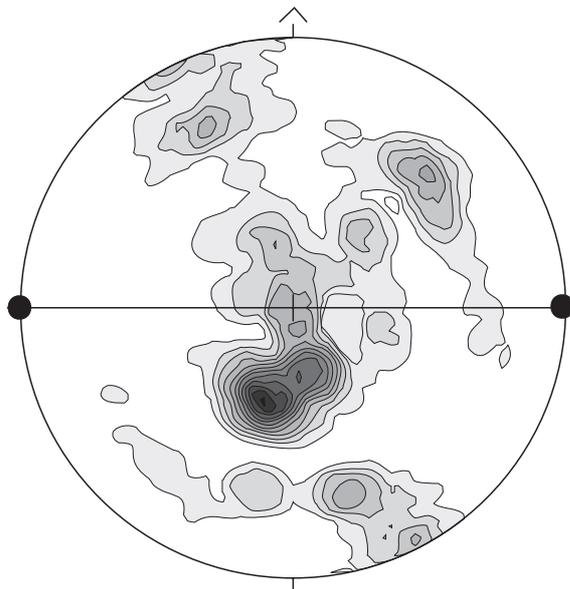


UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Departamento de Geología

LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI (CORDILLERA VARISCA EN IBERIA)

Sergio Llana Fúnez



1999

UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Departamento de Geología

**LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE
MALPICA-TUI
(CORDILLERA VARISCA EN IBERIA)**

Sergio Llana Fúnez

1999

Figura de portada

Textura de cuarzo en relación con la foliación principal en el Ortoneis de Malpica-Borneiro (localidad de Borneiro, muestra slf077). La textura está caracterizada por una guirnalda cruzada de tipo II en la que se aprecia un máximo intenso en el subhemisferio inferior, casi ausente en el superior. Los máximos que constituyen la guirnalda cruzada en cada subhemisferio se disponen con respecto a sus homólogos a distinto ángulo de la foliación.

Título: "LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI(CORDILLERA VARISCA EN IBERIA)"

Nombre: LLANA FUNEZ, SERGIO

Universidad: OVIEDO

Departamento: GEOLOGIA

Fecha de lectura: 12/01/2000

Dirección:

> **Director:** ALBERTO MARCOS VALLAURE

Tribunal:

> **presidente:** PETER FLOOR

> **secretario:** FERNANDEZ RODRIGUEZ FRANCISCO JOSE

> **vocal:** MARTINEZ CATALAN JOSE RAMON

> **vocal:** ANTONIO RIBEIRO

> **vocal:** GIL IGARUCHI JOSE IGNACIO

Descriptores:

> CIENCIAS DE LA TIERRA Y DEL ESPACIO

> GEOMORFOLOGIA

> GEOLOGIA

El fichero de tesis no ha sido incorporado al sistema.

Localización: DPTO. DE GEOLOGIA-C/JESUS ARIAS DE VELASCO,S/N-33005 OVIEDO

Resumen: La Unidad de Malpica-Tui(UMT) está constituída por una secuencia metasedimentaria

que incluye diversos cuerpos estratiformes de rocas ortoderivadas ácidas y básicas. Todo el conjunto de rocas muestra una fábrica tectónica muy penetrativa. El carácter heterogéneo de la deformación durante el desarrollo de la fábrica ha permitido la preservación parcial de la historia previa de las rocas, como: estructuras sedimentarias, texturas ígneas y asociaciones minerales de AP-BIT. Esta unidad, de carácter supracrustal, se ha visto involucrada en un episodio de subducción al inicio de la colisión varisca(metamorfismo de AP-BIT) y posteriormente fue exhumada desarrollando la foliación tectónica principal. En el apilamiento final de las unidades alóctonas del NO peninsular, la UMT se dispone por debajo de las unidades ofiolíticas, que representan la zona de sutura en esta parte de la cordillera varisca. El estilo tectónico posterior al emplazamiento determina la geometría de la UMT, que está cobijada por una zona de cizalla de escala cortical de historia tectónica compleja.

CONTENIDO

Resumen / Abstract, 5

Introducción, 7

El Orógeno Varisco, 7

El Arco Ibero-Armoricano, 7

La Cordillera Varisca en Iberia, 8

Los complejos alóctonos del NO peninsular, 8

Cinturón de alta presión de la cadena varisca en Iberia, 11

Unidad de Malpica-Tui, 12

Antecedentes históricos, 12

Estado actual de conocimientos, 13

Descripción del trabajo realizado, 13

Objetivos, metodología y organización de la memoria, 13

Análisis regional, 13

Análisis microscópico, 14

Método de medida y nomenclatura utilizada en la descripción de las texturas de ejes *c* de cuarzo, 14

Litoestratigrafía, 17

División de la zona de tesis en elementos tectónicos, 17

Las rocas de la Unidad de Malpica-Tui, 17

La secuencia inferior de rocas entre Malpica y Tui, 19

Esquistos y paraneises de Beo, 19

Ortoneis de Malpica-Borneiro, 19

Serie areniscoso-ampelítica de Xareira, 21

Descripción de las rocas de la localidad tipo: la ensenada de Xareira, 21

La secuencia de rocas del Sinclinorio de Pazos-Fervenza, 23

Paraneises milonitizados, 24

Ortoneis de los Molinos de Ceán, 24

Anfibolitas de Cambre, 24

Micaesquistos de Ceán, 25

Ortoneis de grano fino con anfíbol (ortoneises peralcalinos), 26

Magmatismo peralcalino ordovícico, 26

Orden litoestratigráfico y tectonometamórfico interno de la UMT, 28

Sucesiones de rocas comparables a la UMT en el NO peninsular, 29

Entorno del Complejo de Órdenes, 29

Unidad de Lalín-Forcarei, 29

Unidad de Santiago, 30

Unidad de Vila de Cruces, 32

Región de Tras-os-Montes, 32

Complejos de Morais y Bragança, 32

Unidad de Vila de Nune, 32

Complejo de Cabo Ortegal, 32

Unidades de rocas comparables a la UMT en el SO peninsular, 33

Distribución (e interpretación) de las «unidades basales» en los complejos alóctonos del NO peninsular, 33

Las rocas en el entorno de la Unidad de Malpica-Tui, 36

Las rocas del Autóctono, 36

- Península de Barbanza, 36
- Área de Portonovo, 38
- Área de Tomiño, 40
- Las rocas del Autóctono Relativo, 40
 - Esquistos de Riás, 40
- Las rocas de la Zona de Deformación de Malpica-Lamego, 41
 - Esquistos de Xeiruga, 41
 - Granodiorita de Baio-Vigo, 41
- Los granitos de dos micas, 41
- Correlación entre las sucesiones de rocas del Autóctono, 42

Estructura, 43

Introducción, 43

- Estructura general y secuencia de eventos, 43

Elementos preservados de la deformación, 43

- Registro metamórfico de AP en las rocas de la UMT, 44
 - Inclusiones de rocas máficas en ortoneises félsicos, 44
 - Inclusiones minerales en blastos de plagioclasa, 45
 - Inclusiones minerales en blastos de granate, 47
 - Ortoneises tipo Malpica-Borneiro: descomposición de plagioclasa y biotita, 47
 - La Serie areniscoso-ampelítica de Xareira, 48
- Los materiales del autóctono de la ZCI (península de Barbanza), 50

Foliación tectónica principal, 50

- Aspectos mesoscópicos de la foliación principal y lineación asociada, 50
- Características generales de la foliación en las rocas de la UMT, 50
 - Esquistos y micaesquistos, 51
 - Esquistos y paraneises plagioclásicos, 52
 - Anfibolitas, 52
 - Ortoneises félsicos, 53
 - Ortoneises félsicos peralcalinos, 55
- Análisis textural de la foliación milonítica en rocas de la UMT, 55
 - Microestructuras en componentes principales, 55
 - Microestructuras en el cuarzo, 58
 - Texturas de cuarzo, 58
- Características generales de la foliación en las rocas del Autóctono Relativo, 61
- Análisis textural de la foliación milonítica en cuarcitas (AR), 62
 - Microestructuras en el cuarzo, 62
 - Texturas de cuarzo, 62

Emplazamiento de la UMT sobre los materiales del Autóctono Relativo, 63

- La zona de cizalla basal de la UMT: el contacto oriental, 63
 - Análisis microestructural de la foliación milonítica, 66
 - Texturas de cuarzo, 68
- Estructuras desarrolladas en el bloque superior (UMT), 68
 - Pliegue acostado de Pazos, 69
 - Cizallas subhorizontales, 70
 - Bandas de cizalla C' y fallas normales en el pliegue de Pazos, 73
 - Pliegues cerrados asimétricos, 74

Estructuras posteriores al emplazamiento de unidades alóctonas ('post-nappe tectonics'), 74

- La Zona de Deformación de Malpica-Lamego (ZDML), 74
- Estructura del movimiento de 'strike-slip' de la ZDML, 76
 - Cizalla principal, 76

- Foliación y lineación, 78
- Fábricas S-C en granitoides, 78
- Microestructuras y tectonitas en las rocas paraderivadas, 81
- Texturas de cuarzo, 82
- Zona de deformación heterogénea, 82
 - Zonas de cizalla oblicuas, 83
 - Cuerpos almendrados, 83
 - Fallas y zonas de cizalla con desplazamiento oblicuo, 83
 - Microestructuras y texturas de cuarzo, 84
- Desplazamientos izquierdos, 85
 - Microestructuras y texturas de cuarzo en zonas de cizalla dúctiles, 88
 - Microestructuras asociadas a la Falla de Riás, 88
- Estructura del Autóctono y del Autóctono Relativo en la región de Tomiño-Caminha, 88
- Fracturación tardía, 91
 - Sistemas de fallas NO-SE y NE-SO, 91
- Discusión, 93**
 - Análisis cinemático de la deformación en agregados policristalinos de cuarzo, 93
 - Introducción: el análisis de texturas en agregados policristalinos, 93
 - El régimen de deformación no coaxial general, 93
 - Análisis cinemático de las texturas de cuarzo, 94
 - Características generales de las texturas de cuarzo en las foliaciones analizadas, 95
 - Estimación de los sistemas de deslizamiento activos durante la deformación a partir de la geometría de las texturas de ejes *c* de cuarzo, 96
 - Cinemática general de la deformación, 98
 - Estimación de las condiciones de la deformación en los agregados estudiados, 98
 - Análisis regional de texturas de cuarzo en relación a estructuras mayores: otros ejemplos, 100
 - Texturas de cuarzo en rocas deformadas en condiciones de alta presión: Ile de Groix y Neises de Monte Mucrone, 101
 - Texturas de cuarzo en zonas de cizalla asociadas a cabalgamientos, 102
 - Zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo (Cordillera Varisca), 102
 - Zona de cizalla basal del 'Moine Thrust' (Cordillera Caledoniana), 103
 - Zona de cizalla asociada al 'Main Central Thrust' (Cordillera Alpina del Himalaya), 103
 - Interpretación del régimen de flujo durante el desarrollo de las foliaciones, 103
 - Interpretación Tectónica I: Estructuras relacionadas con la exhumación y emplazamiento de la UMT, 105
 - Sucesión de eventos tectónicos y tipos de estructuras asociadas, 105
 - Características generales del metamorfismo de *AP-BIT*, 105
 - Desarrollo continuado de la foliación principal: ¿registro de la exhumación de rocas previamente subducidas?, 106
 - Partición de la deformación en zonas de cizalla discretas, 108
 - Cinemática de las estructuras, 108
 - La zona de cizalla basal y las estructuras de bloque superior asociadas, 109
 - Interpretación Tectónica II: La Zona de Deformación de Malpica-Lamego, 110
 - Distribución, geometría y sucesión temporal de estructuras, 110
 - Magnitud de las separaciones de marcadores geológicos en la ZDML, 110
 - Reconstrucciones geométricas de la estructura, 111
 - El modelo sencillo: geometría de las separaciones e inconsistencias geológicas, 111
 - El modelo en dos etapas: un evento fuera de secuencia previo a la reactivación en dirección, 112
 - Acotación temporal de la actividad tectónica en la ZDML, 114
 - Interpretación tectónica de la ZDML en el marco de la cordillera, 114
 - Interpretación Tectónica III: La UMT en el contexto general de la Cordillera Varisca Ibérica, 116

Conclusiones, 119

Agradecimientos, 121

Referencias, 123

Anexos, 137

Muestras utilizadas para el análisis de texturas de cuarzo, 137

Unidad de Malpica-Tui, 137

Desarrollo de la foliación principal, 137

Lámina 134, 137

Lámina 112, 138

Lámina 011, 139

Lámina 086_1b, 139

Lámina 027, 140

Lámina 077, 141

Lámina 031, 142

Muestra slf032, 143

Lámina 144, 144

Lámina 157, 145

Lámina 162, 146

Lámina 216b, 146

Lámina 123, 147

Lámina 179, 148

Zona de cizalla basal de la UMT, 150

Lámina 116, 150

Lámina 205, 151

Lámina 021, 151

Zonas de cizalla subverticales (ZDML), 152

Lámina 075, 152

Lámina 082, 154

Lámina 049, 155

Lámina 067, 155

Autóctono Relativo y granitoides variscos, 156

Foliación principal, 156

Lámina 033 y lámina 034b, 157

Muestra slf204, 158

Lámina 222, 161

Zona de cizalla basal de la UMT, 161

Lámina 141, 161

Zonas de cizalla subverticales (ZDML), 162

Lámina 090, 162

Lámina 172, 163

Lámina 038, 164

Mapas y Cortes Geológicos

Columnas estratigráficas sintéticas

Mapa 1

Mapa 2

Cortes geológicos

Situación de las muestras (slf-)

Situación de las muestras (eo-)

RESUMEN / ABSTRACT

La Cordillera Varisca Europea es un orógeno de colisión que permaneció activo durante el Devónico y el Carbonífero. Esta cordillera presenta en Iberia dos rasgos estructurales interesantes: la existencia de una zona de sutura que separa dos placas en colisión, entre la la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la Zona Sur-Portuguesa (ZSP); y la existencia de complejos de rocas máficas y asociadas situados sobre la Zona Centro-Ibérica (ZCI), con claras afinidades tectonometamórficas con las rocas de la zona de sutura y de la placa colisionante situada al SO (ZOM). Estos *complejos alóctonos*, que se sitúan estructuralmente por encima de las rocas de la ZCI, han sido transportados tectónicamente durante la colisión y constituyen los restos de un gran manto varisco enraizado en la base de la corteza. Dentro del conjunto de los complejos alóctonos del NO de Iberia (Cabo Ortegal, Ordenes, Morais, Bragança y la Unidad de Malpica-Tui) se han establecido varias unidades con una evolución tectonometamórfica similar, a partir de la correlación entre las unidades de rocas que los componen. En la parte inferior de la pila alóctona se sitúan las «unidades basales», entre las que se incluye la Unidad de Malpica-Tui (UMT), objetivo de este trabajo. Éstas están situadas inmediatamente por debajo de la unidad de rocas con afinidades ofiolíticas, que se interpreta dentro de los complejos como los restos de la zona de sutura de la colisión varisca.

La UMT y las «unidades basales» están constituidas por una sucesión metasedimentaria de grauvacas y pelitas, con alta participación volcánica y gran cantidad de cuerpos graníticos estratiformes, en su mayoría de tendencia geoquímica calco- y alcalina. El rasgo más interesante de estas unidades es la existencia de rocas con un registro metamórfico eovarisco de Alta Presión y Baja-Intermedia Temperatura (*AP* y *BIT*), incluidas dentro de rocas equilibradas, posteriormente, en facies de las anfibolitas. La formación de este metamorfismo de alta presión implica un fuerte enterramiento de estas rocas supracrustales (1,0-2,5 GPa, entre 40 y 75 km de profundidad) durante un eventual episodio de subducción previo a la colisión continental final.

En este trabajo se describe la secuencia de estructuras que muestran las rocas de la UMT y que se desarrolla probablemente durante el ascenso de las mismas. Se han distinguido dos tipos de estructuras en función de su naturaleza y de su relación temporal: un primer grupo de estructuras dúctiles y cambios metamórficos generalizados a todo el conjunto de rocas (únicamente la heterogeneidad de la deformación permite la preservación parcial de la historia previa de las rocas) y un segundo grupo en el cual estructuras y cambios metamórficos similares se ven reducidos a zonas de cizalla discretas. El primero se caracteriza por el desarrollo de una fábrica tectónica generalizada a todas las rocas, que se forma inicialmente en condiciones de alta presión pero se reequilibra en facies anfibolítica, y el segundo por dos generaciones de zonas de cizalla en esquistos verdes, las primeras tendidas hacia el O, sobre las que se superponen zonas de cizalla subverticales. Ambos grupos de estructuras representan estilos de la deformación en niveles corticales distintos, la base de la corteza para el primero y la corteza media para el segundo, y se relacionan con un primer ascenso de las rocas, o exhumación, con su posterior apilamiento tectónico, o emplazamiento, y finalmente la alteración del mismo durante la colisión final, o ‘post-nappe tectonics’.

Se ha realizado en primer lugar una revisión de la cartografía previa de toda la UMT y una nueva cartografía del sector septentrional. Esto ha permitido unificar criterios litoestratigráficos y la localización de estructuras a gran escala (p.ej., la Zona de Deformación de Malpica-Lamego). La segunda parte de la tesis se ha focalizado en el análisis textural de la foliación principal que presentan las rocas, para la que se ha utilizado el cuarzo, como componente mayoritario.

A partir del contexto geodinámico en el que se enmarca la UMT, de las condiciones de la deformación, del análisis cinemático general de la deformación y, especialmente, del análisis de texturas de ejes *c* de cuarzo se sugiere, fundamentalmente para el desarrollo de la foliación principal (y por tanto, para el proceso de exhumación), un régimen de flujo no coaxial general que se aleja del régimen de cizalla simple en deformación plana utilizado generalmente en este sector de la cadena varisca. La principal consecuencia estructural y tectónica de esta hipótesis consiste en que la lineación principal de las rocas, paralela al trazado de la cadena, no sería indicativa de la dirección de transporte tectónico durante la exhumación y emplazamiento de las unidades alóctonas.

The Variscan Belt of Europe is a collisional orogen active during Devonian and Carboniferous times. This belt presents in Iberia two relevant features, the presence of: (i) a suture zone separating two plates in collision, between the Ossa-Morena Zone (OMZ) and the South-Portuguese Zone (SPZ), and (ii) the complexes of mafic and related rocks on top of the Centro-Iberian Zone (CIZ), with clear tectonometamorphic affinities with the rocks in the suture zone and the continental plate to the SW (ZOM). This allochthonous complexes have been tectonically transported during the collision and formed part of the relicts of a variscan nappe with root in the lower crust. Several units have been differentiated within the allochthonous complexes of NW of Iberia with similar tectonometamorphic evolution (Cabo Ortegal, Órdenes, Morais, Bragança y la Unidad de Malpica-Tui). At the lowermost position of the nappe pile are the «basal units», which includes the Malpica-Tui Unit (MTU), aim of the present thesis. These «basal units» are situated immediately below the ophiolitic units, which are interpreted as relicts of the suture zone of the variscan collision in this part of the belt.

The MTU and the «basal units» are composed by a metasedimentary sequence made of greywackes and pelites, with high volcanic participation and several bodies of granitic rocks interlayered within the metasediments (these intrusions have calc- and alkaline geochemical trends). The most remarkable feature of these rock units is the preservation of a High Pressure Low-Intermediate Temperature (HP-LIT) metamorphic record of eo-variscan age within the rocks, surrounded by a pervasive tectonic foliation developed mainly in amphibolite facies conditions. The formation of this metamorphism implies a strong burial of the supracrustal rocks (1,0-2,5 GPa, as deep as 40-75 km) during an episode of subduction, at the beginning of the orogen and previous to the final continental collision.

In this work the sequence of structures found in the MTU rocks, probably related with the process of exhumation and uplift, is first described. Two types of structures have been distinguished, according to its nature and time relations: a first group of ductile structures and extensive metamorphic changes, affecting the whole rock unit (only the heterogeneity of deformation allows the preservation of the previous history of the rocks), and a second group in which similar ductile structures and metamorphic changes are limited to discrete shear zones. The first group is identified in the rocks by the development of the main tectonic foliation, extensive to the whole unit, initially formed at high pressure conditions but progressively reequilibrated at amphibolite facies conditions; and the second by two consecutive generations of shear zones in greenschist facies conditions, the first dipping slightly to the W and the second subvertical. Both broad groups of structures represent different styles of deformation from different levels in the crust: the first from lower crustal levels, where a first ascent of rocks, or exhumation, takes place; and the second from the middle crust, where the nappe pile is formed (emplacement of tectonic units), followed by more typical intracontinental deformation, or post-nappe tectonics.

A general review of previous geological maps from the MTU has been done at the beginning of the thesis, completed with a new map from the northern part of the rock unit. This allowed a more precise correlation of lithological units and the identification of structures at bigger scale (f.e., the Malpica-Lamego Deformation Zone). The second part of the work has been focussed in the textural analysis of the main tectonic foliation in the MTU rocks, using the quartz as the strain marker, as a major component in these rocks.

According to the geodynamic context in which the MTU is set, to the conditions of deformation, to the general kinematic analysis of deformation and, specially, to the texture analysis in quartz a general non-coaxial flow regime is suggested for the main tectonic foliation (and, in consequence, to the process of exhumation) were a departure from simple shear in plane strain occurs. This is not in agreement with criteria used to date in this part of the variscan belt. The statement above implies that the main lineation, parallel to the trend of the belt in all rock types, is not parallel to the direction of tectonic transport, which occurs in case of simple shear in plane strain, and in consequence cannot be used to infer the direction of exhumation and emplacement of the allochthonous units.

I. INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se sitúa dentro de la región de Galicia Occidental, en una banda orientada N-S que se extiende desde la localidad de Malpica, en la Costa de la Muerte (Océano Atlántico), hasta la localidad de Paredes de Coura, al S del río Miño, dentro de Portugal. Teniendo en cuenta el enfoque estructural y tectónico del trabajo, su situación geológica dentro de las zonas internas de la Cordillera Varisca en Iberia, y las implicaciones regionales del mismo, se ha creído conveniente hacer una introducción relativamente detallada del estado de conocimientos de esta zona de la cordillera y especialmente de todas aquellas que guarden relación tectónica con la Unidad de Malpica-Tui (UMT). Se hace especial hincapié en la importancia del Arco Ibero-Armoricano en la evolución estructural de la UMT.

Para facilitar la correlación con otras unidades y estructuras se incluyen dos tablas recopilatorias de datos geocronológicos de magmatismo alcalino y peralcalino en las rocas de la UMT y de edades de metamorfismo de rocas comparables.

EL ORÓGENO VARISCO

La colisión durante el Devónico y el Carbonífero de dos grandes masas continentales, Laurentia y Gondwana, y de varios microcontinentes, probablemente situados entre ambos, dio lugar a lo que se conoce como Cordillera Varisca. Se extiende en Europa desde el Mar Negro hasta la península Ibérica; continúa por el borde occidental de África y vuelve a aparecer al otro lado del Océano Atlántico en los Montes Apalaches y los Montes Ouachitas de Norteamérica (Matte, 1991). La apertura del Océano Atlántico desde tiempos jurásicos, con la aparición de numerosas ramas, muchas de ellas abortadas, tanto en Norteamérica (río San Lorenzo) como en Europa Septentrional (rifts escandinavos), vino a complicar la ya de por sí difícil configuración de la cadena. Esta dificultad viene determinada por la implicación de pequeñas y numerosas masas continentales en la colisión entre las dos placas mayores y especialmente por la geometría irregular de los frentes en contacto (Badham y Halls, 1975; Badham, 1982; Matte, 1986, 1991; Martínez Catalán, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1999).

El Arco Ibero-Armoricano

Sin duda una de las estructuras más características de esta cordillera es el Arco Ibero-Armoricano, cuya rama S atraviesa la península Ibérica de N a S. En la figura 1.1 se observa como el trazado de la cadena dibuja un ángulo superior a 180° de tal forma que prácticamente se cierra el arco bajo la discordancia terciaria. Hay un cierto acuerdo

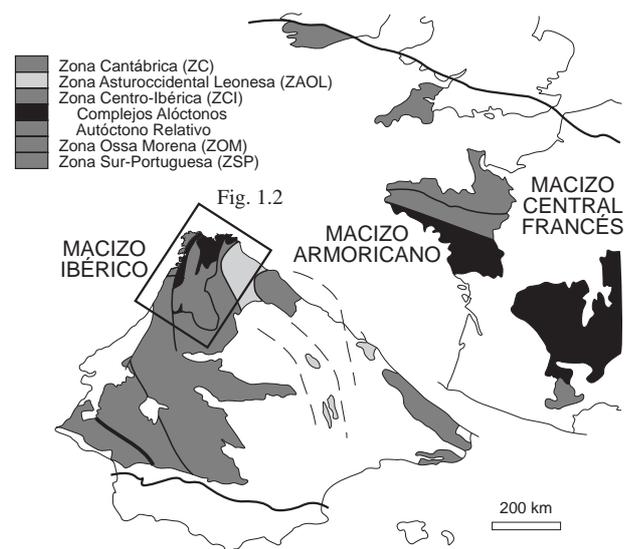


Figura 1.1. Situación de los diferentes macizos rocosos en el Arco Ibero-Armoricano de la cordillera varisca europea en el Barremiense-Aptiense Inferior (ca. 125 Ma, Olivet, 1996). Basado en Julivert *et al.* (1972) y Martínez Catalán (1990).

entre los autores de las diferentes escuelas a la hora de interpretar los factores que intervienen en la formación de esta geometría tan peculiar, pero existen todavía muchas lagunas en la evolución estructural del mismo.

En general se asume la existencia de un saliente resistente en la placa ibérica, como el causante inicial de la formación del arco, que se indentaría sobre "Laurentia" durante la colisión múltiple que dio lugar a la cordillera varisca (Matte y Burg, 1981; Matte, 1986, 1991; Martínez Catalán, 1990; Dias y Ribeiro, 1994, 1995) de una forma similar a la colisión de la India con Asia, descrita por Tapponier y Molar (1976), que formó la Cordillera del

Himalaya hace *ca.* 45 Ma (Matte y Burg, 1981). La conservación de los restos de un gran manto alóctono que se solapa sobre la placa ibérica al menos 200 km (Ries y Shackleton, 1971; Iglesias *et al.*, 1983; ver Fig. 1.1), formado por unidades de rocas presumiblemente pertenecientes a un margen continental o a una corteza continental adelgazada (Martínez Catalán *et al.*, 1996, 1997; Galán y Marcos, 1997), posiblemente facilitó la indentación de Iberia durante la colisión sobre los terrenos situados al O.

Debido a la existencia de un frente de colisión irregular, se produjeron cambios en la dirección de transporte tectónico (Badham y Halls, 1975) y en la cinemática de las estructuras de la rama N del Arco Ibero-Armoricano, el Macizo Armoricano, con respecto a la rama S o Macizo Ibérico (Badham, 1982; Dias y Ribeiro, 1995). En el núcleo del arco se encuentra la Zona Cantábrica (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972), una de las zonas externas de la cadena, en la que se ha descrito el emplazamiento de diferentes láminas cabalgantes cuya vergencia cambia en el transcurso del tiempo (Julivert y Arboleya, 1984; Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Esta rotación de las láminas cabalgantes podría deberse al hecho de que Iberia gire con respecto a "Laurentia" (Dias y Ribeiro, 1995). La medida de remagnetizaciones en las rocas de la Zona Cantábrica ha permitido deducir que estas rotaciones no se limitan al período durante el cual se emplazan estos mantos sino que se extienden con posterioridad, hasta el Pérmico Inferior (Parés *et al.*, 1994). Esta rotación es de tipo horario según Badham, 1982 y Aerden, 1999; por el contrario, en las zonas internas las escasas evidencias de rotaciones similares indican que el sentido de giro es opuesto, antihorario (Dias y Ribeiro, 1995; Marcos y Farias, 1999).

El levantamiento alpino del margen continental cantábrico (Boillot y Malod, 1988; Álvarez-Marrón *et al.*, 1997) dio lugar a la formación de la cordillera cantábrica, prolongación occidental geográfica y geológica de la cordillera pirenaica. Durante la deformación alpina tiene lugar la formación de un prisma de acreción en dicho margen, la reactivación de estructuras variscas y la formación de nuevas estructuras que implican un acortamiento N-S (Alonso *et al.*, 1996; Marín *et al.*, 1995; Gallastegui, *inédito*). Este acortamiento produce probablemente un reapretamiento del arco astórico durante la orogenia alpina provocando la modificación y reactivación de estructuras anteriores (Alonso *et al.*, 1996).

La Cordillera Varisca en Iberia

En la península Ibérica la Cordillera Varisca fue dividida por Lotze (1945) en varias zonas tectónicas atendiendo a las características de la estratigrafía, de la deformación, del grado de metamorfismo y del magmatismo que presentan las rocas. Julivert *et al.* (1972)

modificaron la división original de Lotze (1945) y propusieron, de E a O, las siguientes zonas: la Zona Cantábrica (ZC), la Zona Astur-Occidental Leonesa (ZAOL), la Zona Centro-Ibérica (ZCI), la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la Zona Sur-Portuguesa (ZSP) (Fig. 1.1). Las tres primeras pertenecen a la placa ibérica, dentro de Gondwana; muestran en general una vergencia estructural hacia el E y tienen una litoestratigrafía con términos comunes. Corresponderían, utilizando la terminología para describir cordilleras de colisión de Moores y Twiss (1995), al cinturón 'foreland' de pliegues y cabalgamientos ('Foreland fold-and-thrust belt'), al cinturón de pizarras ('Slate belt') y a las zonas internas cristalinas de la cadena varisca (con mantos cristalinos compuestos por rocas máficas y ultramáficas), respectivamente.

En el extremo meridional de la península se encuentra la Zona Sur-Portuguesa que está compuesta por rocas volcánicas asociadas a un magmatismo de arco de islas y muestra una vergencia estructural hacia el Sur. El poco desarrollo del metamorfismo y el estilo de la deformación ('thin skinned') permitiría considerarla como un cinturón 'foreland' de pliegues y cabalgamientos con una vergencia opuesta a la Zona Cantábrica. Esta unidad pertenecería a un terreno tectonoestratigráfico diferente (Fonseca y Ribeiro, 1993).

Entre la ZSP y la ZCI se sitúa la Zona de Ossa-Morena; separada de la ZSP por una secuencia ofiolítica, la Ofiolita de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986), que constituye una zona de sutura mayor dentro de la cadena varisca (Crespo-Blanc y Orozco, 1991; Fonseca y Ribeiro, 1993; Fonseca, 1995). Por el N está separada de la ZCI por la Zona de Cizalla de Coimbra-Córdoba (Burg *et al.*, 1981b). La sucesión litoestratigráfica en la ZOM y en la ZCI es similar en el Paleozoico Inferior y posteriormente en el Carbonífero (Azor *et al.*, 1994). La interpretación de la vergencia estructural en la ZOM es variable, habiéndose descrito vergencias para las unidades alóctonas hacia en NE (Fonseca y Ribeiro, 1993) y hacia el SO (Azor *et al.*, 1994) y también hacia el S (Ábalos *et al.*, 1991).

Los complejos alóctonos del NO peninsular

Dentro de la Zona Centro-Ibérica se diferencian varios complejos de rocas máficas y ultramáficas que fueron agrupados en una subunidad o dominio: los Complejos Rocas Máficas y Asociadas (Arenas *et al.*, 1986; Farias *et al.*, 1987). Estos complejos fueron interpretados por diversos autores como los restos de una lámina cabalgante sobre la ZCI (Ries y Shackleton, 1971; Ribeiro, 1974; Bayer y Matte, 1979; Badham y Williams, 1981; Iglesias *et al.*, 1983; Bastida *et al.*, 1984; Matte, 1986) y como resultado del ascenso de una pluma mantélica por los autores de la Escuela de Leiden (van Calsteren *et al.*, 1979; den Tex, 1981; Kuijper y Arps, 1983).

Los trabajos posteriores, realizados sobre la base

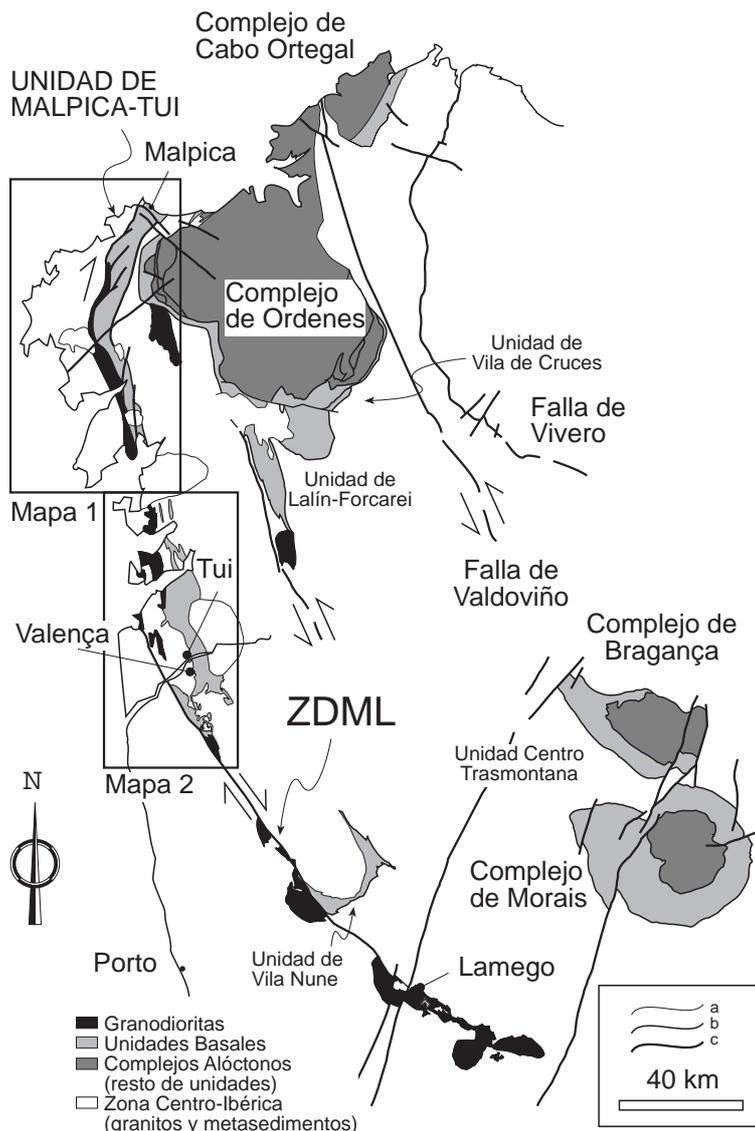


Figura 1.2. Mapa esquemático de la cordillera varisca en el NO de Iberia. Se han situado los complejos alóctonos y las principales estructuras. Geología basada en Parga Pondal (1982) y Ferreira *et al.* (1987). Los recuadros delimitan el área cubierta por los Mapas 1 y 2, en *Mapas y Cortes Geológicos*. En la leyenda: a) contacto litológico, b) despegue y c) falla.

tectónica aloctonista, permitieron la identificación y correlación de subunidades entre los distintos complejos de Cabo Ortegal, Órdenes, Morais, Bragança y Unidad de Malpica-Tui (Arenas *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1996)(Fig. 1.2). Resumiendo estas divisiones, pueden separarse cuatro subunidades:

- (i) las unidades basales (Martínez Catalán *et al.*, 1996), con un registro de *AP-BT* (van der Wegen, 1978; Gil Ibarguchi y Ortega, 1985; Gil Ibarguchi, 1995);
- (ii) la unidad con afinidades ofiolíticas (Williams, 1983; Díaz García, 1990);
- (iii) la unidad alóctona de corteza inferior, con un registro de *AP-AT* (Ribeiro *et al.*, 1990; Marqués *et al.*, 1996; Fernández Rodríguez, 1997; Galán y Marcos, 1997); y
- (iv) una unidad superior constituida por secuencias terrígenas que muestran un grado bajo de metamorfismo y deformación que progresivamente

aumenta hacia la base (Ribeiro *et al.*, 1990; Díaz García, 1990).

Las características tectonometamórficas de las unidades situadas por encima de las rocas ofiolíticas permiten su distinción de la placa ibérica y su inclusión en trabajos recientes en terrenos distintos, exóticos: Terreno Alóctono Continental (Fonseca y Ribeiro, 1993; Marqués *et al.*, 1996), de procedencia desconocida, o Terreno Alóctono, correlacionable con el Terreno Meguma en la plataforma canadiense (Martínez Catalán *et al.*, 1997, 1999).

Por debajo del conjunto de los "complejos alóctonos", existen una serie de unidades litoestratigráficas que se caracterizan por presentar en general una foliación tectónica extendida a todo el conjunto rocoso y que, en ocasiones, muestra un carácter filonítico y milonítico. Estas unidades litoestratigráficas se han agrupado en una unidad tectónica que se ha denominado Dominio Esquistoso de

Galicia-Tras-os-Montes (Farias *et al.*, 1987) o Paraautoctono (Ribeiro *et al.*, 1990) sobre la cual se emplazan los complejos y que, a su vez, se emplaza tectónicamente sobre la sucesión litoestratigráfica de la ZCI, que constituiría el Autoctono propiamente dicho.

La dirección de emplazamiento de todas las unidades alóctonas descritas sigue siendo un problema no resuelto en esta parte de la cadena debido a la utilización de criterios estructurales no completamente satisfactorios. Así, se han propuesto direcciones de emplazamiento de los complejos hacia el SE (Martínez Catalán, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990) y hacia el N (Ábalos, 1997), en ambos casos paralelamente al trazado de la cadena, utilizando la orientación de

lineaciones minerales y de estiramiento en las rocas deformadas en condiciones de alta temperatura, por encima de 500-600 °C, como indicadores de transporte tectónico. No obstante, la mayor parte de los trabajos publicados hasta la fecha asumen, aunque no explícitamente, una dirección de emplazamiento general de los mantos hacia el Este, de forma que los cortes geológicos muestran todos una orientación aproximadamente W-E (Bastida *et al.*, 1984; Pérez-Estaún *et al.*, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 1996, 1997, 1999). Por otra parte, existen complicaciones adicionales debidas a la formación del Arco Ibero-Armoricano y a las rotaciones que induce en las direcciones de compresión durante su apretamiento. Con los nuevos

Muestra	Método	P (GPa)	T(°C)	Edad (Ma)	Referencias
NO PENINSULAR					
U. de Malpica-Tui					
Eclogitas	corona Grt-Cpx(Ca, Mg, Fe)	1,3-1,6	585-625		van der Wegen (1978)
Lentes de eclogitas (La Pioza): fengita (COR 116 y 121)	Rb-Sr (2)			370, 378 (362, 370)	
fengita (COR 116 y 121)	K-Ar (2)			324, 337 (328, 341)	van Calsteren <i>et al.</i> (1979) (recalculados por Kuijper <i>et al.</i> [1982])
paragonitas (COR 119 y 120)	K-Ar (2)			347, 358 (362, 352)	
fengita y paragonita (COR 118)	K-Ar (1) (sin recalcular)			354 Ma	
Eclogitas, metagranitos con Jd y Grt-Phe-Cld-Rt esquistos)	Ar-Ar			350-365	Rodríguez Aller <i>et al.</i> (1997a)
Eclogitas	Grt-Cpx	1,2±0,2	>~600		Gil Ibarguchi y Ortega (1985)
Areniscas eclogíticas	Grt-Cpx	1,3	~660		Gil Ibarguchi y Ortega (1985)
Venas con jadeíta en ortoneises granodioríticos	P (Jd + Qtz) T (Fe-Mg en Grt-Bt Fe-Mg en Grt-Cpx)	>1.65±0,1	<630±40		Gil Ibarguchi (1995)
Ortoneises, enclave microgranular y xenolito metasedi. (Fervenza)	GRIPS	1,55±0,1	655±30		Gil Ibarguchi (1995)
Metagranito con Jd (Fervenza)	Grt-Ms-Pl-Bt-Qtz	1,6±0,1	615±30		Gil Ibarguchi (1995)
Eclogitas en neises félsicos (Fervenza)	P: Jd en Omp T: Grt-Cpx	1,6±0,1	675±30		Gil Ibarguchi (1995)
Eclogita granoblástica (Grt-Omp-Rt±Phe±Pg±Qtz)	Aprox. termobarom. multieq. t: 40Ar/39Ar mica blanca	2,5	640	365-363	Rodríguez <i>et al.</i> , (1997b)
U. CentroTrasmontana					
Metadacita		Lws+Cld+Stp + anfíbol azul			Schermerhorn y Kotsch (1984)
SO PENINSULAR					
Región de Alvito-Viana do Alentejo					
Eclogitas		1,2->1,6	550-650		Fonseca (1995)
Eclogita con crosita (2º episodio AP)		0,8	450-500		Fonseca (1995)
Región de Safira					
Eclogitas (Gt-Omph-Qtz±Glaú_Cros)		1,25	550		Pedro y Munhá (1997a)
Neises félsicos (dentro Ab: Gt-Czo-Olig-Bio-Ph-Op)		0,83±0,02	579±17		Pedro y Munhá (1997b)
Coimbra-Córdoba SZ					
Eclogitas	P: Jd en Cpx T: Grt-Cpx	>1,5	~685±25		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Anfibolita con Gt (Azuaga)	Sm-Nd en Grt			427±45	Schäfer <i>et al.</i> (1991)
Neis calcosilicatado con Gt y Cpx (Azuaga)	U-Pb Zrn			418±2	Schäfer (1990)
Eclogitas retrogradadas	P: Jd en Di T: Grt-Cpx	1,0	600-675		Azor (1997)
Anfibolitas granatíferas	P: GRIPS	1,3-1,40	600-650		Azor (1997)

Tabla 1.1. Tabla de de termobarometría y de edad de las rocas relacionadas con el metamorfismo de alta presión y baja-intermedia temperatura de la Cordillera Varisca en Iberia.

