la cadena en el mismo sentido, que fue seguido durante E_1 por un flujo divergente condicionado por el estado de esfuerzos general a vectores oblicuos antihorarios. En su evolución gradual hacia C_3 , acabó estableciéndose un flujo en dirección paralelo a la cadena y dextro. Esta secuencia muestra la participación de una componente convergente durante todo el ciclo varisco, que debió coexistir con una componente en dirección, dextra, durante al menos C_1 , E_1 y C_3 .

Capítulo 9

Modelo de evolución tectónica de las unidades
basales de Galicia:
implicaciones para la cadena varisca

9.- MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LAS UNIDADES BASALES DE GALICIA:

IMPLICACIONES PARA LA CADENA VARISCA

El esquema de flujo tectónico propuesto en el capítulo anterior puede expresarse en términos orogénicos y de dinámica de placas. Como referentes geotectónicos se utilizarán los terrenos perigondwánicos, el océano Réico, el margen continental más externo de Gondwana, y sus dominios continentales adyacentes más internos, que en el NO del Macizo Ibérico están representados respectivamente por las unidades superiores, ofiolíticas, basales y su autóctono relativo (*Martínez Catalán et al.*, 1997, 2007, 2009).

El cizallamiento durante C_1 , orientado en sentido horario respecto a la cadena es un marcador del movimiento relativo de Gondwana con respecto a Laurusia. Indica que la subducción continental tuvo una componente ortogonal (*Martínez Catalán et al.*, 1996), y otra en dirección, de sentido dextro. La cinemática de la subducción continental que marcó el cierre del Océano Réico fue aparentemente oblicua a los límites de placas, y perfila una convergencia dextra de los grandes continentes involucrados.

La exhumación inicial de la corteza subducida, representada por el cabalgamiento de Fervenza, se produjo ortogonalmente a la cadena mientras continuaba la convergencia continental. Fue conducida dentro del canal de subducción, pues éste representa la mayor debilidad reológica en ese momento, óptima para la transferencia de masas hacia niveles menos profundos (*Ring et al.*, 1999; *Boutelier et al.*, 2004; *Warren et al.*, 2008; *Agard et al.*, 2009). Independientemente de la cinemática de la zona subducción, su inclinación es perpendicular a los límites de placa, y por tanto, también a la cadena. La dirección de buzamiento representa la dirección de transporte tectónico que requiere menor cantidad de energía para reducir el desequilibrio gravitatorio que representa la corteza continental subducida. Si aún persistía una componente en dirección ligada a la convergencia, no repercutió en la dinámica de exhumación temprana de las unidades basales, aunque pudo haber sido acomodada por algún otro accidente no identificado dentro de los dominios paleogeográficos implicados en la sutura.

La exhumación prosiguió con el emplazamiento sobre los dominios adyacentes, que refleja la interacción entre la cuña orogénica construida hasta ese momento y el margen sobre la que está siendo transportada, y que se está acrecionando en su base. La respuesta cinemática de la lámina cabalgante durante este proceso seguirá en principio el modelo energéticamente más efectivo y, efectivamente se llevó a cabo según vectores ortogonales, como refleja el cabalgamiento de Lalín-Forcarei y la vergencia de los pliegues recumbentes formados en su bloque de techo. Su cinemática puede no reflejar el vector de convergencia continental para ese momento, y si existió una componente en dirección, pudo ser acomodada por otro accidente tectónico distinto del cabalgamiento. La cinemática

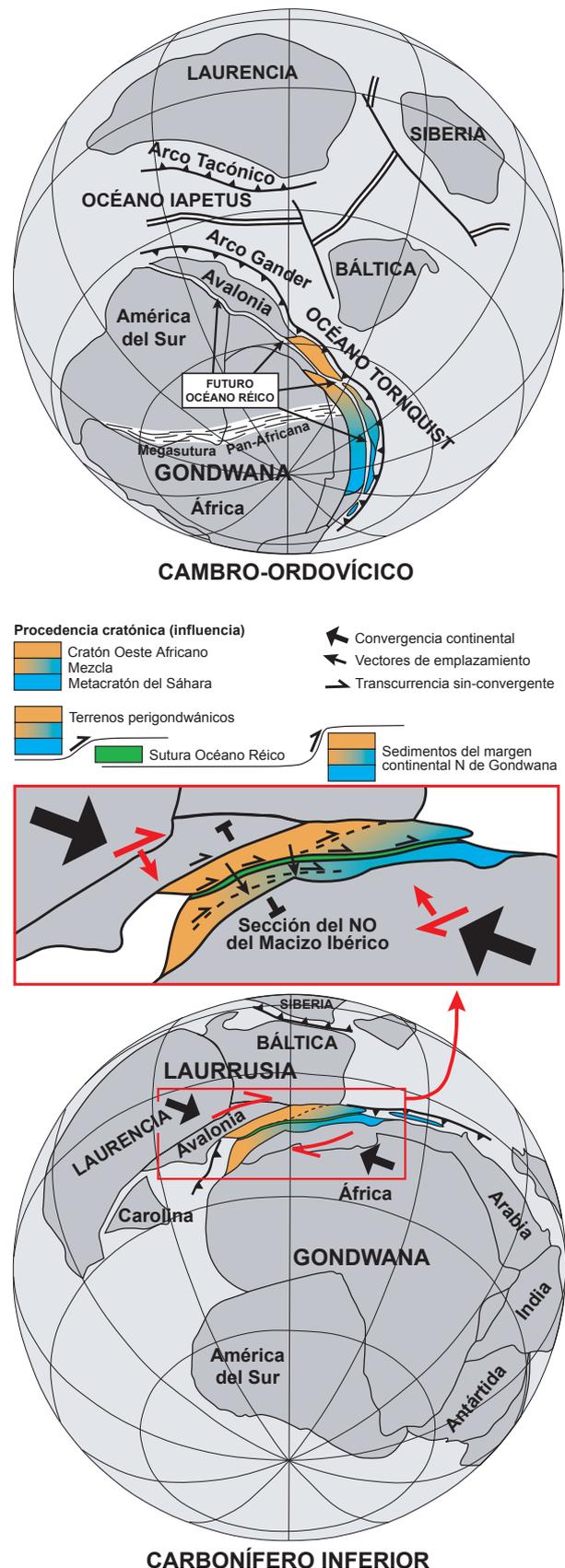
del sistema de cabalgamientos fuera de secuencia desarrollado a continuación puede ser justificada en base a los mismos principios mecánicos.

Una vez transferidos los terrenos perigondwánicos y los dominios oceánicos al margen N de Gondwanamediante el sistema fuera de secuencia, la cuña colisional colapsó gravitacionalmente. En este momento, el límite de placas se ha difuminado, y la componente en dirección pasa a ser acomodada por las estructuras activas y los dominios mecánicamente más débiles, los despegues extensionales y los niveles corticales sometidos a fusión parcial respectivamente. La cinemática del colapso extensional refleja el estado de esfuerzos en ese momento, que es coherente con un régimen de convergencia dextro.

Con posterioridad se desarrolló un cortejo de estructuras transcurrentes dexas, y otras senestras conjugadas con ellas. Su cinemática global dextra se considera un indicador directo del movimiento relativo de placas al final del ciclo varisco (*Gates et al., 1986; Rolet et al., 1994; Van Staal y de Roo, 1995; Shelley y Bossière, 2000, 2002; Franke y Zelazniewicz, 2002; Hatcher, 2002; Martínez Catalán et al., 2007*).

La pila tectónica de los terrenos implicados en la sutura del Océano Réico y la colisión continental preserva en la vertical una superposición de dominios paleogeográficos dispuestos originalmente a lo largo del margen N de Gondwana. En base al registro de circones detríticos, se ha propuesto que cada conjunto de unidades alóctonas de afinidad continental representa respecto de su autóctono relativo una posición más occidental y externa (Fig. 2.7). Su apilamiento no puede justificarse sólo con direcciones de emplazamiento perpendiculares al margen continental de Gondwana, y tampoco puede explicarse mediante la tectónica transcurrente tardía, puesto que la imbricación es anterior.

Fig. 9.1- Reconstrucción esquemática de la distribución de masas continentales durante la apertura del océano Réico y un estadio intermedio durante la colisión varisca. Modificado de *Gómez-Barreiro et al. (2007)* y basado en *Winchester et al. (2002)*. Se incluye un esbozo de la partición de la deformación durante la colisión dentro de un modelo de convergencia continental dextra, y se resume y explica la distribución actual de poblaciones de circones detríticos en base a él.



La componente dextra de la subducción del margen de Gondwana puede justificar cierta aproximación entre el margen subducido y dominios más internos sobre los que posteriormente se emplazó. Sin embargo, la nula variación porcentual de las poblaciones de circones Mesoproterozoicos, en las dos secuencias sedimentarias de las unidades basales involucradas en la cuña de subducción sugiere que para estas unidades, la aproximación no fue significativa.

En cambio, una partición de la deformación podría explicar la diferente procedencia cratónica del registro sedimentario de los terrenos perigondwánicos y del margen sobre la que se emplazaron (Fig. 9.1). Simultáneamente a las estructuras de exhumación ortogonal y colapso extensional debieron existir otras que absorbieron parte de la componente lateral de convergencia. Esta partición debió ser efectiva entre los terrenos perigondwánicos y el margen de Gondwana, pues es entre ellos donde existen mayores diferencias en las fuentes cratónicas de procedencia. Ese límite corresponde ahora a las unidades ofiolíticas, lo que apunta al Océano Réico como el dominio que absorbió gran parte de la componente horizontal, probablemente a través de fallas transformantes.

Capítulo 10

Conclusiones
Conclusions

10.- CONCLUSIONES

Las unidades basales de los complejos alóctonos de Galicia representan una porción del margen septentrional más externo de Gondwana, en el que se pueden distinguir dos grandes secuencias sedimentarias. La Secuencia Inferior se compone de sedimentos grauváquicos con facies turbidíticas y algunos niveles pelíticos y cuarcíticos intercalados. Su edad es Neoproterozoico Superior (Ediacárico). Fue depositada durante los últimos pulsos de actividad de un arco volcánico del sistema Avaloniano-Cadomiense y posteriormente intruida por voluminosos granitoides cambro-ordovícicos de afinidad calcoalcalina durante la construcción de un nuevo arco sobre el margen continental de Gondwana.

La deriva de este arco provocó la apertura de una cuenca trasera, en la que se depositó hacia el continente una serie esencialmente pelítica con intercalaciones de rocas básicas de afinidad N-MORB, la Secuencia Superior, y una pila de sedimentos grauváquicos hacia las zonas más activas del arco, que está preservada en las unidades superiores de los complejos alóctonos de Galicia.

La separación del arco volcánico cambro-ordovícico provocó la extensión del margen continental, favoreciendo así la intrusión de un magmatismo alcalino-peralcalino que afectó principalmente a la Secuencia Inferior. Su intrusión se produjo preferentemente en forma de diques, algunos de ellos anulares. En estadios más avanzados, la separación dio lugar a la apertura del Océano Réico entre Gondwana y el arco volcánico, construido sobre un fragmento continental desgajado del margen.

El registro litoestratigráfico de las unidades basales, integrado con el de otras unidades alóctonas gallegas y con el de las sucesiones del autóctono, representativas del margen continental, indica que hubo una subducción bajo Gondwana durante el Neoproterozoico y posteriormente, otra durante el Cámbrico-Ordovícico. Por otra parte, las poblaciones de edad de los circones detríticos sugieren que las secuencias de las unidades basales se depositaron en una posición intermedia entre el cratón Oeste Africano y el metacratón del Sáhara, más próximas al primero que las secuencias del autóctono ibérico.

El margen externo de Gondwana fue subducido oblicuamente bajo los dominios oceánicos que jalonaban sus márgenes en los albores de la Orogenia Varisca, durante el Devónico Superior (380-370 Ma). En esta etapa, las secuencias sedimentarias y las rocas ígneas asociadas fueron aplastadas, estiradas y metamorfizadas heterogéneamente dentro del canal de subducción, generándose en ellas una fábrica tectónica planar (S_1) y linear en un régimen de cizallamiento general con una componente de cizallamiento simple dominante dirigida hacia el NNE. La subducción estructuró el registro litoestratigráfico previo del margen continental más externo, apilando la Secuencia Superior sobre la Inferior, y facilitando que ambas aparezcan hoy día preservadas en dos grandes unidades tectónicas superpuestas, las Láminas Inferior y Superior.