Muestra	Método	P (GPa)	T (°C)	Edad (Ma)	Referencias
NO PENINSULAR					
U. Malpica-Tui					
Neis félsico eclogítico (tipo Molinos), La Pioza (MT-2)	Rb-Sr Grt-Phe Rb-Sr Czo-Phe		~365 335		Santos Zalduegui <i>et al.</i> (1995)
Eclogita milonitizada rica Qtz (Qtz-Phe-Grt-Omp-Czo±Pg±Ky±Rt)	Multieq. termobarom 40Ar/39Ar mica blanca	1,95-2,1	600-630	357-350	Rodríguez <i>et al.</i> (1997b)
Esquistos Grt-Cld-Phe-Rt	"	1,3	500	349	Rodríguez <i>et al.</i> (1997b)
U. CentroTrasmontana					
Esquistos azules foliados (Ab-NaAnf-Ep-Ph-Cl) grano grueso	P: Na-anf	0,6 GPa			Munha <i>et al.</i> , (1984)
Rocas calcosilicatadas	T: Ms-Pg		425° C		
Esquistos azules foliados (NaAmp-NaPx-Ep Ph-Pg-Cl±Mg±Qtz±Rt±Tit±Tur)	Px-Ab-Qtz	<1,13	>420		Gil Ibaguchi y Dallmeyer (1991)
mica blanca porco orientada (Valbom de Figos)	40Ar/39Ar mica blanca			329,4±1,6	
Esquistos azules retrogr. (Tre-Tc-CO3-Ab)		<0,5	425		Gil Ibaguchi y Dallmeyer (1991)
SO PENINSULAR					
Región de Alviño-Viana do Alentejo					
Eclogitas retrogradadas (1ª retrogradación)		0,4-0,6	450-500		Fonseca (1995)
Esquistos (2ª retrogradación)		0,4-0,6	400-450		Fonseca (1995)
Región de Safira					
Esquistos anfibólicos rodeando eclogitas (prasinitos)		0,6-0,2	500-400		Pedro y Munhá (1997a)
Neises félsicos (Gt-Olg-Bio-Ph-Czo-Qtz)		0,8	579		Pedro y Munhá (1997a)
Neis félsico	Ar-Ar			330-345	
Z. C. Coimbra-Córdoba					
Neises miloníticos (Higuera de Llerena)	Termobarometría núcleo-bordes P: Grt-Pl-AlSil-Bt Ms-Qtz, Si en Phe T: Grt-Bt, Grt-Phe, Pl-Ms	núcleo Gt 0,8±0,05 bordes 0,73±0,05	720±30 ~660±30		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Neises biotíticos	"	núcleo Gt 1,0±0,05 bordes 0,67±0,05	~670±30 ~610±30		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Neises Ms blastomiloníticos (mobilizados anatéticos)	"	núcleo Gt 0,64±0,05 borde 0,53±0,05	~520±30 510±30		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Eclogitas retrogradadas 1 (Grt-symplecCpx-Pl) "Eclogite slice"	P: Grt-Pl-anfibol T: Grt-anfibol, anfibol-Pl	1,15±0,05	~680±25		Ábalos <i>et al.</i> (1991) "Eclogite slice"
Eclogitas retrogradadas 2		0,6±0,01	~770±25		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Eclogitas retrogradadas 3 (sin Px)		0,9-1,1	~580±25		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Anfibolitas granatíferas (sin relictos de eclogitas)		0,6-0,8	~500±25		Ábalos <i>et al.</i> (1991)
Neises (Unidad Inferior)	P: GASP T: Grt-Bt y Grt-Ms	0,5-0,85	520-700 560-670		Azor (1997)
Metapelitas (Qtz-Pl-Ms-Bt-Grt-Sill)		0,3-0,9	~600		Azor (1997)
Metapelitas (parte alta)		0,6-0,7	470-550		Azor (1997)

Tabla 1.2. Tabla de datos termobarométricos y geocronológicos de rocas foliadas en las unidades basales del NO y relacionadas en el SO ibérico y de las rocas de las unidades ofiolíticas del NO.

datos aportados en esta tesis, se discutirá posteriormente el significado de las lineaciones de estiramiento generalizadas en las rocas y la validez y limitaciones de su utilización como indicadores de transporte tectónico en zonas internas de cordillera .

Cinturón de alta presión de la cadena varisca en Iberia

De forma preliminar se presenta en este apartado una relación de unidades tectónicas dentro de la cordillera varisca en Iberia con un registro de alta presión y temperatura baja-intermedia (*AP* y *BIT*) originado durante

las primeras etapas de la colisión. Estas unidades son las mismas que guardan similitudes litoestratigráficas con la UMT, de las que se hablará brevemente en la *Litoestratigrafía*. Este tipo de metamorfismo se preserva fundamentalmente dentro de los complejos alóctonos del NO peninsular, en un conjunto de láminas situadas por debajo de la unidad con afinidades ofiolíticas (Ribeiro *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1996). Fuera de estas localidades del NO de la península, sólo se hace referencia a un metamorfismo de estas características en unidades alóctonas en los límites y dentro de la Zona de Ossa Morena: Unidad Central en la Zona de Cizalla de Coimbra-Córdoba (Ábalos *et al.*, 1991; Azor *et al.*, 1994; Azor, 1997), región de Viana do Alentejo-Alvito (Fonseca, 1995; Fonseca *et al.*, 1998) y región de Safira (Pedro y Munhá, 1997a, b) (situación en Figs. 1.1 y 2.8).

Se asume que el evento de alta presión sobre rocas de origen sedimentario representa un proceso de subducción. Se han elaborado dos cuadros de síntesis (Tablas 1.1 y 1.2) referentes a las condiciones de presión, temperatura y edad del evento de alta presión y de la deformación asociada al mismo en las rocas del NO y SO peninsular, con el objeto de realizar una comparación con los datos disponibles de la UMT. Algunos autores distinguen dos etapas en este metamorfismo de alta presión (Pin y Vielzeuf, 1988; Vielzeuf y Pin, 1989; Gil Iburguchi y Dallmeyer, 1991); no obstante, no es posible identificar estas dos etapas en la UMT, considerando la secuencia de estructuras que se describirán más adelante en este trabajo.

Las rocas de las unidades pertenecientes al cinturón de alta presión varisco desarrollan una foliación tectónica de carácter milonítico en rocas cuarzo-feldespáticas. Esta foliación, frecuentemente equilibrada en facies anfíbolítica, rodea cuerpos de rocas que preservan el metamorfismo de alta presión. En la tabla 1.2 se muestran sintetizados los datos del metamorfismo sobre rocas foliadas de la unidad basal y relacionadas (condiciones PT y edad) publicados por otros autores.

La Unidad de Malpica-Tui

Antecedentes históricos

La Unidad de Malpica-Tui (UMT) es una banda alargada de rocas compuesta por paraneises y ortoneises que conserva evidencias de un evento de alta presión (van der Wegen, 1978). Se extiende desde la localidad de Malpica, al O de A Coruña, hasta la orilla sur del río Miño, al sur de Valença do Minho, traspasando la frontera con Portugal. En su recorrido, paralelo a la costa occidental gallega, atraviesa todas las rías altas y bajas de Galicia hasta adentrarse en terreno portugués (Fig. 1.2). Forma parte del Arco Ibero-Armoricano, dibujando un pequeño arco de su curvatura.

La Unidad de Malpica-Tui se encuentra incluida

dentro de las unidades basales por debajo de la unidad de afinidades ofiolíticas que representaría la zona de sutura (Ribeiro *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1996, 1997). Se correlaciona directamente con la Unidad de Santiago (Alonso y González, 1982; Díaz García, 1990) y con la Unidad Lalín-Forcarei (Hilgen, 1971; Marquínez, 1984), ambas en el Complejo de Órdenes.

Probablemente las primeras referencias a las rocas de esta unidad ser remontan a trabajos del siglo XIX realizados por McPherson en Galicia (1881, 1883, 1886) y a Schultz (1835). No obstante, la primera referencia bibliográfica concreta a estas rocas proviene de Quiroga (1892), que describe el "Gneiss de glaucófán" del Monte Galiñeiro. Posteriormente, se hacen algunas descripciones de los cortes de la UMT en las rías gallegas (Carlé, 1945). En los trabajos de Parga Pondal (1956, 1960, 1963, 1967) se agrupan por primera vez las rocas de este sector en una unidad independiente con unas características propias y que denomina "Complejo Antiguo". Las características más notables de la unidad son la geometría alargada del conjunto, la fuerte deformación de las rocas que la componen, mostrando una lineación N-S muy marcada, la presencia de ortoneises alcalinos y peralcalinos y la ausencia de migmatización en comparación con las rocas circundantes (den Tex y Floor, 1966). Estos rasgos fueron utilizados por los autores de la Escuela de Leiden en la interpretación tectónica polifásica de la UMT como una fosa tectónica, la "Fosa Blastomilonítica", que estaría limitada por fallas normales hundiendo la UMT y colocándolas a la altura de rocas migmatíticas (den Tex y Floor, 1966; Arps *et al.*, 1977; den Tex, 1981).

Las primeras hojas geológicas del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en Sisargas (López de Azcona, 1952), Carballo (Martín Cardoso *et al.*, 1953), Lage (Parga Pondal *et al.*, 1953) y Tui (López de Azcona *et al.*, 1953) y la extensa cartografía geológica realizada por la Escuela holandesa de Leiden en Galicia occidental y central desde mediados de los años 50 hasta finales de los 70 constituyen la base sobre la que se asentó el plan MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España, publicándose la totalidad de las hojas 1:50.000 en las que se encuadra la UMT (ver la leyenda en *Mapas y Cortes Geológicos*). Con ello se realizaron muchos avances en el conocimiento de la geología de Galicia y especialmente en la interpretación de las estructuras cartografiadas.

La caracterización petrológica y geoquímica del magmatismo peralcalino con términos ácidos y básicos, intrusivo sobre la sucesión grauváquica que constituye la UMT, fue uno de los principales objetivos de estudio de la escuela holandesa de Leiden, probablemente por el alto contenido de alguno de estos cuerpos ígneos en minerales ricos en tierras raras. Diversos trabajos de éstos y otros autores posteriores, relacionan este magmatismo con un rift continental de edad ordovícica previo a la colisión varisca (Floor, 1966, 1974; Arps, 1970; Ribeiro y Floor,

1987; Pin *et al.*, 1992; González Montero, 1993). El especial quimismo de estas rocas ha influido sobre el desarrollo del metamorfismo en las rocas de caja (Floor, 1966) y especialmente sobre el registro sobre las mismas de los eventos metamórficos variscos (M.L. Ribeiro, 1987).

Estado actual de conocimientos

A principios de los años 80 comenzó a utilizarse el término de Unidad de Malpica-Tui (UMT), en sustitución de los términos antiguos "Complejo Antiguo" y "Fosa Blastomilonítica", aportándose datos sobre la estructura y el metamorfismo de *AP-BIT* en rocas máficas incluidas en ortoneises félsicos dentro de la unidad (van der Wegen, 1978; Ortega y Gil Ibarguchi, 1983; Gil Ibarguchi y Ortega, 1985). A partir de entonces se han seguido una serie de trabajos relacionados con el metamorfismo de alta presión y posteriormente con la edad del magmatismo y metamorfismo (Gil Ibarguchi *et al.*, 1991; Gil Ibarguchi, 1995; Santos Zalduegui, 1995; Santos Zalduegui *et al.*, 1995; Dallmeyer *et al.*, 1996; Rodríguez Aller *et al.*, 1997a, b).

Aunque las condiciones del metamorfismo de *AP-BIT* se encuentran razonablemente bien establecidas (550-640°C / 1,3-2,5 GPa) (referencias en las Tablas. 1.1 y 1.2), persisten las incógnitas en lo que se refiere a la evolución tectonometamórfica de la unidad. Del mismo modo, debe señalarse que las edades del metamorfismo de *AP-BIT* obtenidas hasta el presente en rocas de la UMT, entorno a los 360 ± 5 Ma (van Calsteren *et al.*, 1979; Kuijper, 1982; Rodríguez Aller *et al.*, 1997a, b), son sensiblemente más jóvenes que las obtenidas en áreas relacionadas del NO de Iberia, en torno a 390-380 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1996 y referencias incluidas), y en el Macizo Armoricano, en torno a 420-400 Ma (Peucat, 1986).

En cuanto a la estructura de la UMT, fue descrita inicialmente como una fosa tectónica, de manera que las rocas sin migmatizar que la formaban eran hundidas por sendas fallas normales (den Tex y Floor, 1966). Posteriormente, se favoreció la existencia de una geometría sinformal para el conjunto de rocas entre ambas fallas y se reinterpretó el contacto oriental como una zona de cizalla relacionada con el emplazamiento de esta unidad sobre las rocas del autóctono relativo (Hernández Urroz e Iglesias, 1981; Naval Balbín *et al.*, 1981; Rubio Navas, 1981; Abril Gómez *et al.*, 1981; Divar Rodríguez *et al.*, 1981; Divar Rodríguez e Iglesias, 1981; Alonso y González, 1982; Ortega y Gil Ibarguchi, 1983; González Lodeiro *et al.*, 1984; Abril e Iglesias, 1985; Gil Ibarguchi y Ortega, 1985). Este contacto oriental representa, en el corte de Ortega y Gil Ibarguchi (1983), una rampa de bloque cabalgante.

La presencia de un contacto cabalgante por el Este sobre los materiales infrayacentes y la elevación del bloque al O de la UMT mediante una falla normal es la

interpretación que se acepta en cortes generales de la cordillera realizados posteriormente (Ribeiro *et al.*, 1990; Pérez-Estaún *et al.*, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 1996).

DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO REALIZADO

Objetivos, metodología y organización de la memoria

Análisis regional

El objetivo fundamental de la tesis es el de establecer la secuencia de formación de estructuras en las rocas de la UMT y elaborar un modelo de evolución tectónica coherente con el contexto geodinámico de la cordillera y en el que se integre la información disponible referida al magmatismo y metamorfismo en las rocas.

En primer lugar se abordó el trabajo con la realización de una cartografía geológica de carácter regional en la que se pretendían, por una parte, unificar unidades de rocas descritas en la literatura geológica por autores previos y, por otra, recoger datos nuevos de carácter fundamentalmente estructural. En esta tesis se presenta una cartografía nueva del sector septentrional (Mapa 1, ver situación en Fig. 1.2), realizada sobre la base de los trabajos previos a escala 1:50.000 del plan MAGNA y a escala 1:200.000 del Instituto Geo-Minero de España (Hernández Urroz e Iglesias, 1981; Naval Balbín *et al.*, 1981; Divar Rodríguez *et al.*, 1981; Divar Rodríguez e Iglesias, 1981; Alonso y González, 1982). Se han considerado también datos inéditos amablemente facilitados por E. Ortega Gironés, quien había iniciado una tesis doctoral similar a principios de los años 80 en la Universidad de Oviedo. En la sección costera de Malpica, por el carácter excepcional de los afloramientos, se utilizaron para la cartografía los mapas topográficos a escala 1:10.000 de la Xunta de Galicia, mientras que para la cartografía de interior la base topográfica 1:25.000 fue tomada del Instituto Geográfico Nacional. La resolución de los problemas estructurales que se iban planteando no permitió la continuación de la cartografía al mismo detalle al sur de la ría de Arosa. Se realizó en su lugar en el Mapa 2 (situación en la Fig. 1.2) una revisión de algunos de los contactos y de las unidades de rocas cartografiados por otros autores, pero manteniendo una misma nomenclatura para las unidades litoestratigráficas y para las estructuras identificadas previamente en el sector septentrional. Como base geológica se utilizaron los mapas 1:50.000 del plan MAGNA y 1:200.000 del IGME (Pliego Dones *et al.*, 1981; Rubio Navas, 1981; Abril Gómez *et al.*, 1981), los mapas 1:50.000, 1:200.000 y 1:500.000 de los Serviços Geológicos de Portugal (Teixeira, 1956; Teixeira y Torre de Assunção, 1961; Teixeira *et al.*, 1972; Moreira y Simões, 1988; Pereira *et al.*, 1989; Cabral *et al.*, 1992; Oliveira *et al.*, 1992) y las tesis de P. Floor (1966), para la UMT en la

Sierra del Galiñeiro, y de J.M. Toyos (1995), para las rocas del autóctono de la Zona Centro-Ibérica situadas al O de la UMT en el área de Tomiño.

Durante las campañas de campo se han recogido 242 muestras de las que se han obtenido sendas láminas delgadas. Además se encontraban disponibles en el departamento casi 500 muestras y láminas delgadas recogidas entre 1978 y 1981 por E. Ortega. Hay que añadir que durante el último año de beca (1998) se consultaron las colecciones de muestras y láminas delgadas de los Drs. C.E.S. Arps y P. Floor que se encuentran depositadas en el museo de la naturaleza "Naturalis" de Leiden, correspondientes a las rocas de la UMT y de las colecciones de los estudiantes correspondientes a las rocas del autóctono de la Zona Centro-Ibérica de la península de Barbanza (Ariesen, 1974).

Los resultados de las cartografías nueva y revisada y de los nuevos datos de campo relacionados con la litología y estructura se recogen en los capítulos de *Litoestratigrafía* y *Estructura*. Estos dos capítulos son fundamentalmente de carácter descriptivo, aunque se adelantan algunas de las interpretaciones que se discuten en el capítulo cuarto.

Análisis microscópico

A raíz del tratamiento en el gabinete de los datos de campo recogidos en la primera fase de cartografía, surgieron otro conjunto de problemas de carácter básicamente estructural. Están relacionados con el régimen de deformación de las rocas en niveles profundos de una corteza continental engrosada durante la colisión varisca, que dieron lugar a la aparición de una foliación milonítica prácticamente generalizada en todos los tipos litológicos. La resolución completa de este problema, abordándolo desde todos los puntos de vista relacionados, constituiría en sí el objeto de una tesis doctoral aparte. No obstante, se han hecho una serie de asunciones con el objeto de simplificar esta tarea y de hacerla abordable en esta tesis con un mínimo de fiabilidad que se espera haber conseguido.

Se ha tomado el cuarzo como mineral índice de la historia de la deformación en estas rocas y también como pieza clave para establecer cualitativamente el régimen de deformación en el que se desarrolla la foliación milonítica y la lineación de estiramiento y/o orientación mineral. La justificación de esta elección se ha fundamentado en el hecho de que en la corteza continental media, e incluso inferior, este mineral constituye el componente mayoritario de las rocas y, en general, se distribuye uniformemente en las mismas (considerando la escala cortical). Dado que se comporta plásticamente a temperaturas inferiores que los feldespatos (los siguientes componentes principales en las rocas de la corteza) se asume que constituye un factor de debilidad en las rocas que condiciona la aparición y

desarrollo de diversas estructuras, acomodando el comportamiento más competente de otros componentes más resistentes a la deformación. Conviene destacar, no obstante, que en el caso de la foliación milonítica de las rocas ortoderivadas de la UMT, los otros componentes mayoritarios de la roca, la plagioclasa y el feldespato potásico, muestran también evidencias de deformación plástica por lo que, en principio, podría deducirse que la deformación se reparte de modo homogéneo localmente (al menos dentro de un tipo litológico determinado como son los neises ortoderivados). La geometría de la foliación y de la lineación en el resto de rocas con escasa presencia de cuarzo es similar a la que presenta en los ortoneises, por lo que se asume también que los resultados obtenidos en el estudio microestructural del cuarzo pueden ser eventualmente aplicables a los demás tipos litológicos que muestren consistencia estructural con las rocas cuarzofeldespáticas.

En primer lugar se ha realizado una descripción petrológica de las paragénesis minerales que definen la foliación tectónica en diversas estructuras con representación macroscópica. No se ha realizado un análisis metamórfico cuantitativo, pero sí una aproximación cualitativa que permite establecer un evolución temporal de estructuras y paragénesis minerales basadas ambas en las relaciones texturales entre minerales y en la superposición de estructuras a escala micro- y macroscópica.

A continuación se procedió al análisis de fábricas de ejes *c* de cuarzo (se utilizará el término "textura de cuarzo" para referirse a la orientación cristalográfica preferente del cuarzo) en rocas seleccionadas por poseer características litológicas apropiadas y por caracterizar estructuras macroscópicas determinadas: la foliación milonítica que rodea relictos con metamorfismo de alta presión; las milonitas de la zona de cizalla basal de la UMT; y las milonitas en zonas de cizalla subverticales, con desplazamiento en dirección. El análisis microestructural de cada foliación tectónica se realiza por separado en el capítulo de *Estructura* y se analizan conjuntamente en la *Discusión*.

Este estudio pretende servir de base para establecer las relaciones entre el metamorfismo y la deformación a lo largo del proceso de exhumación de las rocas desde la corteza inferior hasta su emplazamiento en la corteza media durante la colisión varisca.

Método de medida y nomenclatura utilizada en la descripción de las texturas de ejes c de cuarzo

El sistema de medidas de ejes *c* de cuarzo con la platina universal de cuatro ejes (modelo Leitz) está basado en Wenk (1985) y en Passchier y Trouw (1996). Durante cada medida se ha contrastado la orientación del eje con la introducción de la cuña de yeso. Cada grano de cuarzo

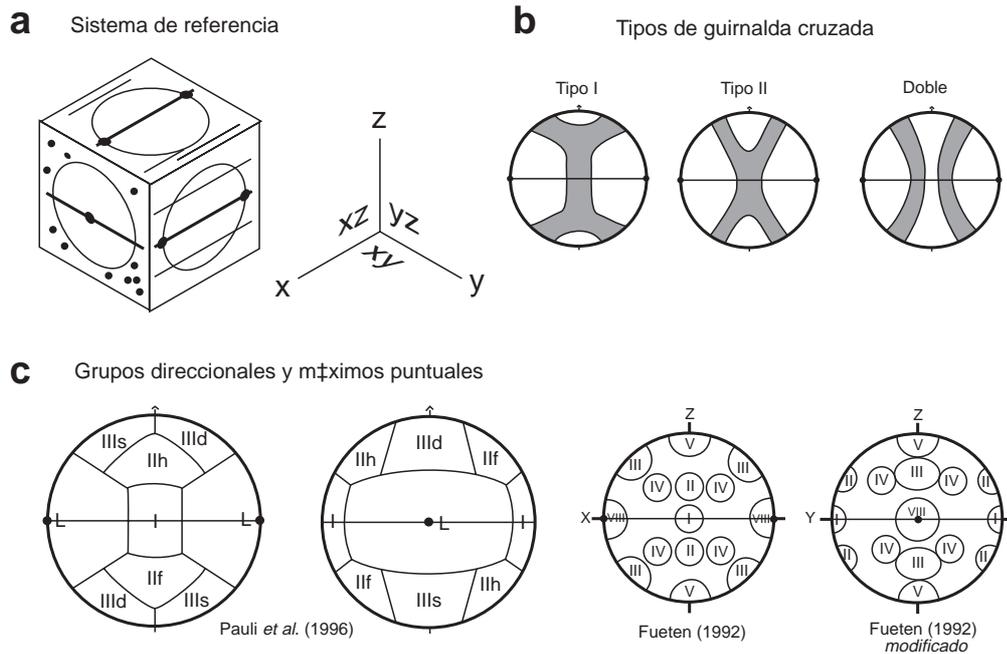


Figura 1.3. Posición de los distintos planos de proyección estereográfica de las fábricas de cuarzo con respecto a las direcciones principales de deformación finita. Tipos de guirnalda cruzada: de tipo I, de tipo II (Lister, 1977) y doble (Lister y Hobbs, 1980). Nomenclatura de grupos direccionales y máximos puntuales en proyecciones estereográficas de ejes *c* de cuarzo (Pauli *et al.*, 1996 y Fueten, 1992).

medido es señalado en una composición fotográfica del agregado policristalino con un número, de forma que se pueden agrupar los granos por características morfológicas o por su situación microestructural, así como visualizar la distribución de los granos correspondientes a un máximo determinado en proyección estereográfica (diagramas AVA en Sanders, 1950). El dibujo de los granos se ha realizado manualmente a la vez que se hacían las medidas de ejes *c*. La conversión de las medidas a las orientaciones reales de los ejes se ha realizado utilizando una hoja de cálculo inédita ideada por el Dr. F.J. Fernández Rodríguez.

Para la observación de criterios cinemáticos, las secciones paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación fueron considerados como planos XZ del elipsoide de la deformación finita en las rocas, mientras que las secciones perpendiculares a la foliación y lineación, como planos YZ. En el caso de las texturas de cuarzo, se han utilizado estas dos estructuras, foliación y lineación, como sistema de referencia estructural. La formación de guirnaldas cruzadas perpendiculares a la posición de máxima elongación en relación a la textura se ha usado para verificar que el sistema de referencia elegido era adecuado. Como se verá más adelante, este no siempre ha sido el caso. Para las muestras con fábrica planar, este método demuestra ser eficaz para situar la orientación de la lineación de estiramiento en la roca.

Se analizan las texturas en planos XZ, generalmente paralelos a la lineación presente en la roca. La nomenclatura que se utiliza para la descripción de las

texturas de cuarzo está resumida en la Fig. 1.3. En general se describen las texturas en términos de guirnaldas cruzadas: de tipo I y II (Lister, 1977), dobles (tomada de Lister y Hobbs, 1980), sencillas o de círculo menor. Cuando existen grupos direccionales (Pauli *et al.*, 1996) o máximos puntuales (Fueten, 1992) marcados se utiliza la nomenclatura de los primeros autores, muy parecida a la de García Celma (1982). En ocasiones, estos máximos se disponen en posiciones intermedias entre dos máximos y se utilizan nombres compuestos (p. ej. IIIf-I para referirse a un máximo intermedio entre IIIf e I). La disposición de estos máximos en los planos XZ e YZ se muestra en la Fig. 1.3.

Los términos de asimetría interna y externa, utilizados por Passchier y Trouw (1996), son fundamentales en la descripción de las texturas. El primero se refiere a la forma de la textura y el segundo a la asimetría que muestra con el sistema de referencia elegido. También se utiliza el término 'fabric attractor' (Passchier, 1996) para referirse a la posición hacia la que tienden a rotar las estructuras (foliación en este caso) con la acumulación de la deformación en un régimen de flujo determinado.

Finalmente conviene destacar que en la proyección estereográfica de los ejes *c*, que se realiza sobre el hemisferio inferior, se distinguen los dos subhemisferios, superior e inferior, con el objeto de señalar el predominio de medidas en uno u otro subhemisferio. Esta subdivisión se justifica al principio del capítulo de *Discusión* donde se pretende relacionar la tipología del régimen de flujo en el

que se desarrolla la estructura.

Como se ha indicado anteriormente, los capítulos de *Litoestratigrafía* y *Estructura* pretenden ser fundamentalmente descriptivos. En el caso del análisis de texturas de cuarzo, dado que sólo se dispone de información de orientación de los ejes *c* de cuarzo no es inmediata la interpretación de los sistemas de deslizamiento que han permanecido activos durante la deformación, ni tampoco es inmediata la cinemática de la misma ya que el muestreo

se ha realizado a escala regional. Todo esto se integra en la primera parte de la *Discusión*.

En los *Anexos* se presenta una información más detallada de cada lámina utilizada para el análisis de texturas, que incluye en ocasiones un dibujo de los granos de cuarzo (esto permite realizar una comparación geométrica entre la textura de cuarzo y las microestructuras que muestran los agregados medidos).

II. LITOESTRATIGRAFÍA

División de la zona de estudio en elementos tectónicos

La zona estudiada se ha dividido en cuatro elementos tectónicos o unidades mayores con unas características litoestratigráficas, estructurales y metamórficas propias (Fig. 2.1):

- la Unidad de Malpica-Tui;
- el Autóctono Relativo (AR);
- el Autóctono;
- la Zona de Deformación Malpica-Lamego (ZDML).

La Unidad de Malpica-Tui (UMT; Ortega y Gil Ibarguchi, 1983) está constituida por una sucesión de esquistos y paraneises plagioclásicos con anfibolitas intercaladas, en la que son frecuentes intrusiones estratiformes de rocas graníticas de tendencia alcalina (Floor, 1966; Pin *et al.*, 1992). Conservan un registro metamórfico de alta presión (van der Wegen, 1978; Gil Ibarguchi y Ortega, 1985) previo al desarrollo de una foliación tectónica penetrativa que se equilibra en facies anfibolítica. Esta unidad se dispone por el E en contacto mecánico sobre una sucesión esquistosa muy deformada que constituye su Autóctono Relativo; compuesto por una serie relativamente homogénea de esquistos de mica blanca con granate y estaurólita en la que se intercalan niveles cuarcíticos en la parte alta y también liditas y metaareniscas. Presenta una foliación tectónica muy desarrollada equilibrada en facies anfibolítica, posteriormente afectada por el metamorfismo asociado a la intrusión regional de granitos de dos micas.

El límite occidental de la UMT está formado por una zona de cizalla subvertical o inclinada hacia el O, que se ha denominado Zona de Deformación de Malpica-Lamego (Llana Fúnez y Marcos, 1998). En esta banda se incluyen tipos litológicos pertenecientes a la UMT, al Autóctono Relativo y probablemente al Autóctono. Se caracteriza por la presencia de varios tipos de granitoides que intruyen en diferentes momentos de la evolución estructural de la misma. Las rocas metasedimentarias desarrollan una foliación tectónica muy penetrativa, equilibrada en facies de las anfibolitas, como en las unidades anteriores, pero retrabajada en facies de esquistos verdes durante un movimiento en dirección dextrógiro.

Esta zona de deformación separa la UMT de una región con rocas con rasgos litoestratigráficos propios de la Zona Centro-Ibérica (península de Barbanza, área de Portonovo y área de Tomiño). Este conjunto de rocas, en

el esquema estructural que se propone en este trabajo, se sitúa por debajo de la UMT y es considerado por tanto como el Autóctono de la UMT. Estas rocas se encuentran poco afectadas por el metamorfismo asociado a la fase de deformación principal en unidades superiores, conservando estructuras primarias de origen sedimentario. Posteriormente muestran un desarrollo variable del metamorfismo asociado a la intrusión regional de granitos de dos micas llegando incluso a la fusión parcial y migmatización en la región de Muxía-Finisterre (Gil Ibarguchi 1982a, b).

LAS ROCAS DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI

La estrecha franja de rocas que constituye la UMT aflora en una estructura aproximadamente sinformal que por el O se encuentra cobijada por la ZDML. Para establecer el orden de las rocas en la vertical y en la horizontal se han realizado varias columnas litoestratigráficas sintéticas a partir de la cartografía (ver *Mapas y Cortes Geológicos*). Se pretende con ello la construcción de una columna ideal de toda la unidad que permita la comparación con otras unidades de rocas equivalentes en el orógeno. En ausencia de criterios que permitan reconocer la polaridad estratigráfica, se ha recurrido a la posición estructural relativa de las rocas para su ordenación y su descripción. Según se aprecia en la cartografía y en los cortes, por regla general los afloramientos más septentrionales se corresponden con los niveles superiores.

Siguiendo el esquema litoestratigráfico propuesto por Llana Fúnez (1997) basado en Ortega y Gil Ibarguchi (1983), se ha dividido la UMT en tres grupos de rocas: la secuencia de rocas de la parte inferior entre Malpica y Tui, la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira y la secuencia de rocas del Sinclinorio de Pazos-Fervenza.

En la posición estructural más baja de la UMT, separadas de las rocas infrayacentes del Autóctono Relativo por la zona de cizalla basal de la UMT, se sitúa la secuencia inferior de rocas entre Malpica y Tui. Este grupo se extiende desde Malpica hasta localidades al S del río Miño, con una potencia aproximada de 2000 m. Está compuesta por una sucesión de esquistos y paraneises plagioclásicos, bastante recrystalizados y afectados por el metamorfismo varisco, en la que se incluyen numerosos cuerpos estratiformes deformados de granitoides de naturaleza

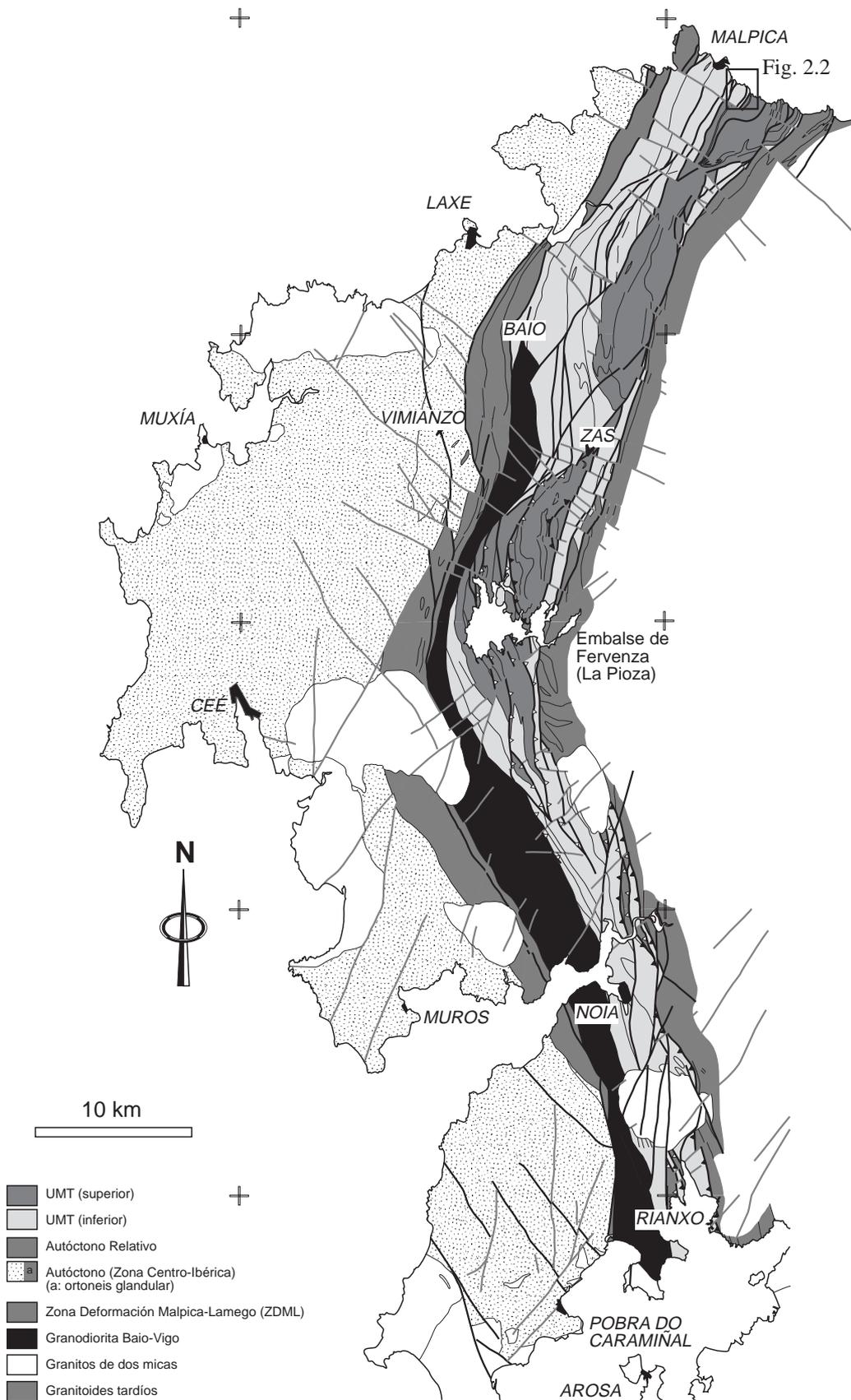


Figura 2.1. Elementos tectónicos diferenciados en la zona de estudio: Unidad de Malpica-Tui (UMT: se ha separado la secuencia superior de rocas de la inferior), Autóctono Relativo (AR), Autóctono (a: ortoneis glandular) y la Zona de Deformación de Malpica-Lamego (ZDML: incluye la Granodiorita de Baio-Vigo, el ortoneis glandular y rocas del AR).

alcalina, tipo-A (Pin *et al.*, 1992), de edad Ordovícico (ver Tabla 2.1). Estos ortoneises aparecen también en la secuencia de rocas del Sinclinorio de Pazos-Fervenza, por lo que se describirán en una sección aparte más adelante.

Por encima, en continuidad cartográfica, se encuentra la Serie arenoso-ampelítica de Xareira, que se caracteriza por la ausencia de foliación tectónica principal en las rocas (esto es, foliación tectónica extendida a todo el conjunto rocoso) y por el escaso desarrollo del metamorfismo. Deformación y metamorfismo aparecen en relación a zonas de cizalla subverticales con desplazamiento probablemente oblicuo. La heterogeneidad y la localización de esta deformación en bandas discretas permite la conservación de estructuras sedimentarias en areniscas y la conservación de palinomorfos en los niveles pelíticos, los cuales indican una edad mínima de Ordovícico Medio-Superior (Fombella Blanco, 1984). La potencia mínima para esta serie, estimada a partir de los cortes geológicos, es de 800 m.

Finalmente, en la parte más elevada estructuralmente se encuentra la secuencia de rocas del Sinclinorio de Pazos-Fervenza. La naturaleza de su contacto inferior se desconoce, pero dada la oblicuidad que muestra en la cartografía, no es descartable un origen mecánico para el mismo. Este conjunto constituye una serie continua de rocas formada por esquistos, anfíbolitas y ortoneises félsicos con una potencia aproximada de 1100 m. Presenta una serie de rasgos distintivos, referentes al metamorfismo y grado de deformación, que se discutirán más adelante (final de este capítulo y en *Estructura*).

Adyacente por el E a la sucesión de rocas del Sinclinorio de Pazos-Fervenza, se encuentran las *Rocas silíceas de Mira*. Esta unidad está limitada por fallas subverticales con desplazamiento en dirección (ver Mapa 1) que no permiten la observación de las relaciones litoestratigráficas y estructurales previas con el resto de unidades. La potencia mínima, estimada a partir de los cortes geológicos, es de 300 m. La unidad está compuesta por un conjunto bastante homogéneo de rocas silíceas de grano fino con una matriz en la que se conservan pequeños cristales prismáticos o aciculares oxidados de naturaleza desconocida. En general, presentan un bandeo composicional determinado por cambios en la coloración, de probable origen primario. Incluidos en esta serie, se han encontrado niveles métricos y decamétricos de ortoneises peralcalinos, paralelos a la disposición general del bandeo composicional. La asociación de rocas y su naturaleza probablemente corresponde a una sucesión de metavulcanitas, similar a las que se describen en la Unidad de Vila de Nune (Pereira, 1989) o en el Dominio Centro-Trasmontano (Ribeiro, 1974). Dada la limitada extensión cartográfica de la unidad y la mala calidad de los afloramientos, en su mayoría relacionados con fracturas verticales, no se ha realizado un trabajo detallado de la misma.

La secuencia inferior de rocas entre Malpica y Tui

Al O del Sinforme de Pazos-Fervenza, en la costa norte, y por debajo de su terminación periclinal en el embalse de Fervenza, se encuentra una estrecha banda de esquistos y paraneises, los Esquistos y paraneises plagioclásicos de Beo, que se continúan hasta el sur del río Miño. Son rocas heterogéneamente deformadas que están caracterizadas por la abundancia de blastos de plagioclasa con inclusiones de granate, entre otros, y por la presencia de cuerpos intrusivos estratiformes de ortoneises (Ortoneis de Malpica-Borneiro y ortoneises peralcalinos).

La potencia de esta sucesión en el sector norte (Malpica-Noia), estimada a partir de los cortes (en *Mapas y Cortes Geológicos*), varía entre 1600 y 1900 m, aunque hay que tener en cuenta la existencia de pliegues isoclinales que han debido engrosar este espesor aparente de la sucesión de esquistos y paraneises.

Esquistos y paraneises de Beo

Esta unidad de rocas está formada por una alternancia de esquistos y paraneises en una banda alargada que se extiende desde la costa de Malpica hasta el S del río Miño. Es una de las litologías más representativas de la UMT y se caracteriza por la abundancia de blastos de plagioclasa desarrollados en relación al metamorfismo varisco. La formación de las plagioclasas no es azarosa y suelen concentrarse en niveles concretos, permitiendo la observación de un bandeo composicional, paraneis-esquisto, que recuerda el origen probablemente sedimentario de estas rocas (Fig. 3.5e). La presencia de este bandeo bimodal o de estas alternancias esquisto-paraneis determina en estas rocas la aparición de pliegues de escala centimétrica con amplitud variable, en función del espesor de las capas. La existencia de estos pliegues, algunos isoclinales, dificulta el establecimiento de la potencia mínima de la serie; a partir de los cortes geológicos se estima que este espesor varía entre 800 m para el corte de Malpica y el área de Soneira y 1250 m en el área de Noia (en *Mapas y Cortes Geológicos*).

Incluidos en los esquistos y paraneises se han observado cuerpos lenticulares métricos de anfíbolitas, de grano fino y constituidas fundamentalmente por un anfíbol hornbléndico verdeazulado zonado (bordes verdes y núcleo pálido, ligeramente azulado).

Ortoneis de Malpica-Borneiro

El Ortoneis de Malpica-Borneiro es una roca granodiorítica de grano grueso, con cuarzos ligeramente azulados, deformada heterogéneamente, que aparece incluida en los Esquistos y paraneises de Beo desde las localidades septentrionales hasta el sur del río Miño (Neis

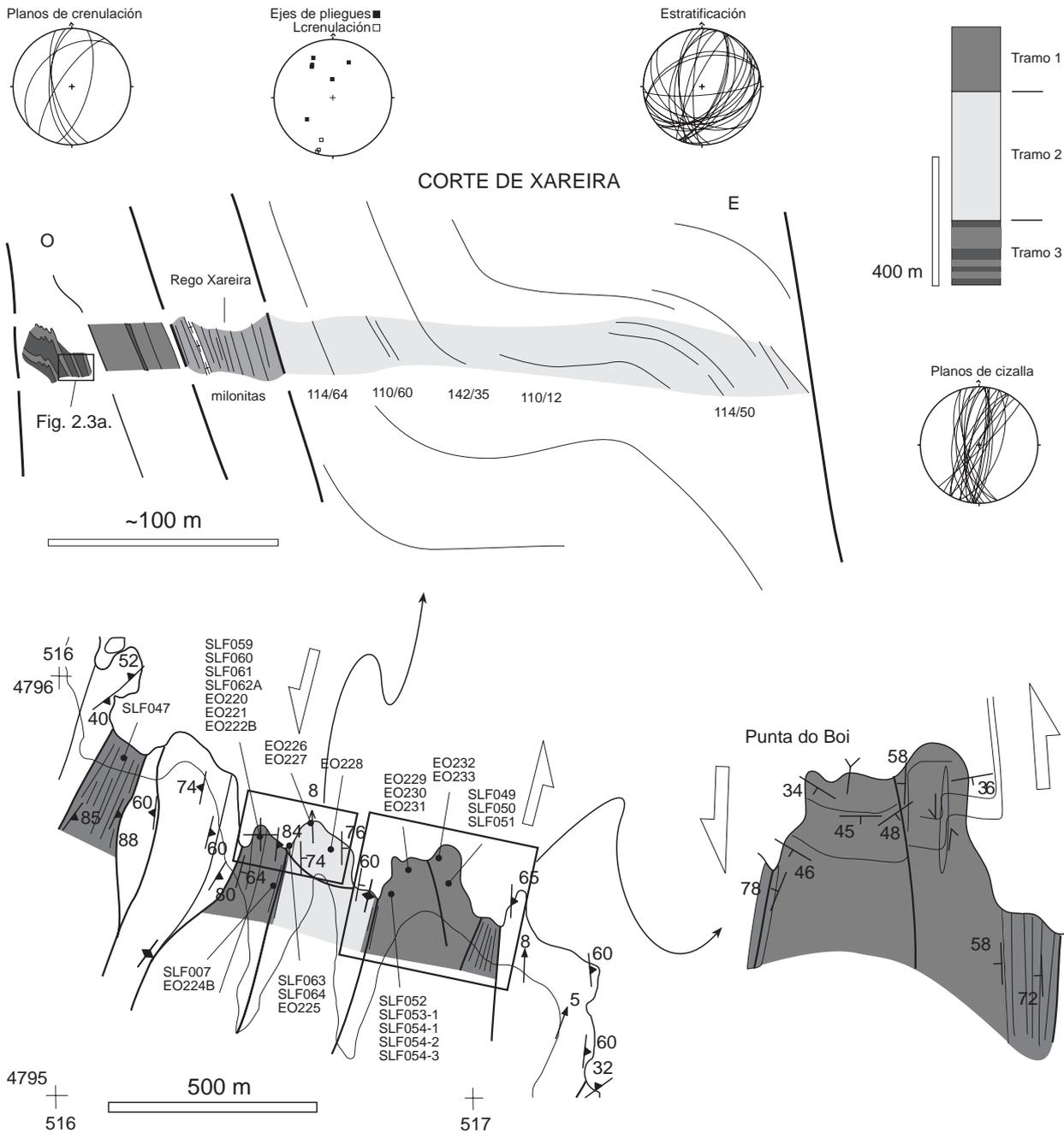


Figura 2.2. Mapa de detalle de la costa en la ensenada de Xareira. Corte geológico de los tramos 1 y 2 y columna litoestratigráfica completa de la Serie de Xareira (los tramos se describen en el texto). Se incluyen además las proyecciones estereográficas de datos estructurales medidos en el corte.

de Gandra). La característica fundamental de estas rocas es la presencia de una marcada fábrica lineal en el centro de los cuerpos de ortoneises y una fábrica planolinear en los bordes, mostrando un aumento de la deformación, progresivamente desde el centro hacia los bordes (ver más adelante Fig. 3.5a, b). Las relaciones con el encajante no son claras debido a la deformación, como se ha indicado, sin embargo Gil Ibarguchi (1995) ha descrito corneanas

en las zonas de contacto y en la Unidad de Lalín-Forcarei, Marquínez (1984) establece, para cuerpos de roca similares, unas relaciones intrusivas con las rocas de caja.

El cuerpo granodiorítico principal con menor deformación, se puede observar al E del puerto de Malpica. Se conserva la textura granítica ígnea original, apenas deformada, aunque en lámina delgada son claros los cambios minerales producidos por el metamorfismo (Gil

Ibarguchi, 1995). La composición de la roca original es la formada por feldespato potásico (microclina), plagioclasa, cuarzo y biotita, como minerales principales; y apatito y allanita, como accesorios. La biotita es primaria, de origen ígneo (Gil Ibarguchi y Ortega, 1985; Pin *et al.*, 1992; Gil Ibarguchi, 1995). La facies aplítica, de grano más fino, tiene una composición mineralógica diferente: feldespato potásico (poca microclina), plagioclasa y cuarzo. La mica blanca de origen metamórfico es escasa. Se diferencia de la facies de grano más grueso por el menor tamaño de grano y también por la mayor abundancia de allanita, que tiene un borde pistacítico (Alonso y González, 1982). La paragénesis mineral en relación al metamorfismo es la misma: granate, zoisita-clinozoisita y mica blanca.

Tanto dentro de la facies de grano grueso poco deformada como en la facies aplítica, sobre todo en esta última, se observan diques y 'sills' de rocas máficas. Estas rocas están compuestas por anfíbol verdeazulado y anfíbol verde claro, plagioclasa, cuarzo, rutilo, titanita, ilmenita, granate, biotita y clorita. Se diferencian dos tipos de granate: uno limpio en coronas alrededor de plagioclasa y otro sucio y rosado.

Las diferencias entre los ortoneises de grano grueso de Malpica y Borneiro están condicionadas probablemente por la geoquímica de ambas rocas. Una mayor afinidad geoquímica de las rocas tipo Borneiro con los ortoneises de grano fino (con anfíbol ferrohastingsítico accesorio; Floor, 1966; Pin *et al.*, 1992) es posible que impida el desarrollo de las paragénesis minerales de alta presión, al contrario de lo que ocurre en el ortoneis tipo Malpica, que sí las muestra en las facies de núcleo y de borde. En cualquier caso, ambas rocas, ortoneises metaaluminicos con biotita primaria, muestran afinidades con granitoides de tipo A al igual que ocurre con los ortoneises peralcalinos (Pin *et al.* 1992). Las diferencias geoquímicas que existen con estas últimas rocas, más típicamente alcalinas, pueden ser interpretadas como producto de diferentes grados de contaminación cortical durante su ascenso desde el manto empobrecido (Pin *et al.*, 1992).

La edad de este magmatismo es similar al magmatismo peralcalino, en torno a 450-470 Ma (Fig. 2.6), lo que sugiere una probable relación genética entre ambos tipos de rocas.

Serie arenoso-ampelítica de Xareira

Se trata de una secuencia metasedimentaria silicilástica de características turbidíticas de unos 800 m de potencia que aflora en la sección costera entre la Punta Peterón y la Punta de los Molinos de Ceán y se extiende hacia el interior manteniendo una posición relativa similar con respecto a los cuerpos de ortoneises circundantes (ver Mapa 1 y Fig. 2.2). Los límites de los afloramientos son de tipo mecánico y están caracterizados por el desarrollo de una foliación milonítica (fábricas planares) asociada a

zonas de cizalla.

Los rasgos distintivos de este conjunto de rocas son la conservación de estructuras sedimentarias en rocas detríticas y la existencia de niveles muy ricos en materia orgánica (Fig. 2.3a). No se encuentran afectadas por la deformación asociada a la fábrica milonítica principal de las rocas circundantes, aunque sí aparecen completamente transpuestas por deformaciones de carácter dúctil más tardías. Destaca el escaso desarrollo del metamorfismo, que confiere a las rocas un aspecto de visu netamente sedimentario (Fig. 2.3) y permite la conservación de fauna de palinomorfos de edad ordovícica en niveles ampelíticos (Fombella Blanco, 1984).

Descripción de las rocas en la localidad tipo: la ensenada de Xareira

En la localidad tipo, la ensenada de Xareira (Figs. 2.1 y 2.2), la serie se inclina hacia el E con ángulos elevados para horizontalizarse en el extremo E del corte, inmediatamente antes del desarrollo de la tectonita que limita este cuerpo de rocas sedimentarias con el cuerpo de ortoneises que aflora en la Punta de los Molinos de Ceán (Fig. 2.2). Existen algunos criterios de polaridad como bases erosivas, granoclasificaciones y estratificaciones cruzadas, que indican que la serie se encuentra en posición normal. De muro a techo se pueden separar tres tramos (Fig. 2.2):

(i) 200 m de alternancias de areniscas en capas centimétricas y pizarras ampelíticas, más abundantes (Fig. 2.3a). Este tramo contiene también algunos niveles centimétricos de rocas calcosilicatadas, niveles más potentes de hasta 2 m de areniscas negras (Fig. 2.3c) y un nivel lenticular centimétrico de anfibolitas. Uno de los niveles de areniscas negras se prolonga hacia el sur durante 200 m paralelamente al curso del río de Xareira. En los niveles ricos en materia orgánica de este tramo han sido recogidas muestras (E. Ortega, *comunicación personal*) en las que se han encontrado restos de fauna de palinomorfos de edad Ordovícica (Fombella Blanco, 1984).

(ii) tramo detrítico en el que abundan areniscas mal clasificadas de tipo grauwaca (Fig. 2.3d). A escala microscópica se observan clastos angulosos de cuarzo dispersos en una matriz arcillosa (Fig. 2.3e). Estas rocas no tienen apenas materia orgánica. La potencia de este tramo ronda los 400 m.

(iii) la parte alta de la serie es eminentemente arenosa. Aparecen conservadas secuencias de Bouma en los niveles arenosos (Fig. 2.3f, g, h). Las areniscas muestran granoclasificación positiva, laminación cruzada y estructuras de carga en las partes bajas; laminación paralela, en la parte media; y pelitas en la parte alta de cada secuencia. Estas secuencias tienen modalmente 30 cm de potencia. En los niveles pelíticos se observa un moteado (Fig. 2.3f) que corresponde a la blástesis de albitas, en un estadio inicial, con gran cantidad de núcleos

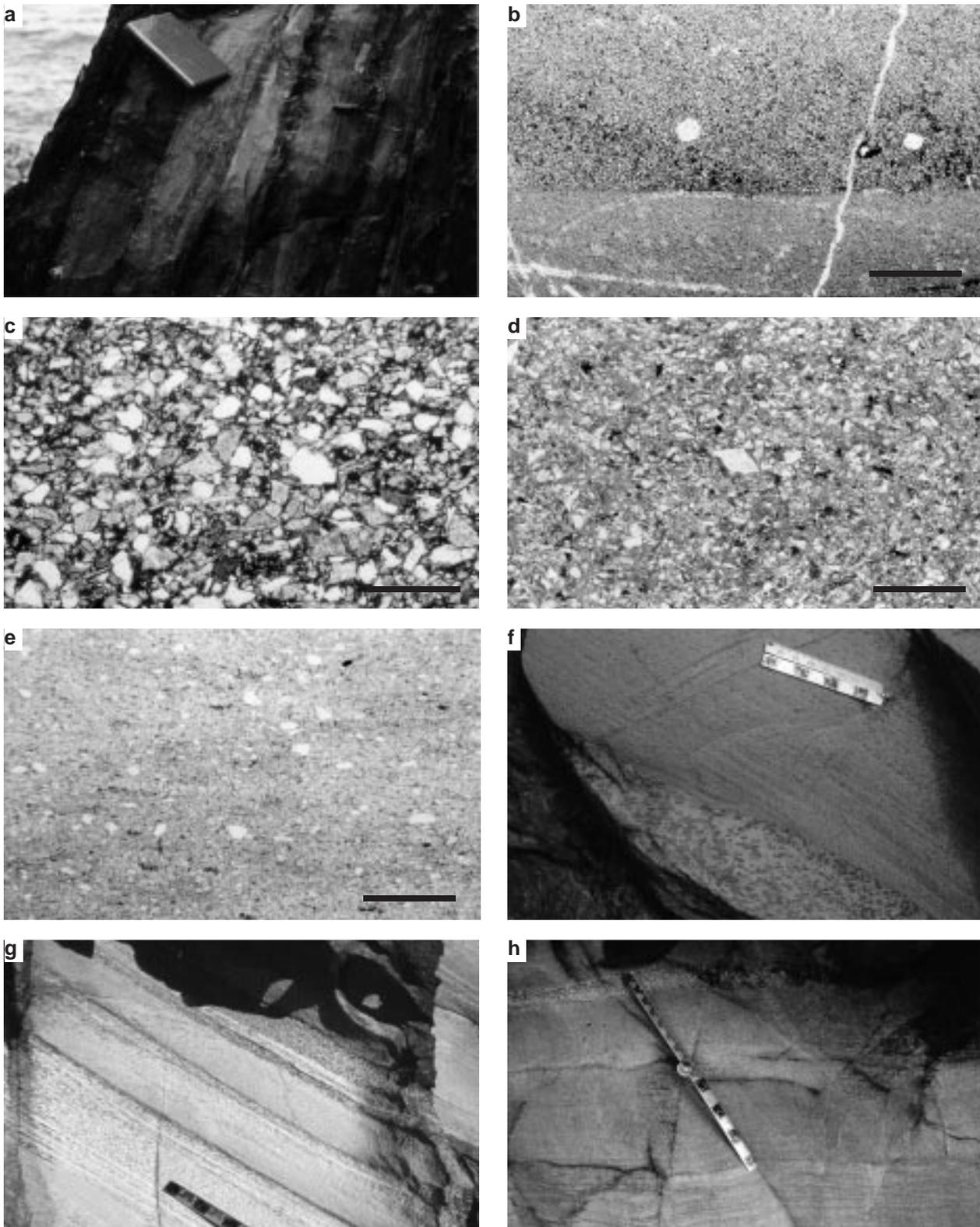


Figura 2.3. Rocas de la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira: a) areniscas alternando con ampelitas (tramo 1); b) estratificación cruzada en limolitas ampelíticas (muestra eo222); c) areniscas negras masivas en el tramo 1 (muestra slf062a); d) areniscas con > 15 % de matriz arcillosa (muestra eo226); e) clastos angulosos de cuarzo flotando en una matriz netamente arcillosa en rocas pelíticas del tramo 2; f,g,h) aspecto de campo de las rocas del tramo superior detrítico (tramo 3). En f) se observa la base erosiva de las areniscas sobre los niveles pelíticos (mosqueados) de la secuencia inferior g y h) muestran la potencia de las secuencias tipo Bouma y las granoclasificaciones positivas de las capas areniscosas. La escala gráfica en a) (libreta de campo) tiene 21,5 cm y en b, c, d y e (barra negra horizontal) tiene 200μm.

de feldespato, aunque de pequeño tamaño. La potencia de este tramo ronda los 200 m.

Todo el conjunto de rocas se encuentra poco deformado y metamorfozadas. La amplia variedad de litologías hace numeroso el espectro de texturas en las rocas. La naturaleza detrítica predominante implica un bandeo composicional sedimentario en el que alternan láminas con contenido variable de clastos angulosos de cuarzo o feldespato (Fig. 2.3c, d, e), materia orgánica (Fig. 2.3b), y la relación matriz/clastos (Fig. 2.3e). Este bandeo define estratificaciones cruzadas y granoclasificaciones positivas, apreciables tanto en el campo, como bajo el microscopio (Fig. 2.3b, f, g, h).

Las areniscas negras del tramo inferior contienen menos del 15 % de matriz (muestra slf062, Fig. 2.3c). La textura es clastosoportada, con clastos angulosos y poco redondeados, aunque tienen una buena clasificación.

interpretarla como una subunidad dentro de la UMT recibiendo diferentes denominaciones: Unidad Intermedia y Superior, de Ortega y Gil Iburguchi (1983); Unidades alóctonas superiores, por encima de la unidad ofiolítica, según Ribeiro *et al.* (1990); y Dominio de Ceán-La Pioza, de Llana Fúnez (1997). Algunas de las características utilizadas para distinguir esta secuencia de rocas de las infrayacentes son las siguientes:

(i) constituye una serie continua de rocas con una intensa foliación tectónica que tiene carácter milonítico (en el sentido de Passchier y Trouw, 1996) en rocas cuarzofeldespáticas;

(ii) existe una elevada proporción de rocas máficas con respecto a sucesiones infrayacentes de rocas, en las que se puede conservar un registro de alta presión (especialmente en las incluidas en los ortoneises);

(iii) las características litológicas y geoquímicas de

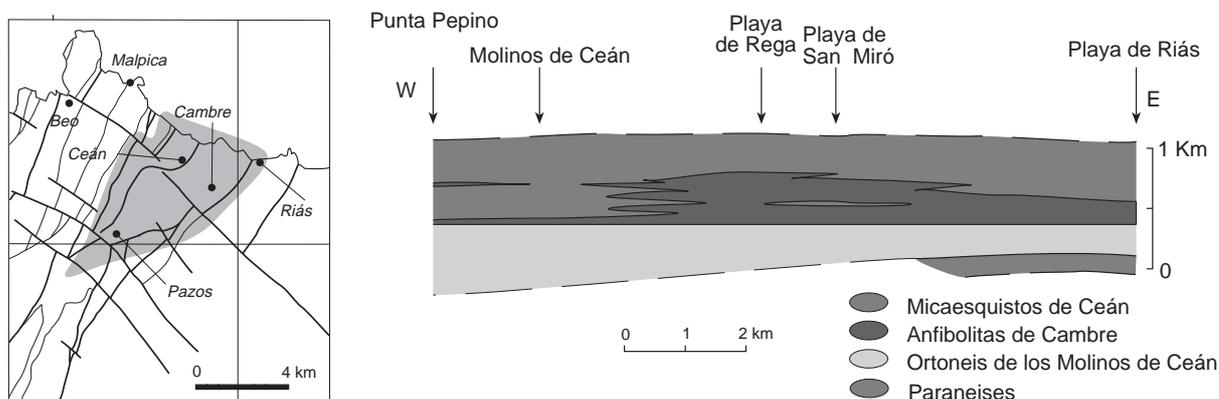


Figura 2.4. Secuencia litoestratigráfica idealizada de la sucesión de rocas del Sinclinorio de Pazos-Ferveza, parte superior de la UMT (Llana Fúnez, 1996 *modificado*).

Predomina el feldespato sobre el cuarzo. La matriz es rica en materia orgánica (opacos) y en micas (biotita y moscovita) parcialmente recrecidas. La mayoría de los clastos de cuarzo son muy limpios, muestran extinción ondulante y en algunos casos incluso formación de subgranos.

Los niveles ampelíticos de este mismo tramo (muestras slf059 y slf060) son limolitas o pizarras con mucha materia orgánica que presentan un bandeo composicional determinado por la variación del contenido en materia orgánica. La orientación de filosilicatos (mica blanca) es paralela al bandeo composicional.

La secuencia de rocas del Sinclinorio de Pazos-Ferveza

La parte estructuralmente más alta de la UMT, la secuencia de rocas que aflora en el Sinclinorio de Pazos-Ferveza (sinclinal de Pazos, de Alonso y González, 1982), presenta varios aspectos distintivos que han conducido a

esta sucesión, en la que alternan rocas máficas (probablemente efusivas) con rocas ácidas (probablemente subvolcánicas), intercalados ambos términos en una serie esquistosa, han llevado a diversos autores a situar este volcanismo "bimodal" en un contexto geodinámico de arco de isla (ver discusión al respecto en Díaz García, 1990);

(iv) por último, esta secuencia de rocas aparece separada de la sucesión esquistosa entre Malpica y Tui por una serie de rocas poco deformadas, la Serie arenoso-ampelítica de Xareira, que se sitúa entre ambas.

Se distinguen cuatro unidades litoestratigráficas que se disponen concordantemente definiendo una sucesión continua. Ordenadas estructuralmente de abajo a arriba son: un conjunto de paraneises milonitizados en la parte más baja, el Ortoneis de los Molinos de Ceán, las Anfibolitas de Cambre y los Micaesquitos de Ceán (Fig. 2.4). Las cuatro unidades, que afloran en la sección costera entre los Molinos de Ceán (Fig. 2.5a) y la playa de Riás, aparecen plegadas en un sinclinorio, el Sinforme de Pazos (Alonso

y González, 1982; Llana Fúnez, 1997). En la base de esta sucesión se encuentra un cuerpo tabular de ortoneises peralcalinos miloníticos que separa la secuencia de rocas del informe con las rocas de la Serie arenoso-ampelítica de Xareira, por debajo. Estos cuerpos de rocas peralcalinas también intruyen en la secuencia inferior de rocas de la UMT y muestran una afinidad geoquímica de tipo-A, anorogénicas (Ribeiro y Floor, 1987; Pin *et al.*, 1992).

Hacia el sur, hacia el embalse de Fervenza, desaparecen tanto las Anfibolitas de Cambre como los Micaesquistos de Ceán y permanece el Ortoneis de los Molinos de Ceán, que se presenta en un potente paquete con una composición variable entre el tipo ácido de la sección septentrional y un tipo más básico, con abundante aparición de anfíboles y epidotas, en el sector meridional. Repeticiones tectónicas en el área alrededor del embalse de Fervenza explican parcialmente el aumento aparente de espesor de este paquete de ortoneises y la inclusión, tectónica, de varios cuerpos muy deformados de ortoneises de grano más grueso, de tipo Borneiro, de los que se hablará en la sección siguiente.

Paraneises milonitizados

Estas rocas se sitúan en la base de la sucesión en el corte de Riás y en el embalse de Fervenza. La extensión de los afloramientos en ambos casos es muy limitada. En el caso de la playa de Riás muestran un contacto discordante con los Ortoneises de los Molinos de Ceán, situados por encima. Este contacto es mecánico y está relacionado con zonas de cizalla subhorizontales (ver más adelante en *Estructura*). Litológicamente, se trata de rocas comparables a las situadas en la secuencia inferior entre Malpica y Tui, con la salvedad del aspecto filonítico y milonítico en la mayor parte de los casos. Las características microestructurales de estas rocas están relacionadas con la deformación asociada a la zona de cizalla basal de la UMT.

En el embalse de Fervenza se encuentran afloramientos dispersos de estos paraneises por debajo de los Ortoneises de los Molinos de Ceán, aunque la intensidad de la deformación es mucho menor y muestran un aspecto similar Paraneises de Beo, descritos anteriormente.

Ortoneis de los Molinos de Ceán

Se trata de un ortoneis félsico con una potencia variable entre los 100 m de la costa (Fig. 2.4) y los 700 m del interior. Presenta un aspecto de campo también variable en función del contenido en minerales máficos (anfíbol y zoisita-clinozoisita), que aumenta hacia el sur. En la localidad tipo, se caracteriza por ser un neis félsico de grano fino, foliado y de aspecto tableado, con frecuentes inclusiones decimétricas a métricas de rocas máficas (Fig. 2.5f), mientras que en el interior puede aparecer con un

color verde oscuro debido a la presencia de anfíboles y de agregados de zoisita-clinozoisita en la roca, aumentando además el número y tamaño de las inclusiones de rocas máficas. La foliación tectónica que presenta es neísica y lleva asociada una lineación de estiramiento paralela al trazado de las estructuras.

La facies leucocrática está formada por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y mica blanca, como minerales principales. Como accesorios de origen metamórfico se encuentran zoisita, clinozoisita, granate y epidota y como accesorios de la roca ígnea original, titanita y allanita. La clinozoisita-zoisita aparecen en coronas rodeando allanita (Arps, 1970) o en agregados alargados paralelos a la foliación principal de la roca, probablemente como producto de la retromorfosis de blastos antiguos en la roca. El aspecto melanocrático de estos neises en las localidades más meridionales se debe a la presencia de anfíboles verdeazulados zonados y a un mayor porcentaje de zoisita y clinozoisita, así como a los productos de la retrogradación de estos mismos minerales (clorita y anfíboles actinolíticos).

Incluidos en los ortoneises aparecen cuerpos lenticulares de rocas máficas (Fig. 2.5f) en las que se han descrito paragénesis minerales de alta presión y baja temperatura (van der Wegen, 1978; Gil Ibarguchi y Ortega, 1985). El rasgo generalizado de estas rocas máficas es la fuerte retrogradación posterior al clímax metamórfico, que se manifiesta por la formación de una matriz de grano fino de clorita y actinolita, conservándose únicamente el granate con su tamaño y distribución original (ver Fig. 3.1e).

Rocas equivalentes al Ortoneis de los Molinos de Ceán en la Unidad de Santiago han proporcionado una edad de *ca.* 471 Ma (Rb-Sr, roca total) (García Garzón *et al.* 1981).

Anfibolitas de Cambre

Encima de los ortoneises se encuentran en la costa las Anfibolitas de Cambre, en contacto neto. La presencia de cuerpos de anfibolitas estratiformes intercalados entre los ortoneises podría indicar que el contacto en ocasiones es gradual. El tránsito sí es claramente gradual con los esquistos situados por encima (con niveles lenticulares de esquistos dentro de las anfibolitas, Fig. 2.5c), lo cual determina un espesor variable para esta unidad, entre 20 y 200 m (Fig. 2.5).

Incluidas entre las anfibolitas aparecen niveles continuos milimétricos a centimétricos de epidotitas y de rocas verdes más esquistas, probablemente representando un bandeado composicional primario, aunque modificado por la tectónica y el metamorfismo varisco. Este bandeado está plegado isoclinalmente. En la parte alta de la unidad, en contacto con los esquistos gris-azulados, se han observado esquistos plagioclásicos con anfíbol. Además de estas capas, de probable origen

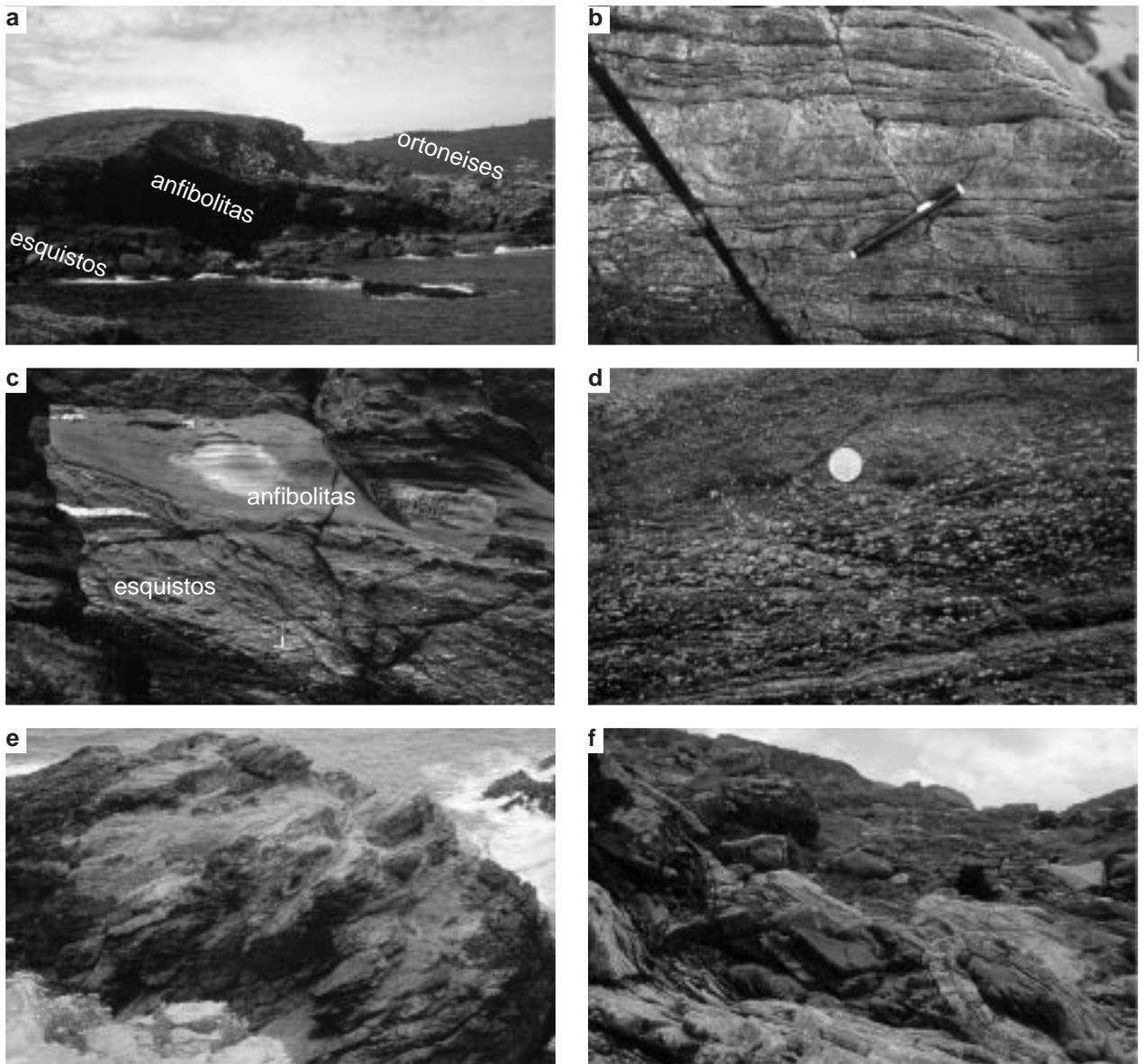


Figura 2.5. Sucesión de rocas en el Sinclinorio de Pazos-Fervenza: a) sucesión completa de ortoneises, anfibolitas y esquistos en flanco invertido en los Molinos de Ceán; b) rocas ácidas compuestas por plagioclasa y cuarzo intercaladas en los Micaesquistos de Ceán; c) digitaciones entre esquistos y anfibolitas; d) blastos de plagioclasa (moteado de color claro en los esquistos) en los Micaesquistos de Ceán; e) retrogradación en las Anfibolitas de Cambre, apreciable en las zonas de tono más claro masivo frente a la roca foliada más oscura; f) ortoneis félsico con inclusiones de rocas máficas en los Molinos de Ceán (a).

primario, se observan otros tipos litológicos, probablemente relacionados con la retrogradación asociada a estructuras posteriores al desarrollo de la foliación principal de las rocas. Estos tipos varían en función del grado de retrogradación y de la naturaleza de la roca inicial, pero es común la presencia de clorita y anfíboles actinolíticos reemplazando hornblenda verdeazulada y granate (Fig. 2.5e).

Micaesquistos de Ceán

Se sitúan en la posición estructural más alta, aflorando en los dos núcleos sinformales del Sinforme de

Pazos (ver Fig. 3.21, más adelante). Se trata de una sucesión relativamente monótona de micaesquistos gris-azulados, con un espesor mínimo aparente de 170 m (Fig. 2.4), en la que se incluyen además otros tipos litológicos como esquistos plagioclásicos, cuerpos estratiformes centimétricos a decamétricos de anfibolitas tipo Cambre y un cuerpo de ortoneises félsicos (Fig. 2.5b). Se ha descrito la presencia ocasional de niveles grafitosos y liditas (Ortega, 1980).

Las anfibolitas de tipo Cambre y los esquistos plagioclásicos son frecuentes en el tramo inferior, en los primeros 10-20 m de esta unidad, por encima de las Anfibolitas de Cambre. La característica fundamental de

estas rocas es la presencia de blastos de tamaño milimétrico de plagioclasa, con inclusiones que definen una foliación interna planar (Fig. 2.5d). Las anfíbolitas, formadas por anfíbol hornbléndico zonado, son más frecuentes hacia el O, donde los Micaesquistos de Ceán se interdigitan con las Anfíbolitas de Cambre (Fig. 2.4, 2.5c y 3.21).

El nivel de ortoneises félsicos, de 50 cm, aparece en la parte baja de la unidad (Fig. 2.5b), está compuesto exclusivamente por cuarzo y plagioclasa, ambos componentes con evidencias de deformación plástica, y debe de corresponder a una metavulcanita ácida. Rocas similares a estas son denominadas metaqueratófidos en otras unidades alóctonas de Galicia (Marquínez, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1984).

Todas las rocas presentan una foliación tectónica muy marcada, paralela al bandeo composicional de las rocas, que está doblada por pliegues isoclinales. La existencia de este tipo de pliegues dificulta el cálculo del espesor real de la serie. En cualquier caso, no son muy abundantes.

Los dos tipos petrográficos más frecuentes son los micaesquistos de mica blanca con granate \pm cloritoide y los micaesquistos plagioclásicos de mica blanca y clorita.

Ortoneises de grano fino con anfíbol (ortoneises peralcalinos)

Con esta denominación se han agrupado diversos cuerpos de ortoneises félsicos de "grano fino" con anfíbol alcalino como mineral accesorio. Muestran una foliación neísica muy desarrollada variablemente destruida por la recristalización posterior. El aspecto de campo de estas rocas es bastante similar al del Ortoneis de los Molinos de Ceán, aunque es algo más masivo y presenta un modo de afloramiento distinto debido probablemente a la composición alcalina y a la abundancia de tierras raras asociadas al sistema pegmatítico de la roca (González Montero, 1993). Su color de alteración es rojizo, el suelo que tiene encima está poco desarrollado y la vegetación que crece encima es pobre.

La proporción de minerales máficos, accesorios y esenciales, es variable, predominando las variedades leucocráticas. La composición mineralógica común a todos ellos está formada por feldespato potásico (microclina), cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), biotita, anfíbol alcalino, \pm piroxeno alcalino, titanita, allanita y \pm fluorita. El bandeo neísico está definido por agregados lenticulares de feldespato potásico, de cuarzo y de un tercer tipo en el que se incluyen componentes máficos: anfíboles, \pm piroxeno alcalino, micas, \pm granate y titanita. La destrucción del bandeo neísico se produce en parte por la formación de blastos subsféricos de albita durante el metamorfismo varisco de alta temperatura. Floor (1966) sugirió la existencia de un solo feldespato peritítico en la roca granítica original que se separaría por exsolución en microclina y albita durante el desarrollo del metamorfismo

varisco de alta temperatura. Este feldespato peritítico se conserva parcialmente en ortoneises con facies "tipo Zorro", descrita por este mismo autor.

Dentro del conjunto de ortoneises de naturaleza peralcalina (Ribeiro y Floor, 1987) se han diferenciado en la literatura dos tipos petrológicos principales: un neis con ferrohastingsita, alcalino, y un neis con riebeckita y aegirina, per-alcalino (Floor, 1966; Arps, 1970; Pin *et al.*, 1992). La relación genética entre ambos tipos de rocas fue establecida por Pin *et al.* (1992) con base en la anomalía positiva en Nd que presentaban ambos. Según estos autores, las diferencias geoquímicas entre ambas rocas pueden explicarse por la actuación sobre los neises alcalinos, empobrecidos en elementos incompatibles, de procesos geoquímicos en sistema cerrado para dar lugar a los neises peralcalinos, enriquecidos en elementos incompatibles, CaO y SiO₂. Ambos granitoides muestran afinidades con rocas tipo A, siendo probable que el área fuente de los magmas precursores sea el manto empobrecido (Ribeiro y Floor, 1987; Pin *et al.*, 1992; González Montero, 1993).

Floor (1966) distingue además otras variedades petrológicas en la Sierra del Galiñeiro (Vigo), producto de la metasomatización asociada a los neises peralcalinos y de los efectos posteriores del metamorfismo varisco, que no van a ser tenidas en cuenta en la cartografía.

Magmatismo peralcalino ordovícico

Las sucesiones de rocas que constituyen las láminas inferiores de los complejos alóctonos por debajo de la unidad ofiolítica están caracterizadas por la existencia de un magmatismo bimodal en el que predominan los términos volcánicos de tendencia geoquímica toleítica y alcalina (Rodríguez Aller *et al.*, 1997c). Intruyendo en estas series volcanosedimentarias se encuentran además gran cantidad de cuerpos estratiformes ácidos con una tendencia geoquímica peralcalina (Ribeiro y Floor, 1987). Esta asociación de rocas peralcalinas intruyendo en series volcánicas supracrustales se ha descrito también en otras partes de la cadena varisca, como la Zona de Ossa-Morena y en el Macizo Armoricano. La edad de las intrusiones abarca el intervalo 445-475 Ma (Tabla 2.1) en el Macizo Ibérico y 440-490 Ma en el Macizo Armoricano (Le Corre, 1994). En ambos casos se han interpretado como evidencia de la apertura de un 'rift' continental durante el Ordovícico (Ribeiro y Floor, 1987; Le Corre, 1994).