No se han identificado superficies de discontinuidad formadas durante la subducción. Aunque en este momento pudo dar comienzo una duplicación de la Lámina Inferior, la evolución estructural sugiere que si ésta se produjo fue mediante estructuras de carácter dúctil, típicas de las zonas medias y profundas de las cuñas de subducción.

Las condiciones metamórficas y la posición relativa de las dos láminas han permitido reconstruir la arquitectura térmica de la cuña de subducción. El enterramiento diferencial durante la subducción generó un gradiente de presión lineal, mientras que la deformación de las geotermas, paralelizándose a los límites de la placa que se hundía gracias a la entrada de material cortical relativamente más frío, favoreció la llegada de éste hasta profundidades en las que otras partes de la zona de subducción alcanzaron mayor temperatura. Dos tipos de gradientes quedaron fosilizados en las condiciones de presión y temperatura alcanzadas por cada sector de las unidades tectónicas que integran las unidades basales. La Lámina Inferior registró un metamorfismo inicial progrado en facies de las eclogitas en sus zonas más presurizadas, que evoluciona hacia uno en facies esquistos azules en las que lo fueron menos. En cambio, la Lámina Superior muestra una evolución inicial dentro del campo de los esquistos azules, sin que se hayan podido confirmar condiciones de alta presión para sus dominios superiores.

La transición de un régimen subductivo a uno exhumativo se produjo mediante el desarrollo de un cabalgamiento dúctil dentro del canal de subducción, durante el Fameniense y Tournaisiense (370-350 Ma). El cabalgamiento de Fervenza superpuso los dominios más presurizados de la Lámina Inferior sobre otros menos presurizados, desarrollando una foliación milonítica en las litologías de su bloque de techo y forzando el desarrollo de un par de pliegues tumbados en su bloque de muro.

El cabalgamiento culminó la duplicación de la Lámina Inferior, a la vez que transportó a cuestras a la Lámina Superior. Se desarrolló todavía en condiciones de alta presión, y provocó la aproximación de sectores más profundos y calientes de la cuña de subducción en su bloque de techo a otros más fríos en el de muro, favoreciendo para los primeros una despresurización inicial acompañada de enfriamiento.

La exhumación continuó durante el Tournaisiense y Viseense (350-340 Ma) con el desarrollo de un tren de pliegues que se propagó progresivamente hacia el E, a la vez que se amplificaban y aplastaban aquellos formados previamente. En su propagación, el mayor de ellos, el anticlinal del Carrio, desarrolló en su flanco inverso un nuevo cabalgamiento dúctil en secuencia con el anterior, el cabalgamiento de Lalín-Forcarei (340 Ma). Estos pliegues desarrollaron una foliación de plano axial penetrativa (S_2) en facies de esquistos verdes a anfibolitas, que evolucionó a partir de las formadas previamente.

Los cabalgamientos de Fervenza y Lalín-Forcarei condujeron la exhumación y posterior emplazamiento de las unidades basales sobre el Dominio Esquistoso, es decir, sobre dominios más internos del margen de Gondwana, durante su colisión con Laurussia, provocando su presurización y calentamiento. Lo hicieron, al igual que el sistema de cabalgamientos fuera de secuencia posterior, según vectores de transporte perpendiculares a la cadena.

Una vez transferidos los terrenos perigondwánicos y los dominios oceánicos al margen continental, la cuña orogénica alcanzó un estado de desequilibrio térmico que condujo a su colapso gravitacional entre el Viseense y el Pensilvaniense inferior (335-310 Ma). El proceso de reequilibrado dio lugar a la fusión parcial de niveles fértiles como primera respuesta, iniciándose así la desestabilización del perfil reológico y la pérdida de cohesión interna de la corteza orogénica. La respuesta estructural fue la denudación tectónica por despegues extensionales: el de Bembibre-Ceán y el sistema divergente y conjugado de Pico Sacro y Redondela-Beariz. Los despegues desarrollaron una nueva foliación (S_E) y forman actualmente el contacto inferior de las dos láminas tectónicas en

que se dividen las unidades basales, tanto en la mitad O del Complejo de Órdenes como en toda la Unidad de Malpica-Tui.

La denudación tectónica fue acompañada por el desarrollo del domo migmatítico de Padrón, que indica la participación del flujo diapírico en la exhumación de la corteza continental del autóctono. La drástica despresurización de estos niveles favoreció su migmatización, y ésta a su vez un calentamiento en los niveles inmediatamente superiores, mientras que en los que ocupaban posiciones aún más altas, el colapso se llevó a cabo en condiciones bastante frías.

El colapso extensional concentró en la vertical el registro tectonotermal previo y el propio, a la vez que produjo la condensación, sustracción y desmembramiento de la macroestructura previa de plegamiento recumbente y cabalgamientos, y de parte del registro litoestratigráfico. A partir de los patrones de extensión y de cómo sus estructuras evolucionaron en el tiempo se ha deducido que el colapso gravitacional en el NO del Macizo Ibérico estuvo condicionado por el estado de esfuerzos regional, pues se produjo mientras aún continuaba la convergencia y ésta incluía una componente en dirección dextra.

La evolución culminó con el aplastamiento y reorientación de las estructuras previas, incluidas las extensionales, por la tectónica transcurrente durante el Pensilvaniense (310-300 Ma). En la Unidad de Malpica-Tui se desarrolló una nueva foliación (S_3), una cizalla dextra que flanquea su margen O y una serie de bandas oblicuas que la cortan. Las cizallas controlan los patrones estructurales y definen, junto con otras zonas de cizalla conjugadas, una tectónica de extrusión subhorizontal paralela a la cadena, que culminó con el desarrollo de grandes fallas subverticales.

Posteriormente todo el registro estructural fue doblado solidariamente junto con el resto del cinturón orogénico para formar el arco Ibero-armórico.

Este estudio demuestra que la interpretación de las lineaciones de estiramiento en la cadena Varisca, y por extensión, en cualquier zona de basamento, requiere de un análisis micro- y macroestructural completo. La Unidad de Malpica-Tui es un buen ejemplo de cómo sucesivas fases de deformación contribuyen al desarrollo final de la lineación de estiramiento que se observa. En nuestro caso destacan dos de estas fases, la subducción y la tectónica transcurrente. La primera debió generar una anisotropía linear tal, que sus efectos sobre la lineación de estiramiento finita no han podido ser obliterados.

En cuanto a la tectónica transcurrente, sus estructuras tienen un trazado subparalelo a la cadena, una característica frecuente en las zonas internas del Macizo Ibérico y del resto de Europa. El control estructural que esta fase de deformación introduce aquí aconseja considerarla como uno de los principales motivos, si no el más importante, de que la orientación de la lineación de estiramiento finito sea subparalela a los trazados de la cadena, y abre la puerta a una reevaluación de los efectos que una dilatada tectónica tangencial previa a la transurrencia ha podido tener en la construcción y evolución del cinturón varisco.

La restitución aproximada de las lineaciones de estiramiento asociadas a cada fase de deformación, en combinación con los criterios cinemáticos y la paleoposición propuesta de los elementos involucrados en la sutura del Océano Réico en Iberia, arroja una evolución del flujo tectónico compatible con una persistente convergencia de placas dextra entre Gondwana y Laurrusia durante el Paleozoico Superior, en la que fallas transformantes dentro de los dominios oceánicos y zonas de cizalla intracontinentales debieron absorber parte de su componente horizontal. No cabe, pues, esperar que restituciones ortogonales de las secciones verticales en la pila estructural representen verdaderas reconstrucciones palinspásticas de la paleogeografía prevarisca, especialmente en los dominios oceánicos y los terrenos con mayor grado de aloctonía.

CONCLUSIONS

The basal units of the allochthonous complexes of Galicia (NW Iberia) are pieces of the outermost continental margin of northern Gondwana. Two different sedimentary sequences have been distinguished in the basal units. The Lower Sequence consists of greywacke sediments with turbiditic facies and some interbedded pelitic and quartzitic layers. It is of Upper Neoproterozoic age (Ediacaran), was deposited during the last pulses of activity of a volcanic arc forming part of the Avalonian-Cadomian system, and was subsequently intruded by voluminous cambro-ordovician granitic plutons of calc-alkaline affinity during the construction of a new arc on the continental margin of Gondwana.

The drifting of this arc caused the opening of a back-arc basin, in which a dominantly pelitic series with alternating basic rocks of N-MORB affinity was deposited towards the continent, the Upper Sequence. At the same time, a greywacke-rich pile of sediments was laid down towards the more active side of the arc, and is presently preserved in the upper units of the allochthonous complexes of Galicia.

The drifting of the cambro-ordovician arc extended the continental margin, favouring the intrusion of alkaline and peralkaline magmas, mainly in the Lower Sequence. They intruded as dikes, some of them annular in shape. Later on, the separation provoked the opening of the Rheic Ocean between Gondwana and the volcanic arc, which was built on a continental fragment detached from the continental margin.

The lithostratigraphic record of the basal units, together with that of other allochthonous units in Galicia and that of the autochthonous sequences representative of the continental margin suggest subduction beneath Gondwana during the Neoproterozoic and again during the Cambrian-Ordovician. On the other hand, detrital zircon age populations suggest that the sequences of the basal units were deposited in an intermediate position between the West African craton and the Sahara metacraton, closer to the first than the sequences of the Iberian autochthon.

The external margin of Gondwana was obliquely subducted beneath the oceanic domains flanking its border at the onset of the Variscan Orogeny, during the Upper Devonian (380-370 Ma). The sedimentary sequences and the associated igneous rocks were heterogeneously flattened, stretched and metamorphosed in the subduction channel, while a planar (S_1) and linear tectonic fabric were being developed under a regime of general shear, with a top-to-the-NNE dominant component of simple shear. The subduction structured the previous lithostratigraphic record of the continent's outermost edge, stacking the Upper Sequence above the Lower Sequence, which are presently preserved as two superposed tectonic units, the Upper and Lower Sheet.

No discontinuities formed during the subduction have been found. Even if the duplication of the Lower Sheet could have started then, the structural evolution suggest that if it did, it was driven by ductile structures, a typical record of the medium and deep levels of the subduction wedges.

The metamorphic conditions and the relative position of the two tectonic units have permitted to reconstruct the thermal architecture of the subduction wedge. The differential burial during the subduction established a lineal pressure gradient, while the deformation of the geotherms favoured relatively cold material to reach depths in which other parts of the subduction wedge reached higher temperatures. Two kinds of gradients, related to the pressure and temperature conditions reached by each sector of the tectonic units, were fossilized. The Lower Sheet recorded an initial prograde eclogite facies metamorphism in the more pressurized zones, which evolved to a blueschist facies

metamorphism towards the less buried zones. Conversely, the Upper Sheet shows a blueschist facies evolution from the beginning, and high-pressure conditions for its upper domains have not even been confirmed.

The transition from a subductive to an exhumative regime was accomplished by the development of a ductile thrust within the subduction channel, during the Famennian and Tournaisian (370-350 Ma). The Fervenza thrust carried the more buried domains of the Lower Sheet above their more superficial domains, causing the mylonitization of its hangingwall, and forcing the development of a pair of recumbent folds at its footwall.

The thrust culminated the duplication of the Lower Sheet carrying piggy-back the Upper Sheet. It was still developed under high-pressure conditions, and brought near deep and warm domains of the subduction wedge at its hangingwall to shallower and colder domains in the footwall, favouring the initial depressurization accompanied by cooling in the former.

The exhumation continued during the Tournaisian and Visean (350-340 Ma) with the development of a train of recumbent folds that propagated progressively to the E, while those formed before were amplified and flattened. During their propagation, the biggest among them, the Carrio anticline, developed a new ductile thrust at its reverse limb, the Lalín-Forcarei thrust (340 Ma). The recumbent folds developed a penetrative axial planar foliation (S_2) under greenschist to amphibolite facies conditions, which evolved from those previously formed.

The Fervenza and Lalín-Forcarei thrusts drove the exhumation and subsequent emplacement of the basal units over the Schistose Domain, that is, over more internal domains of the Gondwana margin, during its collision with Laurussia, causing its warming and pressurization. Their emplacement, as that of the subsequent out-of-sequence thrust system, followed perpendicular to the trend of the orogenic belt tectonic transport vectors.