La mayor parte de las sucesiones de rocas en las que se encuentran intruyendo las rocas peralcalinas, se han visto involucradas en un proceso de subducción durante el inicio de la orogenia varisca, especialmente las «unidades basales» de los complejos alóctonos. Evidencias de esta subducción son las paragénesis minerales de alta presión y temperatura baja-intermedia (AP y BIT) que se observan en rocas básicas, ortoneises y metapelitas. El especial

Muestra	Método	Edad	Referencias
NO PENINSULAR			
Unidad de Malpica-Tui			
Ortoneis con biotita (tipo Borneiro) (La Guía, Vigo)	Rb-Sr RT (cteRb=1,45 10 ⁻¹¹ a ⁻¹)	472±24 Ma 486±24 Ma 499±24 Ma	Priem <i>et al.</i> (1966) (476 Ma corregida)
Ortoneis con riebeckita (Rebullón, Vigo)	Rb-Sr RT (cteRb=1,45 10 ⁻¹¹ a ⁻¹)	487±25 Ma 512±25 Ma	Priem <i>et al.</i> (1966)
Ortoneis con biotita + peralcalinos (UMT + Complejo Órdenes)	Rb-Sr 17 RT (cteRb=1,47 10 ⁻¹¹ a ⁻¹)	429±8 Ma	Priem <i>et al.</i> (1970)
Ortoneis con biotita (Malpica-Noia)	Rb-Sr 6 RT	~462 Ma (452 Ma)	van Calsteren <i>et al.</i> (1979)
Ortoneis con biotita + peralcalinos (Vigo)	Rb-Sr 5 RT	466±29 Ma (456±25 Ma)	(recalculado Kuijper <i>et al.</i> , 1982) van Calsteren <i>et al.</i> (1979) (recalculado Kuijper <i>et al.</i> , 1982)
Ortoneis con biotita (tipo Borneiro)	Rb-Sr 13 RT	466,1–10,8 Ma	García Garzón <i>et al.</i> (1981)
Ortoneis con biotita (E Vigo)	Rb-Sr	469±8 Ma	Kuijper <i>et al.</i> (1982)
Ortoneis con biotita (Noia)	Rb-Sr	170-550 Ma	
Ortoneis con biotita (Noia)	Rb-Sr	445-459 Ma	Kuijper <i>et al.</i> (1982)
Ortoneis con biotita (Noia)	U-Pb	¿?	
Ortoneis migmatítico (Noia) (glandular)	U-Pb	378-2000 Ma	Kuijper <i>et al.</i> (1982)
Metagranodiorita (con biotita), La Pioza (MT-1)	U-Pb	479,5+1,6/1,7 Ma 1812 +49/-48 Ma	Santos Zalduegui <i>et al.</i> (1995)
	Rb-Sr 2RT+Pl+2Bt	352±3 Ma	
Unidad de Santiago			
Ortoneis félsico (tipo Santiago o Molinos)	Rb-Sr 9 RT	470,8±5,8 Ma	García Garzón <i>et al.</i> (1981)
Unidad de Lalín-Forcarei			
Ortoneis de Mamoá	Rb-Sr RT	384±16 Ma	Marquinez (1984)
Unidad Centrotrasmontana			
Ortoneis con riebeckita (Macedo de Cavaleiros)	Rb-Sr 10 RT	473±49 Ma	Ribeiro <i>et al.</i> (1985)
SO PENINSULAR			
ZC Coimbra-Córdoba			
Ortoneis peralcalino: Almendralejo	Rb-Sr RT	475±9 Ma	García Casquero <i>et al.</i> (1985)
	U-Pb Zrn	474,5+9,5/-6,3Ma	Ochsner (1993)
	U-Pb Zrn	471 +16/-10 Ma	Ochsner <i>et al.</i> (1992)
Ortoneis peralcalino: el Aceuchal	U-Pb Zrn	477,1+4,8/-4,1Ma	Ochsner (1993)
	U-Pb Zrn	474 +7/-6 Ma	Ochsner <i>et al.</i> (1992)
Metagranitos subaluminosos leuco (Neises glandulares): Ribera del Fresno	Rb-Sr RT	423±8 Ma	García Casquero <i>et al.</i> (1985)
	U-Pb zircón	556 +159/-65 Ma	Ochsner (1993)
	U-Pb zircón	542 +80/-47 Ma	Ochsner <i>et al.</i> (1992)
	SHRIMP Zrn	470-475 Ma	Schäfer (<i>inédito</i>) en Azor (1997)
Minillas	SHRIMP Zrn	474 Ma	Schäfer (<i>inédito</i>) en Azor (1997)
Neis félsico Azuaga-Arroyo Argallón leucosoma migmatítico	SHRIMPZrn	511±8 Ma 514±12 Ma 345±13 Ma (corona)	Ordoñez <i>et al.</i> (1997)
Ortoneis biotítico: Higuera de Llerena (leucosoma migmatítico)	SHRIMP Zrn	460±4 Ma 324±15 Ma	Ordoñez <i>et al.</i> (1997)
Ortoneis migmatítico: Arronches	SHRIMPZrn	465±14 Ma 335±4 Ma (coronas)	Ordoñez <i>et al.</i> (1997)
Neis anfibólico: Cardenchoa	Rb-Sr RT	690–134 Ma	Azor (1997)
Neis glandular biotítico: Arroyo Argallón, Higuera Llerena y Riscal		632±103 Ma 489±10 Ma 496±14 Ma	
Dominio Elvas-Córdoba			
Q-sienito deformado: Alter Pedroso	U-Pb Zrn	482±16 Ma	Lancelot y Allegret (1982)
Ortoneis peralcalinos (Elvas, Portalegre)	Rb-Sr 6 RT (cteRb=1,47 10 ⁻¹¹ a ⁻¹)	466±12 Ma	Priem <i>et al.</i> (1970)

Tabla 2.1. Tabla de edades del magmatismo calcoalcalino y peralcalino en los complejos alóctonos del NO Ibérico y de unidades relacionadas en el SO Ibérico.

quimismo de las rocas peralcalinas impide el desarrollo de las paragénesis clásicas de alta presión y baja temperatura descritas para rocas ácidas y básicas y por tanto su utilización es poco conveniente (Floor, 1966, 1974; M.L. Ribeiro, 1987).

Orden litoestratigráfico y tectonometamórfico interno de la UMT

El orden adoptado para la descripción de las unidades litoestratigráficas que componen la UMT está basado en la estructura general en el corte de la costa alrededor de Malpica y apoyado en la continuación de la misma hacia el interior (Fig. 2.6). Se distinguieron tres conjuntos de rocas por sus características litológicas: la secuencia inferior de rocas entre Malpica y Tui, la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira y la secuencia superior de rocas del

Sinclinorio de Pazos-Fervenza. La naturaleza de los contactos entre estas tres subunidades no se puede establecer claramente debido a la ausencia de continuidad de los afloramientos, pero especialmente debido a la fuerte tectonización de los mismos durante el desarrollo de zonas de cizalla con desplazamiento en dirección, que los enmascara. Sin embargo, existen algunos rasgos geológicos que facilitan la interpretación de su naturaleza original.

El tránsito entre la secuencia inferior entre Malpica y Tui parece ser gradual con los materiales de la Serie de Xareira que se sitúan por encima, al menos en el interior. En la costa, el contacto entre ambas sucesiones es mecánico, por fallas subverticales. Existen diferencias entre el grado de metamorfismo y la cristalinidad de las rocas entre ambas sucesiones. En ambos casos, es menor en las rocas situadas por encima, esto es, los materiales de la Serie de Xareira. A pesar de estas diferencias en el desarrollo



Figura 2.6. Orden estratigráfico y estructural de las rocas de la UMT. En el mapa se muestra la distribución horizontal de las "subunidades" y en el dibujo dos hipótesis que explican estructuralmente la cartografía en un corte paralelo a la costa de Malpica (los cortes no mantienen las proporciones y no están hechos a escala).

del metamorfismo, se preservan rasgos sedimentarios característicos similares, como la alternancia composicional de escala centimétrica de niveles areniscosos y niveles pelíticos. Podría suponerse que forman parte de una misma sucesión de rocas con una disminución progresiva de niveles areniscosos hacia el techo y con un aumento de pelitas y materia orgánica también hacia la parte alta, aunque no sería descartable que existiera de un contacto mecánico interno entre ambos conjuntos de rocas.

Por lo que se refiere al contacto entre la Serie de Xareira y los materiales del Sinclinorio de Pazos-Ferveza, las diferencias entre el metamorfismo y la deformación de ambas sucesiones de rocas son más notables que en el caso anterior. Aunque no existen datos publicados sobre el metamorfismo que afecta a la Serie de Xareira, éste no ha debido sobrepasar la facies de los esquistos verdes de baja temperatura en las zonas indeformadas (granate prácticamente ausente y abundancia de epidotas). En cambio, las rocas de la base de la secuencia del Sinclinorio de Pazos-Ferveza, ortoneises félsicos y ortoneises de composición intermedia, muestran una deformación milonítica equilibrada en condiciones anfíbolíticas y además conservan, en inclusiones de rocas máficas e incluso en la propia roca deformada, evidencias de un metamorfismo de alta presión y baja o intermedia temperatura (referencias en la Fig. 1.3, 1.4). La base de esta unidad puede ser considerada, por tanto, de carácter mecánico. Los afloramientos de rocas ampelíticas y areniscosas situados por debajo y al E del sinclinorio aparecen muy deformados y apoyarían esta hipótesis. Por otra parte, no es descartable que parte de la deformación en esquistos verdes que muestran las rocas de la Serie de Xareira en las zonas de cizalla del corte de la costa se deba al emplazamiento de la sucesión superior sobre la Serie de Xareira y que posteriormente fueran reactivadas como zonas de cizalla con movimiento en dirección u oblicuo. Por último, añadir que existe una variación en el espesor de estas rocas, situadas inmediatamente por debajo de los ortoneises, desde la centena escasa de metros al SE del embalse de Ferveza (no se ha diferenciado en el Mapa 1, aunque sí en la Fig. 2.6) hasta los *ca.* 800 m en la costa. La polaridad normal de la sucesión y la diferencia de espesor estaría indicando que un eventual accidente mecánico (¿cabalgamiento?) cortaría la Serie de Xareira hacia la base de la serie y hacia el Sur, coherentemente con la dirección de transporte tectónico obtenido en la zona de cizalla basal de la UMT en la localidad de Limideiro (ver capítulos siguientes).

Sucesiones de rocas comparables a la UMT en el NO peninsular

El objetivo de este apartado es hacer una revisión de todas las sucesiones de rocas cuya litoestratigrafía y

evolución tectonometamórfica es comparable a la de las rocas de la Unidad de Malpica-Tui. Por su proximidad geográfica se hace especial hincapié en las rocas del entorno del Complejo de Órdenes, en la que se incluye además la Unidad de Vila de Cruces por su carácter transicional entre las «unidades basales» y las unidades ofiolíticas.

Entorno del Complejo de Órdenes Unidad de Lalín-Forcarei

Al sur del Complejo de Órdenes se encuentra una potente sucesión de micaesquistos plagioclásicos, anfíbolitas y ortoneises de diversos tipos, entre los que aparecen algunos cuerpos de tendencia peralcalina, de características litológicas y estructurales similares a las rocas presentes en la UMT. Esta unidad de rocas, denominada Unidad de Lalín-Forcarei, se encuentra preservada en dos sinformales variscos relativamente tardíos, uno apretado al O (Forcarei) y otro abierto al E (Lalín) (Marquínez, 1984). Se encuentra estructuralmente por debajo del resto de unidades del Complejo de Órdenes y por encima de las sucesiones esquistosas de Galicia Central; Grupos Nogueira y Paraño. El límite septentrional con el resto de Unidades del Complejo de Órdenes, lo constituye una amplia zona de deformación que corresponde a la Falla del Sacro. Esta falla, según Martínez Catalán *et al.* (1996), tiene una geometría lítrica y hunde dicho complejo hacia el Norte.

El límite inferior de la Unidad de Lalín-Forcarei (ULF) con los esquistos micáceos y cuarcíticos infrayacentes es un cabalgamiento que se sitúa según Hilgen (1971) en las Cuarcitas de Portela, que constituyen un buen nivel guía de dicha estructura. Posteriormente Klein (1982) y Marquínez (1984) desestiman el carácter mecánico de dicho contacto y lo describen como un tránsito gradual entre la sucesión de rocas que constituye la ULF y las situadas por debajo, pertenecientes al Grupo del Paraño. La aloctonía de la ULF sobre las rocas inferiores es asumida en trabajos posteriores (Pérez-Estaún *et al.*, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 1996). Las características generales de este contacto coinciden con lo que se denomina en este trabajo la zona de cizalla basal (en capítulos posteriores).

Marquínez (1984) diferencia dos unidades litoestratigráficas dentro de la sucesión de rocas que constituye la Unidad de Lalín-Forcarei: la Formación Xesta, situada estructuralmente abajo, y la Formación Soutelo, por encima (Fig. 2.7 a). Ambas son sucesiones de esquistos y micaesquistos que se caracterizan por la presencia de blastos de plagioclasa con inclusiones, frecuentemente orientadas y definiendo una foliación interna. La diferencia fundamental entre ambas series de esquistos es la abundante presencia en la formación Xesta de anfíbolitas interdigitadas con un espesor variable, desapareciendo hacia el O. En la formación Soutelo, por

otra parte, existen intercalaciones de micaesquistos cuarzosos y de cuarcitas.

En ambas unidades se describen diversos tipos de ortoneises: de Bermés y de Mamoá en la Fm Xesta y de Carrió, Rosende y Carboeiro en la Fm Soutelo. Estos cuerpos tienen una geometría estratiforme y presentan frecuentemente interdigitaciones con los esquistos y paraneises encajantes (Klein, 1982; Marquínez, 1984). La sucesión tiene un espesor aproximado de 2000-2500 m distribuidos entre los 750 m máximos de la Fm Xesta, que desaparece hacia el O, y los casi 2000 m de la Fm Soutelo.

A continuación se describirán los tipos de roca más representativos en ambas formaciones.

Anfibolitas.- Aparecen intercaladas en la serie metasedimentaria en niveles de centimétricos a métricos dentro de la Fm Xesta (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982; Klein, 1982a, b). La mayor parte de las anfibolitas muestran concordancia con la foliación en los metasedimentos y están cortadas por los cuerpos intrusivos de ortoneises (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982). Hilgen (1971) describe en estas rocas bordes enfriados y texturas piroclásticas y Klein (1982a) texturas blastoporfídicas para algunas de las anfibolitas; estos hechos llevan al primer autor a interpretarlas como ortoderivadas en relación a emisiones o intrusiones estratiformes de rocas básicas. También se han descrito pasos graduales a rocas calcosilicatadas (Klein, 1982b) y paraneises (Klein, 1982a), que conducen a suponer un origen paraderivado para las mismas.

Las anfibolitas son en general rocas de color verde muy oscuro, formadas por prismas de anfíboles que definen una textura nematoblástica que da lugar a una foliación y lineación mineral muy nítida. Los cristales de anfíbol raramente aparecen zonados y cuando esto ocurre los núcleos se presentan menos coloreados y los bordes más verdes (Klein, 1982a). Dentro de las anfibolitas son frecuentes blastos y agregados de plagioclasa (Marquínez, 1984), similares a los presentes en los esquistos, y niveles de epidotitas (González Lodeiro *et al.*, 1974). Marquínez (1984) describe la existencia de niveles de neises anfibólicos intercalados entre las anfibolitas, similares a los que aparecen en las localidades próximas al embalse de Ferverza en la UMT.

Esquistos y micaesquistos plagioclásicos.- La característica fundamental de los esquistos y micaesquistos, tanto en la Fm Xesta como en la Fm Soutelo, es la presencia de blastos de plagioclasa de tamaño milimétrico. Estos blastos, de composición oligoclásica (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982; Klein, 1982a; Marquínez, 1984), presentan numerosas inclusiones que frecuentemente definen una foliación interna. Dentro de las plagioclasa se encuentran granates pequeños y anubarrados, denominados de "tipo I" por Hilgen (1971), quien los consideró como originados durante un metamorfismo pre-varisco.

Los esquistos, que están constituidos por moscovita,

biotita, clorita, cuarzo y plagioclasa como minerales esenciales y por granate, turmalina, opacos, circón y apatito como accesorios, se hacen más micáceos hacia el O y más biotíticos hacia el E (Marquínez, 1984).

Ortoneises.- Se describen en la literatura geológica regional varios tipos de ortoneises en las Fm Xesta y Soutelo. Los más significativos, pero menos abundantes, son los ortoneises con anfíbol alcalino (aegirina y/o riebeckita) que muestran una tendencia geoquímica peralcalina (Hilgen, 1971). Tanto este último autor como Marquínez (1984) describen cuerpos estratiformes de 5-6 m de espesor intercalados en la parte más baja de los micaesquistos y esquistos plagioclásicos de la Fm Xesta. Marquínez (1984) diferencia además otros dos tipos: de grano fino a medio (neises de Bermés, Mamoá, Carrió y Carboeiro) y neis glandular de grano grueso (tipo Rosende). Todos los tipos de ortoneises citados se indentan en los esquistos encajantes y muestran geometrías aproximadamente lenticulares a tabulares. Los tipos de Bermés y Mamoá se caracterizan por la abundancia de blastos de plagioclasa con inclusiones de cuarzo en gotas y el ortoneis tipo Carrió, de grano grueso, por la ausencia de moscovita. El ortoneis tipo Rosende, glandular, se caracteriza por el contrario por la presencia abundante de moscovita.

Unidad de Santiago

La Unidad de Santiago constituye la continuación lateral de la UMT hacia el E, en el flanco oriental del Antiforme de Monte Neme (Alonso y González, 1982) (Fig. 1.2). Díaz García (1990) ha distinguido en ella tres unidades litoestratigráficas, las cuales son directamente correlacionables con la UMT por sus características litológicas y su posición estructural: los Esquistos basales, el Neis de Santiago y la Serie de Rececinde (Fig. 2.7b). Los Esquistos basales están compuestos por esquistos y esquistos albíticos y presentan algunas intercalaciones de neises y anfibolitas. El Neis de Santiago, situado por encima, es un neis félsico con un contenido variable de granate y epidota y presenta inclusiones de anfibolitas granatíferas, consideradas como retroeclogitas por Alonso y González (1982) y por Martínez Catalán *et al.* (1984). Finalmente, por encima del neis félsico se dispone la Serie de Rececinde, compuesta por esquistos y esquistos albíticos entre los que se intercalan niveles de anfibolitas de espesor centimétrico a decamétrico y continuidad lateral variable, liditas, esquistos grafitosos y esquistos con cloritoide. La equivalencia con la sucesión litológica definida en la parte superior de la UMT es clara: los esquistos basales son comparables a los paraneises milonitizados basales, el Neis de Santiago al Ortoneis tipo Molinos de Ceán y la Serie de Rececinde a las Anfibolitas de Cambre y los Esquistos de Ceán.

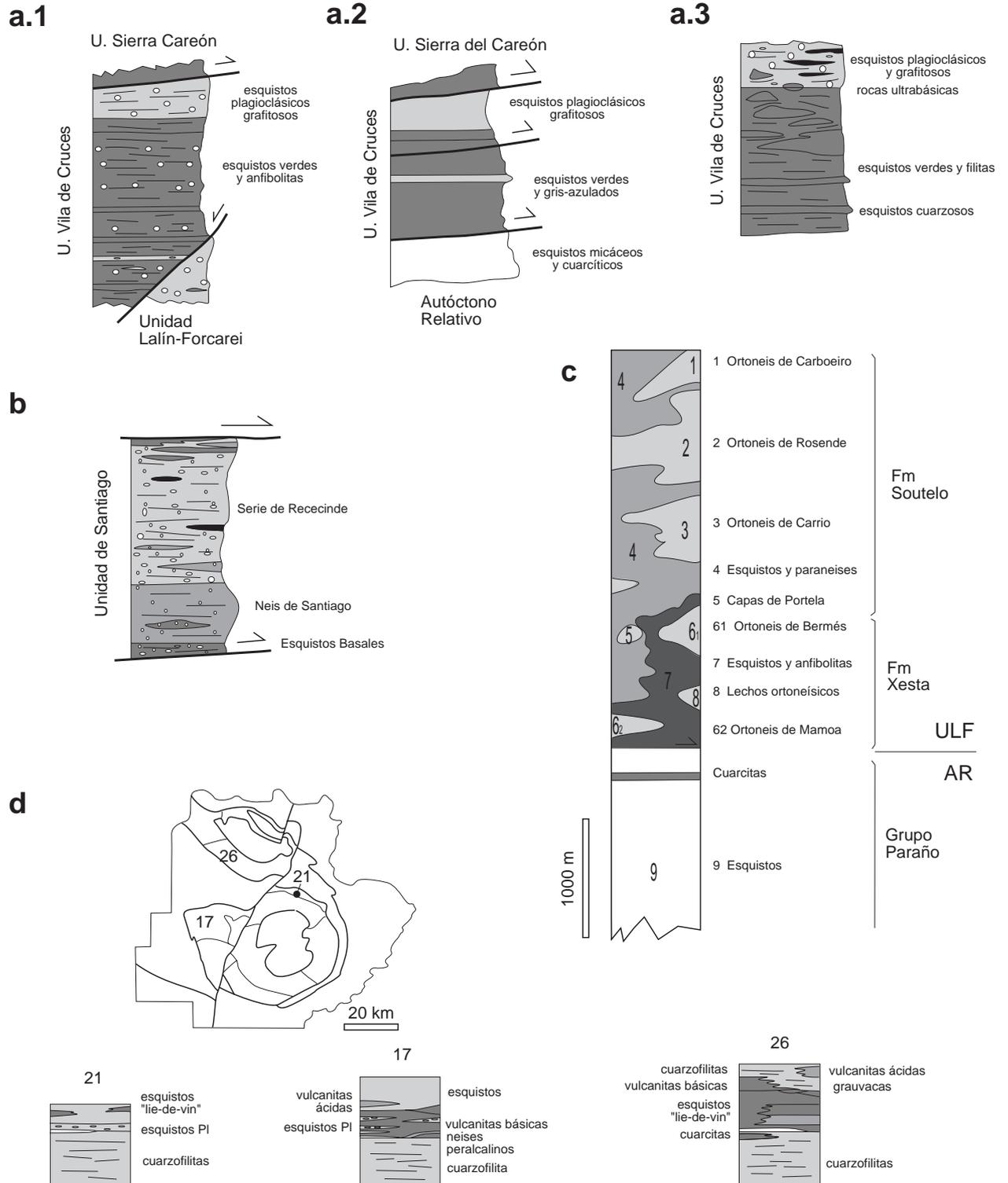


Figura 2.7. Columnas litoestratigráficas significativas de las unidades tectónicas relacionadas con la UMT: a) sucesión de rocas en la Unidad de Vila de Cruces (a.1, Klein, 1982; a.2, Divar Rodríguez e Iglesias, 1982; a.3, Marquínez, 1984); b) sucesión ideal de rocas en la Unidad de Santiago, según Díaz García (1990); c) sucesión ideal de rocas en la Unidad de Lalín-Forcarei, según Marquínez (1984); d) columnas litoestratigráficas significativas del dominio o unidad Centro-Trasmontana en los Complejos de Morais y Bragança, seleccionadas de Ribeiro (1974). Se ha modificado en las columnas originales la escala vertical de forma que es la misma en todas ellas.

Unidad de Vila de Cruces

Esta unidad de rocas se incluye dentro del Complejo de Órdenes (Martínez Catalán *et al.*, 1984) por debajo de la unidad de afinidades ofiolíticas, la Unidad de la Sierra del Careón (Díaz García *et al.*, 1999), y por encima de la unidad equivalente a la UMT, la Unidad de Santiago (Fig. 1.2). Está constituida por esquistos albíticos grafitosos en la parte alta y esquistos verdes en la parte baja (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982; Klein, 1982a). En estos últimos aparecen intercalados esquistos gris-azulados (Fig. 2.7c).

Los esquistos albíticos grafitosos son de grano fino y están compuestos de cuarzo, mica blanca y clorita con blastos de plagioclasa y granate y ocasionalmente biotita verde y cloritoide (Martínez Catalán *et al.*, 1984). La composición de los esquistos gris-azulados es similar a los de la UMT, aunque se cita además la presencia de cianita (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982). Como accesorios aparecen ilmenita, apatito, grafito y turmalina en ambas litologías (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982; Martínez Catalán *et al.* 1984). Los esquistos verdes situados por debajo derivan de rocas máficas y constituyen una serie más potente. El tamaño de grano es fino a muy fino y la composición similar: clorita, cuarzo, plagioclasa, epidota/clinozoisita, anfíbol verde y anfíbol verdeazulado. Como accesorios se han observado apatito, circón, rutilo, esfena, sericita, estilpnomelana, opacos y óxidos de hierro (Martínez Catalán *et al.*, 1984). Se conservan anfibolitas dentro de los paquetes de esquistos verdes que probablemente pueden ser considerados restos de la roca original sin retrogradar. Incluidos en esta parte baja de esquistos verdes aparecen rocas compuestas por cuarzo y plagioclasa, con cantidades menores de mica blanca, clorita, esfena y biotita (Divar Rodríguez e Iglesias, 1982; Martínez Catalán *et al.* 1984). Se las ha denominado queratófidos o metaqueratófidos y plagiogranitos.

Por último, existe un tipo litológico, de carácter exótico, descrito en la Unidad de Vila de Cruces (UVC) que aparece en cuerpos lenticulares métricos a decamétricos con una composición ultramáfica total o parcialmente retrogradado a serpentinitas (Marquínez, 1984; Martínez Catalán *et al.* 1984). Estos últimos autores relacionan estos cuerpos lenticulares de rocas ultrabásicas con la presencia de cabalgamientos dentro de la unidad, cuyo principal efecto sería el de repetir la serie de rocas. La proveniencia de estas rocas ultramáficas sería de cualquiera de las dos unidades situadas por encima de la UVC.

Región de Tras-os-Montes

Complejos de Morais y Bragança

Por debajo de la Unidad ofiolítica en los complejos de Morais y Bragança (Fig. 1.2, 2.7d) se encuentra el Dominio Centro-Trasmontano, formado por una sucesión

de rocas que podría ser correlacionable con la UMT (Ribeiro *et al.*, 1990). En la base se encuentra el *Neis ocelado de Saldanha* con un espesor variable entre 150 y 550 m (Ribeiro, 1974) sobre el que se asienta una *sucesión filítico-cuarzosa* de 250-600 m con bancos cuarcíticos que culmina en la parte alta con un nivel de cuarcitas de 50 m de potencia (Ribeiro, 1974).

Por encima de las cuarcitas comienza una serie variada de litologías que se ha denominado *Complejo Volcano-silicioso* (Ribeiro, 1974) o *Volcano-sedimentario* (Oliveira *et al.*, 1992) de espesor también variable, entre 200 y 450 m. Este complejo muestra una parte baja con frecuentes niveles lenticulares de anfibolitas, también esquistos albíticos, que se interdigitan con esquistos con cloritoide, preferentemente en la parte alta. Incluidos en las rocas esquistosas se encuentran además cuerpos lenticulares de vulcanitas ácidas, básicas, rocas calcáreas, esquistos y ortoneises peralcalinos (Ribeiro, 1974; M.L. Ribeiro, 1987).

Por encima de esta unidad e inmediatamente por debajo de las rocas ofiolíticas, se encuentra otra unidad de rocas de aproximadamente 300 m de potencia formada por *esquistos y cuarzofilitas culminantes*.

Unidad de Vila de Nune

Esta unidad de rocas se encuentra en la continuación de la UMT hacia el Sur y está limitada por el Oeste por la Zona de Deformación de Malpica-Lamego (Fig. 1.2). La base de este conjunto rocoso es tectónica y lo separa del Autóctono Relativo, infrayacente (Pereira, 1989). En la base aparecen micaesquistos y esquistos cuarzosos sobre los que se apilan vulcanitas básicas y ácidas estratiformes y por encima micaesquistos con niveles esporádicos de metasiltitas y metaarenitas (Pereira, 1989). La correlación con la Unidad Centro-Trasmontana en los Complejos de Morais y Bragança se basa en la asociación litológica de esquistos y vulcanitas ácidas y básicas estratiformes, aunque no hay descritas evidencias de un metamorfismo de alta presión en estas rocas (Pereira, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990). Al igual que ocurre con las rocas trasmontanas orientales, predominan los términos tufíticos en esta serie magmática bimodal de naturaleza toleítica (Pereira, 1989).

Complejo de Cabo Ortegal

Por debajo de las láminas de rocas catazonales del Complejo de Cabo Ortegal (Fig. 1.2) se encuentra un sistema de tres láminas tectónicas superpuestas que se caracteriza por la fuerte deformación que muestran las rocas, fundamentalmente en esquistos verdes, y por la gran variedad litológica que presentan las unidades (Marcos y Farias, 1997, 1999). Las láminas superior e intermedia, denominadas de Purrido y de Moeche, equivalen a la unidad ofiolítica y la inferior, la lámina de Espasante, sería

equivalente a la «unidad basal». La lámina de Moeche está formada por esquistos, talcoesquistos y cloritoesquistos e incluyen cuerpos exóticos de rocas carbonatadas, rocas ultramáficas y diferentes cuerpos estratiformes de rocas metavulcánicas, tanto ácidas como básicas (Fernández Pompa y Monteserín, 1976; Arce Duarte *et al.*, 1977, Arenas, 1988; Marcos y Farias, 1997, 1999) y ha sido interpretada como una 'mélange' (Marcos y Farias, *op.cit.*). Por debajo se sitúa la lámina de Espasante formada en su totalidad por el Ortoneis de Somozas. Esta unidad, de aproximadamente 900 m, está constituida por una asociación de rocas ígneas ácidas, intermedias y básicas que muestran una foliación planar de tipo milonítico (Marcos y Farias, 1997, 1999). Se han descrito diques de rocas básicas que intruyen en los ortoneises (Arenas y Peinado, 1984; Arenas, 1988) y muestran la misma foliación tectónica (Marcos y Farias, *op.cit.*).

La fuerte retrogradación dificulta la preservación de evidencias del metamorfismo de alta presión en estas rocas.

Unidades de rocas comparables a la UMT en el SO peninsular

Como se ha visto, en el NO peninsular todas las unidades de rocas que preservan un registro metamórfico de alta presión y baja temperatura tienen unas características litológicas similares. Algo semejante ocurre en el SO peninsular. En todas las localidades la sucesión que presenta este tipo de metamorfismo está compuesta por una serie metapelítica en la que se incluyen rocas de naturaleza volcánica, ácidas y básicas producto de un magmatismo bimodal (M.L. Ribeiro y Floor, 1987; Pin *et al.*, 1992; Fonseca, 1995; Azor, 1997), en la que intruyen

diferentes cuerpos de granitoides alcalinos (con biotita) y peralcalinos de edad Ordovícica.

Las localidades citadas en la literatura geológica con datos referentes a metamorfismo de alta presión, edad del mismo y edad de las rocas peralcalinas son (Fig. 2.8):

(i) Zona de Cizalla de Coimbra-Córdoba. En esta unidad se preservan rocas máficas con un registro de alta presión y baja temperatura rodeadas por rocas felsíticas deformadas en facies anfibolítica; el Grupo de Azuaga en la Unidad Central (Ábalos, 1991; Azor *et al.*, 1994; Azor, 1997). Tanto las características litológicas de la sucesión de rocas, incluyendo cuerpos intrusivos peralcalinos, como las características de la deformación, las estructurales e incluso el contexto tectónico se asemejan al de la Unidad de Malpica-Tui en Galicia (ver Azor, 1997).

- (ii) Zona de Ossa-Morena
- Cinturón de Elvas-Córdoba
- Cinturón de Évora-Aracena
- Región de Safira
- Región de Alvito-Viana do Alentejo

Distribución (e interpretación) de las «unidades basales» en los complejos alóctonos del NO peninsular

La relación de la UMT con el resto de las unidades ya fue puesta previamente de manifiesto por diversos autores que se basaban en similitudes litológicas y tectonometamórficas, especialmente Martínez Catalán *et al.* (1996) (resto de referencias al respecto incluidas en el capítulo de *Introducción*). En la figura 2.9 se hace una comparación entre las columnas litoestratigráficas publicadas de las unidades basales en todos los complejos alóctonos. La comparación es relativamente inmediata

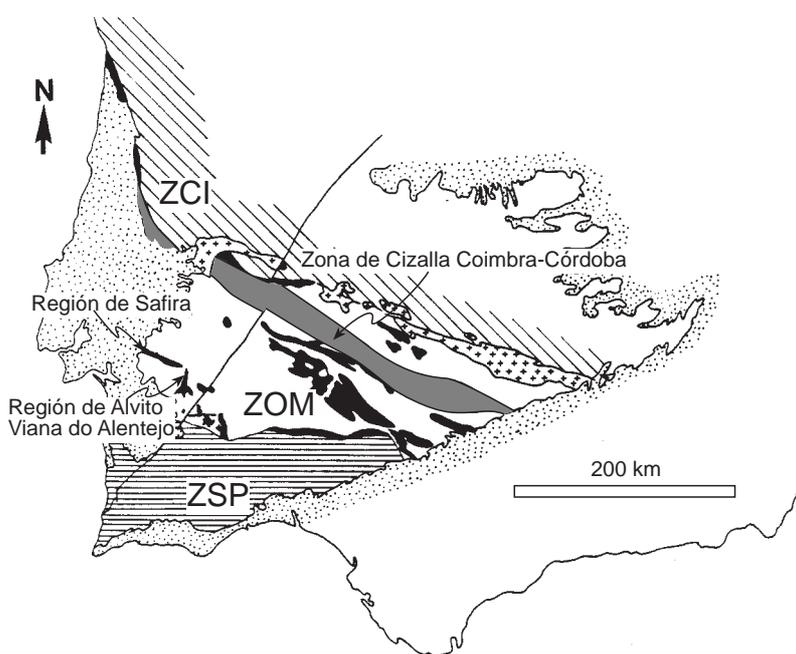


Figura 2.8. Situación de unidades tectónicas y estructuras comparables a la UMT en el SO peninsular. Figura original de Quesada *et al.* (1993) con modificaciones de Fonseca (1995). La Zona de Cizalla Coimbra-Córdoba se ha dibujado según Burg *et al.* (1981). En negro afloramientos precámbricos en la ZOM.

entre la UMT, la Unidad de Santiago, la Unidad de Lalín-Forcarei y la lámina de Espasante (Cabo Ortegal) por la proximidad geográfica y la casi continuidad estructural. Sin embargo, no ocurre lo mismo con las rocas de la Unidad Centro-Trasmontana y la Unidad de Vila de Cruces (cuya cartografía no está actualizada en relación al resto de unidades).

El contacto inferior de las «unidades basales» sobre las rocas del Autóctono Relativo está determinado por una banda de alta deformación, la zona de cizalla basal, que afecta a ambos conjuntos rocosos. En la parte superior del AR, a 100-160 m de la zona de cizalla, se ha descrito un nivel de cuarcitas muy continuo por debajo de la UMT (este trabajo), de la Unidad de Lalín-Forcarei y también de la Unidad Centro-Trasmontana. El carácter mecánico de este contacto fue establecido por varios autores en estas zonas (Hilgen, 1971; Ribeiro, 1974; Díaz García, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1996) aunque cuestionado inicialmente en la U. de Lalín-Forcarei (Marquínez, 1984).

Por encima de la zona de cizalla basal, existe cierta heterogeneidad en la sucesión de rocas, no tanto en lo referente a litologías sino en cuanto al grado de deformación de las rocas y al desarrollo del metamorfismo varisco sobre las mismas en las etapas iniciales de la orogenia (durante el enterramiento de estas rocas, subducción, y durante su posterior exhumación). La naturaleza (sub-) volcánica bimodal de los protolitos interdigitados con materiales detríticos (grauvacas y pelitas) y su posible vinculación a un margen continental pasivo, pero activo durante un rifting ordovícico (Tabla 2.1) o a un arco de islas (Ribeiro y Floor, 1987; Díaz García, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Pin *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 1996; Rodríguez Aller *et al.*, 1997), sobrepasa los objetivos de este trabajo. Se pretende enfocar la discusión hacia la interpretación de las diferencias entre deformación y metamorfismo de una misma unidad de rocas, entendida globalmente, y relacionarla con eventos o estructuras que ocurren posiblemente durante la exhumación de estas unidades. Teniendo en cuenta las descripciones litológicas de todo el conjunto, se pueden distinguir, desde el punto de vista estructural y petrológico, dos dominios litoestratigráficos y un tercero metamórfico dentro de las unidades basales:

(i) una zona inferior o basal menos deformada, que conserva relaciones estratigráficas primarias con predominio de materiales volcánicos de grano fino, que está más afectada por intrusiones calcoalcalinas, alcalinas y peralcalinas, y que muestra evidencias de un metamorfismo incipiente de alta presión y baja temperatura con poca recristalización asociada;

(ii) una zona superior muy deformada, en facies de las anfibolitas, compuesta por términos pelíticos y menor cantidad de granitoides ordovícicos, que conserva un metamorfismo de mayor presión y mayor temperatura;

(iii) finalmente una banda de fuerte retrogradación

que se inicia en facies anfibolítica y culmina en esquistos verdes, que afecta preferentemente a la parte superior de la zona anterior.

La zona inferior estaría situada más próxima al continente (Iberia) y durante la subducción alcanzaría profundidades menores (menor temperatura y menor presión). En los complejos actuales estaría representada en la Unidad Centro-Trasmontana; compuesta por litologías y una ordenación similar (Fig. 2.7d) a las de la zona superior de la UMT (este trabajo). El Grupo Macedo presenta interdigitaciones de anfibolitas y esquistos, similares a los que se observan en los alrededores de Ceán, mostrando las rocas máficas una geoquímica comparable, dentro de la serie de basaltos toleíticos tipo MORB transicional (M.L. Ribeiro, 1987; Rodríguez Aller *et al.*, 1997c). Los cuerpos ácidos que intruyen en estas rocas muestran una tendencia geoquímica peralcalina (M.L. Ribeiro, 1987). La mayor diferencia entre las rocas equivalentes, es el desarrollo del metamorfismo, que permite la conservación por debajo de los Complejos de Morais y Bragança de términos tufíticos poco recristalizados.

Por encima o hacia el Oeste se situaría, originalmente en continuidad física, la zona superior en la que predominan los términos pelíticos y en la que disminuyen los términos intrusivos alcalinos y peralcalinos, especialmente con respecto a las metavolcanitas ácidas. Debido a su situación original esta zona superior conservaría un registro metamórfico de mayor presión y mayor temperatura (esta última probablemente modificada durante la exhumación). Esta zona superior estaría representada en el resto de las unidades, UMT, Santiago, Lalín-Forcarei, Vila de Cruces y lámina de Moeche. Conserva irregularmente un evento metamórfico de alta presión que es posteriormente reequilibrado en facies anfibolítica durante la exhumación de los complejos. Sobreimpuesto al mismo, existe otro evento, también en facies anfibolítica, con la polaridad invertida (la temperatura aumenta hacia arriba) en las unidades de Lalín-Forcarei y Santiago y que ha sido relacionado con el calentamiento asociado al emplazamiento tectónico durante la colisión de una unidad muy caliente de procedencia mantélica sobre las unidades basales, las ultramáficas de Campo de Marzo (Arenas *et al.*, 1995). Estas rocas calientes mantélicas están incluidas en el conjunto ofiolítico de la cordillera varisca en Iberia. La parte cortical oceánica ejerce sobre las rocas sobre las que se emplaza una fuerte retrogradación, debido al contenido en agua de las rocas de fondo oceánico (Ernst, 1988), y está frecuentemente asociada a un episodio de alta deformación en esquistos verdes relacionado con el emplazamiento de la unidad. Este efecto se observa en las unidades inferiores en el Complejo de Cabo Ortegal, en los esquistos culminantes de la Unidad Centro-Trasmontana y en la Unidad de Vila de Cruces (UVC).

No existe una equivalencia directa entre las rocas de

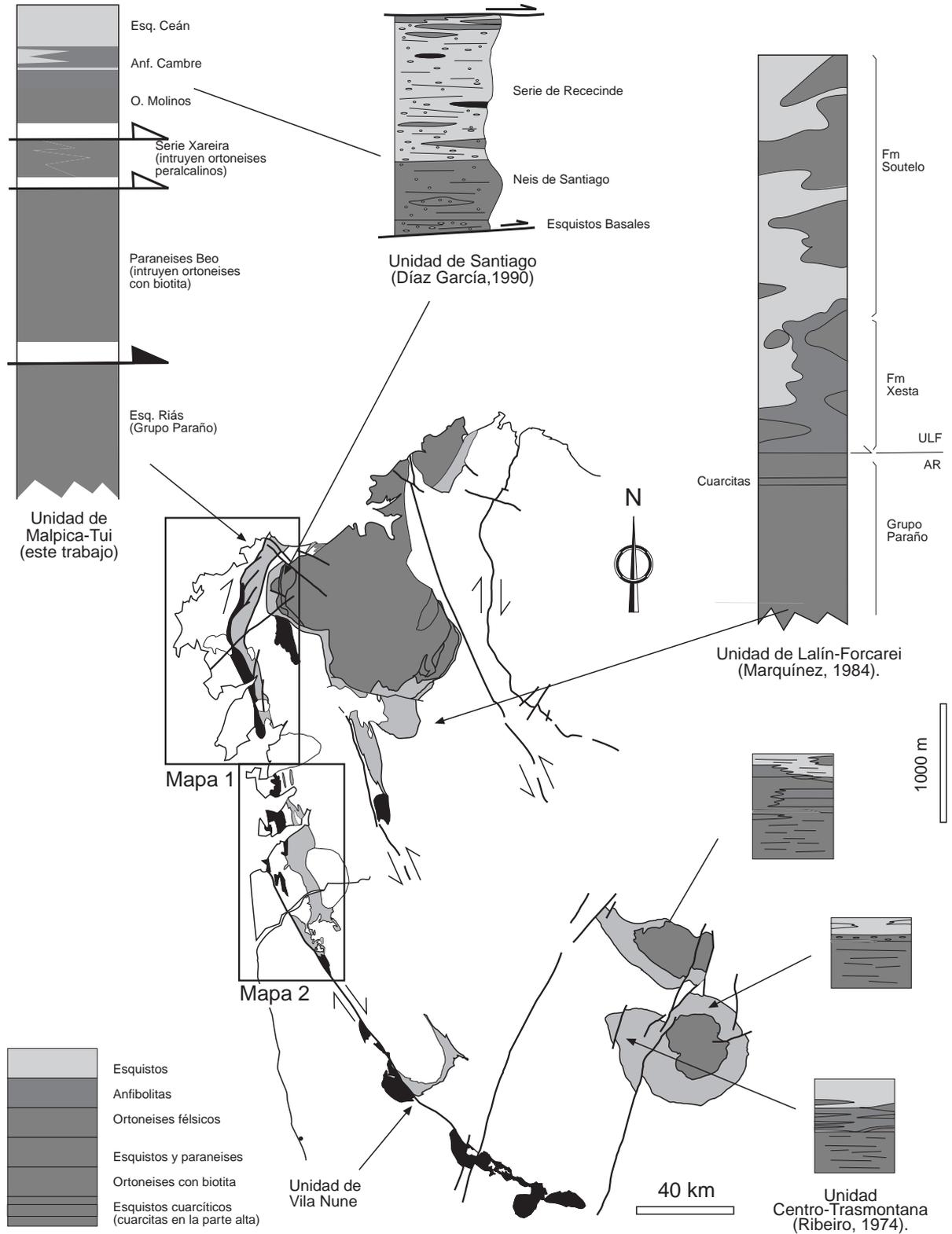


Figura 2.9. Comparación litológica entre las distintas unidades que componen las unidades basales. La leyenda del mapa geológico esquemático del NO se encuentra en la Fig. 1.2.

las unidades basales y la UVC, sin embargo en las descripciones de las rocas que los componen existen términos litológicos comunes, como esquistos plagioclásicos, esquistos grisazulados, metavolcanitas. Esta serie recuerda a la sucesión en la UMT entre las Anfibolitas de Cambre y los Micaesquistos de Ceán. Las paragénesis minerales en equilibrio con la foliación principal en las distintas litologías son similares y no cabría, por tanto, esperar que estuvieran en una posición estructural muy distinta, previa al emplazamiento final de los complejos alóctonos. No obstante, también se han descrito rocas retrogradadas procedentes de anfibolitas masivas y de rocas ultramáficas, probablemente relictos de rocas pertenecientes a la unidad ofiolítica. Podría asignársele a esta unidad un carácter transicional en origen entre las ofiolitas y las «unidades basales», puesto que muestra algunos de los rasgos característicos de ambos conjuntos. Este tránsito se ve actualmente realzado por la superposición tectónica.

La posición estructural durante el apilamiento final de unidades, inmediatamente por debajo de la unidad ofiolítica (o incluyendo láminas tectónicas de la misma), sí debe de haber jugado un papel importante en la retrogradación tan fuerte que muestran las rocas de las unidades basales. En este sentido el trabajo de Ernst (1988) aporta información sobre situaciones similares en otros orógenos de colisión. Según este autor, los cinturones de alta presión en las cordilleras alpinas sólo conservan estas paragénesis cuando durante la exhumación de estas rocas continúan los fenómenos de subducción de corteza oceánica. En estos casos, el hundimiento continuado de material relativamente frío inhibe el reequilibramiento térmico de las rocas situadas por encima, como interpreta este autor que ocurre en el Complejo Franciscano de California Occidental, entre otros. Sin embargo, cuando se produce la colisión continental, no hay una refrigeración térmica por la corteza oceánica que se hunde e inmediatamente se produce el equilibramiento térmico con la consecuente destrucción del gradiente de alta presión por la aparición de una retrogradación de baja presión como ocurre en los casos de los Alpes y del Himalaya (sutura del Tsangpo) (Ernst, 1988). Las rocas de las unidades ofiolíticas son rocas con un alto contenido en fluidos y facilitan el avance del frente de retrogradación. Algo probablemente parecido ocurre en el NO de la península Ibérica en las rocas del orógeno varisco.

LAS ROCAS DEL ENTORNO DE LA UNIDAD DE MALPICA TUI

Las rocas del Autóctono

La región de Galicia Occidental, al O de la ZDML, está constituida por una sucesión muy potente de rocas

detríticas en la que predominan los términos pelíticos sobre términos más escasos de cuarcitas, areniscas grauváquicas y lechos microconglomeráticos. Esta sucesión coincide en algunas de las áreas con la sucesión tipo de la Zona Centro-Ibérica (Gutierrez Marco *et al.*, 1990) y de la Zona Astur-Occidental Leonesa (Marcos, 1973). El reconocimiento de estas unidades en Galicia Occidental tiene interés para la cuantificación de los movimientos en vertical de la ZDML. Sin embargo, el avance del frente de migmatización varisco, hace irreconocibles las unidades litoestratigráficas en la mayoría de los casos y sólo es posible establecer comparaciones litoestratigráficas en la península de Barbanza, el área de Portonovo y el área de Tomiño (Fig. 2.10). En este apartado se hará una breve descripción de las rocas en las tres secciones, acompañada de las observaciones realizadas en la península de Barbanza, que completarán el trabajo realizado por Toyos (1995) en el área de Tomiño y Martínez-García y Piñan (1997) en el área de Portonovo.

Península de Barbanza

Von Raumer (1962) y Galán Arias *et al.* (1981) describen en la península de Barbanza una sucesión esquistosa de la que destacan su carácter metamórfico y cristalino; estas rocas están afectadas por la migmatización tardi-varisca y su deformación se relaciona con el desarrollo de zonas de cizalla subverticales con desplazamiento en dirección. Describen los tipos litológicos de esquistos en relación al metamorfismo regional de alta temperatura y baja presión, asociados a las intrusiones de granitos de dos micas, y las rocas formadas por metamorfismo de contacto en zonas próximas a las intrusiones de granodioritas tardías. No obstante, en las zonas poco deformadas y alejadas de los granitoides estas rocas conservan parte de sus rasgos originales.

La sucesión de rocas es fundamentalmente detrítica, predominando las areniscas y pizarras rojizas, que se distribuyen en paquetes centimétricos a métricos (Fig. 2.11b, c, d). Intercaladas en estas rocas se encuentran frecuentemente capas de cuarcitas, pizarras carbonosas y liditas. Una característica litológica peculiar de esta sucesión es la presencia de lechos centimétricos de conglomerados cuarzosos incluidos en las areniscas, similares a los descritos por Toyos (1995) para el Grupo del Douro en el área de Tomiño (Fig. 2.11c, d). Estos lechos se reparten uniformemente a lo largo de toda la sección pero quizás son más abundantes hacia la parte baja. Muy frecuentes también, y en parte característicos de esta unidad, son las pizarras carbonosas y las pizarras con tonalidades rojizas (Fig. 2.11b). Los niveles de cuarcitas varían en espesor entre centimétricos a decamétricos (Galán Arias *et al.*, 1981) y no aparecen en una posición determinada en la cartografía. Todos estos tipos litológicos constituyen una serie bastante uniforme en la que no se

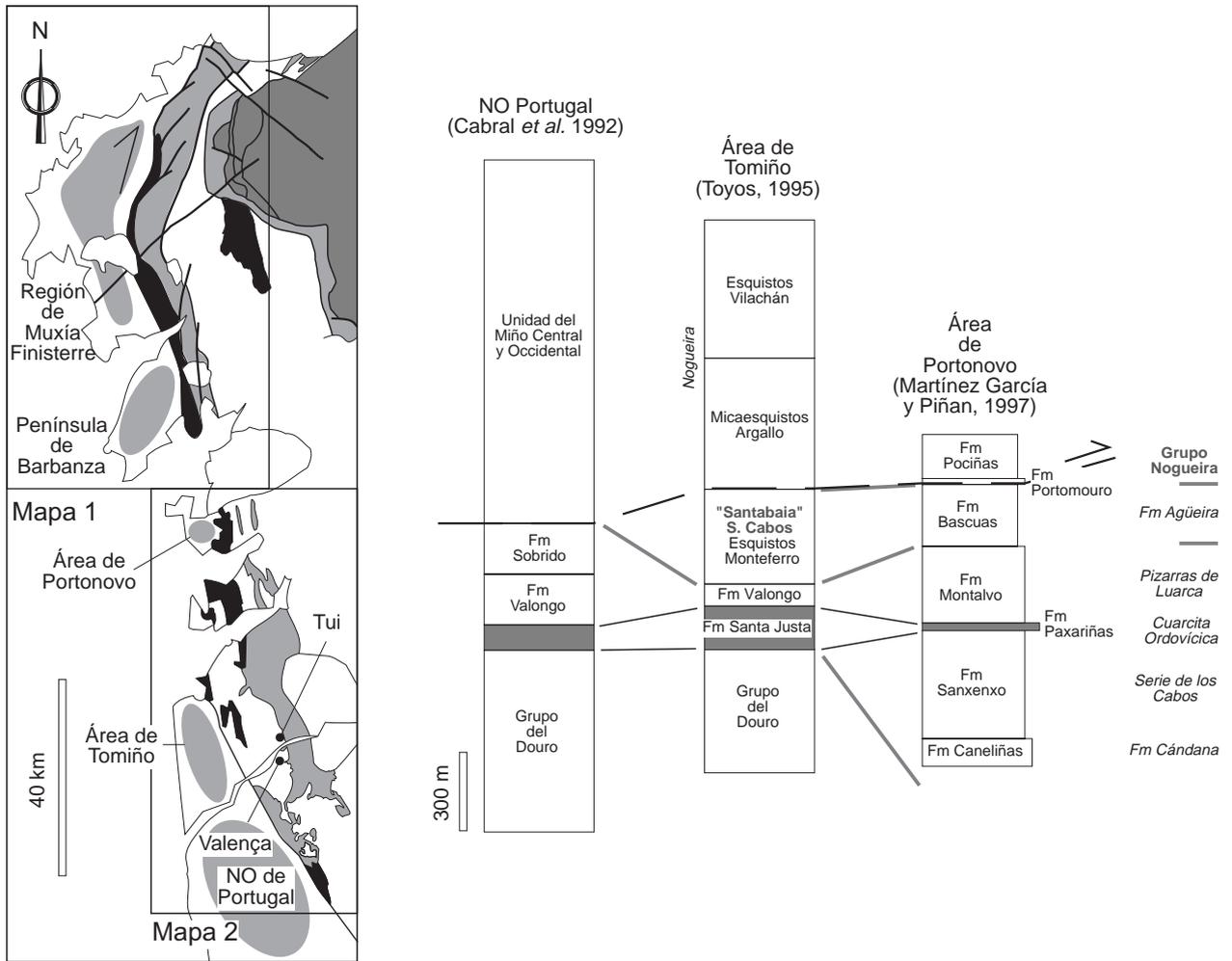


Figura 2.10. Rocas del Autóctono (Zona Centro-Ibérica) en Galicia Occidental: a) situación de afloramientos; b) correlación de unidades litoestratigráficas definidas en cada área clave, basado en Toyos (1995)(de Sur a Norte).

han podido encontrar niveles guía cartografiables, dada la escasa continuidad lateral tanto de las pizarras carbonosas como de las cuarcitas.

El aspecto más destacable de la sucesión es la escasa deformación que muestran las rocas y el desarrollo local del metamorfismo térmico, primero relacionado con la intrusión de granitos de dos micas y luego con la de las granodioritas tardías.

En la base de esta unidad sedimentaria se encuentra el Ortoneis de San Adrián (Figs. 2.11e, 2.12), que se describirá a continuación. La fuerte deformación asociada a las zonas de cizalla en dirección borra la naturaleza del contacto, en el que intruyen granitos de dos micas (Fig. 2.12). En cualquier caso, es destacable la diferencia estructural entre ambas litologías: el ortoneis glandular muestra una foliación tectónica neísica muy desarrollada, mientras que las rocas metasedimentarias situadas por encima apenas muestran deformación en relación con el emplazamiento de unidades alóctonas.

La estructura general de la unidad en un corte geológico E-O es homoclinal, con pliegues muy abiertos vergentes hacia el E (ver *Mapas y Cortes Geológicos*). Localmente se ha observado la presencia de una esquistosidad más inclinada que la estratificación en situación de flanco normal. Esta esquistosidad se encuentra realzada en niveles esquistosos por la recrystalización asociada a los episodios metamórficos tardíos. A partir del corte geológico realizado en la península de Barbanza se estima una potencia que ronda los 4500 m para toda la serie de rocas.

Ortoneis de San Adrián.- Limitando por el O la ZDML, se sitúa un cuerpo de ortoneises graníticos que separa la UMT del Autóctono. Este cuerpo granítico se sigue, en esta posición, a todo lo largo del sector norte de la UMT y sólo es interrumpido en la mitad septentrional por la separación horizontal asociada a la actividad tectónica de la ZDML (ver *Estructura*).

Está formado por feldespato potásico, plagioclasa,

cuarzo, biotita y moscovita. Se caracteriza por la presencia de fenocristales de feldespato potásico de tamaño centimétrico y por el predominio de biotita sobre moscovita, aunque ninguna de las dos es muy abundante. Está fuertemente deformado, pero no llega a desarrollarse una foliación planar clara debido a la presencia de los fenocristales, que inhiben el desarrollo de una estructura plana (Fig. 2.11e).

El contacto con los metasedimentos en los que encaja sólo ha podido observarse al E del cabo de San Adrián, donde se encuentra enmascarado por la intrusión de granitos de dos micas (Fig. 2.12) (Alonso y González, 1982). En esta localidad se dispone adyacente a rocas de origen sedimentario poco deformadas, probablemente pertenecientes al Autóctono (Fig. 2.11f).

A pesar de que la litología es muy homogénea en todo el cuerpo intrusivo, el aspecto de la roca es variable en función de su posición con respecto al frente de migmatización tardivarisco. Avé Lallemant (1965) describe texturas fluidales que interpreta como debidas a fusión parcial en estos granitoides. En el Cabo de San Adrián sólo localmente se observan texturas similares. Los únicos minerales que aparecen con posterioridad a la paragénesis ígnea son granate y biotita, pero no se pueden establecer relaciones entre ambos minerales ya que probablemente no son contemporáneos (la biotita metamórfica aparece rodeando los cristales de mica blanca, posiblemente también metamórfica).

Área de Portonovo

Martínez-García y Piñan (1997) diferencian dos unidades de rocas en el área de Portonovo (Fig. 2.10). La primera de ellas, la Unidad de Portonovo, está compuesta por: (i) 514 m de alternancias de esquistos y esquistos cuarcíticos con predominio de niveles calcosilicatados en la base y esquistos andalucíticos en la parte superior (Formaciones Sanxenxo y Caneliñas); (ii) un banco de cuarcitas de 50 m (Fm Paxariñas); (iii) un tramo de 290 m de esquistos andalucíticos y esquistos cuarcíticos (Fm. Montalvo); y (iv) 150 m de esquistos andalucíticos con intercalaciones de niveles calcosilicatados, liditas, cuarcitas, ortoneises y granatitas (Fm Bascuas). Este conjunto de rocas es comparado por estos autores con las unidades litoestratigráficas de Serie de los Cabos (Fm Sanxenxo y Fm Caneliñas), Cuarcita Armoricana (Fm Paxariñas) y Pizarras de Luarca (Fm Montalvo), pertenecientes a la serie-tipo de la Zona Astur-Occidental Leonesa y con las Formaciones Alba y Muga (Fm Bascuas) en la Zona Centro-Ibérica (definidas por Quiroga, 1982), respectivamente.

Por encima se encuentra la Unidad de Curbeiro, formada por: (i) anfibolitas foliadas en la parte baja (Fm Portodemouro), de 20 m de espesor; y (ii) 150 m de esquistos andalucíticos con albita, con liditas negras,

cutículas y conglomerados en la parte alta (Fm Pociñas). Estos dos conjuntos son comparados por estos autores con las rocas de la UMT (Anfibolitas de Cambre y Micaesquistos de Ceán, según la nomenclatura utilizada en esta tesis). En primer lugar, la Fm Portodemouro está compuesta fundamentalmente por un paquete cartografiado de liditas, de 50 m de potencia, en la playa



Figura 2.12. Contacto oriental del Ortoneis de San Adrián con alternancias de areniscas y esquistos dentro de la ZDML. El contacto intrusivo de los ortoneises dentro de los materiales del Autóctono está parcialmente enmascarado por la intrusión de granitos de dos micas en la zona de contacto (diques estirados en la fotografía).

de Bascuas y las anfibolitas en este afloramiento son una litología menor asociada al mismo. Existen dos tipos de niveles anfibolíticos: de grano muy fino, de color negro, en capas centimétricas a decimétricas y de color verde claro, en las que el anfíbol no es mayoritario, en escasas capas centimétricas. Ninguno de estos dos tipos de anfibolitas ni su asociación con cuerpos de liditas es comparable a las Anfibolitas de Cambre en la costa de Malpica. Por otra parte, el predominio de micaesquistos moscovíticos con alto contenido en andalucita de la Fm Pociñas que se observa en la playa Mayor no es tampoco comparable a las esporádicas apariciones de andalucita en los Micaesquistos de Ceán. Teniendo en cuenta estos dos criterios, y en ausencia de datos más detallados sobre la

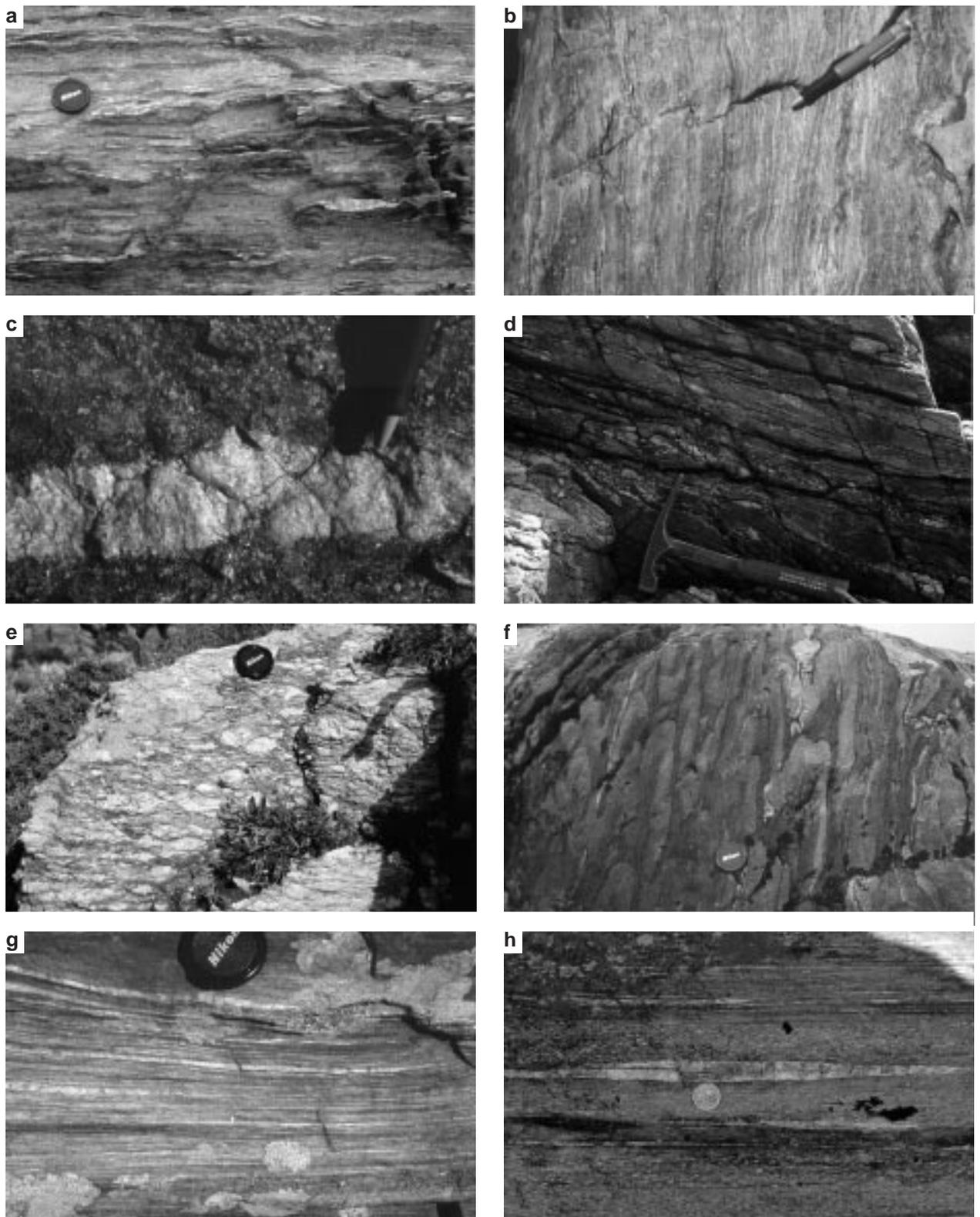


Figura 2.11. Rocas del entorno de la UMT: a) micaesquistos con lentes de cuarzo en el Autóctono Relativo; b) pizarras versicolores dentro del Grupo del Douro; c) lechos conglomeráticos cuarzosos dentro de areniscas del Grupo del Douro (d) en la península de Barbanza; e) Foliación tectónica en el Ortoneis de San Adrián; f) alternancias areniscas-esquistos negros plegadas (pliegues 'mullion') dentro de la ZDML; g) esquistos cuarcíticos en la zona de cizalla principal de la ZDML; h) paraneises plagioclásicos de la UMT en la zona de cizalla principal de la ZDML.

presencia de blastos de albita con inclusiones orientadas, que constituye uno de los rasgos característicos de los metasedimentos pertenecientes a las «unidades basales» y de otros tipos litológicos característicos, la correlación con las sucesiones de rocas descritas anteriormente no es directa por lo que no se considerará en el presente trabajo.

Área de Tomiño

Toyos (1995) extiende al área de Tomiño, al O de la UMT (Fig. 2.10), la división litoestratigráfica definida en el sector portugués (Cabral *et al.*, 1992) y diferencia en total seis unidades litoestratigráficas (tres dentro de la Unidad del Miño Central): Grupo del Douro, Formación Santa Justa, Formación Valongo, Esquistos de Monteferro, Micaesquistos de Argallo y Esquistos de Vilachán (Fig. 2.10).

El Grupo del Douro está constituido por "micaesquistos grises, frecuentemente con tono de alteración rojizos, en los que se intercalan capas de metaareniscas, cuarcitas y metaconglomerados cuarzosos, de espesor centimétrico a decimétrico" (Toyos, *op cit.*). La Formación Santa Justa está formada por cuarcitas y micaesquistos, predominando las primeras. Por encima se sitúa la Fm. Valongo, formada por micaesquistos gris-oscuro con abundantes porfidoblastos de andalucita. En tránsito gradual sobre la anterior, aparecen los Esquistos de Monteferro, en los que alternan esquistos, metaareniscas y micaesquistos con tramos de filitas, esquistos grafitosos y anfibolitas. A continuación, los Micaesquistos de Argallo, constituidos por micaesquistos grises homogéneos con tramos de laminaciones arenosas e intercalaciones esporádicas de esquistos grafitosos. Finalmente, los Esquistos de Vilachán, en tránsito gradual con las rocas anteriores, están formados por esquistos y micaesquistos grises en los que se intercalan filitas, esquistos grafitosos, liditas y ocasionalmente anfibolitas, esquistos con anfíbol y rocas calcosilicatadas.

Las rocas del Autóctono Relativo

Los límites occidental y oriental de la UMT están constituidos por las últimas estructuras a escala cartográfica que se forman en la cordillera hercínica en Galicia: las cizallas subverticales con movimiento en dirección. No obstante, en el límite oriental de la UMT es posible la observación de un contacto mecánico previo de los materiales de la UMT sobre la sucesión esquistosa, que se sitúa por debajo. Este contacto se ha denominado zona de cizalla basal de la UMT. La sucesión esquistosa, que se ha denominado Autóctono Relativo, AR, (Dominio de Perrol-Monte Neme, Alonso y González, 1982), está muy deformada y variablemente afectada por intrusiones graníticas regionales y por el frente de migmatización varisco, mostrando frecuentemente un aspecto

migmatítico.

Las mejores secciones para estudiar la naturaleza de los materiales del AR son las zonas costeras de la playa de Riás, al N, y de Rianxo, al S en la ría de Arosa.

Esquistos de Riás

La figura 2.13 muestra la sucesión litológica en la playa de Riás. De abajo a arriba comienza, coincidiendo con una zona de cizalla con desplazamiento en dirección (Punta Chan de Razo), con niveles limolíticos verdes que son sustituidos hacia arriba por esquistos de dos micas en los que se incluyen otros tipos litológicos como metaareniscas, liditas y esquistos con colores púrpura ("borra de vinho" o "lie-de-vin"). En la parte alta se encuentra un nivel de cuarcitas de apenas 50 m, por encima del cual se observa una banda esquistosa con frecuentes venas de cuarzo en lentes (pliegues isoclinales aboudinados, Fig. 2.7a). En la costa se observan bandas cloríticas en las proximidades de la Falla de Riás, que separa las rocas del AR de las de la UMT. Hacia el interior el tránsito es gradual entre unas rocas y otras, procediéndose una filonitización progresiva de los esquistos. El nivel de cuarcitas se encuentra aproximadamente a 160 m por debajo de la zona de cizalla basal en localidades más meridionales (Fruime, Rianxo). A lo largo de toda la serie son frecuentes los diques aboudinados de granitos de dos micas.

Todas las rocas de esta sucesión esquistosa presentan una foliación tectónica fundamentalmente definida por una esquistosidad, dado el alto contenido en micas de las rocas, y también por un bandeado composicional bimodal (dominios cuarzosos y micáceos). Asociada a esta foliación se observa en determinadas rocas una lineación generalmente de crecimiento mineral en esquistos y de estiramiento en los niveles de cuarcitas situados en las proximidades del contacto. Esta foliación y lineación muestran una orientación semejante a la observada en las rocas de la UMT, por lo que en principio debe de estar

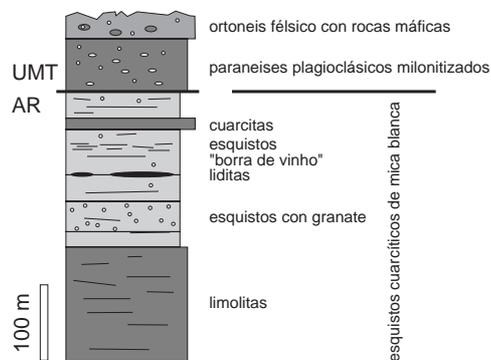


Figura 2.13. Columna litoestratigráfica de los Esquistos de Riás en la playa del mismo nombre.

relacionada con el mismo evento tectónico.

Las rocas de la Zona de Deformación de Malpica-Lamego

La Zona de Deformación de Malpica-Lamego (ZDML) es una banda de rocas deformadas que limita por el O la UMT y que se extiende a lo largo de más 250 km paralelamente a la dirección del orógeno varisco en la península Ibérica. Afecta a varios tipos de litologías sobre las que se desarrolla, fundamentalmente esquistos y granitoides. Hay tres tipos de granitoides incluidos en esta banda, de los cuales dos están relacionados con la deformación que registra la ZDML: rocas granodioríticas con megacristales, pertenecientes a la serie de granodioritas precoces (Granodiorita de Baio-Vigo), y rocas graníticas de dos micas (Fig. 2.12), pertenecientes a la serie de granitos alcalinos (Capdevila y Floor, 1970; Capdevila *et al.*, 1973). El tercer tipo es el Ortoneises de San Adrián (Fig. 2.11e), del que se habló en la sección anterior.

Esquistos de Xeiruga

Con esta denominación se agrupan los materiales de origen metasedentario situados entre la UMT y el granito de Barizo-Laxe dentro de la zona de cizalla principal de la Zona de Deformación de Malpica-Lamego. Debido al carácter tectónico de la unidad la litología es muy variada y, aunque existe un predominio de esquistos cuarcíticos con una foliación muy plana (Fig. 2.11g), es posible encontrar tanto esquistos plagioclásicos milonitizados, característicos de la UMT (Fig. 2.11h), como rocas poco deformadas, areniscas alternando con niveles pelíticos grafitosos (Fig. 2.11f) pertenecientes al Autóctono. Igualmente se han localizado cuerpos lenticulares de anfibolitas, similares a los incluidos en los Esquistos y paraneises plagioclásicos de Beo.

La litología más habitual es un esquisto de mica blanca y biotita con granate y estauroлита sobre la cual crece posteriormente andalucita. Son frecuentes los pasillos de rocas cloritizadas y sericitizadas afectando tanto a esquistos banales como a esquistos plagioclásicos (pertenecientes a la UMT). En ambos casos se produce una fuerte reducción del tamaño de grano por efecto de la deformación, que es predominantemente cataclástica sobre el feldespato y sólo ocasionalmente sobre el cuarzo.

Granodiorita de Baio-Vigo

Esta denominación fue utilizada por Gallastegui (1993) para designar un cuerpo batolítico de granitoides biotíticos que se extiende desde la localidad de Baio hasta las orillas de río Miño y que intruye en el límite occidental de la UMT. Está compuesto por fenocristales de feldespato potásico inmersos en una matriz compuesta por feldespato

potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol. Tiene abundantes enclaves elipsoidales de rocas máficas. Esta granodiorita se incluye dentro de un conjunto de rocas graníticas de naturaleza calcoalcalina denominado "Granodioritas precoces" (Capdevila, 1969). La característica más relevante de estos macizos rocosos es que se encuentran alineados en bandas concordantes con estructuras variscas de importancia regional. Los granitoides en estos macizos intruyen englobando a las rocas de caja, las cuales conservan la posición original, y muestran contactos concordantes con las mismas.

El tipo litológico más frecuente son granodioritas y monzogranitos de carácter porfídico que aparecen asociados a enclaves de rocas de composición básica-intermedia (Gallastegui, 1993). Desde el punto de vista geoquímico el conjunto rocoso se ajusta a una asociación calcoalcalina en cuya diferenciación Gallastegui (1993) no sólo detecta procesos de fraccionación mineral sino una hibridación magmática. Esta misma autora concluye, en relación a las granodioritas y a los enclaves básicos incluidos, que se trata de un caso de bimagnetismo; dos polos magmáticos diferentes emplazados simultáneamente. Las rocas de composición básica tendrían una proveniencia del manto superior y son contaminadas posteriormente por procesos de mezcla, mientras que las rocas del polo ácido, las granodioritas, se originarían en la corteza inferior y evolucionarían por procesos de cristalización fraccionada modificados por la contaminación de rocas básicas. La edad de intrusión para ambos conjuntos rocosos fue calculada en *ca.* 350 Ma por esta misma autora y es coincidente con la de otras granodioritas precoces (Negreira, Bellido *et al.*, 1992; Puebla de Parga, Serrano Pinto *et al.*, 1987 y Roig *et al.*, 1996).

Los granitos de dos micas

Los granitos de dos micas tanto en las secciones del Autóctono Relativo estudiadas como en las del Autóctono tienen unas características geoquímicas similares y pertenecen a la serie geoquímica de granitos alcalinos (Capdevila y Floor, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Corretge, 1983; Martínez *et al.*, 1988). Se trata de granitos compuestos por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, con dos micas, predominando la moscovita sobre la biotita. En la zona de estudio rara vez muestran texturas completamente isótropas y frecuentemente presentan una ligera orientación, una foliación muy grosera, que en general no da buenos planos en afloramiento y es difícil de medir. Esta orientación no está producida por la deformación post-cristalización de la roca, puesto que no muestra evidencias de ello, sino probablemente por el emplazamiento y cristalización "forzada" en un sistema de esfuerzos tectónicos, remanente de la colisión.

Estos granitos, de tipo S, se forman en relación a la fusión de la corteza continental con posterioridad a la

colisión que dio lugar a la cordillera varisca (Pitcher, 1982; Reavy, 1989; Hutton y Reavy, 1992). La geometría irregular del frente de migmatización (ver corte geológico de la cordillera varisca en Pérez-Estáun *et al.*, 1992) y el diferente nivel estructural expuesto a lo largo de la zona de estudio permite la observación de diferentes niveles de emplazamiento y diferentes grados de diferenciación de los distintos productos de la fusión de las rocas de la corteza de la cordillera varisca.

No es objeto de esta tesis el análisis petrológico de estas rocas ni su distribución en facies composicionales y texturales, por lo que se ha prescindido de un estudio detallado de su estructura y microestructura, con excepción de aquellas zonas de cizalla críticas en el establecimiento de la tectónica regional. A pesar de todo, es conveniente entender el origen de estos cuerpos, a veces intrusivos o alóctonos cuando la masa granítica ha emigrado de su lugar de origen, o de tipo autóctono cuando no hay migración de las masas graníticas y nos encontramos dentro del frente de migmatización. En las secciones de Riás y en la península de Barbanza el nivel estructural es relativamente alto y nos encontramos con cuerpos graníticos intrusivos alóctonos que, en el caso de los Esquistos de Riás intruyen en rocas con un grado metamórfico previo relativamente alto, por lo que no dan lugar a un metamorfismo de contacto local, aunque sí de carácter regional. En la zona central del sector norte de estudio, tanto al O (región de Muxía-Finisterre, ver Gil Ibarra, 1982a, b) como al E del embalse de Fervenza, se observan esquistos con texturas típicamente migmatíticas con lechos graníticos incluidos entre restitas esquistosas (paleosoma). Los contactos entre los granitos y los esquistos son irregulares, siendo difícil de establecer la separación entre diferentes tipos de rocas metasedimentarias. La paragénesis mineral que reequilibra

frecuentemente la que define la foliación principal, formada con anterioridad, es también diferente ya que cristalizan sillimanita, feldespatos potásicos, moscovita y cordierita, además de formarse los lechos graníticos citados.

Las edades de intrusión de estos cuerpos graníticos en el Macizo Ibérico oscilan entre los 330-310 Ma para cuerpos sincinemáticos hasta los 295-270 Ma para los granitos circunscritos tardíos (Dallmeyer *et al.*, 1996 y referencias en ese trabajo). En el área de estudio el granito de dos micas sincinemático de La Guardia fue datado por van Calsteren *et al.* (1979) en 318 ± 21 Ma (Rb-Sr, roca total). Por otra parte, en el Macizo Armoricano edades similares en el intervalo entre 345-300 Ma son coincidentes con períodos de actividad tectónica en zonas de cizalla con desplazamiento en horizontal (Carron *et al.*, 1994 y referencias en ese trabajo; Roig *et al.*, 1996).

Correlación entre las sucesiones de rocas del Autóctono

Teniendo en cuenta las sucesiones de rocas descritas para las zonas de Portonovo y Tomiño por los autores anteriores se propone una correlación entre unidades litoestratigráficas de ambas áreas que se muestra en la figura 2.10. Esta correlación pone en evidencia el carácter irregular del contacto entre el Grupo del Douro y las rocas suprayacentes como fue observado por Toyos (1995) en el área de Tomiño.

No obstante, esta correlación no es del todo precisa puesto que no se correlacionan límites entre unidades sino paquetes de rocas; sin embargo, es útil a la hora de establecer una cartografía sintética previa de las rocas del Autóctono (ZCI) y fundamental para la evaluación del salto en la vertical que se acumula en la ZDML a lo largo de toda su evolución tectónica.

III. ESTRUCTURA

INTRODUCCIÓN

Estructura general y secuencia de eventos

La disposición geométrica que se observa en las rocas y unidades de la UMT y del entorno son consecuencia de la superposición de eventos tectónicos de diferente edad y naturaleza. En este capítulo se hará una descripción de las estructuras ordenadas genética y temporalmente.

La estructura más penetrativa en las rocas es la foliación principal, generalizada prácticamente a todo el conjunto rocoso. Esta estructura aísla cuerpos rocosos de tamaño variable, desde microscópico (inclusiones minerales en blastos) hasta macroscópico (Serie areniscoso-ampelítica de Xareira), en los que se conservan texturas y estructuras previas al desarrollo de la foliación tectónica principal. En este capítulo se hablará en primer lugar de estas zonas preservadas de la deformación, antes de describir las características de la fábrica principal en las rocas.

Con posterioridad, la deformación se concentra en zonas de cizalla discretas de dos tipos: la zona de cizalla basal de la UMT y las zonas de cizalla subverticales. La zona de cizalla basal de la UMT es el límite inferior de la UMT y la separa de su Autóctono Relativo. Se trata de una zona de cizalla hectométrica tendida hacia el O que afecta a ambos conjuntos litológicos. Esta estructura lleva asociadas otras estructuras menores en el bloque de techo, de las que se hablará en el apartado correspondiente. Las zonas de cizalla subverticales son las últimas estructuras dúctiles que afectan a la UMT y a las rocas del Autóctono Relativo y Autóctono. Una de estas estructuras, la Zona de Deformación de Malpica-Lamego, constituye el límite occidental de la UMT (Llana-Fúnez y Marcos, 1998). Como en el caso anterior se pueden diferenciar estructuras menores asociadas, que se describirán en su apartado correspondiente.

Por último, se ha hecho un breve repaso a las estructuras frágiles más tardías: dos sistemas de fallas, probablemente conjugados, que implican un acortamiento N-S.

La fábrica tectónica principal generalizada se relaciona con el proceso de exhumación de la UMT desde condiciones eclogíticas hasta la corteza media, donde la deformación se concentra en zonas de cizalla discretas

(zona de cizalla basal), culminando el proceso de ascenso de estas rocas con su emplazamiento sobre el Autóctono Relativo y Autóctono.

La disposición de láminas de rocas, apiladas unas encima de otras, durante la exhumación y emplazamiento de unidades alóctonas, se ve modificada por la formación de zonas de cizalla subverticales, las cuales se desarrollan también en facies de esquistos verdes, en la corteza media ('post-*nappe* tectonics'). En este último proceso se forma la ZDML.

ELEMENTOS PRESERVADOS DE LA DEFORMACIÓN

La heterogeneidad de la deformación asociada a la fase tectónica principal que afecta a las rocas de la UMT y del entorno, permitió la existencia de dominios rocosos de escala muy variable, desde submilimétrica hasta kilométrica, menos deformados, que conservaron texturas o relaciones primarias previas a este evento tectónico dominante. Se pueden distinguir: por un lado, aquellos elementos que se encuentran rodeados por zonas intensamente deformadas, como son las inclusiones de rocas máficas en ortoneises félsicos o inclusiones minerales en blastos sin-cinemáticos; y, por otro lado, los elementos o conjuntos rocosos, como es el caso del Autóctono en la península de Barbanza, que han debido estar suficientemente alejados de los principales contactos mecánicos (en este caso la zona de cizalla basal de la UMT) como para no registrar los efectos de la deformación asociada a los mismos (durante la exhumación y emplazamiento de los complejos alóctonos). En el primer caso se conservan asociaciones minerales que sugieren un metamorfismo previo de alta presión y baja temperatura (van der Wegen, 1978; Gil Ibarra, 1995).

Las rocas de la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira, que se sitúan en la secuencia de rocas por encima de los Esquistos y paraneises de Beo y por debajo del Ortoneis de los Molinos de Ceán, se han incluido en el primer grupo, ya que por su posición estructural deberían de conservar el metamorfismo correspondiente al evento de alta presión, aunque las asociaciones minerales presentes en estas rocas no permiten determinar con precisión, hasta el momento, las condiciones *PT* del metamorfismo.

Registro metamórfico de AP en las rocas de la UMT

Inclusiones de rocas máficas en ortoneises félsicos

Dentro de los cuerpos de ortoneises, tanto de los Molinos de Ceán como de Malpica-Borneiro, se encuentran diversas inclusiones de rocas máficas con diferentes características. La geometría y composición mineralógica de estos cuerpos máficos es diferente en ambos tipos de neises.