Once the perigondwanan and oceanic domains had been transferred to the continental margin, the orogenic wedge reached a state of thermal disequilibrium, which forced its gravitational collapse between the Visean and early Pennsylvanian (335-310 Ma). The equilibration processes started with the partial melting of fertile layers, which caused the destabilization of the rheological profile and the loss of internal cohesion of the orogenic crust. The structural response was the tectonic denudation assisted by extensional detachments: Bembibre-Ceán and the divergent and conjugated system of Pico Sacro and Redondela-Beariz detachments. They developed a new foliation (S_E) and presently form the basal contact of the two tectonic sheets in which the basal units are divided, both in the western part of the Órdenes Complex and in the whole Malpica-Tui Unit.

The tectonic denudation was accompanied by the development of the Padrón migmatitic dome, which indicates the contribution of diapiric flow to the exhumation of the autochthonous continental crust. The drastic depressurization of these levels favoured their migmatization, which, at the same time, heated the overlying levels, while for those occupying even higher positions, the collapse occurred in rather cold conditions.

The extensional collapse concentrated the previous and coeval tectonometamorphic record, and condensed, subtracted and dismembered the previous macrostructure of recumbent folds and thrusts and part of the lithostratigraphic record. Based on the extensional patterns and on how the associated structures evolved in time, it is proposed that the gravitational collapse in the NW of the Iberian Massif was controlled by the regional stress regime, as it occurred while convergence had not declined yet and included a dextral component.

The evolution culminated with the flattening and reorientation of the previous structures, including the extensional ones, by strike-slip tectonics during the Pennsylvanian (310-300 Ma). In

the Malpica-Tui Unit, a new foliation (S_3), a dextral shear zone in its western boundary, and a set of oblique dextral shear bands that cut across it were developed. The shear bands control the structural patterns and define, together with other conjugated shear zones, a subhorizontal extrusion tectonics in a parallel to the orogenic trends direction, which ended with the development of subvertical faults.

Subsequently, the whole structural record was bent together with the rest of the orogenic belt to define the Ibero-armoric arc.

This study demonstrates that the interpretation of stretching lineations in the Variscan belt, and by extension, in any basement zone, requires a complete micro- and macrostructural analysis. The Malpica-Tui Unit is a good example of how successive phases of deformation contribute to the development of the final stretching lineation that can be seen in a given area. In our case, two phases must be highlighted, the subduction and the strike-slip tectonics. The first generated such a pervasive linear anisotropy, that its effects on the finite stretching lineation could not be fully removed.

The structures related to the strike-slip tectonics have a trend sub-parallel to that of the chain, a typical feature of the structures in the internal zones of the Iberian Massif and in Europe. The structural control introduced by this phase of deformation seems one of the main, perhaps the more important reason why the finite stretching lineation is often sub-parallel to the belt, and suggests a re-evaluation of the effects that long-lived tangential tectonics related to normal components of convergence, and previous to the strike-slip tectonics, could have had in the construction and evolution of the Variscan belt.

The rough estimation of the strike of the stretching lineations related to the different deformation events, together with the kinematic criteria, and the proposed paleoposition for the elements involved in the Rheic suture in NW Iberia, suggest a protracted component of dextral plate convergence between Gondwana and Laurussia during the Upper Paleozoic, in which transform faults within the oceanic domains together with intracontinental shear zones might accommodate part of its horizontal component. As a consequence, orthogonal restorations of vertical sections from the structural pile should not be expected to represent true palinspastic reconstructions of the pre-Variscan paleogeography, especially for the oceanic domains and the terranes with the highest degree of allochthony.

Capítulo 11

Bibliografía

11.- BIBLIOGRAFÍA

- ABATI, J. (1994): Evolución tectonotermal de las eclogitas de la Unidad de Agualada (Complejo de Órdenes, NW del Macizo Ibérico). Trabajo de grado (inédito), Universidad Complutense de Madrid: 183 p.
- ABATI, J. (2002): Petrología metamórfica y geocronología de la unidad culminante del Complejo de Órdenes en la región de Carballo (Galicia, NW del Macizo Ibérico). *Nova Terra*, 20: 1-269 pp.
- ABATI, J., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y DÍAZ GARCÍA, F. (2003): Anticlockwise P-T path of granulites from the Monte Castelo Gabbro (Órdenes Complex, NW Spain). *Journal of Petrology*, 44: 305-327 pp.
- ABATI, J., y DUNNING, G.R. (2002): Edad U-Pb en monacitas y rutilos de los paragneisses de la Unidad de Agualada (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico). *Geogaceta*, 32: 95-98 pp.
- ABATI, J., DUNNING, G.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GONZÁLEZ CUADRA, P., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ANDONAEGUI, P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Órdenes Complex. *Earth Planetary Science Letters*, 165: 213-228 pp.
- ABATI, J., GERDES, A., FERNÁNDEZ SUÁREZ, J., ARENAS, R., WHITEHOUSE, M.J. y Díez FERNÁNDEZ, R. (2010): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 219-235 pp.
- ABDELSALAM, M.G, LIÉGEOIS, J-P y STERN, R.J. (2002): The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34: 119-136 pp.
- ABERS, G.A., VAN KEKEN, P.E., KNELLER, E.A., FERRIS, A. y STACHNIK, J.C. (2006): The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 387-397 pp.
- ABRIL, J., IGLESIAS, M., ARRIBAS, A. y ALDAYA, F. (1972): Mapa Geológico de España, E. 1:50000, hoja número 154 (LALÍN). Instituto Geológico y Minero de España.
- AGARD, P., YAMATO, P., JOLIVET, L. y BUROV, E. (2009): Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92: 53-79 pp.
- ALCOCK, J., ARENAS, R. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (2005): Shear stress in subducting continental margin from high-pressure, moderate-temperature metamorphism in the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, 397: 181-194 pp.
- ALCOCK, J.E., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R. y DÍEZ MONTES, A. (2009): Use of thermal modeling to assess the tectono-metamorphic history of the Lugo and Sanabria gneiss domes, Northwest Iberia. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 180: 179-197 pp.

- ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1987): U-Pb dating of Sisargas orthogneiss (Galicia, NW-Spain): New evidence of a Precambrian basement in the northwestern part of the Iberian Peninsula. *Neues Jahrbuch Mineral Monatshefte*, 8: 355-368 pp.
- ALONSO, J.L. y GONZÁLEZ, J.C. (1982): Mapa Geológico de España, E. 1:50000, hoja número 44 (SISARGAS-CARBALLO). Instituto Geológico y Minero de España.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J., RUBIO, E. y TORNÉ, M. (1997): Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102: 22497-22511 pp.
- ANDERSON, E.M. (1936): The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes, and cauldron-subsidence. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 56: 128-163 pp.
- ANDONAEGUI, P., GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J., ARENAS, R., ABATI, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PEINADO, M. y DÍAZ GARCÍA, F. (2002). Tectonic setting of the Monte Castelo gabbro (Órdenes Complex, northwestern Iberian Massif): evidence for an arc-related terrane in the hanging wall to the Variscan suture. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), *Variscan–Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*. Geological Society of America Special Paper, 364: 37-56 pp.
- ANTHONY, M. y WICKHAM, J. (1978): Finite element simulation of asymmetric folding. *Tectonophysics*, 47: 1-14 pp.
- ARCAÏ, D., DOIN, M.-P., TRIC, E., y BOUSQUET, R. (2007a): Influence of the precollisional stage on subduction dynamics and the buried crust thermal state: Insights from numerical simulations. *Tectonophysics*, 441: 27-45 pp.
- ARCAÏ, D., TRIC, E. y DOIN, M.-P. (2005): Numerical simulations of subduction zones. Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149: 133-153 pp.
- ARCAÏ, D., TRIC, E. y DOIN, M.-P. (2007b): Slab surface temperature in subduction zones: Influence of the interplate decoupling depth and upper plate thinning processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 324-338 pp.
- ARENAS, R. (1988): Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico parautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España). *Corpus Geologicum Gallaecia*, 4: 1-543 pp.
- ARENAS, R., ABATI, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., DÍAZ GARCÍA, F. y RUBIO PASCUAL, F.J. (1997): P-T evolution of eclogites from the Agualada Unit (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): Implications for crustal subduction. *Lithos*, 40: 221-242 pp.
- ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ-SUAREZ, J., GÓMEZ-BARREIRO, J., ANDONAEGUI, P., GONZÁLEZ CUADRA, P. y GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. (2004a): Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Complejos alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes, Unidades superiores. En: VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Cap. 2: 154-162 pp.
- ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S. (2004b): Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Complejos alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes, Unidades ofiolíticas. En: VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Cap. 2: 150-154 pp.
- ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIL IBARGUCHI, J.I., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ORTEGA, E., PABLO MACIÁ, J.G. DE, PEINADO, M. y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. II Congr. Geol. España, Simposios: 75-84 pp.
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J.I., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ORTEGA GIRONÉS, E., PABLO MACIÁ, J.G. DE y PEINADO, M. (1986): Tectonostratigraphic units in

- the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2: 87-110 pp.
- ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2003): Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365: 143-164 pp.
- ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y DÍAZ GARCÍA, F., (2004c): Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Complejos alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes. En: VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Cap. 2: 138-144 pp.
- ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J. y FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. (2004d): Ofiolitas paleozoicas de la sutura varisca de Galicia (NW del Macizo Ibérico, España): distribución, características y significado. En: PEREIRA, E.S., CASTROVIEJO, R. y ORTIZ, F. (Eds.), *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica*. Guías de prospección para metales preciosos, CYTED, Madrid: 203-230 pp.
- ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., ANDONAEGUI, P. y GÓMEZ-BARREIRO, J. (2007a): Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): distribution, characteristics and meaning. En: HATCHER, R.D., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*, Boulder, Colorado. Geological Society of America Memoir, 200: 425-444 pp.
- ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., ANDONAEGUI, P., PEARCE, J.A. y CORFU, F. (2007b). The Vila de Cruces ophiolite: a remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*, 115: 129-148 pp.
- ARENAS, R., RUBIO PASCUAL, F.J., DÍAZ GARCÍA, F. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1995): High pressure micro-inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): evidence of subduction and syncollisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 141-164 pp.
- ARENAS, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., CASTIÑEIRAS, P., JEFFRIES, T.E., DÍEZ FERNÁNDEZ, R. y ANDONAEGUI, P. (2009): The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35: 85-125 pp.
- ARPS, C.E.S. (1970): Petrology of a part of the Western Galicia Basement between the río Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geologische Mededelingen*, 46: 57-155 pp.
- ARPS, C.E.S., VAN CALSTEREN, P.W.C., HILGEN, J.D., KUIJPER, R.P. y DEN TEX, E. (1977): Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leidse Geologische Mededelingen*, 51: 63-94 pp.
- AVÉ LALLEMANT, H.G. (1965): Petrology, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros Region (Prov. La Coruña, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 33: 147-175 pp.
- AVIGAD, D., KOLODNER, K., MCWILLIAMS, M., PERSING, H. y WEISSBROD, T. (2003): Origin of northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating. *Geology*, 31: 227-230 pp.
- AVIGAD, D., STERN, R.J., BEYTH, M., MILLER, N. y MCWILLIAMS, M.O. (2007): Detrital zircon U-Pb geochronology of Cryogenian diamictites and lower Paleozoic sandstone in Ethiopia (Tigrai): age constraints on Neoproterozoic glaciation and crustal evolution of the southern Arabian-Nubian Shield. *Precambrian Research*, 154: 88-106 pp.
- AZOR, A. (1994): Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España). Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada: 295 p.
- BALLÈVRE, M., BOSSE, V., CAPDEVILA, R., DE JONG, K., FÉRAUD, G., GUERROT, C., PEUCAT, J. J. y RUFFET, G., (2000): Structure and thermochronology of the Champtoceaux Complex (France): A key

for Ibero-Armorican correlations. 15th International Conference on Basement Tectonics, A Coruña, Spain, Program and Abstracts Volume: 52-55 pp.