En el Ortoneis de Malpica-Borneiro las rocas máficas se encuentran formando diques de espesor decimétrico,

tanto dentro de las facies de grano grueso como en las de grano más fino, de tipo aplítico. Esta disposición se observa en el centro de los cuerpos intrusivos, que se encuentran poco o nada deformados (p.e., en el puerto de Malpica y en la salida S de Noia). En diversas localidades se puede apreciar que la foliación grosera que presentan los ortoneises atraviesa y penetra en los diques. La mineralogía de estas rocas máficas es habitualmente muy uniforme: anfíbol, titanita, ilmenita, \pm cuarzo y \pm granate. Solamente en un caso, estas rocas muestran una textura similar a la que presentan las de tipo eclogítico que se encuentran en los Ortoneises de los Molinos de Ceán (p.e., muestra slf010

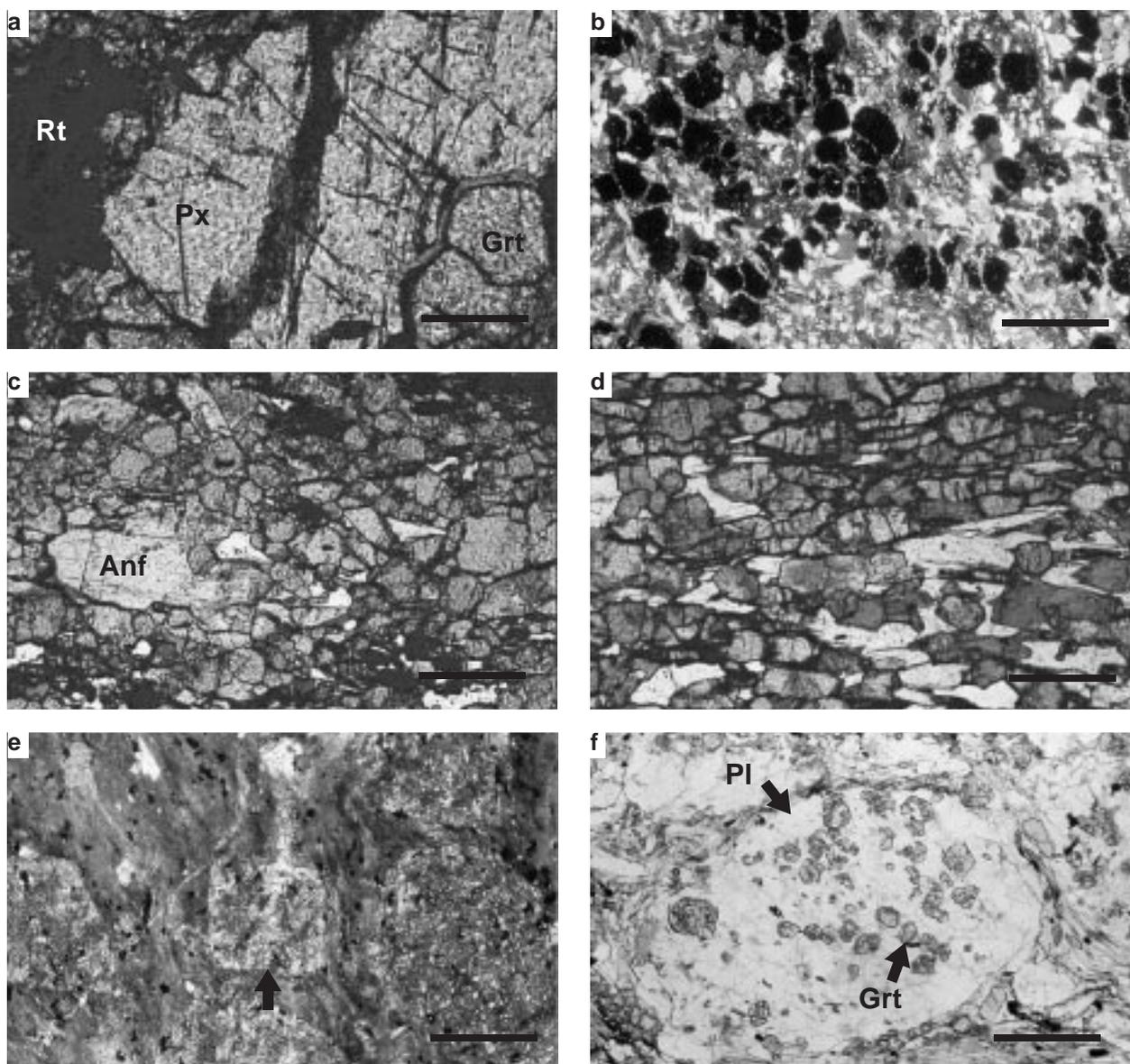


Figura 3.1. Metamorfismo de alta presión conservado en inclusiones de rocas máficas en ortoneises félsicos: a) Ru + Gt + Px en contacto (slf148, N Fervenza); b) granates en panal de abeja (slf010, Punta Peterón); c) eclogita (slf147, N Fervenza); d) foliación definida por la paragénesis eclogítica (slf145, N Fervenza); e) retrogradación en rocas eclogíticas (slf023, Molinos de Ceán). Blastos de plagioclasa con inclusiones de granates pequeños y sucios (f)(eo213, playa de Riás). La barra de escala tiene 200 μ m en b), c), d) y f), 800 μ m en e) y 20 μ m en a).

en la Punta Peterón).

En el Ortoneis de los Molinos de Ceán hay dos tipos de rocas máficas. El más común es una anfibolita de composición bastante homogénea y monótona: anfíbol verdeazulado, clorita, rutilo-titanita, ilmenita y zoisita-clinozoisita. El anfíbol verdeazulado está frecuentemente zonado, con núcleos ligeramente azulados y bordes verdosos. Los núcleos de estos anfíboles son generalmente barroisíticos y los bordes hornbléndicos, aunque en un caso se ha citado una composición glaucofánica (Gil Ibarguchi y Ortega, *op cit*), indicando la zonación una evolución progradada hacia los bordes (van der Wegen, 1978). Frecuentemente este anfíbol presenta un hábito poiquiloblástico englobando preferentemente granates (ver Plate ID en Gil Ibarguchi y Ortega, 1985). Los granates incluidos en anfíboles similares del Ortoneis de Santiago (Unidad de Santiago) son de tipo almandínico y no presentan ningún zonado por lo que se deduce que han sufrido un proceso de homogeneización durante los episodios metamórficos siguientes a su formación (Díaz García, 1990).

El segundo tipo de inclusiones de rocas máficas son anfibolitas con granate y texturas granulares (eclogitas). En ellas se aprecia una profusión de puntos triples entre minerales limpios y bordes de grano rectos o convexos (Fig. 3.1a, b, c, d), que pueden mostrar una orientación grosera coherente con la que presentan los ortoneises en los que se incluyen (Fig. 3.1d). Están compuestas en su mayoría por: granate, anfíbol verdeazulado, rutilo, mica blanca, cuarzo, zoisita y clinopiroxeno (y cianita, van der Wegen, 1978). El anfíbol verdeazulado no muestra un zonado tan claro como en el resto de litologías asociadas y sólo muy ocasionalmente engloba a otros componentes minerales. Todos estos minerales no muestran texturas que indiquen desequilibrio, los granos están limpios y los bordes son netos, por lo que podría considerarse que ésta es la paragénesis mineral que se forma durante el evento de alta presión (Fig. 3.1a, b). La composición y relación entre fases minerales están detalladas en van der Wegen (1978). Algunas de las texturas más frecuentes son las definidas por granates, que en estas rocas menos anfibólicas pueden presentar texturas en panal de abeja (Fig. 3.1b). Aparecen rocas con esta paragénesis desde la costa de Malpica hasta los alrededores del embalse de Fervenza (muestras slf10, 134, 137, 145, 146, 148, 158) y siempre en relación con los ortoneises félsicos del tipo de los Molinos de Ceán, a excepción de la muestra slf010 que aparece rodeada por fallas cerca de un cuerpo de Ortoneis de Malpica. No obstante, la retrogradación posterior es muy fuerte en estas rocas y frecuentemente sólo se preserva la textura granoblástica pseudomorfizada por actinolita, clorita y epidota (Fig. 3.1e). Las condiciones del metamorfismo en estas rocas fue estimada por van der Wegen (1978) en torno a 585-625° C y 1,3-1,6 GPa.

La diferenciación de campo, para una situación

estructural equivalente, de dos tipos de rocas máficas dentro del Ortoneis de los Molinos de Ceán se basa no sólo en la composición de la asociación mineral que presentan sino especialmente en la proporción de anfíboles y granates. En las rocas monótonas el anfíbol es mayoritario mientras que en las de aspecto eclogítico son abundantes el granate, especialmente, y frecuentes la mica blanca y el cuarzo. Esta variación de paragénesis y de elementos metamórficos debe reflejar probablemente diferencias en la composición inicial y en la génesis de las rocas. En principio, se pueden relacionar las inclusiones de composición puramente anfibólica con niveles lenticulares similares a las Anfibolitas de Cambre, que no muestran texturas eclogíticas. Este tipo de rocas máficas tabulares alternan con ortoneises félsicos y coexisten con términos de composición intermedia entre los neises félsicos y las anfibolitas (denominadas «impure eclogites» por Gil Ibarguchi y Ortega, 1985).

Inclusiones minerales en blastos de plagioclasa

Fenoblastos de plagioclasa con inclusiones minerales se encuentran tanto en niveles de paraneises situados en la base de los Micaesquistos de Ceán (en la parte superior de la serie), como repartidos uniformemente en los Esquistos y paraneises de Beo. Las características de los blastos y las inclusiones son similares en ambos casos. La diferencia fundamental entre ambos tipos es la roca en la que se forman; los Micaesquistos de Ceán son micáceas, tienen mayor contenido en minerales máficos y mayor participación volcánica que los Esquistos y paraneises de Beo, que muestran un aspecto más claramente sedimentario con mayor abundancia de niveles metaareniscosos (paraneises plagioclásicos) en una serie alternante de paraneises y esquistos, ya descritos por Ortega (1980) y Alonso y González (1982).

La roca característica en ambas unidades litoestratigráficas es un esquisto de mica blanca con blastos de plagioclasa de 2-3 mm (Fig. 3.1f). La composición de estas plagioclasas es de tipo oligoclasa (Avé Lallemant, 1965; Floor, 1966; Arps, 1970), pero hay crecimientos posteriores de plagioclasa tipo albítico tanto en el área de Vigo (Floor, 1966) como en el norte de la UMT, donde la recristalización tardihercínica está menos desarrollada (Alonso y González, 1982; Díaz García, 1990). Las inclusiones que se observan son de dos tipos: (i) granate, micas, zoisita-clinozoisita y opacos; y (ii) exclusivamente opacos (materia orgánica, grafito). En el primer caso, estas inclusiones definen una foliación recta generalmente oblicua a la foliación externa a los blastos, mientras que en el segundo los opacos definen una foliación, bastante más compleja, con frecuentes pliegues helicíticos y relaciones de corte entre diferentes superficies definidas por las inclusiones. Ambos tipos de inclusiones se pueden encontrar tanto en los Micaesquistos de Ceán como en los

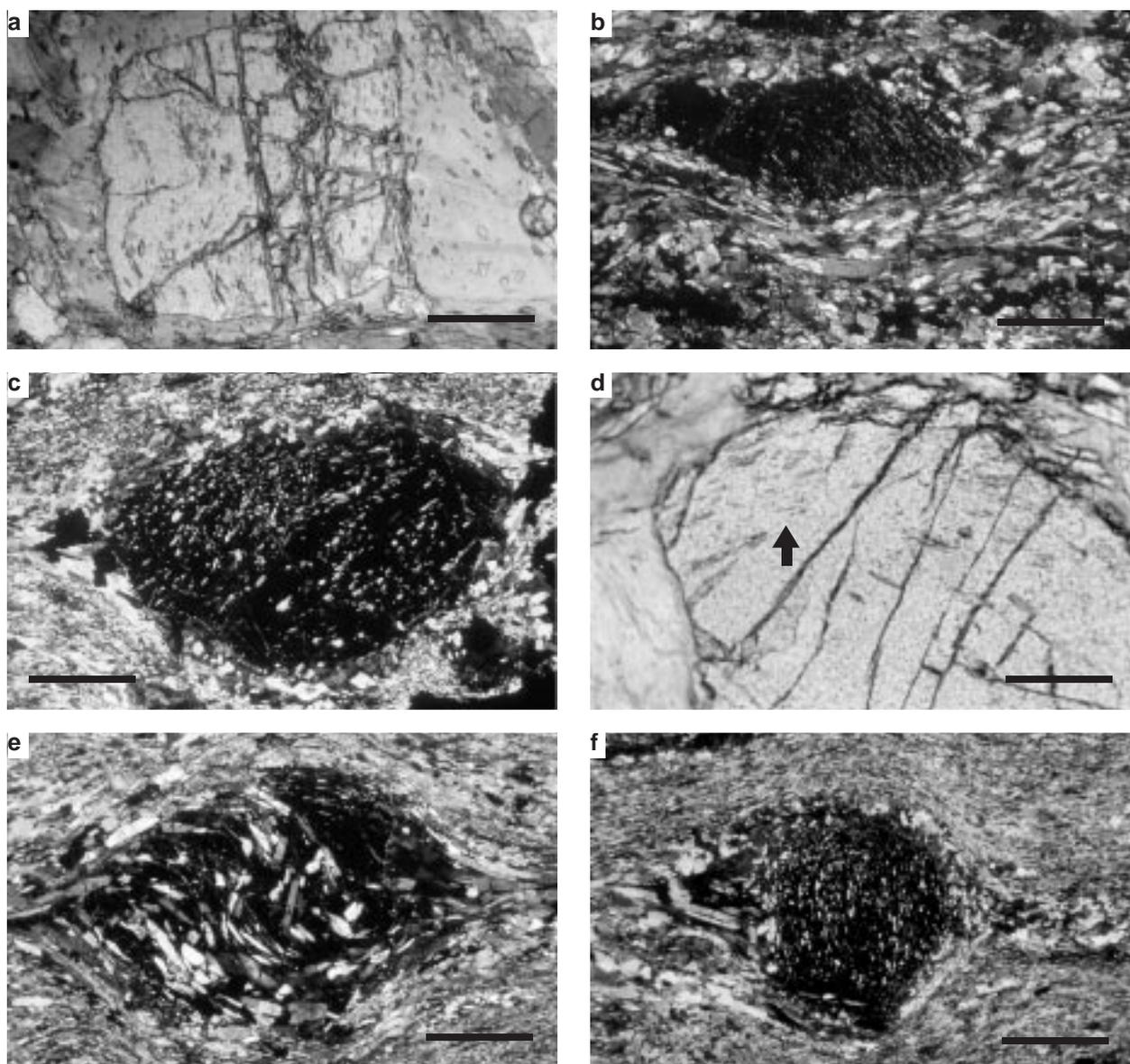


Figura 3.2. Inclusiones orientadas y alineadas dentro de granates definiendo una foliación interna: a, b) eo368; c) eo369; d, e, f) slf028. La barra mide 312,5 μm en b, c, e, f, 200 μm en a y 800 μm en d. Todas las muestras proceden del afloramiento de Anfibolitas de Cambre en la playa de San Miró.

Esquistos y paraneises de Beo.

Otros autores han observado la existencia de estas inclusiones minerales definiendo una foliación interna dentro de los blastos de plagioclasa. La composición de esta foliación interna es de: i) biotita, cuarzo y grafito, según Avé Lallemand (1965) al norte de Noia; ii) biotita, moscovita y granate, según Arps (1970), también al norte de Noia; y iii) fengita, rutilo, clinozoisita, cuarzo y granate, según Gil Ibarguchi y Ortega (1985) en el Sinclinal de Pazos (Micaesquistos de Ceán).

Asimismo, dentro de la Unidad de Lalín-Forcarei y la de Santiago, en el Complejo de Órdenes, existen rocas con unas características similares. Las inclusiones son en

estos casos de: i) moscovita, cuarzo, granate tipo I (pequeños y sucios; Hilgen, 1971), epidota, rutilo turmalina y clorita, según Díaz García (1990) en la Unidad de Santiago; ii) cuarzo, biotita, moscovita, opacos, granate y estauroilita, según Divar Rodríguez e Iglesias (1982) en la Unidad de Lalín-Forcarei; y iii) albita, granate, mica blanca, clorita, epidota, cuarzo, rutilo e ilmenita, según Arenas *et al.* (1995) en la Unidad de Lalín-Forcarei. En este último caso, estos autores, utilizando mica blanca y granate y teniendo en cuenta la ausencia de biotita en la paragénesis, han calculado unas condiciones de P y T para el desarrollo de esta foliación de $495 \pm 10^\circ\text{C}$ y $1,47 \pm 0,07 \text{ GPa}$ (Arenas *et al.*, 1995).

Inclusiones minerales en blastos de granate

Uno de los componentes texturales más relevantes en las Anfibolitas de Cambre son los blastos de granate, que contienen inclusiones minerales definiendo una foliación interna. A diferencia del caso de las plagioclasas, estas inclusiones son menos variadas (zoisita-clinozoisita, cuarzo y esfena) y probablemente representan elementos no asimilados durante el crecimiento del cristal. El aspecto más interesante de estas inclusiones es la orientación y geometría de la foliación interna, frecuentemente sigmoidal, con respecto a la foliación externa o foliación principal. No se ha realizado ningún estudio sistemático enfocado a la interpretación correcta de estas estructuras; sin embargo, se han diferenciado distintas relaciones de la foliación interna con la externa, tanto continua (e) como discontinua (a, b, c, d, f), que se muestran en la figura 3.2; incluyen relaciones de corte de algunas trazas de foliaciones internas dentro de un solo granate (d), así como micropliegues (a).

A falta de un estudio detallado de la orientación de las foliaciones internas (del tipo del realizado por Schoneveld, 1977) y del quimismo del granate (referente a la existencia de zonados concéntricos) se puede interpretar, de forma preliminar y en base a las relaciones texturales observadas, que el crecimiento de los blastos de granate es episódico o con interrupciones, aunque posiblemente dentro de un mismo proceso de deformación progresiva en el que tiene lugar la formación de una foliación penetrativa extendida a la mayor parte de la roca.

Ortoneis de Malpica-Borneiro: descomposición de plagioclasa y biotita

Los ortoneis de Malpica-Borneiro intruyen en los Esquistos y paraneis de Beo. Muestran una disminución de la deformación desde los bordes, donde la foliación tectónica es de tipo milonítico (en el sentido de Passchier *et al.*, 1990; Passchier y Trouw, 1996), hacia el centro donde se conserva la roca indeformada (Fig. 3.5a, b), preservando las relaciones texturales primarias ígneas y las secundarias metamórficas (Fig. 3.3). Estas relaciones se observan especialmente en los ortoneis con biotita de Malpica, cuya diferencia fundamental con los de Borneiro podría ser la de un quimismo inicial ligeramente distinto que justificara un metamorfismo mejor desarrollado.

Durante el desarrollo del metamorfismo de alta presión se produce la descomposición de plagioclasa en mica blanca y zoisita-clinozoisita (Fig. 3.3d, e, f) y de la biotita ígnea en mica blanca y rutilo (Fig. 3.3a, c). Aparecen dos tipos de granate: uno dentro de plagioclasa (Fig. 3.3e, f) y otro en las zonas de contacto entre biotita y plagioclasa (Fig. 3.3c). Otros minerales que se forman en relación con la descomposición de plagioclasa y biotita son clorita y anfíbol. No obstante, no se descarta su relación con las

paragénesis minerales primarias ígneas.

Los dos tipos de mica blanca arriba indicados se diferencian por su posición textural, esto es dentro de plagioclasa o sustituyendo biotita, y por su hábito. En el primer caso se trata de finos cristales desorientados aislados dentro de los pseudomorfos de plagioclasa (Fig. 3.3d) y en el segundo de coronas alrededor de biotita, en el caso de sustitución incompleta, o de cristales grandes con frecuentes bordes de granate. Sustituyendo a esta mica blanca metamórfica puede a veces observarse una segunda generación de biotita (metamórfica), al igual que ocurre en el resto de las rocas de la UMT e infrayacentes del AR. Como se verá más adelante, este crecimiento tardío de biotita, que se desarrolla preferentemente en rocas más deformadas, es especialmente evidente en las proximidades de intrusiones de granitos de dos micas.

Los cristales de zoisita-clinozoisita presentan un hábito de acicular a prismático dentro de las plagioclasas, similar al de las micas blancas en la misma posición textural (Fig. 3.3d). En algunas de las muestras situadas en los bordes de los cuerpos de ortoneis indeformados el crecimiento de estos minerales es mayor. Es posible además que existan varios tipos de minerales del grupo de las epidotas.

En cuanto al granate, éste aparece en dos posiciones texturales, probablemente con una composición distinta. En primer lugar, dentro de los pseudomorfos de plagioclasa con un tamaño de grano muy pequeño y formando agregados que se agrupan dando hábitos irregulares (Fig. 3.3e, f). En el segundo caso, se sitúan en la interfase entre pseudomorfos de plagioclasa y biotita-mica blanca (Fig. 3.3c), dando lugar a texturas coroníticas; típicamente decompresivas (Fernández, 1997).

Con excepción del rutilo y titanita, situados dentro de los pseudomorfos de biotita, el resto de minerales de origen metamórfico, tales como clorita y anfíbol, sólo aparecen esporádicamente. El anfíbol se ha encontrado con hábito prismático en pseudomorfos de plagioclasa y en relación con clorita en pseudomorfos de biotita. No obstante, es probable que, especialmente en el segundo caso, se deban a modificaciones en el quimismo de anfíbol primario en estos ortoneis.

Relaciones texturales similares a estas fueron descritas por Gil Ibarra (1995) en zonas indeformadas de cuerpos del Ortoneis de Malpica-Borneiro en el embalse de Fervenza. A la paragénesis ya descrita se añaden además jadeita y cianita. Según este autor «la ausencia de jadeita en las partes centrales de los pseudomorfos de plagioclasa y el desarrollo irregular de texturas coroníticas implican restricciones en la presencia de fluidos y la existencia de barreras de nucleación durante la recrystalización». Efectivamente, se atribuye a la biotita el papel de moderador de los cambios minerales y el causante de la ausencia de jadeita en estas rocas. Las condiciones de P-T para este metamorfismo fueron estimadas en 640 °C y >1,6 GPa promediando los resultados de varios

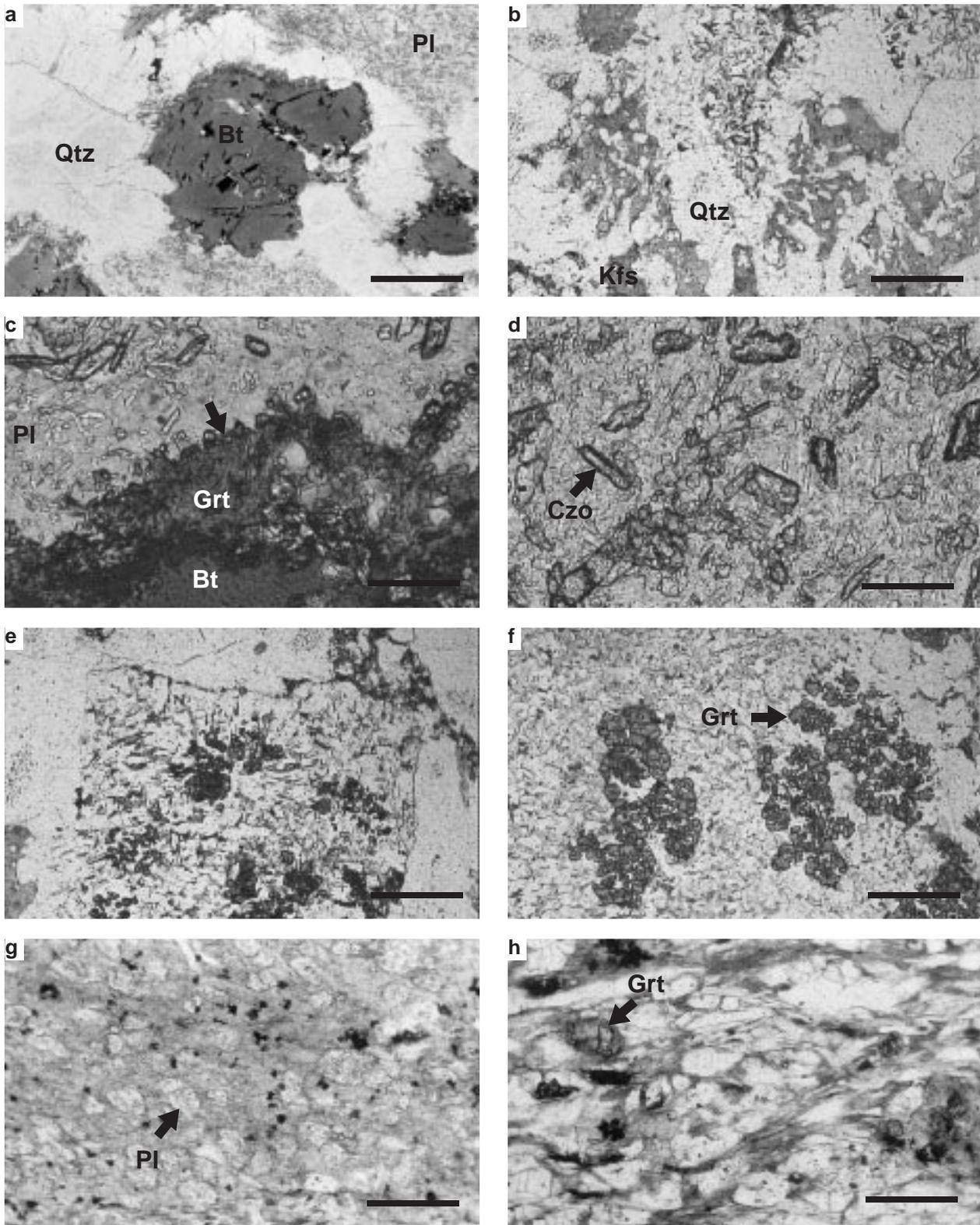


Figura 3.3. Metamorfismo de alta presión en ortoneises félsicos preservados de la deformación (tipo Malpica-Borneiro): a) biotita ígnea en proceso de sustitución (eo195); b) texturas mirmequíticas entre feldespato potásico y cuarzo (eo281); c) bordes de granate entre biotita y plagioclasa (eo195); d) zoisita y clinozoisita creciendo sobre plagioclasa (eo195); e, f) granates dentro de plagioclasa (eo071). Crecimiento mineral muy localizado en las rocas de la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira en posible relación con el evento de alta presión: g) nucleación de plagioclasa en agregados (slf050) y h) granate y epidotas (slf063). Las barras de escala tienen 312,5 μm en a y b, 200 μm en e y f y 50 μm en c, d, g y h.

geotermobarómetros (ver discusión en Gil Ibaruchi, 1995).

Los problemas cinemáticos de la nucleación de nuevas fases minerales por efecto de la descomposición de la plagioclasa a altas presiones han sido revisados por Rubie (1998). La ausencia de deformación y de circulación de fluidos favorecen la aparición de barreras en la nucleación de los productos de la descomposición de la plagioclasa a altas presiones y permiten que esta sobreviva metaestablemente hasta 0,7 GPa por encima de su campo de estabilidad. En el caso del metagabro de Allalín (ver referencias en Rubie, 1998), en zonas excepcionalmente indeformadas, la plagioclasa sólo permite el crecimiento dentro del cristal de pequeños granos de zoisita en lugar de la aparición de jadeita, grosularia, cianita o cuarzo que se observan en otras partes energéticamente más favorables del metagabro, como las paredes de fracturas rellenas de fluidos. Este sería un caso exactamente similar al mostrado por Gil Ibaruchi (1995) que describe la aparición de pequeños cristales de jadeita en venas graníticas dentro de los ortoneises. El segundo caso analizado por Rubie (1998) es el de la metacuarczo-diorita de Monte Mucrone, también utilizado por Gil Ibaruchi (1995) como un análogo al Ortoneis de Malpica-Borneiro. Tanto la descripción de las texturas en plagioclasa y biotita, como el registro metamórfico de la subducción alpina temprana en estas rocas, de >1,4-1,6 GPa y 500-560°C (Koons *et al.*, 1987 y referencias incluidas), es equiparable al de las rocas de la UMT. Igualmente existen zonas, no afectadas por la deformación, que preservan texturas ígneas así como las reacciones minerales desarrolladas durante el metamorfismo de alta presión. La plagioclasa se descompone en jadeita, zoisita y cuarzo. La biotita reacciona para dar fengita y participa en el crecimiento de los granates coroníticos en posiciones intermedias.

La interpretación que hace Rubie (1998) de estos dos casos contiene un punto significativo que es la composición del piroxeno; así, en ambos casos el piroxeno estable para la composición de las rocas (metagabro de Allalín y metacuarczodiorita de Monte Mucrone) es onfacita, por lo que la aparición de jadeita apunta hacia un crecimiento mineral fuera del equilibrio. Según este autor, «el crecimiento de fases metaestables en pseudomorfos de plagioclasa es consecuencia de altas velocidades de reacción en estas posiciones que no permiten la reequilibración entre los componentes debido a las bajas velocidades de difusión entre diferentes dominios minerales». Las coronas de granate, entre la plagioclasa y la biotita, actuarían de barrera entre ambos minerales y aislarían a la plagioclasa del intercambio químico con la biotita. La consecuencia fundamental del crecimiento de minerales en condiciones metaestables, especialmente piroxeno, implica que la asociación mineral principal no se encuentra en equilibrio y por lo tanto es cuestionable su utilización para el cálculo de presión y temperatura durante

el metamorfismo.

La Serie areniscoso-ampelítica de Xareira

Estratigráficamente colocados por encima de los Esquistos y paraneises de Beo, existe en el N de la UMT una sucesión de rocas que preservan estructuras sedimentarias primarias. Los criterios de polaridad analizados en la *Litoestratigrafía* indican que la sucesión arenisoco-ampelítica se encuentra en posición normal. Las rocas han permanecido poco afectadas por la deformación durante el desarrollo de la foliación principal y el metamorfismo está escasamente desarrollado en la mayor parte de las litologías.

En los términos pelíticos y areniscosos pobres en materia orgánica las asociaciones minerales que se han encontrado contienen: (i) clorita, mica blanca, mica marrón (¿estilpnomelana?), epidota, leucoxeno y plagioclasa (muestra slf050); y (ii) plagioclasa, clorita, epidota, leucoxeno, granate, mica blanca, mica marrón y opacos (muestra slf052). En el resto de litologías puede aparecer parcialmente representada la misma asociación mineral.

El principal rasgo de estos minerales es su reducido tamaño de grano, que los hace irreconocibles *a visu*. Solamente en el caso de la plagioclasa llega a apreciarse un moteado en los niveles pelíticos de las secuencias turbidíticas (Fig. 2.3f). En realidad este moteado, bajo el microscopio, se corresponde con zonas de formación preferente de blastos de plagioclasa (Fig. 3.3g). Las micas blancas y marrones son finas acículas que crecen en la matriz de pelitas o entre clastos en areniscas. La orientación de ambas en los dos casos es bastante grosera. Solamente en la clorita se aprecia un crecimiento mineral mayor aunque desarrollado localmente. En cuanto al granate aparece en pequeños cristales subsféricos muy sucios (Fig. 3.3h) y no se observa nítidamente el contacto con el resto de la asociación mineral. En zonas deformadas estos blastos son generalmente englobados por plagioclasas más grandes que las observadas en zonas indeformadas. También en estas zonas el granate desarrolla caras cristalinas, apreciándose en lámina delgada secciones hexagonales parcialmente formadas. La epidota se reparte bastante uniformemente en la mayor parte de las rocas, especialmente en las pelitas.

Los dos factores que se interpreta juegan un papel importante en el escaso desarrollo del metamorfismo en esta sucesión son la deformación, como fenómeno que cataliza el crecimiento mineral (Brodie y Rutter, 1985; Rubie, 1990), y la presencia de materia orgánica, como impedimento composicional a la cristalización de nuevas fases minerales. Parece claro que el papel de la materia orgánica (ahora grafito) como inhibidor del crecimiento mineral es local y está a su vez fuertemente determinado por la deformación. Este último constituye sin duda el principal elemento a tener en cuenta.

Los materiales del autóctono de la ZCI (península de Barbanza)

La conservación de estructuras sedimentarias originales en estas rocas y de rocas pelíticas de grano fino, como se aprecia en el campo, parecía ser un buen punto de partida para la identificación de la paragénesis mineral del metamorfismo más antiguo en estas rocas, anterior al de alta temperatura completamente generalizado en las rocas de Galicia Occidental. Sin embargo, no ha sido así. La recrystalización de las rocas por el metamorfismo regional asociado primero a las intrusiones de granitos de dos micas y segundo al metamorfismo de carácter más local asociado a la intrusión de las granodioritas tardías ha borrado la práctica totalidad de las texturas anteriores, tanto sedimentarias como metamórficas previas.

Se identifica en paraneises y esquistos la paragénesis mineral formada por: biotita, moscovita, granate, andalucita y turmalina. Todos, excepto granate, se orientan con la foliación desarrollada localmente en relación a zonas de cizalla subverticales con movimiento en dirección (simultáneas probablemente al movimiento en dirección en la ZDML). Creciendo sobre andalucita y biotita aparece sillimanita (cristales y fibras respectivamente). Un segundo tipo de moscovita, en blastos grandes, crece desorientado y parece relacionarse con la formación de sillimanita. Este metamorfismo de alta temperatura fue anteriormente descrito por von Raumer (1962), los estudiantes de la Escuela holandesa de Leiden (Ariesen, 1974; Bremmer, 1973) y por Cuesta (1991).

Los minerales índice del metamorfismo regional relacionado con los granitos de dos micas son clorita-biotita y almandino, que se encuadran dentro de la facies de esquistos verdes de presión más baja, por debajo de 540° C y 0,4 GPa (Galán Arias *et al.*, 1981). Estos autores relacionan este metamorfismo con la intrusión regional de granitos de dos micas primero y con la intrusión de las granodioritas tardías.

FOLIACIÓN TECTÓNICA PRINCIPAL

La foliación principal es la estructura más penetrativa y extendida en las rocas de la UMT y del entorno. La orientación de la foliación y de la lineación frecuentemente asociada, así como su disposición paralela al bandeo composicional y litológico permite asumir que en todas las rocas de la UMT e infrayacentes, esta estructura aparece en relación a un mismo evento o proceso tectónico. No obstante, no presenta la misma intensidad en los distintos niveles estructurales ni en los distintos tipos litológicos. Por lo que respecta al nivel estructural hay que tener en cuenta la existencia de dos zonas de alta deformación cuya proximidad puede afectar a la intensidad de la foliación

principal: en la base de la UMT está la zona de cizalla basal de la UMT y eventualmente por encima estaría la base de la Unidad Ofiolítica, que aflora en el Complejo de Órdenes.

En cuanto a la litología, conviene tener presente que la misma estructura está definida por distintas asociaciones minerales en rocas con composición distinta por lo que en ocasiones es difícil correlacionar las características microestructurales de unos tipos a otros. Este efecto se ve amplificado por la recrystalización tardía asociada a las intrusiones graníticas de carácter regional que afecta de manera distintas a cada asociación mineral y que aumenta el grado de cristalinidad de la roca, destruyendo gran parte de las microestructuras previas.

En general, la foliación está definida por asociaciones minerales en facies anfibolítica, pero existe un espectro algo más amplio de asociaciones minerales desde paragénesis de alta presión y temperatura baja a intermedia, hasta esquistos verdes.

Aspectos mesoscópicos de la foliación principal y lineación asociada

A escala cartográfica y de afloramiento los rasgos de la foliación principal en las rocas de la UMT y en las infrayacentes del Autóctono Relativo son similares. En ambos casos la foliación es paralela al bandeo composicional que se observa en las rocas y muestra una lineación asociada (de intersección, estiramiento y mineral) que en términos generales se dispone en dirección N20, al N del embalse de Fervenza, y en dirección N350, al S del mismo (Fig. 3.4). También se observan en los esquistos arcos poligonales y pliegues isoclinales en los que esta foliación se dispone de plano axial (Ortega, 1980) y cuyos ejes son paralelos a la lineación antes citada. No se observan estructuras mayores con las que se relacione la foliación, la lineación y los micropliegues; puede suponerse que la deformación dúctil extendida a la práctica totalidad de las rocas de la UMT y del AR se origina durante el proceso de exhumación de las rocas de *AP-BIT*.

En las rocas del Autóctono no se desarrolla una foliación tectónica tan penetrativa como la que se observa en la UMT y el AR. La foliación, que se ha observado sólo localmente, se dispone con un ángulo elevado con respecto al bandeo composicional. Indicaría criterio de flanco normal para una vergencia hacia el E. Sin duda estas rocas estuvieron más alejadas de la zona de alta deformación que dio lugar a la foliación tectónica generalizada.

Características microscópicas de la foliación en las rocas de la UMT

La descripción de la foliación se realizará por tipos litológicos, comenzando por las rocas esquistosas y finalizando con los ortoneises félsicos.

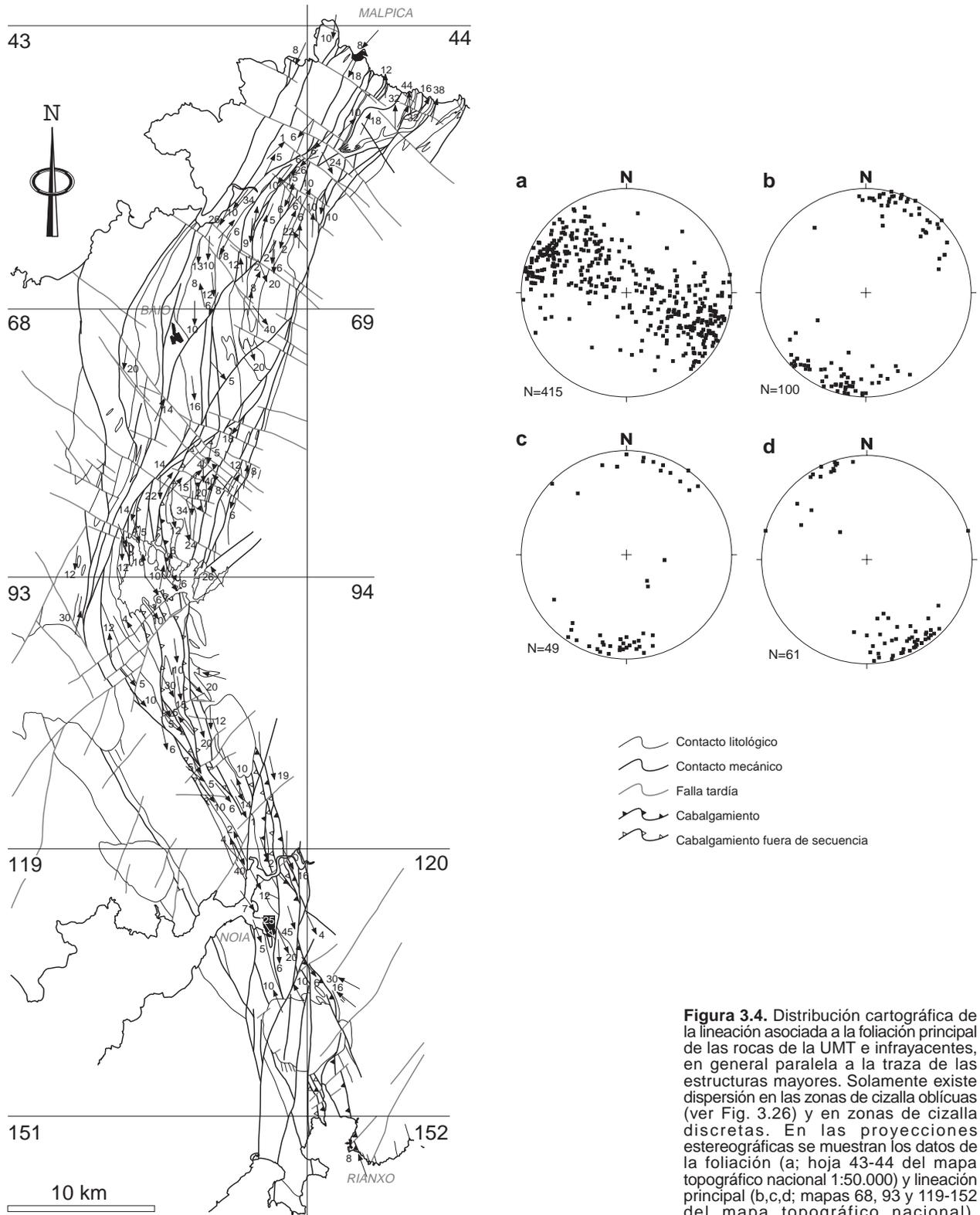


Figura 3.4. Distribución cartográfica de la lineación asociada a la foliación principal de las rocas de la UMT e infrayacentes, en general paralela a la traza de las estructuras mayores. Solamente existe dispersión en las zonas de cizalla oblicuas (ver Fig. 3.26) y en zonas de cizalla discretas. En las proyecciones estereográficas se muestran los datos de la foliación (a; hoja 43-44 del mapa topográfico nacional 1:50.000) y lineación principal (b,c,d; mapas 68, 93 y 119-152 del mapa topográfico nacional).

Esquistos y micaesquistos

El tipo petrográfico más común son micaesquistos de mica blanca con granate ± cloritoide. Muestran a escala

microscópica un bandeo composicional, de probable origen tectónico, en el que alternan dominios micáceos y cuarzosos. En el dominio micáceo se encuentran orientadas mica blanca, clorita y, ocasionalmente, opacos con hábito

acicular. En el dominio cuarzoso, cuarzo y, raramente, plagioclasa. El granate, de pequeño tamaño (en torno a 0,2 mm), aparece en ambos dominios, pero es más frecuente en el dominio micáceo. Lo mismo ocurre con el cloritoide, muy escaso, que aparece fuertemente alterado a minerales sericíticos. Otros minerales presentes en estas rocas son: epidota, apatito y óxidos de hierro.