- BE'ERI-SHLEVIN, Y., KATZIR, Y., WHITEHOUSE, M.J. y KLEINHANN, C. (2009): Contribution of pre Pan-African crust to formation of the Arabian Nubian Shield: new secondary ionization mass spectrometry U-Pb and O studies of zircon. *Geology*, 37: 899-902 pp.
- BEA, F., ABU-ANBAR, M., MONTERO, P., PERES, P., TALAVERA, C. (2009): The similar to 844 Ma Moneiga quartz-diorites of the Sinai, Egypt: Evidence for Andean-type arc or rift-related magmatism in the Arabian-Nubian Shield?. *Precambrian Research*, 175: 161-168 pp.
- BEA, F., MONTERO, P., GONZÁLEZ-LODEIRO, F. y TALAVERA, C. (2007): Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *Journal of Petrology*, 48: 2327-2339 pp.
- BEA, F., MONTERO, P., TALAVERA, C. y ZINGER, T. (2006): A revised Ordovician age for the Miranda do Douro orthogneiss, Portugal. Zircon U-Pb ion-microprobe and LA-ICPMS dating. *Geologica Acta*, 4: 395-401 pp.
- BELL, T.H. y CUFF, C. (1989): Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation and metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 425-447 pp.
- BELLIDO MULAS, F., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E. MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PABLO MACÍA, J.G. (1987): Las rocas graníticas Hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 101: 157 p.
- BERNASCONI, A. (1987): The major Precambrian terranes of eastern South-America: a study of their regional and chronological evolution. *Precambrian Research*, 37: 107-124 pp.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1: 31-42 pp.
- BISCHOFF, L., SCHAFFER, G., SHMIDT, K. y WALTER, R. (1973): Zur geologie der mittleren Sierra del Guadarrama (Zentralspanien). *Forsch Geologie und Palaeontologie. Munster*, 28: 27-30 pp.
- BOHER, M., ABOUCHAMI, W., MICHARD, A., ALBAREDE, F. y ARNDT, N.T. (1992): Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97: 345-369 pp.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988): The North-West spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1: 295-316 pp.
- BONIN, B. (2007): A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1-29 pp.
- BOSSE, V., FÉRAUD, G., RUFFET, G., BALLÈVRE, M., PEUCAT, J.J. y DE JONG, K. (2000). Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux complex (Variscan belt, France). *Geological Journal*, 35: 297-325 pp.
- BOUTELIER, D., CHEMENDA, A. y JORAND, C. (2004): Continental subduction and exhumation of high-pressure rocks: insights from thermo-mechanical laboratory modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 209-216 pp.
- BOZKURT, E. y PARK, R.G. (1997): Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menderes Massif and their tectonic significance. *Geologische Rundschau*, 86: 103-119 pp.
- BUCHER, W.H. (1962): An experiment of the role of gravity in orogenic folding. *Geologische Rundschau*, 52: 804-810 pp.
- BURG, J.P., BRUNEL, M., GAPAIS, D., CHEN, G.M. y LIU, G.H. (1984): Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*, 6: 535-542 pp.

- CABY, R. (2003): Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, 37: 133-159 pp.
- CABY, R. y MOINÉ, P. (2003): Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences*, 37: 269-293 pp.
- CAPDEVILA, R., CORRETEGÉ, L.G. y FLOOR, P. (1973): Les granitoids varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 209-228 pp.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico Minero*, 86: 21-35 pp.
- CARLÉ, W. (1945): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien. (Nordwest Spanien). *Geotektonische Forschungen*, 6: 13-36 pp.
- CARRERAS, J., DRUGET, E. y GRIERA, A. (2005): Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology*, 27: 1229-1251 pp.
- CASTIÑEIRAS, P., NAVIDAD, M., LIESA, M., CARRERAS, J. y CASAS, J.M. (2008a): U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: new insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461: 228-239 pp.
- CASTIÑEIRAS, P., VILLASECA, C., BARBERO, L. y MARTÍN ROMERA, C. (2008b): SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of Central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 97: 35-50 pp.
- CHATTERJEE, N.D. y JOHANNES, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite ($KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 89-114 pp.
- CHEMENDA, A. I., MATTAUER, M., MALAVIEILLE, J. y BOKUN, A. N. (1995): A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planetary and Science Letters*, 132: 225-232 pp.
- COBBOLD, P.R., (1975): Fold propagation in single embedded layers. *Tectonophysics*, 27: 333-351 pp.
- COBBOLD, P.R. y QUINQUIS, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126 pp.
- COBBOLD, P.R. y WATKINSON, A.J. (1981): Bending anisotropy - A mechanical constraint on the orientation of fold axes in an anisotropic medium. *Tectonophysics*, 72: T1-T10 pp.
- COELHO, S., PASSCHIER, C.W., y GASEMANN, B. (2005): Geometric description of flanking structures. *Journal of Structural Geology*, 27: 597-606 pp.
- COKE, C. y RIBEIRO, A. (2000): Malpica-Lamego shear zone; A major crustal discontinuity in the Iberian Variscan fold belt, Program And Abstracts - International Conference on Basement Tectonics, 15: 208-210 pp.
- COLE, J.W., MILNER, D.M. y SPINKS, K.D. (2005): Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69: 1-26 pp.
- COLLÉE, A.L.G. (1964): The geology of the coastal section from Cabo de S. Adrian to Playa de Baldayo (Galicia). *Leidse Geologische Mededelingen*, 30: 121-130 pp.
- CONEY, P.J. y HARMS, T.A. (1984): Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554 pp.
- COOPER, M.A. y TRAYNER, P.M. (1986): Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques. *Journal of Structural Geology*, 8: 305-312 pp.

- CORDANI, U.G., D'AGRELLA-FILHO, M.S, BRITO-NEVES, B.B. y TRINDADE, R.I.F. (2003): Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15: 350-359 pp.
- CORDANI, U.G. y TEIXEIRA, W. (2007): Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. En: HATCHER, R.D., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir, 200: 297-320 pp.
- CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., D'AGRELLA-FILHO, M.S. y TRINDADE, R.I. (2009): The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15: 396-407 pp.
- CORRETGÉ, L.G. y MONTERO, P. (1992): Magmatismo alcalino en Galicia, Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 17: 309-325 pp.
- CORRETGÉ, L.G., MONTERO, P. y SUAREZ, O. (1992): Sobre la presencia de Bastnaesita y su papel en la evolución geoquímica del Complejo Alcalino del Galiñeiro. *Geogaceta*. 12: 16-19 pp.
- CORRETGÉ, L.G., RAMBAUD, F., GONZALEZ MONTERO, P., VILLA, L. y SUAREZ, O. (1990): Petrología y geoquímica de los ortoneises alcalinos del Monte Galiñeiro (Provincia de Pontevedra). *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 13, 1: 1-136 pp.
- CUESTA, A. (1991): Petrología granítica del plutón de Caldas de Reyes (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis. *Nova Terra*, 5: 1-363 pp.
- CURRIE, C.A., WANG, K., HYNDMAN, R.D. y HE, J. (2004): The thermal effects of steady-state slab-driven mantle flow above a subducting plate: Cascadia subduction zone and backarc. *Earth Planetary and Science Letters*, 223: 35-48 pp.
- DALLMEYER, R.D., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J.I., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FARIAS, P., ALLER, J. y BASTIDA, F. (1997): Dischronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337 pp.
- DAVY, P. y GILLET, P. (1986): The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 6: 913-929 pp.
- DE WIT, M.J., BOWRING, S., DUDAS, F. y KAMGA, G. (2005): The great Neoproterozoic Central Saharan arc and the amalgamation of the North African Shield. GAC-MAC-CSPG-CSSS Joint Meeting, Halifax, Nova Scotia, Abstracts, 30: 42-43 pp.
- DEN TEX, E. (1981a): Basement evolution in the northern Hesperian Massif: A preliminary survey of results obtained by the Leiden Research Group. *Leidse Geologische Mededelingen*, 52: 1-21 pp.
- DEN TEX, E. (1981b): A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia. *Geologie Mijnbouw*, 60: 33-40 pp.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1967): A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in western Galicia (NW Spain). En: "Etages Tectoniques", La Baconnière, Neuchatel: 169-178 pp.
- DEWEY, J.F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139 pp.
- DÍAZ GARCÍA, F. (1990): La geología del sector occidental del Complejo de Órdenes (Cordillera Hercínica, NW de España). *Nova Terra*, 3: 1-269 pp.
- DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., GONZÁLEZ DEL TANAGO, J. y DUNNING, G. (1999): Tectonic evolution of the Careón ophiolite (Northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. *Journal of Geology*, 107: 587-605 pp.
- DIETRICH, D. y CASEY, M. (1989): A new tectonic model for the Helvetic nappes. En: COWARD, M.P.,

- DIETRICH, D. y PARK, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society of London, Special Publications, 45: 47-63 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y AYARZA, P. (1995): Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca detachment zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17: 163-182 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A., VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Structure. En: DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlín: 172-188 pp.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2009): 3D Analysis of an Ordovician igneous ensemble: A complex magmatic structure hidden in a polydeformed allochthonous Variscan unit. *Journal of Structural Geology*, 31: 222-236 pp.
- DÍEZ FERNÁNDEZ, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., GERDES, A., ABATI, J., ARENAS, R., y FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*. DOI: 10.1016/j.gr.2009.12.006.
- DÍEZ MONTES, A. (2007): La geología del Dominio “Ollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Nova Terra*, 34: 1-494 pp.
- DÍEZ MONTES, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y BELLIDO MULAS, F., (2010): Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17: 363-376 pp.
- DIVAR RODRÍGUEZ, J. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, J. (1972): Mapa Geológico de España, E. 1:50000, hoja número 122 (GOLADA). Instituto Geológico y Minero de España.
- DONATH, F.A. (1962): Role of Layering in Geologic Deformation. *Transactions of the New York Academy of Sciences, Series 2*, 24: 236-249 pp.
- DONATH, F.A. y PARKER, R.B. (1964): Folds and Folding. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 45-62 pp.
- DUEBENDORFER, E.M. (2003): The interpretation of stretching lineations in multiply deformed terranes: an example from the Hualapai Mountains, Arizona, USA. *Journal of Structural Geology*, 25: 1393-1400 pp.
- EBY, G.N. (1990): The A-Type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115-134 pp.
- EIDE, E.A. y LARDEAUX, J.-M. (2002): A relict blueschist in meta-ophiolite from the central Norwegian Caledonides: discovery and consequences. *Lithos*, 60: 1-19 pp.
- ELLIS, M. y WATKINSON, A.J. (1987): Orogen-parallel extension and oblique tectonics: the relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*, 15: 1022-1026 pp.
- ENGLAND, P.C. (1982): Some numerical investigations of large scale continental deformation. En: HSÜ, K.J. (Ed.), *Mountain Building Processes*. Academic Press, New York: 129-139 pp.
- ENGLAND, P.C. y HOUSEMAN, G.A. (1989): Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94: 17561-17579 pp.
- ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A.B. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928 pp.
- ENNIH, N. y LIÉGEOIS, J.-P. (2008): The boundaries of the West African craton, with special reference to the

- basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. En: ENNIH, N. y LIÉGEOIS, J.-P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London Special Publication, 297: 1-17 pp.
- ERNST, W.G. (1973): Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics*, 17: 255-272 pp.
- ERNST, W.G. (1979): Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineralogical Magazine*, 43: 269-278 pp.
- ESCHER, A. y WATTERSON, J. (1974): Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22: 223-231 pp.
- ESCUDE VIRUETE, J. (1999): Evolución tectonotermal del Domo Gnéisico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. *Nova Terra*, 15: 1-385 pp.
- ESCUDE VIRUETE, J., ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 117-138 pp.
- ETCHECOPAR, A. (1977): A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39: 121-139 pp.
- EVANS, B.W. (1990): Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25: 3-23 pp.
- EZ, V. (2000): When shearing is a cause of folding. *Earth-Science Reviews*, 51: 155-172 pp.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN-PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PABLO MACIÁ, J.G. DE y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Universidade do Porto*, 1: 411-431 pp.
- FERGUSON, C.C. (1979): Rotations of elongate rigid particles in slow non-newtonian flows. *Tectonophysics*, 60: 247-262 pp.
- FERNÁNDEZ, F.J., ALLER, J. y BASTIDA, F. (2007): Kinematics of a kilometric recumbent fold: The Courel syncline (Iberian massif, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 29: 1650-1664 pp.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974): Significado Geotectónico de la Fm Neises de la Morcuera. *Studia Geologica Salamanticensia*, 7: 87-106 pp.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976): Estudio meso y microtectónico de la zona de transito paleozoico metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España). Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid: 305 p.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, J. (1994): Geología Granítica del Macizo del Confurco. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Oviedo: 299 p.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., DÍAZ GARCÍA, F., JEFFRIES, T.E., ARENAS, R. y ABATI, J. (2003): Constraints on the provenance of the uppermost allochthonous terrane of the NW Iberian Massif: inferences from detrital zircon U-Pb ages. *Terra Nova*, 15: 138-144 pp.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., JENNER, G.A. y TUBRETT, M.N. (2000): New ideas on the Proterozoic-Early Paleozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102: 185-206 pp.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., COX, R. y JENNER, G.A. (2002a): Assembly of the Armorica microplate: a strike-slip terrane delivery? Evidence from U-Pb ages of detrital zircons. *Journal of Geology*, 110: 619-626 pp.

- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G. y JEFFRIES, T.E. (2002b): The importance of along margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 75-88 pp.
- FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E. RIBEIRO, A. y RIBEIRO, M.L. (1987): Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinámico. En: BEA, F., CARNICERO, A., GONZALO, J.C., LOPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico Ibérico*, Editorial Rueda, Madrid: 37-51 pp.
- FERRUS PIÑOL, B. (1994): Estructura de la cuenca de As Pontes (A Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 73-89 pp.
- FLOOR, P. (1966): Petrology of an aegirine-ribeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 36: 1-204 pp.
- FOMBELLA BLANCO, M. (1984): Age palynologique du Blastomilonitic Graben, Zone Occidentale de la Galice. *Revue de Micropaléontologie*, 27: 113-117 pp.
- FOSSEN, H. y TIKOFF, B. (1998): Extended models of transpression/transension and application to tectonic settings. En: HOLDSWORTH, R.E., STRACHAN, R.A. y DEWEY, J.F., *Continental Transpression and Transtension Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 135: 15-33 pp.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. En: DALLMEYER, R.D. (Ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. Geological Society of America Special Paper, 230: 67-90 pp.
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. En: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O., y TANNER, D., (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society of London Special Publication, 179: 35-61 pp.
- FRANKE, W. y ZELAZNIEWICZ, A. (2002): Structure and evolution of the Bohemian arc. In: WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C., VERNIERS, J. (Eds.), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society of London Special Publication, 201: 279-293 pp.
- FREEMAN, B. y LISLE, R.J. (1987): The relationship between tectonic strain and the three-dimensional shape fabrics of pebbles in deformed conglomerates. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 635-639 pp.
- FREI, D. y GERDES, A. (2009): Accurate and precise in-situ zircon U-Pb age dating with high spatial resolution and high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261: 261-270 pp.
- FRIEDL, G., FINGER, F., MCNAUGHTON, N.J. y FLETCHER, I.R. (2000): Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. *Geology*, 28: 1035-1038 pp.
- FUENLABRADA, J.M., ARENAS, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F. y CASTIÑEIRAS, P. (2010): A peri-Gondwanan arc in NW Iberia I: Isotopic and geochemical constraints to the origin of the arc - A sedimentary approach. *Gondwana Research*, 17: 338-351 pp.
- GALLASTEGUI, G. (1993): *Petrología del macizo granodiorítico de Baio-Vigo (Pontevedra, España)*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Oviedo: 356 p.
- GALLASTEGUI, J. (2000): Estructura Cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 9-234 pp.
- GARCÍA GARZÓN, J., PABLO MACIÁ, J.G. DE y LLAMAS BORRAJO, J.F. (1981): Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb-Sr de dos cuerpos de ortogneises en Galicia Occidental. *Boletín Geológico y Minero*, 92: 443-455 pp.

- GATES, A.E., SIMPSON, C. y GLOVER, L. (1986): Appalachian Carboniferous dextral strike-slip faults: an example from Brookneal, Virginia. *Tectonics*, 5: 119-133 pp.
- GERDES, A. y ZEH, A. (2006): Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 249: 47-61 pp.
- GERDES, A. y ZEH, A. (2009): Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, 261: 230-243 pp.
- GERYA, T.V., STÖCKHERT, B. y PERCHUK, A. (2002): Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21 (6), 1056: 19 pp.
- GHOSH, S.K. (1966): Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. *Tectonophysics*, 3: 169-185 pp.
- GIL IBARGUCHI, J.I. (1995): Petrology of jadeite metagranite and associated orthogneiss from the Malpica-Tuy allochthon (Northwest Spain). *European Journal of Mineralogy*, 7: 403-415 pp.
- GIL IBARGUCHI, J.I. y ORTEGA GIRONÉS, E. (1985): Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) unit, Galicia, Northwest Spain. *Chemical Geology*, 50: 145-162 pp.
- GILLOTTI, J.A. y HULL, J.M. (1993): Kinematic stratification in the hinterland of the central Scandinavian Caledonides. *Journal of Structural Geology*, 15: 629-646 pp.
- GÓMEZ-BARREIRO, J. (2007): La Unidad de Fornás: Evolución tectonometamórfica del SO del Complejo de Órdenes. *Nova Terra*, 32: 1-291 pp.
- GÓMEZ-BARREIRO, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., CASTIÑEIRAS, P., ABATI, J., DÍAZ GARCÍA, F. y WIJBRANS, J.R. (2007): Tectonic evolution of the upper allochthon of the Órdenes Complex (northwestern Iberian Massif): structural constraints to a polyorogenic peri-Gondwanan terrane. En: LINNEMANN, U., NANCE, R.D., KRAFT, P. y ZULAUF, G. (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. Geological Society of America Special Paper, 423: 315-332 pp.
- GÓMEZ-BARREIRO, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., DÍEZ FERNÁNDEZ, R., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (en prensa). Upper crust reworking during gravitational collapse: The Bembibre-Pico Sacro detachment system (NW Iberia).
- GONZÁLEZ CUADRA, P. (2007): La Unidad de Corredoiras (Complejo de Órdenes, Galicia): Evolución estructural y Metamórfica. *Nova Terra*, 33: 1-254 pp.
- GONZÁLEZ CUADRA, P., DÍAZ GARCÍA, F. y CUESTA, A. (2006): Estructura del granito de Beariz (Ourense, Galicia). *Geogaceta*, 40: 151-154 pp.
- GOSCOMBE, B.D. y PASSCHIER, C.W. (2003): Asymmetric boudins as shear sense indicators - an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25: 575-589 pp.
- GRAY, M.B. y MITRA, G. (1999): Ramifications of four-dimensional progressive deformation in contractional mountain belts. *Journal of Structural Geology*, 8/9: 1151-1160 pp.
- GUDMUNDSSON, A. (2007): Conceptual and numerical models of ring-fault formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164: 142-160 pp.
- GUEYE, M., SIEGESMUND, S., WEMMER, K., PAWLIG, S., DROBE, M., NOLTE, N. y LAYER, P. (2007): New evidences for an early Birimian evolution in the West African Craton: an example from the Kédougou-Kéniéba inlier, southeast Senegal. *South African Journal of Geology*, 110: 511-534 pp.

- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., COLLINS, A.S., ABAD, I. y NIETO, F. (2005): Amazonian Mesoproterozoic basement in the core of the Ibero-Armorican Arc: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital mica ages complement the zircon's tale. *Geology*, 33: 637-640 pp.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., JEFFRIES, T.E., JENNER, G.A., TUBRETT, M.N., COX, R. y JACKSON, S.E. (2003): Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics*, 365: 221-232 pp.
- HANMER, S. y PASSCHIER, C.W. (1991): Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada Paper*, 90: 1-17 pp.
- HASABE, K., FUJII, N. y UYEDA, S. (1970): Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics*, 10: 335-355 pp.
- HATCHER, R.D. (2002): Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: rotational, transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Late Paleozoic basement*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 364: 199-208 pp.
- HATCHER, R.D. y HOOPER, R.J. (1992): Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain belts. En: McCLAY, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, Ed. Chapman & Hall, Londres: 217-233 pp.
- HEINRICH, W. y ALTHAUS, E. (1980): Die obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit plus Albit bzw. Jadeit. *Fortschritte für Mineralogie*, 58: 49-50 pp.
- HENRY, B., LIÉGEOIS, J.P., NOUAR, O., DERDER, M.E.M., BAYOU, B., BRUGUIER, O., OUABADI, A., BELHAI, D., AMENNA, M., HEMMI, A. y AYACHE, M. (2009): Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg Shield, Algeria: An AMS and U-Pb zircon age study. *Tectonophysics*, 474: 417-434 pp.
- HIGASHINO, T. (1990): The higher grade metamorphic zonation of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 413-423 pp.
- HILGEN, J.D. (1971): The Lalin Unit: a new structural element in the Hercinian orogen of Galicia (NW Spain). *Koninkl. Nederl Akad. Wetenschappen*, Amsterdam, B, 74 n°4.
- HIMMELBERG, G.R. y PAPIKE, J.J. (1969): Coexisting amphiboles from blueschist facies metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 10: 102-114 pp.
- HIRDES, W. y DAVIS, D.W. (2002): U-Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the Southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean Province. *Precambrian Research*, 118: 83-99 pp.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. y WILLIAMS, P.F. (1976): *An Outline of Structural Geology*. John Wiley. New York: 571 p.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131 pp.
- HOLDSWORTH, R.E., BUTLER, C.A., y ROBERTS, A.M. (1997): The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 73-78 pp.
- HOLDSWORTH, R.E., HAND, M., MILLER, J.A. y BUICK, I.S. (2001): Continental reactivation and reworking: an introduction. En: MILLER, J.A., HOLDSWORTH, R.E., BUICK, I.S. y HAND, M. (Eds.), *Continental Reactivation and Reworking*. Geological Society of London, Special Publication, 184: 1-12 pp.
- HOLLAND, T.J.B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. *American Mineralogist*, 65: 129-134 pp.

- HOLLAND, T.J.B. (1983): The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82: 214-220 pp.
- HOLLAND, T.J.B. y BLUNDY, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447 pp.
- HOSKIN, P.W.O. (2000): Patterns of chaos: fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 64: 1905-1923 pp.
- HUDLESTON, P.J. (1977): Similar folds, recumbent folds, and gravity tectonics in ice and rocks. *Journal of Structural Geology*, 85: 113-122 pp.
- HUDLESTON, P.J. (1989): The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 11: 949-957 pp.
- IACOPINI, D., PASSCHIER, C.W., KOEHN, D. y CAROSI, R. (2007): Fabric attractors in general triclinic flow systems and their application to high strain shear zones: A dynamical system approach. *Journal of Structural Geology*, 29: 298-317 pp.
- IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, 2: 63-68 pp.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981): Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la région de Zamora (Espagne) - Miranda do Douro (Portugal). *Comunicações Serviço Geológico de Portugal*, 67: 141-146 pp.
- ILDEFONSE, B., LAUNEAU, P., BOUCHEZ, J.-L. y FERNANDEZ, A. (1992): Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology*, 14: 73-83 pp.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1959): Memoria general 1958: 68-72 y 77 pp.
- JACKSON, S.E., PEARSON, N.J., GRIFFIN, W.L. y BELOUSOVA, E.A. (2004): The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69 pp.
- JAMIESON, R.A. y O'BEIRNE-RYAN, A.M. (1991): Decompression-induced growth of albite porphyroblasts, Fleur de Lys Supergroup, western Newfoundland. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 433-439 pp.
- JANOŮŠEK, V., GERDES, A., VRÁNA, S., FINGER, F., ERBAN, V., FRIEDL, G. y BRAITHWAITE, C.J.R. (2006): Low pressure granulites of the Lišov Massif, Southern Bohemia: Viséan metamorphism of Late Devonian plutonic arc rocks. *Journal of Petrology*, 47: 705-744 pp.
- JEŽEK, J., MELKA, R., SCHULMANN, K. y VENERA, Z. (1994): The behaviour of rigid triaxial ellipsoidal particles in viscous flows - modeling of fabric evolution in a multiparticle system. *Tectonophysics*, 229: 165-180 pp.
- JEŽEK, J., SCHULMANN, K. y SEGETH, K. (1996): Fabric evolution of rigid inclusions during mixed coaxial and simple shear flows. *Tectonophysics* 257: 203-221 pp.
- JIANG, D. y WILLIAMS, P.F. (1998): High-strain zones: a unified model. *Journal of Structural Geology*, 20: 1105-1120 pp.
- JOHNSON, S.E., SCHMIDT, K.L. y TATE, M.C. (2002): Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, 61: 187-208 pp.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. y NABAIS-CONDE, L.E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. IGME, Memoria explicativa: 1-113 pp.

- KLAPER, E.M. (1988): Quartz c-axis fabric development and large-scale post-nappe folding (Wandfluhhorn Fold, Penninic nappes). *Journal of Structural Geology*, 10: 795-802 pp.
- KOONS, P.O., RUBIE, D.C. y FRÜH-GREEN, G. (1987): The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz diorite during metamorphism in the eclogite facies. *Journal of Petrology*, 28: 679-700 pp.
- KROGH, E.J., OH, C.W. y LIOU, J.G. (1994): Polyphase and anticlockwise P-T evolution for Franciscan eclogites and blueschists from Jenner, California, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 121-134 pp.
- KRÖNER, A. y CORDANI, U.G. (2003): African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: Evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375: 325-352 pp.
- LANCELOT, J.R., ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 325-337pp.
- LE BRETON, N. y THOMPSON, A.B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237 pp.
- LIN, C.-H. (2000): Thermal modelling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan. *Tectonophysics*, 324: 189-201 pp.
- LIN, S., JIANG, D. y WILLIAMS, P.F. (1998): Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: Natural example and theoretical modelling. En: HOLDSWORTH, R.E., STRACHAN, R.A. y DEWEY, J.F. (Eds.), *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135: 41-57 pp.
- LINNEMANN, U., GERDES, A., DROST, K. y BUSCHMANN, B. (2007): The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). *Geological Society of America Special Paper*, 423: 61-96 pp.
- LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., ROMER, R.L., GEHMLICH, M., DROST, K. y TONK, CH. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana?. U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 683-705 pp.
- LINNEMANN, U., PEREIRA, F., JEFFRIES, T.E., DROST, K. y GERDES, A. (2008): The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461: 21-43 pp.
- LIPMAN, P.W. (1984): The roots of ash-flow calderas in North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801-8841 pp.
- LIPMAN, P.W. (1997): Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59: 198-218 pp.
- LISLE, R.J., RONDEEL, H.E., DOORN, D., BRUGGE, J. y VAN DE GAAG, P. (1983): Estimation of viscosity contrast and finite strain from deformed elliptical inclusions. *Journal of Structural Geology*, 5: 603-609 pp.
- LISTER, G.S. y DAVIS, G.A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11: 65-94 pp.
- LISTER, G.S. y SNOKE, A.W. (1984): S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638 pp.

- LLANA-FÚNEZ, S. (1997): Estructura del borde Oriental de la Unidad de Malpica-Tuy en la transversal Molinos de Ceán-Razo (Galicia, NO España). En: PIRES, C.C., GOMES, M.E.P. y COKE, C. (Eds.), Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular. Vila Real, Septiembre: 283-288 pp.
- LLANA-FÚNEZ, S. (2001): La estructura de la Unidad de Malpica-Tui (Cordillera Varisca en Iberia). Serie Tesis Doctorales 1, IGME, Madrid: 1-295 pp.
- LLANA-FÚNEZ, S. y MARCOS, A. (2001): The Malpica-Lamego Line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology*, 23: 1015-1030 pp.
- LLANA-FÚNEZ, S. y MARCOS, A. (2002): Structural record during exhumation and emplacement of high-pressure-low-to intermediate-temperature rocks in the Malpica-Tui unit (Variscan Belt of Iberia). En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), *Variscan–Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement*, Geological Society of America Special Paper, 364: 125-142 pp.
- LOIZENBAUER, J., WALLBRECHER, E., FRITZ, H., NEUMAYR, P., KHUDEIR y A.A., KLOETZLI, U. (2001): Structural geology, single zircon ages and fluid inclusion studies of the Meatiq metamorphic core complex: Implications for Neoproterozoic tectonics in the Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research*, 110: 357-383 pp.
- LÓPEZ CARMONA, A. (2007): Evolución metamórfica de los Esquistos de Ceán, Unidad de Malpica-Tui (NW del Macizo Ibérico). Trabajo de grado (inédito), Universidad Complutense de Madrid: 98 p.
- LÓPEZ CARMONA, A., ABATI, J. y RECHE, J. (2007): Evolución metamórfica de los esquistos de AP/BT de Ceán (Unidad de Malpica-Tui, NW del Macizo Ibérico). *Geogaceta*, 43: 3-6 pp.
- LÓPEZ CARMONA, A., ABATI, J. y RECHE, J. (2010). Petrologic modeling of chloritoid glaucophane schists from the NW Iberian Massif. *Gondwana Research*, 17: 377-391 pp.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92 pp. (traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166 pp.).
- LUDWIG, K.R. (2003): User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4: 1-70 pp.
- LUTH, W.D., JAHNS, R.H. y TUTTLE, O.F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 69: 659-773 pp.
- MACKENZIE, D.P. (1969): Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal International*, 18: 1-32 pp.
- MACKIN, J.H. (1950): The down-structure method of viewing geologic maps. *Journal of Geology*, 58: 55-72 pp.
- MAJORIBANKS, R.W. (1976): The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from central Australia. *Tectonophysics*, 32: 269-293 pp.
- MALAVIEILLE, J. (1987): Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *Journal of Structural Geology*, 9: 541-554 pp.
- MARESCH, W.V. (1977): Experimental studies of glaucofane: An análisis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43: 109-125 pp.
- MARQUES, F.O. y COBBOLD, P.R. (1995): Development of highly non-cylindrical folds around rigid ellipsoidal inclusions in bulk simple shear regimes: natural examples and experimental modelling. *Journal of Structural Geology*, 17: 589-602 pp.
- MARQUES, F.O., RIBEIRO, A. y MUNHÁ, J.M. (1996): Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous

- Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics*, 15: 747-762 pp.
- MARQUÍNEZ GARCÍA, J.L. (1981): Estudio geológico del área esquistosa de Galicia central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, 1: 125-154 pp.
- MARQUÍNEZ GARCÍA, J.L. (1984): La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 100: 231 p.
- MARSHAK, S. (1999): Deformation style way back when: thoughts on the contrasts between Archean/Paleoproterozoic and contemporary orogens. *Journal of Structural Geology*, 21: 1175-1182 pp.
- MARTÍN IZARD, A., FONTENLA, V., VALÍN, M.L., ARRIBAS, A., MOREIRAS, D., MARCOS, C. y REGUILÓN, R. (1995): Los Ortogneises Peralcalinos del borde meridional de la Unidad Malpica-Tuy: Caracteres geológicos, mineralógicos, geoquímicos, y mineralizaciones de Y-Nb-Zr-Tr asociadas, *Estudios Geológicos (Madrid)*, 51, 5-6: 195-212 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae 2ª Serie*, 2: 291 p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1990): A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179: 253-272 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., ABATI, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., CASTIÑEIRAS, P., GÓMEZ-BARREIRO, J., DÍEZ MONTES, A., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., RUBIO PASCUAL, F.J., ANDONAEGUI, P., JEFFRIES, T.E., ALCOCK, J.E., DÍEZ FERNÁNDEZ, R. y LÓPEZ CARMONA, A. (2009): A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 114-126 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F. y ABATI, J. (1997): Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25: 1103-1106 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F. y ABATI, J. (1999): Allochthonous units in the Variscan belt of NW Iberia. Terranes and accretionary history. En: SINHA, A.K. (Ed.), *Basement Tectonics*, Kluwer Academic Publishers, 13: 65-84 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S. y FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. (2004a): Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Terrenos e historia acrecionaria. En: VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Cap. 2: 162-165 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GÓMEZ-BARREIRO, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ANDONAEGUI, P., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., DÍEZ MONTES, A., RUBIO PASCUAL, F.J. y VALLE AGUADO, B. (2007): Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the Variscan belt. En: HATCHER, R.D., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. Geological Society of America Memoir, 200: 403-423 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., RUBIO PASCUAL, F.J., ABATI, J. y MARQUÍNEZ GARCÍA, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15: 106-121 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R. y DÍEZ BALDA, M.A. (2003): Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain), *Journal of Structural Geology*, 25: 1815-1839 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., LLANA-FÚNEZ, S., RUBIO PASCUAL, F., ABATI, J. y DÍAZ GARCÍA, F. (2004b): Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Complejos alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes,

Unidades basales. En: VERA, J.A. (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Cap. 2: 144-149 pp.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., GONZÁLEZ CUADRA, P., GÓMEZ-BARREIRO, J. y RUBIO PASCUAL, F.J. (2002): Thrust and detachment systems in the Órdenes Complex (Northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement. Geological Society of America Special Paper, 364: 163-182 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., JENNER, G. A., BELOUSOVA, E. y DÍEZ MONTES, A. (2004c): Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Paleozoic plate configuration and Variscan evolution. *Journal of the Geological Society*, 161: 461-473 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., MEIRELES, C., GONZÁLEZ-CLAVIJO, E., BELOUSOVA, E. y SAEED, A. (2008): U-Pb detrital zircon ages in synorogenic deposits of the NW Iberian Massif (Variscan Belt): interplay of Devonian-Carboniferous sedimentation and thrust tectonics. *Journal of the Geological Society*, 165: 687-698 pp.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (2002): Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. *Nova Terra*, 18: 1-295 pp.
- MASSONNE, H.-J. y SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 228-236 pp.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374 pp.
- MATTE, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337 pp.
- MATTE, P. (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: 122-128 pp.
- McCLAY, K.R., NORTON, M.G., CONEY, P. y DAVIS, G.H. (1986): Collapse of the Caledonian orogen and the old red sandstone. *Nature*, 323: 147-149 pp.
- MEANS, W.D. (1989): Stretching faults. *Geology*, 17: 893-896 pp.
- MEANS, W.D. (1995): Shear zones and rock history. *Tectonophysics*, 247: 157-160 pp.
- MÉNARD, G. y MOLNAR, P. (1988): Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and range province. *Nature*, 334: 235-237 pp.
- MESSIGA, B. y SCAMBELLURI, M. (1991): Retrograde P-T-t path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy): some tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 93-109 pp.
- MILLER, C., KONZETT, J., TIEPOLO, M., ARMSTRONG, R.A. y THÖNI, M. (2007): Jadeite-gneiss from the Eclogite zone Tauern Window, Eastern Alps, Austria. Metamorphic, geochemical and zircon record of a sedimentary protolith. *Lithos*, 93: 68-88 pp.
- MINEAR, J.W. y TOKSÖZ, M.N. (1970): Thermal regime of a downgoing slab. *Tectonophysics*, 10: 367-390 pp.
- MOLNAR, P. y CHEN, W.P. (1982): Seismicity and mountain building. En: HSÜ, K.J. (Ed.), Mountain Building Processes. Academic Press, New York: 41-57 pp.
- MOLNAR, P. y CHEN, W.P. (1983): Focal depths and fault plane solutions earthquakes under the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*, 88: 1180-1196 pp.
- MOLNAR, P. y LYON CAEN, H. (1988): Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of

- mountain belts. Geological Society of America Special Paper, 218: 179-207 pp.
- MONTERO, P. (1993): Geoquímica y petrogénesis del Complejo Peralcalino de la Sierra del Galiñeiro (Pontevedra, España). Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Oviedo: 318 p.
- MONTERO, P., BEA, F., CORRETGÉ, L.G., FLOOR, P. y WHITEHOUSE, M.J. (2009a): U-Pb ion microprobe dating and Sr and Nd isotope geology of the Galiñeiro Igneous Complex: A model for the peraluminous/peralkaline duality of the Cambro-Ordovician magmatism of Iberia. *Lithos*, 107: 227-238 pp.
- MONTERO, P., BEA, F., GONZÁLEZ LODEIRO, F., TALAVERA, C. y 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 Palaeozoic evolution of Iberia. *Geological Magazine*, 144: 963-976 pp.
- MONTERO, P., FLOOR, P. y CORRETGÉ, L.G. (1998): The accumulation of rare-earth and high-field-strength elements in peralkaline granitic rocks: the Galiñeiro orthogneissic complex, Northwestern Spain. *The Canadian Mineralogist*, 36: 683-700 pp.
- MONTERO, P., TALAVERA, C., BEA, F., GONZÁLEZ LODEIRO, F. y WHITEHOUSE, M.J. (2009b). Zircon geochronology of the Ollo de Sapo Formation and the age of the Cambro-Ordovician rifting in Iberia. *The Journal of Geology*, 117: 174-191 pp.
- MUKUL, M. y MITRA, G. (1998): Finite strain and strain variation analysis in the Sheeprock Thrust Sheet: an internal thrust sheet in the Provo salient of the Sevier Fold-and-Thrust belt, Central Utah. *Journal of Structural Geology*, 20: 385-405 pp.
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, A. y RIBEIRO, M.L. (1984): Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70: 31-53 pp.
- MURPHY, J.B., EGUILUZ, L. y ZULAUF, G. (2002): Cadomian orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia-Baltica connections. *Tectonophysics*, 352: 1-9 pp.
- MURPHY, J.B., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. y BRAID, J.A. (2008): Probing crustal and mantle lithosphere origin through Ordovician volcanic rocks along the Iberian passive margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 461: 166-180 pp.
- MURPHY, J.B. y NANCE, R.D. (1991): Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, 19: 469-472 pp.
- NANCE, R.D. y MURPHY, J.B. (1994): Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, 22: 617-620 pp.
- NANCE, R.D., MURPHY, J.B., STRACHAN, R.A., KEPPIE, J.D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., QUESADA, C., LINNEMANN, U., D'LEMONS, R. y PISAREVSKY, S.A. (2008): Neoproterozoic-early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. En: ENNIH, N. y LIÉGEOIS, J.-P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London Special Publication, 297: 345-383 pp.
- NAVIDAD, M. (1979): Las series glandulares del sector central del macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). *Estudios Geológicos*, 35: 31-48 pp.
- NAVIDAD, M. y BEA, F. (2004): Zona Centroibérica: Magmatismo de la zona Centroibérica: El magmatismo prevarisco. En: VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Cap. 2: 92-96 pp.
- NEVES, S.P., SILVA, J.M.R. y MARIANO, G. (2005): Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, 27: 1513-1527 pp.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BLAISE, J. y POIRIER, J.P. (1977): Geological aspects of deformation in continental shear zones. En: DENHAN, D. (Ed.), *Stress Environment and Displacement at Continental*