La composición eminentemente pelítica de estas rocas confiere a la orientación de sus elementos minerales un carácter de esquistosidad (en el sentido utilizado por Bastida, 1981). Los principales elementos orientados en la fábrica de estas rocas son mica blanca y clorita y, por tanto, la fábrica es básicamente planar, aunque puede observarse localmente una lineación mineral definida por biotita y clorita (de crecimiento tardío con respecto al desarrollo de la foliación principal). Esta lineación es paralela a los ejes de los pliegues isoclinales y a los ejes de los pliegues abiertos tardíos posteriores, por lo que se puede suponer que mimetiza elementos heredados de la fábrica previa.

En los dominios micáceos pueden encontrarse blastos de granate, plagioclasa y cloritoide rodeados por las láminas de mica. La escasez de cloritoide y el pequeño tamaño del granate no modifican sustancialmente la geometría de la foliación. El desarrollo de microestructuras asociadas es sólo local: sombras de presión y flexión de las capas de micas. La alteración que producen las plagioclasas en la geometría de la fábrica se trata en el siguiente punto. En los tres casos de blastos rodeados por la foliación se considera que crecen simultáneamente al desarrollo de la misma. Dentro de los dominios micáceos se observan arcos poligonales de micas que atestiguan la existencia de una foliación anterior que ha sido borrada por la foliación principal, probablemente relacionada con la que se observa dentro de los blastos de plagioclasa (Ortega, 1980).

En alguno de los tipos litológicos con alto contenido en clorita y titanita, relacionados con las Anfibolitas de Cambre, es probable la presencia de talco, aunque no se ha descrito anteriormente ni tampoco identificado en este trabajo. En cambio sí se ha observado en estas mismas rocas la presencia de rutilo rodeado por bordes de titanita (Fig. 3.6a).

Esquistos y paraneises plagioclásicos

Los esquistos y paraneises plagioclásicos, de mica blanca y clorita, se diferencian de los anteriores por la abundancia de la plagioclasa con inclusiones y por la práctica ausencia de granate. Los escasos granates, pequeños (0,2 mm) y sucios, sólo se presentan dentro de las plagioclasas (Fig. 3.1f) o de las micas blancas. Esta última relación textural es significativa puesto que sugeriría un metamorfismo de alta presión (Fernández, 1997). Los esquistos muestran una esquistosidad anastomosada que rodea los blastos de plagioclasa, definida por la orientación

dimensional de las micas, anfíbol (actinolita), epidota, titanita rodeando ilmenita, minerales opacos, clinozoisita, zoisita y apatito (muestra eo364). Cuando aparece materia carbonosa los esquistos son más moscovíticos y poco feldespáticos y la plagioclasa contiene inclusiones de opacos (grafito).

Los blastos de plagioclasa, de hasta 2-3 mm de diámetro, son significativos a la hora de definir la fábrica de la roca ya que frecuentemente su extraordinario crecimiento borra prácticamente el aspecto planar de los esquistos, proporcionando a las rocas un aspecto masivo, cristalino. En composiciones intermedias, micas y plagioclasa a partes iguales, la foliación es continua y muestra una geometría anastomosada siendo muy comunes dos sistemas de bandas de cizalla C' conjugados. Se considera que los blastos, rodeados por la foliación, crecen simultáneamente al desarrollo de la misma. Se aprecian evidencias de deformación plástica intracristalina en las plagioclasas, de composición oligoclásica, con la aparición de extinción en parches y la formación de subgranos de 20-40 µm a partir de la extinción en parches. El cuarzo, en general, recristalizado estáticamente, desarrolla en los dominios lenticulares texturas en mosaico, aunque en zonas reactivadas o menos afectadas por la recristalización estática se aprecia la formación de subgranos ligeramente alargados, de 8 por 16 µm.

Anfibolitas

Las anfibolitas constituyen las Anfibolitas de Cambre e inclusiones menores en el Ortoneis de los Molinos de Ceán. La litología dominante en las Anfibolitas de Cambre es una anfibolita de hornblenda verdeazulada con granate y agregados de zoisita-clinozoisita. La orientación dimensional de los anfíboles verdeazulados, de hábito prismático (dimensiones entre 20x300 y 200x800 µm), que constituyen el componente mayoritario de la roca, define una fábrica planolinar (Fig. 3.6b). Otros minerales como zoisita, clinozoisita (ca. 100 por 200 µm) y titanita muestran también orientación dimensional preferente. Granate (ca. 1,2 mm) y agregados de zoisita/clinozoisita (ca. 1 mm) permanecen relativamente intactos y muestran sombras de presión en las que crecen clorita, clinozoisita y epidota. En zonas con deformación más intensa el tamaño de los cristales disminuye, siendo de 20 por 300 µm para el anfíbol y 40 por 100 µm para la clinozoisita. El cuarzo, cuando aparece, se presenta en niveles lenticulares de hasta 0,6 mm de anchura por varios mm de longitud en los que los cristales (ca. 200 µm) presentan extinción ondulante.

La orientación de la foliación y lineación mineral es coherente con la que presentan el resto de las rocas a nivel regional. Las relaciones de las inclusiones orientadas dentro de los granates con la foliación externa ya fueron comentadas en un apartado anterior, no obstante parece que indican un crecimiento de los blastos simultáneo con la formación de la fábrica principal. De esta forma, se

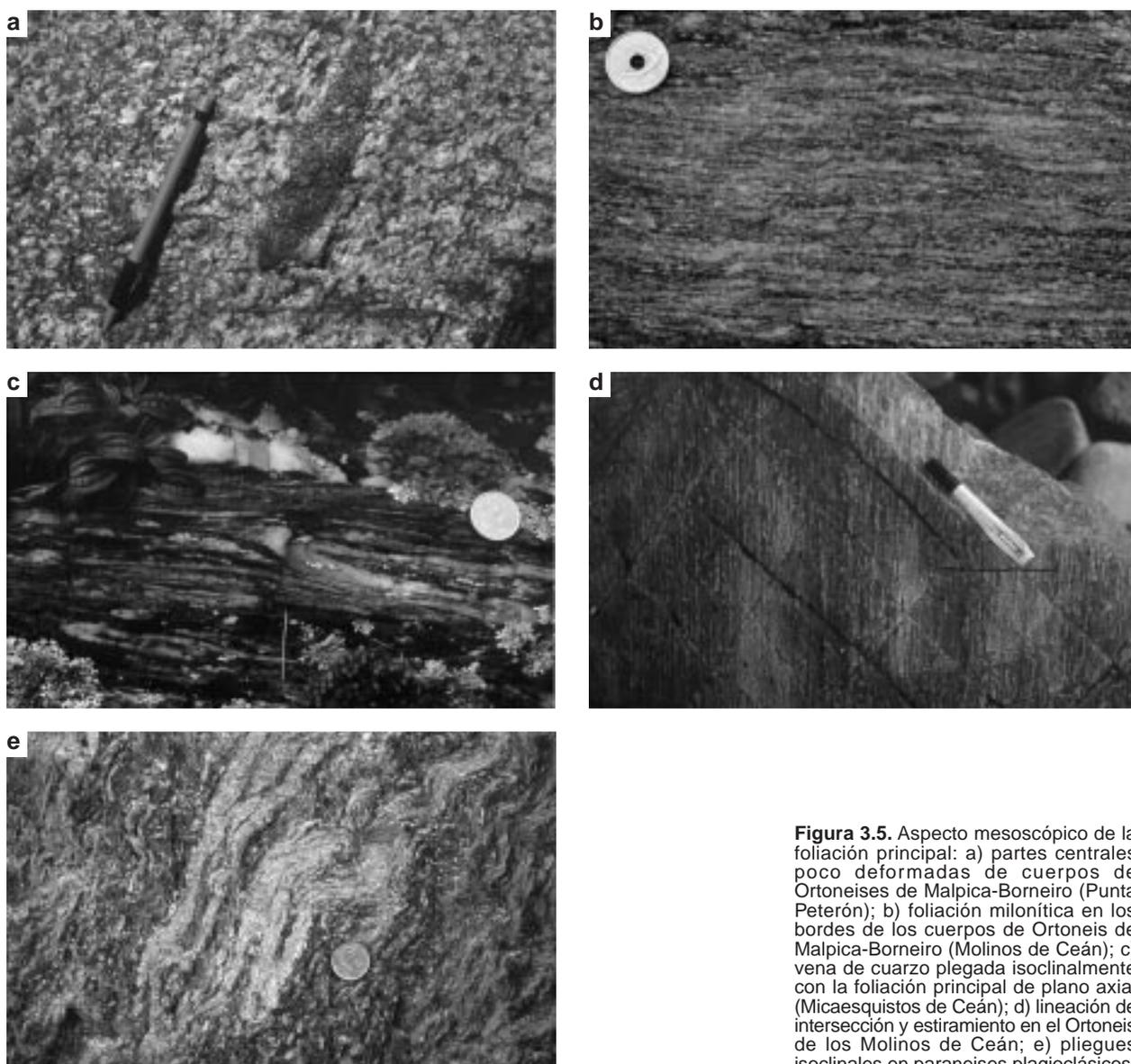


Figura 3.5. Aspecto mesoscópico de la foliación principal: a) partes centrales poco deformadas de cuerpos de Ortoneises de Malpica-Borneiro (Punta Peterón); b) foliación milonítica en los bordes de los cuerpos de Ortoneis de Malpica-Borneiro (Molinos de Ceán); c) vena de cuarzo plegada isoclinalmente con la foliación principal de plano axial (Micaesquistos de Ceán); d) lineación de intersección y estiramiento en el Ortoneis de los Molinos de Ceán; e) pliegues isoclinales en paraneises plagioclásicos.

interpreta la relación de estos blastos con el desarrollo de la fábrica en el mismo sentido que las plagioclasas en los esquistos, con la salvedad de que el comportamiento rígido del granate no permite la observación de deformación plástica intracristalina en el mismo y lo que se aprecian son sombras de presión mejor desarrolladas.

El resto de los componentes en la asociación mineral relacionada con la fábrica son: clorita, mica blanca, plagioclasa, cuarzo y rutilo. Con posterioridad deben de aparecer epidota, titanita y actinolita.

Los anfíboles verdeazulados que definen la fábrica planolinear de las rocas, muestran un claro zonado, con un núcleo azul pálido y bordes verdes. Estos anfíboles fueron analizados por Díaz García (1990) en el Neis de Santiago de la Unidad de Santiago, equivalente al Ortoneis de los Molinos de Ceán. Los análisis de este autor muestran núcleos y bordes en los límites entre ferro y

magnesiohornblendas (ferrohornblendas para las anfíbolitas granatíferas al O de Castriz y magnesiohornblendas para las anfíbolitas granatíferas de Xavestre), observándose un cambio en la composición del núcleo al borde, desde hornblendas pargasíticas a tschermaquíticas. Se interpreta que la evolución del zonado es de tipo progrado hasta condiciones equivalentes a las zonas de la estauroлита y la distena en rocas metapelíticas (Díaz García, *op cit*).

Ortoneises félsicos

Tanto en las facies deformadas del Ortoneis de Malpica-Borneiro como en el de los Molinos de Ceán el aspecto de la foliación tectónica es similar y está definida por un bandeado néisico planolinear. En ambos casos la lineación, de estiramiento, es paralela a la directriz estructural regional, aproximadamente N20 (Fig. 3.4). En

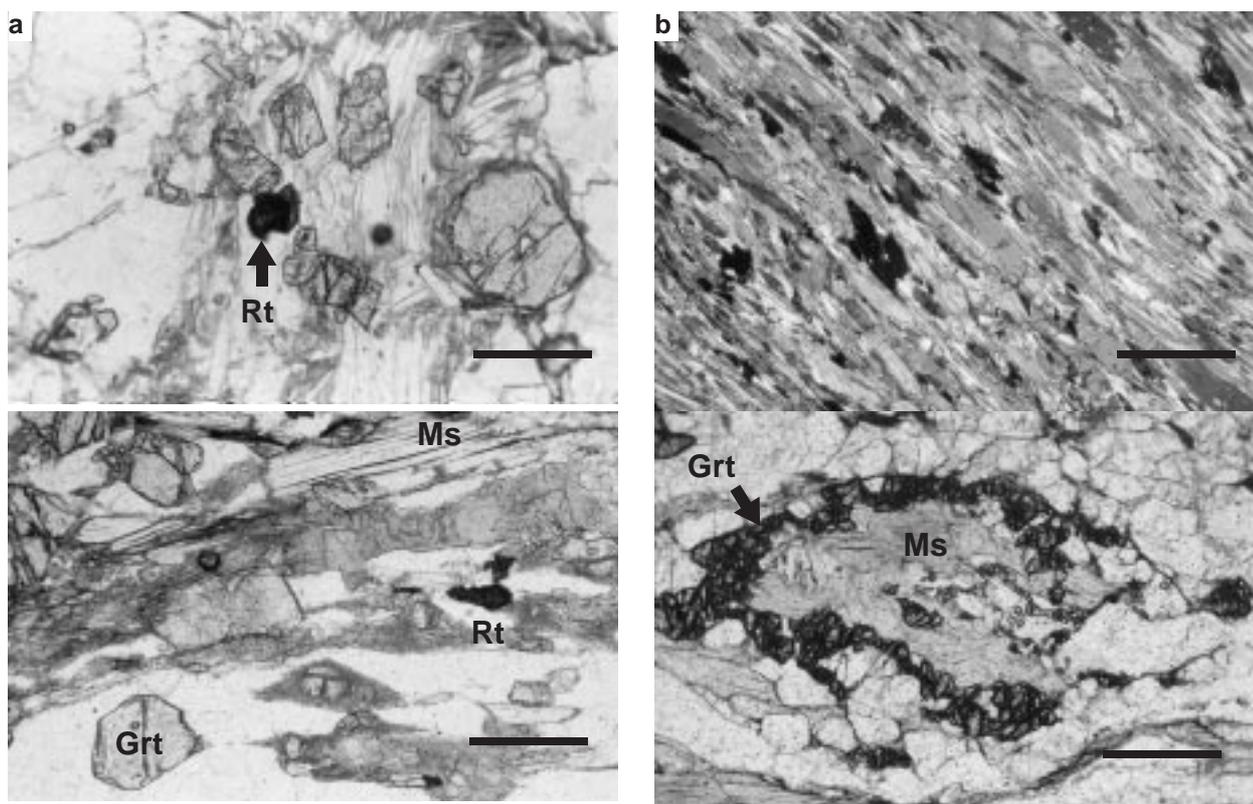


Figura 3.6. Foliación principal en las rocas de la UMT: a) rutilo con corona de titanita en esquistos (eo213); b) foliación en anfibolitas definida por anfíbol verdeazulado (eo383); c) Anfíbol verdeazulado + Grt + Ru + mica blanca + Cz en el Ortoneis de los Molinos de Ceán de composición máfica (slf073a); y d) corona de granate rodeando mica blanca (slf032). La barra en las fotografías de microscopio tiene 50 μm en a, c y d y 200 μm en b.

el Ortoneis de los Molinos de Ceán la foliación se encuentra generalizada y no se preservan zonas indeformadas. En cambio, la foliación en el Ortoneis de Malpica-Borneiro sí varía al pasar de unas facies a otra (Fig. 3.5a, b). En la facies de grano grueso, menos deformada, buza 30-45° al O y se verticaliza hacia los bordes. Los diques de rocas máficas que aparecen en las zonas centrales de los cuerpos de estos ortoneises son subverticales y aparecen atravesados por la foliación tectónica que presentan los ortoneises y que también afecta a las rocas máficas (anfibolitas). La foliación en estos dominios es subhorizontal. Estas relaciones se observan en el puerto de Malpica (Atalaia), en el Ponte das Caldas (en Allones) y en Noia.

El bandeado neísico está definido por dominios o agregados policristalinos lenticulares de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo (Fig. 3.7), todos de dimensiones similares, que proceden de la deformación dúctil de una roca originalmente con textura granítica isótropa; en el Ortoneis de Malpica-Borneiro se puede apreciar en algunos casos el tránsito desde los términos indeformados a los deformados (láminas delgadas eo464a-d). El espesor de los agregados de cuarzo varía entre 0,2-0,6 mm en el Ortoneis de los Molinos de Ceán (procedente probablemente de una roca de grano fino) hasta varios mm de anchura en el Ortoneis de Malpica-Borneiro (variable

en función del grado de deformación de la roca). Las secciones más alargadas son paralelas a la lineación (Fig. 3.7). Raramente la foliación en el Ortoneis de los Molinos de Ceán muestra otro aspecto; en la muestra slf216, compuesta por cuarzo y por mica blanca, presenta una fábrica S-C con una lineación definida por mica blanca muy ténue o inexistente.

Las evidencias de deformación plástica intracrystalina en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, que se describirán a continuación, confieren a la fábrica planolinear un carácter milonítico (en el sentido de Passchier *et al.*, 1990; Passchier y Trouw, 1996).

La paragénesis mineral en las facies deformadas del Ortoneis de Malpica-Borneiro es similar a la que presenta en las facies indeformadas pero con un mayor desarrollo de los cristales de granate, mica blanca, zoisita-clinozoisita y rutilo. Desaparece completamente la biotita primaria, que es sustituida por mica blanca y el granate forma coronas alrededor de mica blanca (ambas en Fig. 3.6d). Posteriormente la mica blanca se transforma en biotita, el rutilo en titanita y finalmente aparece clorita sustituyendo a la biotita metamórfica.

En el Ortoneis de los Molinos de Ceán la mineralogía es similar: mica blanca, granate, zoisita-clinozoisita, epidota (posiblemente tardía) y, en rocas de composición más máfica, anfíbol verdeazulado y rutilo (Fig. 3.6c). Gil

Ibarguchi y Ortega (1985) y Rodríguez Aller *et al.* (1997b) citan la presencia en estos términos máficos, foliados, de glaucofán/barroisita, onfacita, \pm paragonita y \pm cianita, calculando unas condiciones para el metamorfismo de 600°

del metamorfismo varisco en facies anfibolítica (episodio térmico tardío, de baja presión) facilitan, por tanto, la movilidad de los álcalis frente a la alúmina, produciendo cambios en la mineralogía de las rocas peralcalinas (M.L.

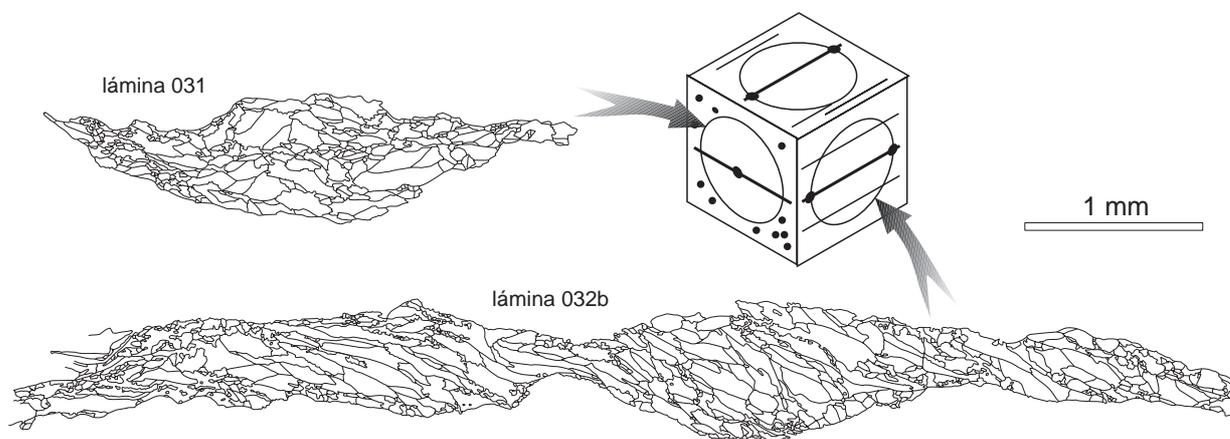


Figura 3.7. Agregados policristalinos de cuarzo definiendo la foliación milonítica en los ortoneises félsicos de la UMT (Molinos de Ceán). Se muestra el aspecto de los granos en una sección perpendicular a la lineación de estiramiento (lam 031) y en una sección paralela a la lineación de estiramiento (lam 032b1). En ambos casos, las secciones son perpendiculares a la foliación.

C y $1,2 \pm 0,2$ GPa los primeros autores, y 600-630 °C y 1,95-2,1 GPa los segundos, similares a las que se conservan en el interior de las inclusiones de rocas máficas e indicando que no existirían diferencias sustanciales entre paragénesis en rocas foliadas y en rocas no foliadas.

Ribeiro y Floor, 1987). Esto limita la utilización de los minerales máficos (micas y anfíboles) para el cálculo de las condiciones de la deformación durante el desarrollo de la foliación neísica en estas rocas.

Ortoneises félsicos peralcalinos

Sobre estas rocas cuarzofeldespáticas se desarrolla un bandeado neísico de características similares al resto de los ortoneises félsicos, quizás con un mayor grado de recristalización estática, por lo que no se hará especial mención al mismo. La diferencia fundamental con las rocas anteriores es su quimismo, que condiciona la evolución y desarrollo del metamorfismo. Según Floor (1966, 1974) en los neises con riebeckita-aegirina tanto riebeckita, aegirina, lepidomelana como incluso astrophilita, recristalizan después de la fase de deformación principal varisca y, por lo tanto, deben de reflejar las condiciones P-T-fO₂ de este metamorfismo hercínico post-cinemático. Este autor considera que durante esta recristalización se removilizan sodio, potasio, zirconio y titanio provocando la aparición de facies marginales a las rocas peralcalinas. En consecuencia P. Floor concluye que la composición original del anfíbol alcalino tuvo que ser distinta de la actual basándose en los resultados de Enrst (1962) que encontró que el hidroxil riebeckita puro es inestable a temperaturas magmáticas (las «riebeckitas» originales serían soluciones sólidas de riebeckita-arfverdsonita, las cuales son estables a temperaturas más altas y a fugacidades de oxígeno más bajas, propias de un sistema magmático). Las condiciones

Análisis textural de la foliación milonítica en rocas de la UMT

Microestructuras en componentes principales

Las características de las fases minerales principales y los tipos texturales que se desarrollan en los ortoneises félsicos de la UMT (que se describen en secciones paralelas a la lineación de estiramiento salvo que se indique lo contrario) son brevemente las siguientes:

Feldespato potásico. Se presenta en «clastos» subredondeados, en agregados alargados y en bandas poliminerálicas. Los «clastos», de entre 0,2 y 1 mm, son escasos y representan probablemente granos originales de la roca ígnea (Fig. 3.8a); muestran maclas polisintéticas, lamelas de deformación y formación de subgranos en los bordes, estos últimos asociados a la aparición de mantos de recristalización dinámica (Fig. 3.8a). Los agregados poseen dimensiones variables, con una anchura de aproximadamente 0,4 mm, y unas relaciones largo/ancho de 10:1 en secciones paralelas a la lineación de estiramiento; estos agregados pueden mostrar fenómenos de adelgazamiento por estrangulamiento ('boudinage', Fig. 3.8c). El feldespato potásico en las bandas poliminerálicas aparece asociado con cuarzo, filosilicatos, plagioclasa y

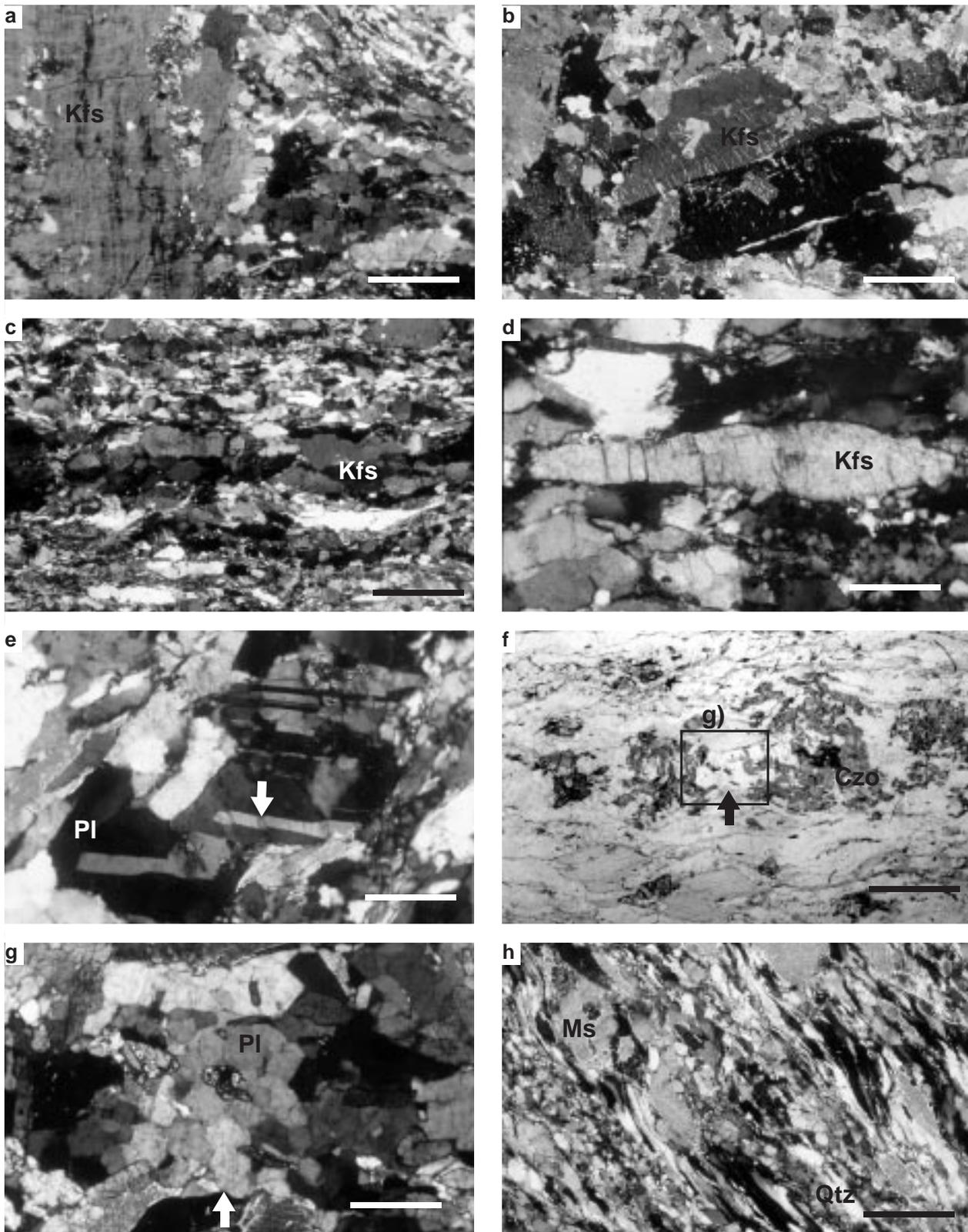


Figura 3.8. Microestructuras en feldespatos asociadas a la foliación principal en ortoneises félsicos de la UMT: a) migración del manto de recristalización dinámica de feldespato potásico hacia una zona de sombra (slf033); b) lamelas de exsolución en feldespato potásico por efectos de la deformación (slf035); c) recristalización dinámica en feldespato potásico (slf036); d) feldespato potásico elongado probablemente por fenómenos de difusión (slf015); e) plagioclasa maclada por deformación (slf019); f) agregados de plagioclasa y zoisita aboudinados (slf031); g) detalle de la anterior donde se observa la formación de subgranos y granos nuevos en una zona de estrangulamiento del agregado lenticular, la plagioclasa es metamórfica producto de la descomposición de la plagioclasa ígnea por el metamorfismo de alta presión (slf031); h) cuarzos acintados en ortoneises félsicos (lámina delgada paralela a la lineación de estiramiento, slf032b). La barra tiene 312,5 μm en a y f, 200 μm en b, c y h y 50 μm en d, e y g.

granate. Un último tipo textural de feldespato, no muy frecuente, es el que aparece forma de en cristales aislados muy alargados sin evidencias de extinción ondulante, formación de maclas, lamelas de deformación o subgranos (Fig. 3.8d). En estos casos, parece necesaria la intervención de procesos de difusión, ya sea intracristalina ('coble creep'), o intercristalina o disolución por presión, para la obtención de estas formas alargadas sin indicios de deformación interna del cristal.

Plagioclasa. Sólo aparece en dominios o agregados lenticulares de composición heterogénea, asociada con granate, zoisita/clinozoisita y mica blanca. Los granos más

La textura en estas bandas es granoblástica o granular. Los agregados presentan frecuentemente zonas de estrangulamiento en los que la plagioclasa recristaliza dinámicamente (Fig. 3.8f, g).

Mica blanca. Presenta dos tipos texturales: cristales aislados (Fig. 3.8h y 3.9a, b) y bandas de hasta 1 mm de anchura y varios mm de longitud, con las superficies de exfoliación aproximadamente paralelas al bandeo composicional. Las microestructuras más frecuentes incluyen pliegues o flexiones de las superficies de exfoliación, 'kink-bands' (Fig. 3.9a), peces de micas (Fig. 3.8h y 3.9b) y bandas de cizalla C' sintéticas y antitéticas.

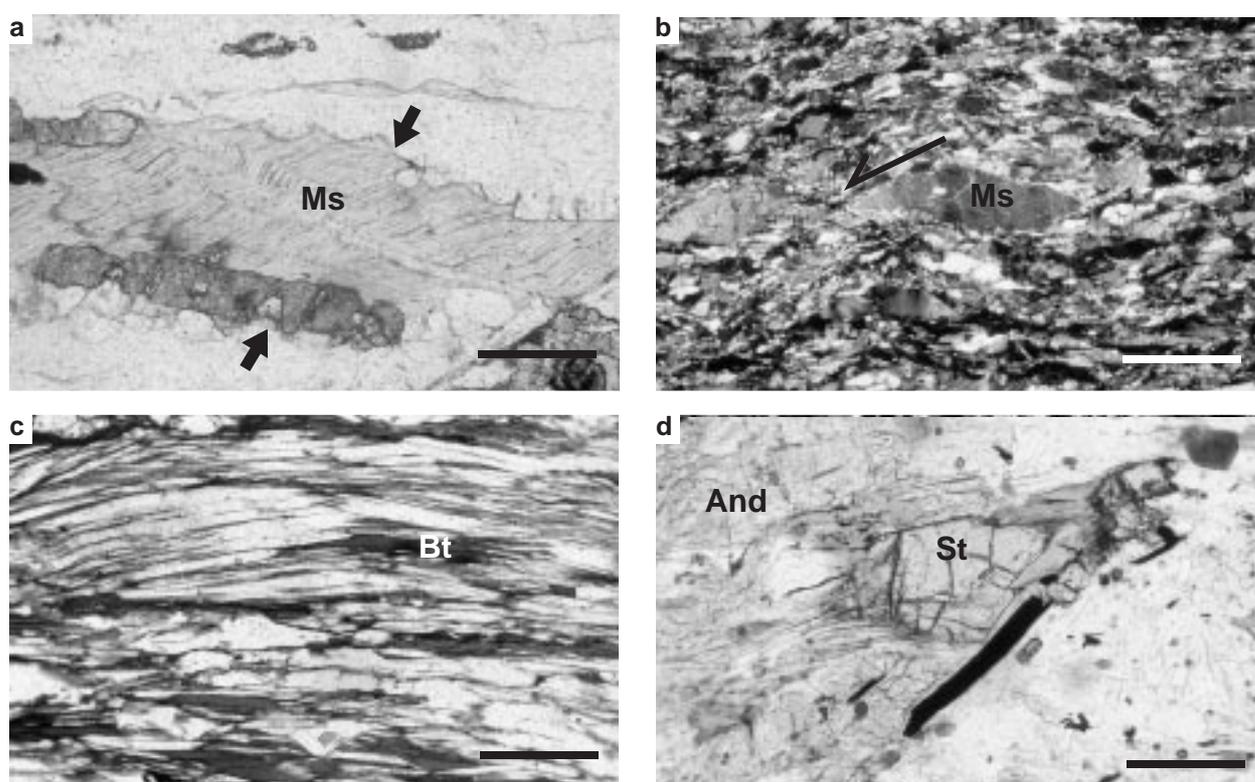


Figura 3.9. Microestructuras en mica blanca asociadas a la foliación principal en ortoneises félsicos de la UMT: a) 'kink bands' (slf032b); y b) pez de mica blanca en ortoneises félsicos (slf032b). Esquistos y micaesquistos del Autóctono Relativo: c) mica blanca con bordes de biotita definiendo la foliación principal (eo399); f) estaurrolita dentro de andalucita (eo398). La barra mide 50 μm en a, c y d y 200 μm en b.

grandes son subsféricos (ca. 1,4 por 1 mm) y presentan extinción ondulante, bandas de deformación, maclas mecánicas (afectando en ocasiones a varios granos) y subgranos (Fig. 3.8e, f). Los granos más pequeños son alargados y se encuentran agrupados formando largas bandas o cintas (aproximadamente 0,2 por 1 mm); en ellos se pueden observar las mismas microestructuras que en los granos grandes. Los cristales tienen una forma alargada (entre 320-160 μm y 160-80 μm) orientada con la foliación. En las bandas más delgadas el tamaño de la plagioclasa se reduce (80 por 40 μm) aunque se mantiene la relación entre largo/ancho, que sigue siendo aproximadamente de 2:1.

Zoisita/clinozoisita. Estos minerales del grupo de las epidotas se han encontrado en tres posiciones texturales: (i) en coronas alrededor de allanita, de origen primario ígneo, (ii) en agregados alargados con plagioclasa (albita) y (iii) pseudomorfizando fenocristales o blastos antiguos no identificados. Los agregados alargados de plagioclasa albítica y zoisita/clinozoisita proceden de la descomposición de la plagioclasa original, probablemente más rica en el término anortítico (ver metamorfismo de alta presión en el Ortoneis de Malpica-Borneiro en una sección anterior dentro de este capítulo). Como ya se indicó, estos agregados lenticulares están parcialmente

estirados y muestran numerosos estrangulamientos (Fig. 3.8f).

Microestructuras en el cuarzo

Las observaciones relativas al cuarzo han sido realizadas en ortoneises félsicos, esquistos (dos muestras y eclogitas (una muestra) para completar el análisis de texturas del apartado siguiente. Tres tipos asociaciones de cuarzo, dependiendo de la litología, han sido utilizados en las texturas: agregados policristalinos con formas lenticulares, en ortoneises félsicos; dominios cuarzosos alternando con micáceos, en esquistos; y granos aislados

grano desde rectos hasta poco definidos, generalmente irregulares. Evidencias de deformación interna, como extinción ondulante y aparición de subgranos, son bastante habituales. El grupo de granos tabulares incluye un amplio rango de morfologías. Se trata de granos ligeramente alargados, con formas tabulares y bordes de grano netos pero muy irregulares, en ocasiones lobulados. No muestran deformación interna, aunque puede aparecer extinción ondulante.

El tercer grupo, de granos poligonales (*p*), se caracteriza por su forma, por los bordes de grano rectos y netos y por la ausencia de deformación interna.

El último grupo, de granos subelípticos, incluye

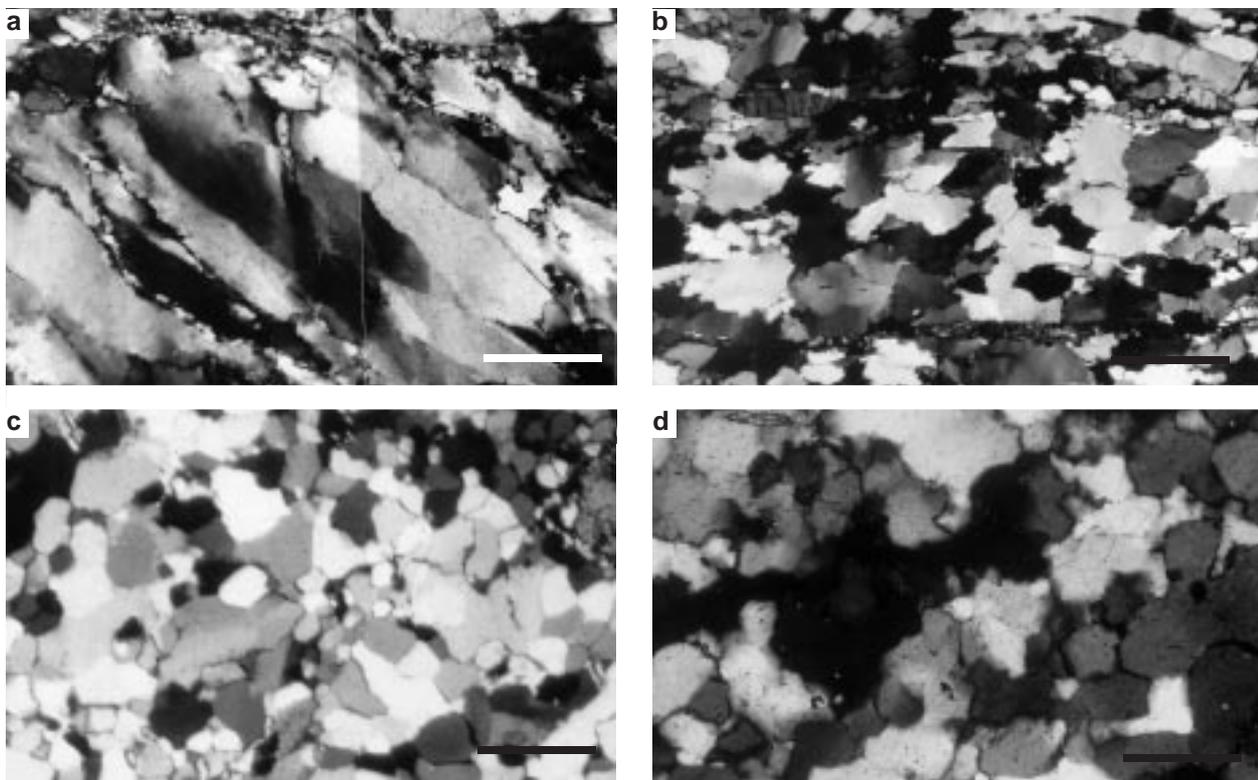


Figura 3.10. Tipos de granos de cuarzo: a) acintados (a, 'ribbon', slf032b), b) tabulares (t, slf162), c) poligonales (p, slf112) y subelípticos (e, slf077). La barra mide 50 μm en a) y d), 312,5 en b) y 156 μm en c).

en la muestra de eclogita (en este caso el contenido en cuarzo es menor del 30%).

De las muestras estudiadas (descritas por separado en *Anexos*) y atendiendo a las características morfológicas de los granos, se pueden distinguir: granos acintados o 'ribbons' (*a*), granos tabulares (*t*), granos poligonales (*p*) y granos subelípticos (*e*) (Fig. 3.10). Debido a la heterogeneidad de estos rasgos se podrían diferenciar tipos intermedios entre los citados. Los granos acintados son bastante comunes en ortoneises, presentan un hábito variablemente alargado (ratios desde 2:1 hasta >4), muestran geometrías romboidales o 'ribbon' y bordes de

granos con formas esféricas a elípticas y bordes de grano habitualmente, pero no siempre, de bajo ángulo (en este caso relacionados con granos mayores de tipo *a* o tipo *t*).