- Margins. *Tectonophysics*, 42: 55-73 pp.
- NOWLAN, E.U., SHERTL, H.-P. y SCHREYER, W. (2000): Garnet–omphacite–phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit in the southern Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 42: 137-214 pp.
- O'LEARLY, D.W., FRIEDMAN, D.E. y POHN, H.A. (1976): Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of American Bulletin*, 87: 1463-1469 pp.
- ORD, A. y HOBBS, B.E. (1989): The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158: 269-289 pp.
- OROZBAEV, R.T., TAKASU, A., TAGIRI, M., BAKIROV, A.B. y SAKIEV, K.S. (2007): Polymetamorphism of Aktyuz eclogites (northern Kyrgyz Tien-Shan) deduced from inclusions in garnets. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102: 150-156 pp.
- ORTEGA, E. (1980): Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica, La Coruña. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1: 177-186 pp.
- ORTEGA GIRONÉS, E. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1983): La unidad de Malpica-Tuy (“Complejo Antiguo” – “Fosa Blastomilonítica”). En: COMBA, J.A. (Ed.), *Geología de España, Libro Jubilar J. M. RÍOS, IGME*, Madrid, 1: 430-439 pp.
- OTSUKI, M. y BANNO, S. (1990): Prograde and retrograde metamorphism of haematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 425-439 pp.
- PARGA PONDAL, I. (1956): Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña. *Leidse Geologische Mededelingen*, 21: 467-484 pp.
- PARGA PONDAL, I. (1963): Mapa petrográfico estructural de Galicia escala 1:400.000. IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, P. y CAPDEVILA, R. (1964): Introduction à la géologie de l’Ollo de Sapo”, Formation porphyroide anté-silurienne du Nord Ouest de l’Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76: 119-153 pp.
- PASSCHIER, C.W. (1997): The fabric attractor. *Journal of Structural Geology*, 19: 113-127 pp.
- PASSCHIER, C.W. (1998): Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology*, 20: 1121-1137 pp.
- PASSCHIER, C.W. (2009): Student Author of the Year Award 2009. *Journal of Structural Geology*, 31: 1441 p.
- PASSCHIER, C.W. y TROUW, R.A.J. (1996): *Microtectonics*. Springer, Berlin: 1-289 pp.
- PATERSON, S.R. (1983): A comparison of methods used in measuring finite strains from ellipsoidal objects, *Journal of Structural Geology*, 5: 611-618 pp.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H. y TOBISCH, O.T. (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363 pp.
- PEACOCK, S.M. (1987): Creation and preservation of subduction-related inverted metamorphic gradients. *Journal of Geophysical Research*, 92: 12763-12781 pp.
- PEACOCK, S.M. (2003): Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. En: EILER, J. (Ed.), *Inside the Subduction Factory, Geophysical Monograph*, 138, American Geophysical Union, Washington, D.C.: 7-22 pp.
- PEINADO, M. (1973): Evolución metamórfica en el Macizo del Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Tesis Doctoral (inérita), Universidad Complutense de Madrid: 199 p.

- PEREIRA, M.F., CHICHORRO, M., LINNEMANN, U., EGUILUZ, L. y BRANDAO SILVA, J. (2006): Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research*, 144: 297-315 pp.
- PETERSON, V.L. y ROBINSON, P. (1993): Progressive evolution from uplift to orogen-parallel transport in a late-acadian, upper amphibolite- to granulite-facies shear zone, south-central Massachusetts. *Tectonics*, 12: 550-567 pp.
- PEUCAT, J.J., CAPDEVILA, R., DRARENI, A., MAHDJOUR, Y. y KAHOU, M. (2005): The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, 13: 309-352 pp.
- PHILIPPON, M., BRUN, J.P. y GUEYDAN, F. (2009): Kinematic records of subduction and exhumation in the Ile de Groix blueschists (Hercynian belt; Western France). *Journal of Structural Geology*, 31: 1308-1321 pp.
- PIAZOLO, S. y PASSCHIER, C.W. (2002): Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain. *Journal of Structural Geology*, 24: 25-44 pp.
- PIMENTEL, M.M., WHITEHOUSE, M.J., VIANA, M.G., FUCHS, R.A. y MACHADO, N. (1997): The Mara Rosa arc in the Tocantins province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, 81: 299-310 pp.
- PIN, C., ORTEGA CUESTA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1992): Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian Massif: Nd isotope and trace-element constraints. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 163: 483-494 pp.
- PIN, C., PAQUETTE, J.L., SANTOS ZALDUEGUI, J.F. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2002): Early Devonian supra-subduction zone ophiolite related to incipient collisional processes in the Western Variscan Belt: The Sierra de Careón unit, Ordenes Complex, Galicia. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement*. Geological Society of America Special Paper, 364: 57-72 pp.
- PIN, C., PAQUETTE, J.L., ÁBALOS, B., SANTOS, F.J. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2006): Composite origin of an early Variscan transported suture: Ophiolitic units of the Morais Nappe Complex (north Portugal). *Tectonics*, 25, TC5001, doi: 10.1029/2006TC001971.
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1037-1053 pp.
- PLATT, J.P. y ENGLAND, P.C. (1994): Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *American Journal of Sciences*, 294: 307-336 pp.
- PLATT, R.G. y WOOLLEY, A.R. (1986): The mafic mineralogy of the peralkaline syenites and granites of the Mulanje complex, Malawi. *Mineralogical Magazine*, 50: 85-99 pp.
- POGNANTE, U. y KIENAST, J.R. (1987): Blueschist and eclogite transformations in Fe-Ti gabbros; a case from the Western Alps ophiolites. *Journal of Petrology*, 28: 271-292 pp.
- POTREL, A., PEUCAT, J.J. y FANNING, C.M. (1998): Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, 90: 107-117 pp.
- POTTS, G.J. y REDDY, S.M. (1999): Construction and systematic assessment of relative deformation histories. *Journal of Structural Geology* 8/9, 1245-1254 pp.
- POWELL, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 231-243 pp.

- POWELL, R. y HOLLAND, T.J.B. (1990): "Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O)". *American Mineralogist*, 75: 367-380 pp.
- PRICE, N.J. (1967): The initiation and development of asymmetric buckle folds in non metamorphosed competent sediments. *Tectonophysics*, 4: 173-201 pp.
- PRICE, N.J. y COSGROVE, J.W. (1990): *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, Cambridge: 520 p.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., VERSCHURE, R.H., HEBEDA, E.H. y FLOOR, P. (1966): Isotopic evidence for Upper-Cambrian or Lower-Ordovician granite emplacement in the Vigo Area, North-Western Spain. *Geologie Mijnbouw*, 45: 36-40 pp.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., VERSCHURE, R.H., HEBEDA, E.H. y VERDUMEN, E.A.T. (1970): Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 63: 255-274 pp.
- RAMBAUD, F., ÁLVAREZ, R. y BONILLA, A. (1992): El complejo ígneo peralcalino de Monte Galiñeiro (Vigo-Porriño-Pontevedra), sus mineralizaciones de Y, Trr, Zr, Nb, Th. Investigación preliminar de métodos de concentración, 15 Congreso mundial de minería. Tomo 1: 789-798 pp.
- RAMBERG, H. (1963): Strain Distribution and Geometry at Folds. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, 42: 1-20 pp.
- RAMSAY, J.G. (1958): Superposed folding in Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 113: 271-308 pp.
- RAMSAY, J.G. (1962): The Geometry and Mechanics of Formation of "Similar" Type Folds. *The Journal of Geology*, 70: 309-327 pp.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York. 568 pp.
- RAMSAY, J., CASEY, M. y KLIGFIELD, R. (1983): Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11: 439-442 pp.
- RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I. (1983): *The techniques of modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London: 307 p.
- RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I. (1987): *The techniques of modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Faultures*. Academic Press, London: 309-700 pp.
- RAO, B.B. y JOHANNES, W. (1979): Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 10: 437-447 pp.
- REINHARDT, J. y KLEEMANN, U. (1994): Extensional unroofing of granulite lower crust and related low-pressure, high-temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. *Tectonophysics*, 238: 71-94 pp.
- REY, P., VANDERHAEGHE, O. y TEYSSIER, C. (2001): Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and models. *Tectonophysics*, 342: 435-449 pp.
- RIBEIRO, M.L. y FLOOR, P. (1987): Magmatismo peralcalino no Macico Hesperico: Sua distribuico e significado geodinamico, geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola: 211-222 pp.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. y DIAS, R. (1990): Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. En: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin: 220-236 pp.

- RICH, J.L. (1934): Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 18: 1584-1596 pp.
- RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M. (1976): Pattern of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 283: 281-288 pp.
- RING, U., BRANDON, M.T., WILLET, S.D. y LISTER, G.S. (1999): Exhumation processes. En: RING, U., BRANDON, M.T., LISTER, G.S. y WILLET, S.D. (Eds.), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society of London, Special Publication, 154: 1-27 pp.
- ROBIN, P.Y.F. y CRUDEN, A.R. (1994): Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16: 447-466 pp.
- ROCCI, G., BRONNER, G. y DESCHAMPS, M. (1991): Crystalline basement of the West African Craton. En: DALLMEYER, R. D. y LÉCORCHÉ, J. P. (Eds.), *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*, Heidelberg, Germany, Springer-Verlag: 31-61 pp.
- RODRÍGUEZ, J., COSCA, M.A., GIL IBARGUCHI, J.I. y DALLMEYER, R.D. (2003): Strain partitioning and preservation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain). *Lithos*, 70: 111-139 pp.
- RODRÍGUEZ, J., PAQUETTE, J.L. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2007): U-Pb dating of Lower Ordovician alkaline magmatism in the Gondwana margin (Malpica-Tui complex, Iberian Massif): latest continental events before oceanic spreading. En: ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ABATI, J. y SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S. (Eds.), *IGCP 497: The Rheic ocean: its origin, evolution and correlatives, A Coruña, Spain, The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain), Field trip guide & Conference abstracts*, 163-164 pp.
- RODRÍGUEZ ALLER, J. (2005): Recristalización y deformación de litologías supracorticales sometidas a metamorfismo de alta presión (Complejo de Malpica-Tuy, NO del Macizo Ibérico). *Nova Terra*, 29: 1-410 pp.
- RODRÍGUEZ ALONSO M.D., PEINADO, M., LÓPEZ-PLAZA, M., FRANCO, P., CARNICERO, A. y GONZALO, J.C. (2004): Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain): Geology, Petrology and Geodynamic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 897-920 pp.
- ROLET, J., GRESSELIN, F., JEGOUZO, P., LEDRU, P. y WYNS, R. (1994): Intracontinental Hercynian events in the Armorican Massif, structure and metamorphism, the Variscan orogeny in the Armorican Massif. En: KEPPIE, J.D. (Ed.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Berlin, Germany, Springer-Verlag: 195-219 pp.
- RUBIO PASCUAL, F.J., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ABATI, J. (2002): Contrasting high-pressure metabasites from the Santiago unit (Órdenes Complex, northwestern Iberian Massif, Spain). En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America, Special Paper, 364: 105-124 pp.
- RUPPEL, C. (1995): Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24187-24215 pp.
- RUPPEL, C., ROYDEN, L. y HODGES, K.V. (1988): Thermal modelling of extensional tectonics: application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7: 947-957 pp.
- SAMANTA, S.K., MANDAL, N., CHAKRABORTY, C. (2002): Development of different types of pull-apart microstructures in mylonites: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 24: 1345-1355 pp.
- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S. (2009): Geoquímica y geocronología de las Ofolitas de Galicia. *Nova Terra*, 37: 1-351 pp.

- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., GÓMEZ-BARREIRO, J. y PEARCE, J.A. (2007): Careón ophiolite, NW Spain: Suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. *Geology*, 35: 53-56 pp.
- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ARENAS, R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. y JEFFRIES, T.E. (2009): From Rodinia to Pangaea: ophiolites from NW Iberia as witness for a long-lived continental margin. *Geological Society of London, Special Publication*, 327: 317-341 pp.
- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., JEFFRIES, T.E., ARENAS, R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. y GARCÍA-SÁNCHEZ, R. (2006): A pre-Rodnian ophiolite involved in the Variscan suture of Galicia (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Journal of the Geological Society*, 163: 737-740 pp.
- SANDERSON, D.J. (1982): Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics*, 88: 201-233 pp.
- SANDERSON, D.J. y MARCHINI, W.R.D. (1984): Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458 pp.
- SANTANACH, P. (1994): Las Cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71 pp.
- SANTOS, T.J.S., FETTER, A.H. y NETO, J.A.N. (2008): Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. En: PANKHURST, R.J., TROUW, R.A., BRITO-NEVES, B.B. y de WIT, M.J., (Eds.), *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication, 294: 101-119 pp.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D., MCNAUGHTON, N.J. y FLETCHER, I.R. (2000): A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488 pp.
- SANTOS, J.F., SCHÄRER, U., GIL IBARGUCHI, J.I. y GIRARDEAU, J. (2002): Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb-Sr-Nd isotope data. *Journal of Petrology*, 43: 17-43 pp.
- SANTOS ZALDUEGUI, J.F., SCHÄRER, U. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1995): Isotope constraints on the age and origin of magmatism and metamorphism in the Malpica-Tuy allochthon, Galicia, NW Spain. *Chemical Geology*, 121: 91-103 pp.
- SCHERMERHÖRN, L.J.G. y KOTSCH, S. (1984): First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70: 23-29 pp.
- SCHIFFMAN, P. y LIOU, J.P. (1980): Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *Journal of Petrology*, 21: 441-474 pp.
- SCHMID, S.M. (1994): Textures of geological materials: computer model predictions versus empirical interpretations based on rock deformation experiments and field studies. En: BUNGE, H.J., SIEGESMUND, S., SKROTZKI, W. y WEBER, K. (Eds.), *Textures of geological materials*. DGM Informationsges, Oberursel: 270-303 pp.
- SHACKLETON, R. (1993): Tectonics of the lower crust: a view from the Usambara Mountains, NE Tanzania. *Journal of Structural Geology*, 15: 663-671 pp.
- SHACKLETON, R.M. y RIES, A.C. (1984): The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *Journal of Structural Geology*, 6: 111-117 pp.
- SHELLEY, D. y BOSSIÈRE, G. (2000): A new model for the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22: 757-776 pp.
- SHELLEY, D. y BOSSIÈRE, G. (2002): Megadisplacements and the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.),

- Variscan-Appalachian dynamics: The building of the Late Paleozoic basement, Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper, 364: 209-222 pp.
- SIMPSON, C. y DE PAOR, D.G. (1993): Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15: 1-20 pp.
- SIMPSON, C. y SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of the criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1281-1288 pp.
- SIRCOMBE, K.N. (2004): AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences*, 30: 21-31 pp.
- SISSON, V.B., ERTAN, I.E. y AVÉ LALLEMANT, H.G. (1997): High-Pressure (~2000 MPa) Kyanite- and Glaucophane-bearing Pelitic Schist and Eclogite from Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. *Journal of Petrology*, 38, 1: 65-83 pp.
- STACEY, J.S. y KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221 pp.
- STAMPFLI, G.M. y BOREL, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 196: 17-33 pp.
- STAMPFLI, G.M., VON RAUMER, J.F. y BOREL, G.D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HATCHER, R.D., ARENAS, R. y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the Late Paleozoic basement*, Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper, 364: 263-280 pp.
- STRINE, M. y WOJTAL, S.F. (2004): Evidence for non-plane strain flattening along the Moine thrust, Loch Srath nan Aisinnin, North-West Scotland. *Journal of Structural Geology*, 26: 1755-1772 pp.
- SUTTON, J y WATSON, J. (1955): The structure and stratigraphic succession of the Moines of Fannich Forest and Strath Bran, Ross-shire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 110: 21-53 pp.
- TAKASU, A. y DALLMEYER, R.D. (1990): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, 185: 111-139 pp.
- TALAVERA, C., BEA, F., MONTERO, P. y WHITEHOUSE, M. J. (2008): A revised Ordovician age for the Sisargas orthogneiss, Galicia (Spain). Zircon U-Pb ion-microprobe and LA-ICPMS dating. *Geologica Acta*, 6: 313-317 pp.
- TEYSSIER, C. y WHITNEY, D.L. (2002): Gneiss domes and orogeny. *Geology*, 30: 1139-1142 pp.
- TIKOFF, B. y FOSSEN, H. (1999): Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journal of Structural Geology*, 21: 1497-1512 pp.
- TIKOFF, B. y GREENE, D. (1997): Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19: 29-39 pp.
- TIKOFF, B. y PETERSON, K. (1998): Physical experiments of transpressional folding. *Journal of Structural Geology*, 20: 661-672 pp.
- TOKSÖZ, M.N., MINEAR, J.W., y JULIAN, B.R. (1971): Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *Journal of Geophysical Research*, 76: 1113-1138 pp.
- TREAGUS, S.H. (1973): Buckling stability of a viscous single layer system, oblique to the principal compression. *Tectonophysics*, 19: 271-289 pp.

- TRÉPIED, L., DOUKHAN, J.C., y PAQUET, J. (1980): Subgrain boundaries in quartz theoretical analysis and microscopic observations. *Physics and Chemistry of Minerals*, 5: 201-218 pp.
- TULLIS, J. y YUND, R.C. (1985): Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13: 238-241 pp.
- TULLOCH, A.J. (1992): Petrology of the Sams Creek peralkaline granite dike, Takaka, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 35: 193-200 pp.
- TWISS, R.J. y MOORES, M.E. (1992): *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, New York: 532 p.
- UGIDOS, J.M., BILSTRÖM, K., VALLADARES, M.I. y BARBA, P. (2003a): Geochemistry of the Upper Neoproterozoic and Lower Cambrian siliciclastic rocks and U-Pb dating on detrital zircons in the Central Iberian Zone, Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 661-676 pp.
- UGIDOS, J.M., VALLADARES, M.I., BARBA, P. y ELLAM, R.M. (2003b): The Upper Neoproterozoic–Lower Cambrian of the Central Iberian Zone, Spain: Chemical and isotopic (Sm–Nd) evidence that the sedimentary succession records an inverted stratigraphy of its source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 2615-2629 pp.
- VACAS, J.M. (2001): Isogons: a program in Pascal to draw the dip isogons of folds. *Computers & Geosciences*, 27: 601-606 pp.
- VALVERDE-VAQUERO, P. y DUNNING, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in central Spain. *Journal of the Geological Society*, 157: 15-26 pp.
- VALVERDE-VAQUERO, P., MARCOS, A., FARIAS, P. y GALLASTEGUI, G. (2005): U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta*, 3: 27-37 pp.
- VAN CALSTEREN, P.W.C. (1977): Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain). Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Leiden: 74 p.
- VAN CALSTEREN, P.W.C., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A., DEN TEX, E., VERDURMEN, E.A.T.H. y VERSCHURE, R.H. (1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle plume. *Chemical Geology*, 24: 35-56 pp.
- VAN DER WEGEN, G. (1978): Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, Western Galicia, Spain. *Scripta Geologica*, 45: 1-95 pp.
- VAN KEKEN, P.E. y KING, S.D. (2005): Thermal structure and dynamics of subduction zones: insights from observations and modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149: 1-6 pp.
- VAN STAAL, C.R. y DE ROO, J.A. (1995): Mid-Paleozoic tectonic evolution of the Appalachian central mobile belt in northern New Brunswick, Canada: Collision, extensional collapse and dextral transpression. En: HIBBARD, J.P., VAN STAAL, C.R. y CAWOOD, P.A. (Eds.), *Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen*, St. John's, Newfoundland. Geological Association of Canada Special Paper, 41: 367-389 pp.
- VANDERHAEGHE, O. y TEYSSIER, C. (1997): Formation of the Shuswap metamorphic core complex during late-orogenic collapse of the Canadian Cordillera: role of ductile thinning and partial melting of the mid- to lower crust. *Geodinamica Acta*, 10: 41-58 pp.
- VANDERHAEGHE, O. y TEYSSIER, C. (2001): Crustal-scale rheological transitions during late-orogenic collapse. *Tectonophysics*, 335: 211-228 pp.
- VAUCHEZ, A. y NICOLAS, A. (1991): Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy.

- Tectonophysics, 185: 183-201 pp.
- VERGARA, A., FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, M., ÁLVAREZ RODRÍGUEZ, R. y VALLE FUENTES, F.J. (1994): On the first occurrence of Fergusonite-Group minerals in The “Galiñeiro” Peralkaline Complex (Spain), *Boletín Sociedad Española de mineralogía*, 17: 225-230 pp.
- VERNON, R.H. (1987): Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 51-68 pp.
- VIALETTE, Y., CASQUET, C., FÚSTER, J. M., IBARROLA, E., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrbuch Mineral Monatshefte, H*, 10: 465-479 pp.
- VILLAR ALONSO, P.M. (1990): Estructura del Antiforme de Villadepera (Zamora). Tesis de Licenciatura (inédita), Universidad de Salamanca: 66 p.
- VILLASECA, C. (1983): Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra del Guadarrama. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid: 331 p.
- VON RAUMER, J.F. y STAMPFLI, G.M., (2008): The birth of the Rheic Ocean - Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics*, 461: 9-20 pp.
- VON RAUMER, J.F., STAMPFLI, G.M. y BUSSY, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365: 7-22 pp.
- WADA, I. (2009): Thermal Structure and Geodynamics of Subduction Zones. Tesis Doctoral (inédita), University of Victoria: 173 p.
- WALKER, J.D. y GEISSMAN, J.W. (recopiladores) (2009): Geologic Time Scale: Geological Society of America, doi: 10.1130/2009.CTS004R2C.
- WARREN, C.J., BEAUMONT, C. y JAMIESON, R.A. (2008): Modelling tectonic styles and ultra-high pressure (UHP) rock exhumation during the transition from oceanic subduction to continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 129-145 pp.
- WATERS, D. y MARTIN, H.N. (1993): The garnet–clinopyroxene–phengite barometer. *Terra Abstracts*, 5: 410–411 pp.
- WATTERSON, J. (1968): Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, Southwest Greenland. *Meddelelser om Grönland*, 175: 1-72 pp.
- WAYTE, G.J., WORDEN, R.B., RUBIE, D.C. y DROOP, G.T.R. (1989): A TEM study of disequilibrium plagioclase breakdown at high pressure: The role of infiltrating fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 426-437 pp.
- WEI, C. y POWELL, R. (2003): Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) with application to natural rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 301-315 pp.
- WEIL, A.B., VAN DER VOO, R., VAN DER PLUIJM, B. y PARÉS, J.M. (2000): The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 22: 735-756 pp.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L. y CHAPPELL, B.W. (1987): A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419 pp.
- WHEELER, J. (1987): The determination of true shear senses from the deflection of passive markers in shear zones. *Journal of the Geological Society*, 144: 73-77 pp.
- WILLIAMS, G.D., CHAPMAN, T.J. y MILTON, N.J. (1984): Generation and modification of finite strain patterns

by progressive thrust faulting in the Laksefjord Nappe, Finmark. *Tectonophysics*, 107: 177-186 pp.

WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. y VERNIERS, J. (2002): Palaeozoic amalgamation of central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. En: WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. y VERNIERS, J. (Eds.), *Palaeozoic amalgamation of central Europe*. Geological Society of London Special Publication, 201: 1-18 pp.

YAMATO, P., AGARD, P., BUROV, E., LE POURHIET, L., JOLIVET, L. y TIBERI, C. (2007): Burial and exhumation in a subduction wedge: mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, Western Alps). *Journal of Geophysical Research*, 112: B07410.

YARDLEY, B.W.D. (1989): *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, London: 248 p.

ZECK, H.P., WHITEHOUSE, M.J. y UGIDOS, J.M. (2007): 496 ± 3 Ma zircon ion microprobe age for pre-Hercynian granite, Central Iberian Zone, NE Portugal (earlier claimed 618 ± 9 Ma). *Geological Magazine*, 144: 21-31 pp.