De acuerdo con los tamaños relativos y con las relaciones con otros tipos de granos se pueden asignar otras propiedades a estos grupos. Los granos acintados y tabulares son normalmente los de mayor tamaño en sus respectivas muestras y llevan asociados en límites de grano transicionales granos de tipo *e*. Por tanto, los granos de tipo *a* y *t* pueden ser considerados como granos viejos (bordes de grano de alto ángulo entre ellos), mientras que los granos tipo *e* son granos nuevos. La relación de tamaños

se mantienen entre estos grupos, a pesar de que los tamaños absolutos no lo hacen (que dependen de las velocidades de deformación y de los procesos de recristalización operantes). Los granos de tipo *p* son normalmente equigranulares y tienen un tamaño absoluto muy variable. Estos granos están influenciados por recristalizaciones tardías, aunque pueden preservar texturas formadas con anterioridad (p.ej., slf086_1b). Los tipos *a* y *t* no son compatibles, aunque son posibles subtipos intermedios.

influir sensiblemente el modelo de textura, aunque en este caso el bajo contenido en cuarzo (por debajo del 30%), puede haber sido determinante. Las texturas en esquistos y ortoneises no muestran diferencias. De igual forma, los tipos de grano dominantes en cada muestra no modifican el tipo de textura; los granos *a* y *t* muestran las texturas mejor desarrolladas. Esto sugiere que las características morfológicas de los granos sólo son representativas de las etapas finales en la evolución

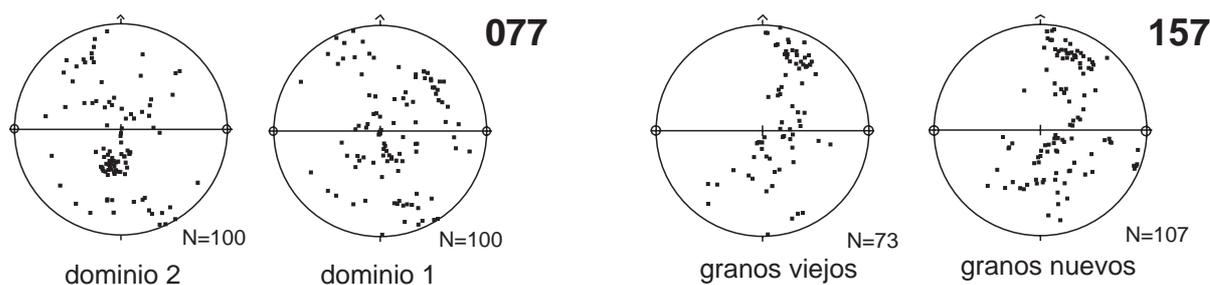


Figura 3.11. Los procesos de recristalización simultáneos a la deformación plástica del agregado producen una dispersión de los ejes en las texturas de cuarzo. Los granos nuevos se observan a partir de un cierto ángulo con el grano huésped. En la muestra 077 se han medido dentro de un agregado dos dominios que se diferencian por el porcentaje de granos nuevos. En la muestra 157 se han proyectado dos tipos de granos. En ambos casos, las texturas conservan la misma geometría, aunque en el caso de las zonas con mayor recristalización las guirnaldas son más tenues.

El tipo *a* está presente en las muestras slf011, 031, 032a, 032b, 216b y 123; el tipo *t* en 027, 086_1b, 144, 157, 162 y 179; y el tipo *p* en 112 y 134. Granos subelípticos se pueden encontrar de la foliación interna en cantidades variables en muestras donde granos de tipo *a* y *t* están presentes (en la muestra slf077 constituyen la matriz).

Texturas de cuarzo

En el análisis de las texturas de cuarzo se ha utilizado la orientación de la guirnalda cruzada para evaluar el sistema estructural de referencia elegido (foliación y lineación principal), ya que ésta se dispone perpendicularmente a la dirección de máxima elongación, X (p.ej., Lister y Hobbs, 1980; Wenk *et al.*, 1989).

Predominan las guirnaldas cruzadas de tipo I en las muestras slf027, 077, 086_1b, 032b, 157 y 216b y de tipo II en las muestras slf179, 123, 011, 112 y 144 sobre cualquier otro tipo de textura (Fig. 3.12). Alguna de estas guirnaldas, en la muestra 032a, presenta una ligera tendencia a guirnalda cruzada doble. En dos casos, la posición de la guirnalda cruzada no es coherente con la orientación de la lineación principal utilizada de referencia: en la muestra slf123, donde la fábrica es planar y la orientación de la lineación regional fue escogida como referencia; y en la muestra slf112 donde la fábrica lineal de un ortoneis de grano grueso no corresponde con la dirección de máxima elongación en la textura de cuarzo.

Solamente en la muestra slf134 la litología parece

microestructural, no necesariamente relacionadas con la deformación sino con los procesos de recristalización. En este sentido se puede establecer una secuencia de formas de granos desde los tipos *a* hasta los tipos *t* y posteriormente *p*. Los granos *e* representarían los granos formados durante la recristalización dinámica, mientras que los granos *p* se formarían durante la recristalización estática (Fig. 3.11). En general esto significa que las texturas mejor desarrolladas se presentan en el primer caso, salvo que el flujo superplástico fuera predominante, mientras que en el segundo caso sería previsible una dispersión general de la orientación previa (Wenk, 1994). Sin embargo, los procesos de recristalización en las muestras slf112 y 086_1b, donde los granos *p* son predominantes, no alteran la textura previa y éstas muestran una guirnalda cruzada sencilla (Fig. 3.12).

Más información sobre la cinemática, el régimen de flujo y los procesos de deformación durante el desarrollo de la fábrica principal puede ser obtenidos de las texturas de cuarzo, pero serán tratadas en la *Discusión* con el resto de datos.

Evolución textural en un porfiroclasto tipo delta. En la lámina 032a, perpendicular a la lineación de estiramiento, se eligió para el análisis textural un agregado con una relación longitud/anchura de 4:1. La geometría es la de un porfiroclasto tipo *delta* (Simpson y Schmid, 1983; Passchier y Trouw, 1996) con un manto de recristalización que rodea un núcleo de granos viejos de cuarzo más grandes (Fig. 3.13). Las colas aparecen ligeramente aplastadas por

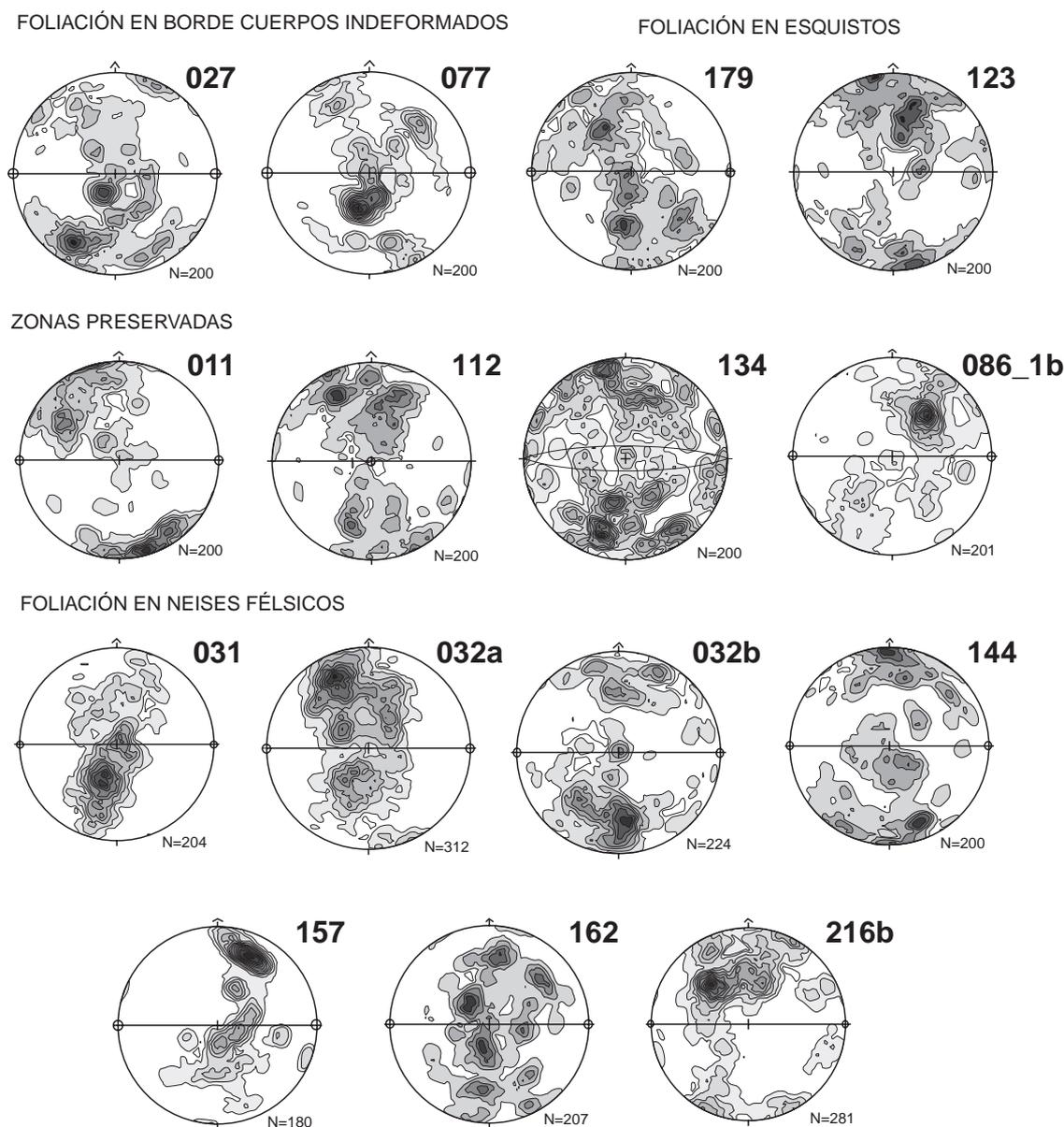


Figura 3.12. Orientación cristalográfica preferente (OCP) en agregados policristalinos de cuarzo definiendo la foliación principal en ortoneises félsicos, esquistos y metabasitas de la UMT. Los valores de los contornos se encuentran en las figuras correspondientes a cada muestra, en los *Anexos*.

sendas bandas de cizalla C' sintéticas con una cinemática dextrógira general indicada por la distribución de las colas en torno al núcleo menos deformado. Existen dos cristales grandes en el centro del agregado, uno de los cuales está orientado favorablemente para el desarrollo de subjunetas a partir de fenómenos de extinción ondulante y formación de subgranos, que indican un aplastamiento vertical. En general los bordes entre los granos son irregulares pero bastante nítidos a pesar de la recrystalización dinámica en estas zonas.

Los ejes c se distribuyen en una guirnalda cruzada de tipo II a doble (ζ ?) perpendicular a la lineación, que

presenta máximos en el subhemisferio superior.

El análisis de la textura se ha realizado desde dos puntos de vista distintos: primero separando los máximos en la fábrica y localizándolos en el dibujo de los granos para observar la geometría de éstos últimos y en segundo lugar a partir de microestructuras en la lámina para ver que texturas mostraban. Siguiendo el primer análisis, el grupo direccional en I corresponde a los granos viejos situados en el centro del agregado, interpretable como el registro más antiguo de deformación plástica intracristalina, mientras que los granos que dan lugar al grupo II predominan en las zonas de las colas. Los granos

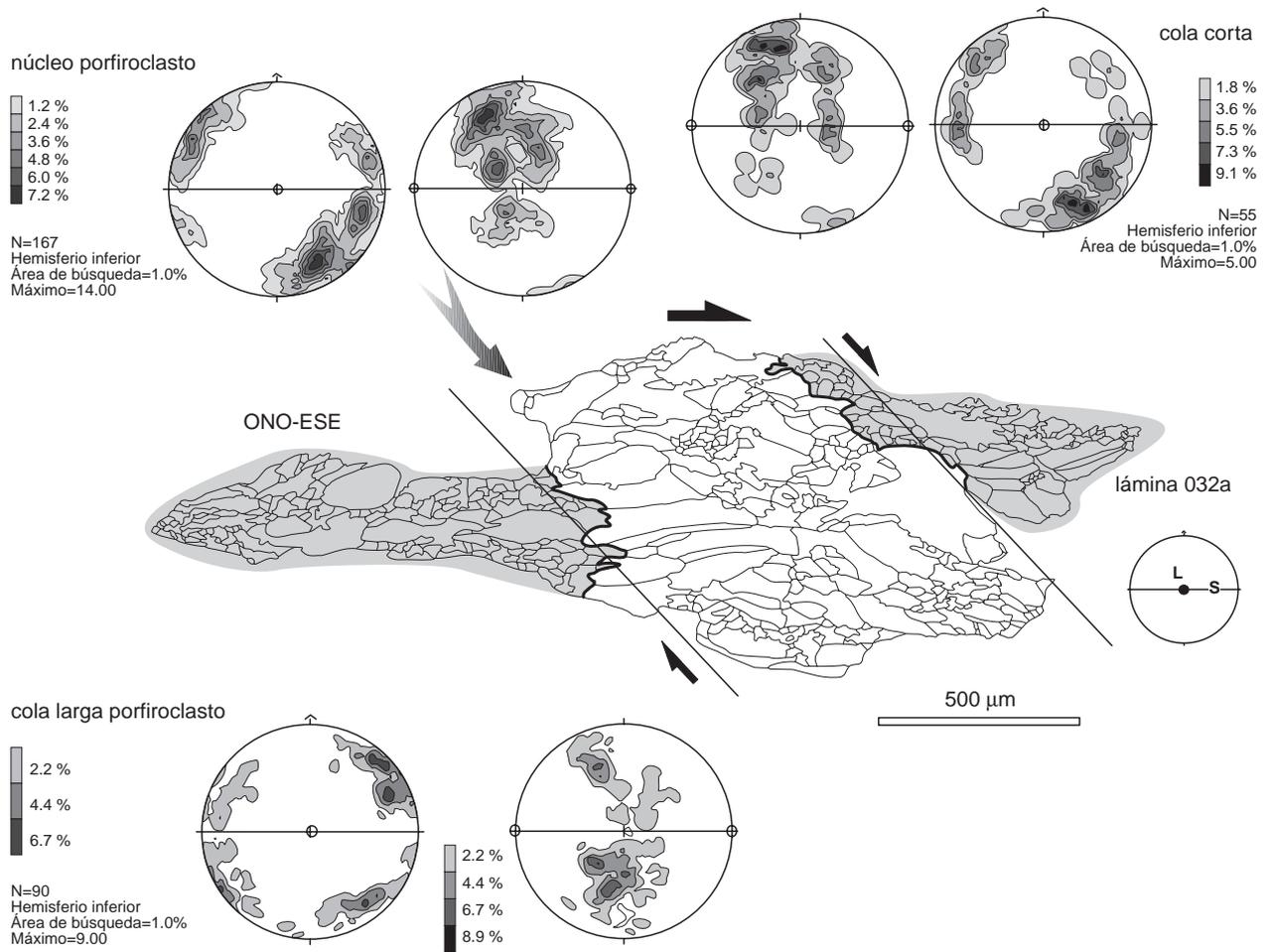


Figura 3.13. Evolución textural en un porfiroclasto tipo delta en una sección perpendicular a la lineación de estiramiento (slf032a). Se han proyectado por separado las medidas correspondientes al núcleo más resistente y deformado en el que predominan los granos viejos, frente Las colas aparecen aplastadas por cizallas C' antitéticas con la geometría dextrógira del sistema tipo delta (explicación en el texto).

que situados en la posición IIIs (>III_d) no muestran, como los anteriores, una disposición ordenada en el agregado. En cuanto al análisis a partir de microestructuras se han realizado proyecciones separadas de las colas y del centro del porfiroclasto (en la Fig. 3.13) para observar la transición de las texturas del núcleo a las colas. La textura en la cola larga es bastante simétrica, mostrando una guirnalda cruzada de tipo II; en el núcleo del porfiroclasto se produce una concentración de medidas en el subhemisferio superior, manteniendo la guirnalda cruzada de tipo II centrada. Finalmente, en la cola corta, la separación de los brazos de la guirnalda anterior da lugar a una guirnalda cruzada doble, manteniendo mayor intensidad de medidas en el subhemisferio superior.

Características generales de la foliación en las rocas del Autóctono Relativo

La foliación generalizada que presentan estas rocas es paralela a los contactos litológicos. Dada la naturaleza

de las rocas predominantes en las secciones analizadas de esta unidad tectónica, esquistos moscovíticos con abundante cuarzo (Esquistos de Riás), la foliación está definida por una esquistosidad en dominios en la que se orientan preferentemente filosilicatos en los dominios micáceos, y cuarzo y micas en los cuarzosos. A escala de afloramiento aparecen venas de cuarzo de exudación plegadas isoclinalmente con la foliación de plano axial. Cabe esperar un origen tectónico para este bandeo en dominios y es necesario suponer la existencia de una foliación penetrativa previa, que podría ser sedimentaria (Llana Fúnez, 1997).

En relación con la foliación principal, fundamentalmente planar, se observa una lineación definida por agregados alargados de cuarzo en rocas cuarzosas y por la orientación dimensional de biotitas en esquistos. Esta lineación es coherente con la que muestran las rocas de la UMT, y es paralela igualmente a los ejes de pliegues asimétricos cerrados y a los ejes de las lentes de cuarzo. No son abundantes los blastos de granate en

relación con la foliación tectónica principal ni se han descrito blastos de plagioclasa con inclusiones.

La foliación principal está definida por mica blanca (Fig. 3.9c). En aparente equilibrio con esta mica, esto es, mostrando contactos limpios y netos, se encuentran granate y estaurolita. Posteriormente aparecen biotita, turmalina y andalucita, los cuales también se orientan con la foliación, pero tienen un carácter tardío, relacionado probablemente con el metamorfismo regional térmico asociado a la intrusión de granitos de dos micas. La andalucita incluye estaurolita (Fig. 3.9d). En la sección de la playa de Riás los granitos son alóctonos, pero en localidades más meridionales dentro de la zona de estudio, el frente de

034b existe una fuerte recrystalización que afecta a toda la roca. Los granos nuevos muestran orientación de formas e indican la recrystalización dinámica del agregado simultánea a la deformación. Los bordes de los granos están muy difuminados y son generalmente graduales. En el caso de la muestra 204 el porcentaje de recrystalización es muy bajo, los bordes de los granos son en este caso nítidos y existen fenómenos de estrangulamiento, que pueden indicar la formación de nuevos granos por migración de bordes de grano. En ninguno de los dos casos se puede establecer la relación entre granos viejos y nuevos para poder determinar por qué mecanismo se forman los nuevos granos (en 033 no existen apenas granos viejos y en 204

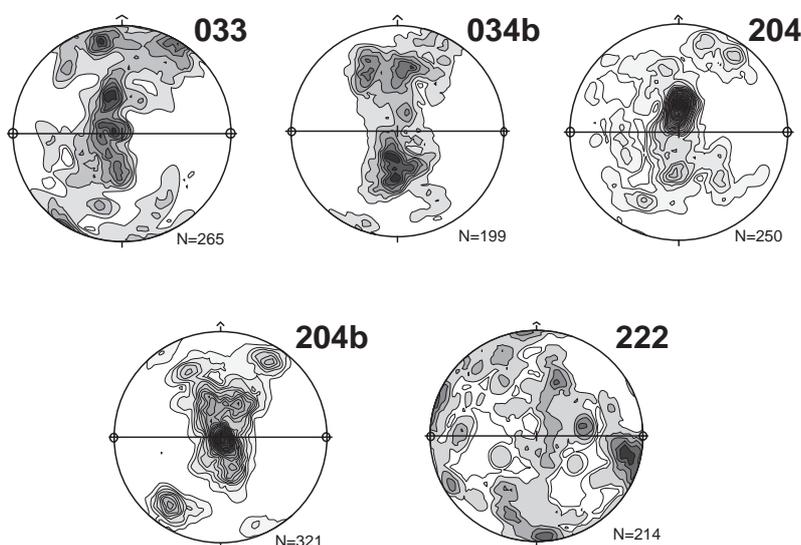


Figura 3.14. Texturas de cuarzo en agregados policristalinos (dominios cuarzosos) que definen la foliación principal en las cuarcitas de la parte superior del AR. Los valores de los contornos se encuentran en las figuras correspondientes a cada muestra, en los *Anexos*.

migmatización alcanza la actual superficie de afloramiento y se encuentran variablemente sillimanita, cordierita, moscovita, feldespato potásico y texturas migmatíticas en rocas esquistosas equivalentes a los Esquistos de Riás del AR.

Análisis textural de la foliación milonítica en cuarcitas (AR)

Microestructuras en el cuarzo

Las características microestructurales del cuarzo en el nivel de cuarcitas muestreado son muy variables debido fundamentalmente al carácter heterogéneo de la deformación y a la influencia térmica (recrystalización estática) de la intrusión de granitos de dos micas en materiales del Autóctono Relativo. En las muestras 033 y

los granos nuevos son muy pequeños para medirlos por microscopía óptica convencional). En la última muestra, slf222, la fuerte recrystalización relacionada con las intrusiones graníticas destruye las microestructuras relacionadas con la deformación previa; los granos son poligonales y muestran una distribución de tamaños uniforme (no es bimodal).

Texturas de cuarzo

Con excepción de la muestra 222, con una orientación cristalográfica muy pobre (probablemente debido a la recrystalización tardía), todas las fábricas muestran una guirnalda cruzada de tipo I centrada con respecto al sistema de referencia estructural elegido, la foliación milonítica y la lineación de estiramiento (Fig. 3.14). Los máximos se disponen en posiciones I, IIh>IIf y en III. En el caso de la

muestra 222 uno de los máximos, el principal, se concentra en torno a la posición de la lineación de estiramiento, L (Fig. 3.14).

Análisis textural de pliegues asociados a la foliación milonítica. Próximo a la zona de cizalla basal de la UMT se muestreó en la playa de Tanxil el mismo nivel de cuarcitas de la playa de Riás. En este caso se hicieron cortes paralela y perpendicularmente a la lineación de estiramiento y a los ejes de los pliegues de escala decimétrica. En uno de los micropliegues asociados se realizaron medidas de ejes *c* en una sección perpendicular al eje y a la lineación (slf204b), con el fin de observar las diferencias de las texturas entre ambos flancos y de su relación con la sección paralela a la lineación (slf204).

La microestructura está representada en la figura 3.15, en la que se diferencian tres dominios por su posición con respecto al pliegue: dos flancos largos (delgado y ancho) y un flanco corto. Como sistema de referencia estructural se ha elegido la posición del plano axial y del eje del pliegue. En los tres dominios, las fábricas muestran consistencia con este sistema de referencia (simetría externa), aunque existen diferencias sustanciales entre las tres, ya que ninguna de ellas muestra la misma geometría. Deshaciendo el pliegue (Fig. 3.15b) se aprecia que la distribución asimétrica de los máximos es opuesta en el flanco corto con respecto a los flancos largos, no ocurriendo esto cuando se observan las texturas sin rotar (a, en la Fig. 3.15). Esto sugiere que las texturas se equilibran con posterioridad a la formación del pliegue.

Entre los flancos corto y largo se observa una asimetría, perpendicular al eje, que es opuesta (hay que considerar la posición de la foliación en cada flanco). Los máximos predominan en el subhemisferio superior y son además dominantes en el flanco largo, mientras que en el flanco inferior ocurre lo contrario.

La proyección conjunta de ambos flancos (Fig. 3.14) muestra una guirnalda cruzada de tipo II sin asimetría externa con respecto al sistema de referencia (plano axial y eje), aunque sí aparece un brazo más desarrollado que el otro.

EMPLAZAMIENTO DE LA UMT SOBRE LOS MATERIALES DEL AUTÓCTONO RELATIVO

La UMT se encuentra situada estructuralmente por encima de las rocas del Autóctono Relativo mediante un contacto de carácter mecánico, la zona de cizalla basal (ver corte geológico de Malpica en *Mapas y Cortes Geológicos*). Tanto en el bloque superior como en el inferior la foliación principal de las rocas se paraleliza con el contacto mecánico. Además existe una disminución progresiva del tamaño de grano en las rocas de ambos bloques hacia la zona de cizalla. Existen estructuras menores asociadas a la zona de cizalla basal en el bloque

superior, en general de carácter tardío que pueden interpretarse como resultado de los movimientos finales de acomodación del cabalgamiento.

En el bloque inferior aparecen lentes de cuarzo plegadas y estiradas formando 'boudins' (pliegues desenraizados), rodeadas por la foliación milonítica. Estas estructuras pueden ser consideradas como estructuras previas; no obstante, estos cuerpos lenticulares no aportan ningún tipo de información sobre la disposición geométrica previa de las rocas ni sobre la cinemática del emplazamiento.

La zona de cizalla basal, que se extiende a lo largo del gran parte del contacto oriental de la UMT, ha sido interpretada por varios autores como un cabalgamiento (Ortega y Gil Iburguchi, 1983; González Lodeiro *et al.*, 1984; Gil Iburguchi y Ortega, 1985), sobre el que se superponen posteriormente otras estructuras.. En la presente memoria se apoya esta hipótesis. Este cabalgamiento se dispone en rellano con respecto a los bloques cabalgado y cabalgante; no obstante, existen en el bloque superior varias repeticiones de unidades que se acuñan hacia la zona de cizalla basal en el área situada en torno al embalse de Fervenza, que se interpretan en relación con cabalgamientos menores. Las rocas en estas unidades, fundamentalmente Ortoneises de Malpica-Borneiro, están muy deformadas y muestran una foliación milonítica generalizada. Desafortunadamente no existen criterios suficientes para establecer con precisión la cinemática de estos cabalgamientos menores, por lo que se han identificado e interpretado sobre la base de criterios geométricos o cartográficos.

La zona de cizalla basal de la UMT

Los términos inferiores de la UMT muestran hacia el E una progresiva reducción en el tamaño de grano de las rocas a través de una zona de cizalla de aproximadamente 200 m que coincide con una filonitización en las rocas esquistosas del Autóctono Relativo. Esta disminución progresiva del tamaño de grano se debe fundamentalmente a la recrystalización dinámica de micas y cuarzo durante la deformación, no ocurriendo con los feldespatos (en las rocas de la UMT). Esta recrystalización dinámica se ve acompañada por fenómenos de difusión, como la disolución por presión en los blastos de plagioclasa (en los esquistos y paraneises de la UMT, Fig. 3.18a) y también en las micas (concentración de opacos). Este aumento progresivo de la deformación se puede observar en las localidades de Limideiro, Banza, N Noia, Fruime y en la playa de Tanxil, en Rianxo (Fig. 3.16). En la playa de Riás la zona de cizalla se ve parcialmente enmascarada por la existencia de juegos en dirección levógiros, de los que se hablará más adelante (Falla de Riás). Frecuentemente en estas bandas miloníticas intruyen cuerpos pegmatoides que pueden registrar los últimos

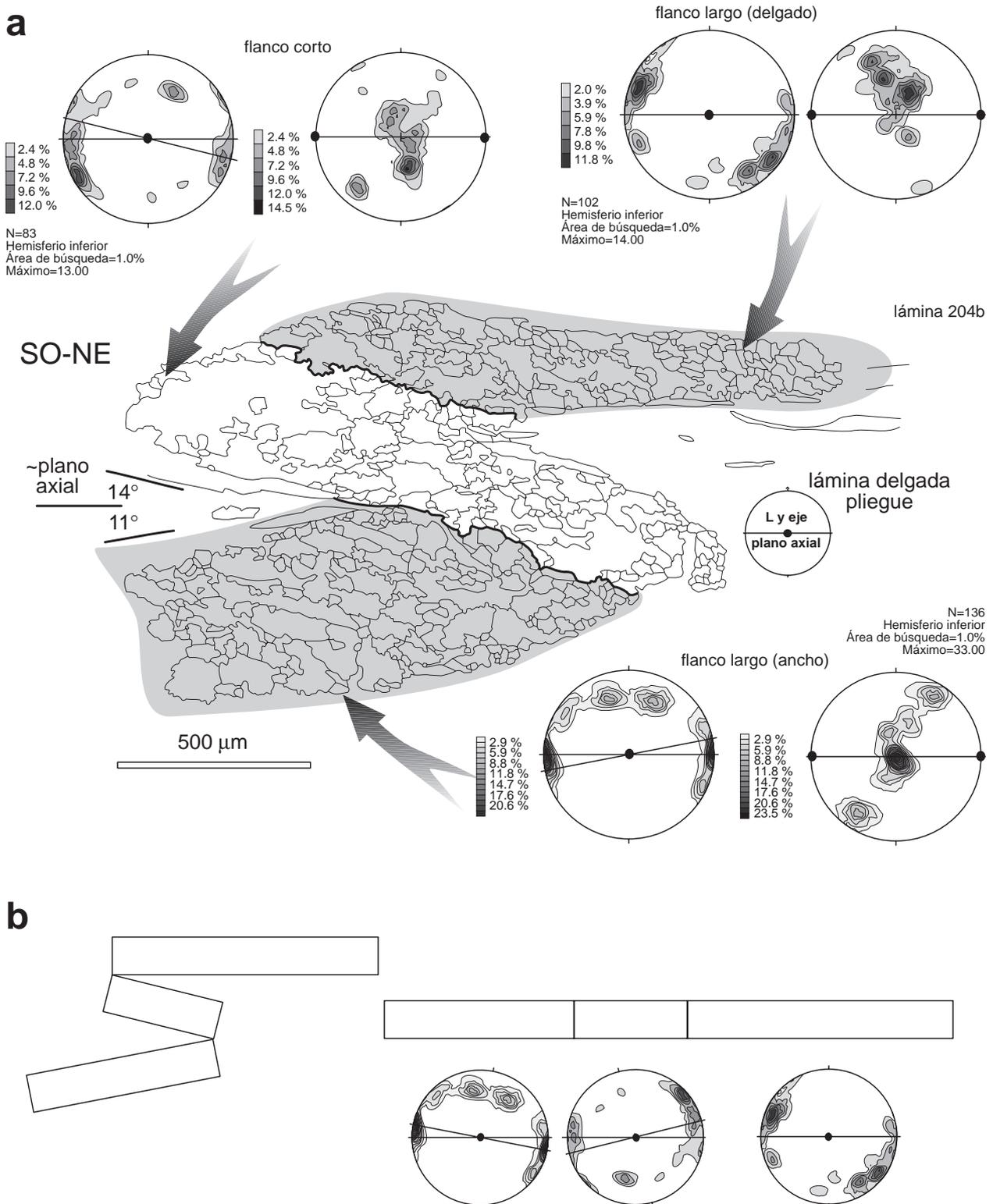


Figura 3.15. Texturas de cuarzo en una sección perpendicular al eje de los pliegues en la playa de Rianxo (lam 204b). En a) se han proyectado por separado las medidas de ejes c de cuarzo de los flancos largo y corto para observar la transición en las texturas (explicación en el texto). En b) se deshace el pliegue para observar la geometría de las texturas si el pliegue fuera posterior. La proyección completa de todas las medidas se halla en la Fig. 3.14.

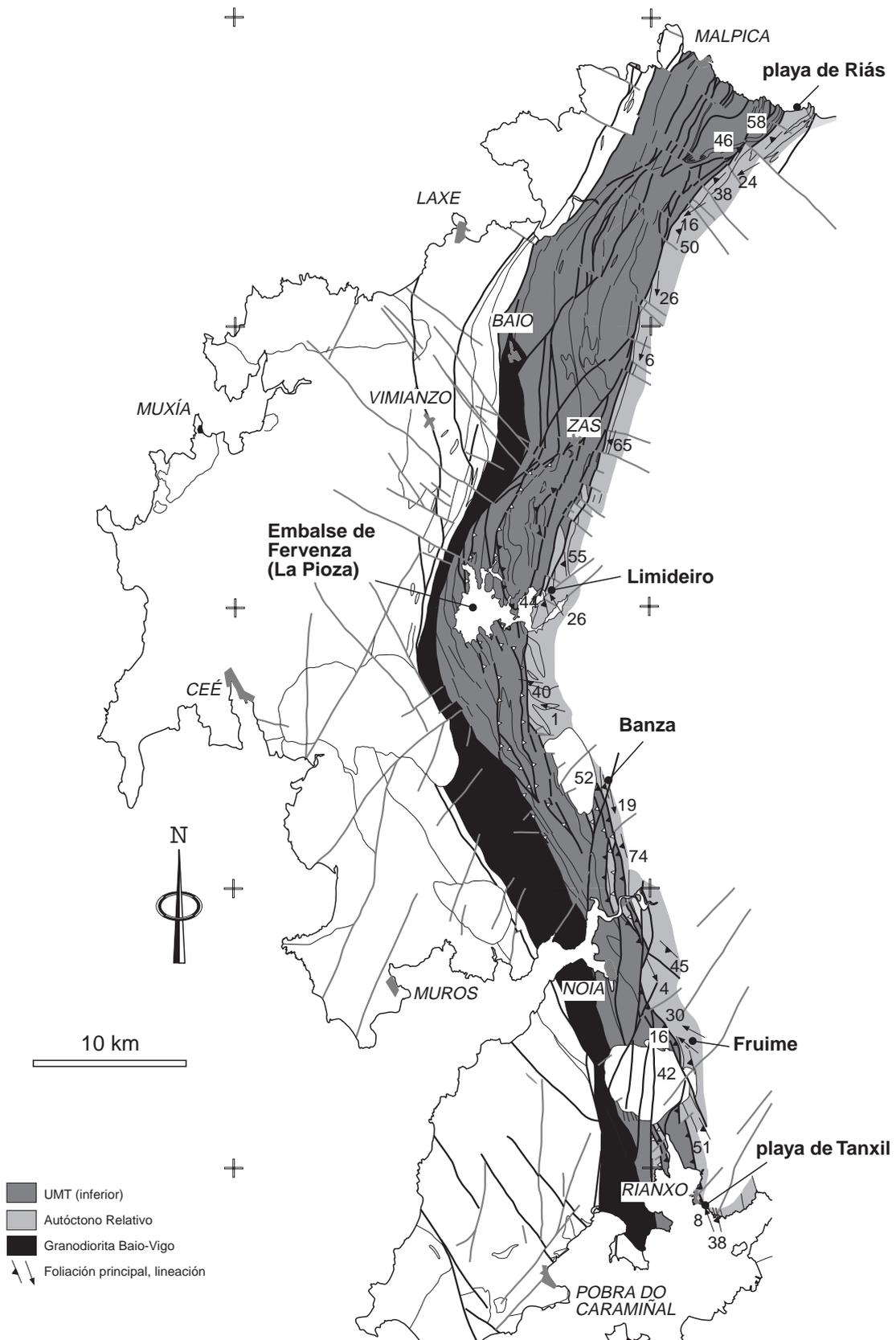


Figura 3.16. Principales localidades del contacto oriental de la UMT donde se conserva relativamente poco modificada la zona de cizalla basal de la UMT. Se indica en cada caso la posición de la foliación y lineación en las rocas del Autóctono Relativo.

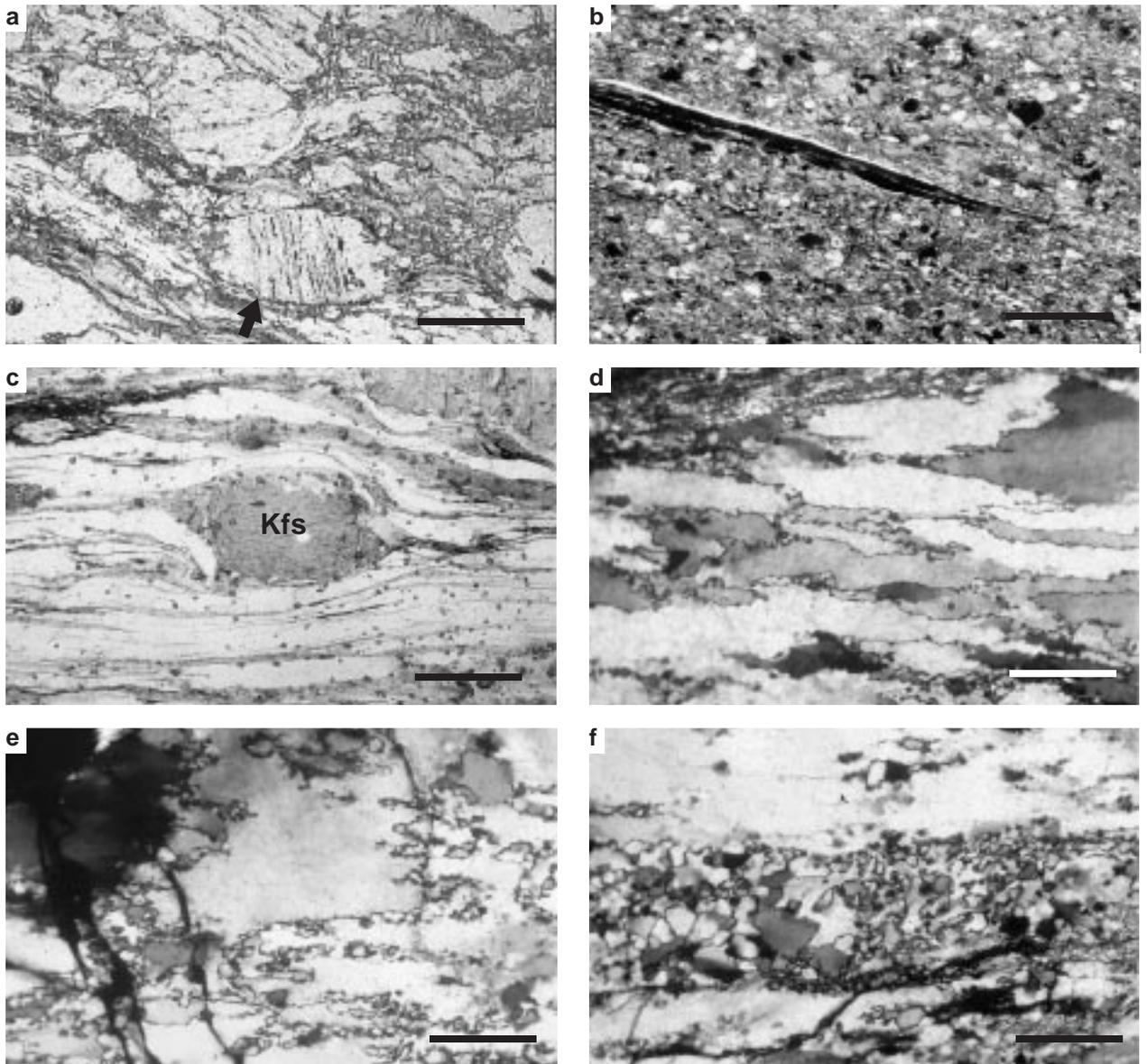


Figura 3.18. Microestructuras de la zona de cizalla basal: a) disolución por presión en los bordes de los blastos de plagioclasa (con inclusiones de materia orgánica) asociada a la deformación de la zona de cizalla basal (slf116, playa de Riás); c) porfiroclasto de feldespato potásico con sombras de presión de feldespato potásico y pliegues en el bandeado néisico (granito intruyendo en el contacto, slf177a); d) granos de cuarzo acintados con bordes irregulares nítidos (slf141); e) dominio N en la lámina 141 constituido por cuarzos acintados en proceso de recrystalización (slf141); f) banda de recrystalización en la lámina 141, correspondiente al dominio O. La barra de escala mide 312,5 μm en a) y b), 200 μm en c) y 50 μm en d), e) y f).

progresiva filonitización de los esquistos con una reducción progresiva del tamaño de grano de las micas.

En la zona de contacto entre paraneises milonitizados y filonitas del AR es habitual la presencia de cuerpos intrusivos de pegmatoides y granitoides. En Limideiro (al E del embalse de Fervenza), uno de los mejores afloramientos de este contacto, se recogieron muestras para análisis de fábricas de cuarzo en un granito extremadamente deformado (slf141, 173, 175, 176, 177, 178). Presenta una fábrica planar a planolinear con una lineación bien desarrollada a escala de afloramiento

definida por el estiramiento de agregados policristalinos de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. La lineación muestra cierta oblicuidad con respecto a la directriz estructural local y se interpreta en relación al movimiento de la zona de cizalla basal. A pesar del aspecto acintado de la foliación, que recuerda al que muestran los ortoneises dentro de la UMT, destaca la abundancia de cristales heredados de feldespato potásico (Fig. 3.18c), que dan lugar a largas sombras de presión, y la sericitización de la plagioclasa. Los cristales de feldespato potásico muestran un aspecto redondeado, con escasa deformación interna y

sin el desarrollo de grandes mantos de recristalización en torno a los fenocristales (Fig. 3.18c); esto parece indicar un predominio de los fenómenos de difusión en lugar de los de plasticidad intracristalina. En cuanto a la plagioclasa, ésta aparece en agregados lenticulares sericiticos con un alargamiento similar o menor que los agregados de cuarzo. Se asume que la sericitización es simultánea o posterior a la deformación de la plagioclasa en los agregados. Por último, el cuarzo se presenta en agregados policristalinos alargados definiendo un bandeado neísico con los agregados de plagioclasa sericitizada. Las bandas de recristalización dinámica de cuarzo en granos nuevos subredondeados son abundantes dentro de los agregados. Estos nuevos granos se desarrollan preferentemente por migración de bordes de grano (Fig. 3.18e) y de forma subordinada por rotación de bordes de grano (Fig. 3.18f).

de cuarzo. Dentro del mismo se han diferenciado tres dominios en función de las características microestructurales: M y O son dominios en zonas de sombra, situados en los laterales de un gran porfiroclasto de cuarzo que aparece débilmente deformado (muy resistente a la deformación, probablemente por su orientación cristalográfica frente al sistema de esfuerzos); N es un dominio anexo a uno de los anteriores, pero alejado quizá de la influencia del porfiroclasto (ver dibujo de los granos en la Fig. 3.20) y que está formado a su vez por grandes cristales viejos acintados afectados por un manto de recristalización. Los tres han dado resultados distintos, aunque en la proyección general predomina el dominio N correspondiente a los cristales acintados viejos de grano grueso. Por dominios son claras las diferencias en las geometrías de las fábricas: N muestra los máximos en

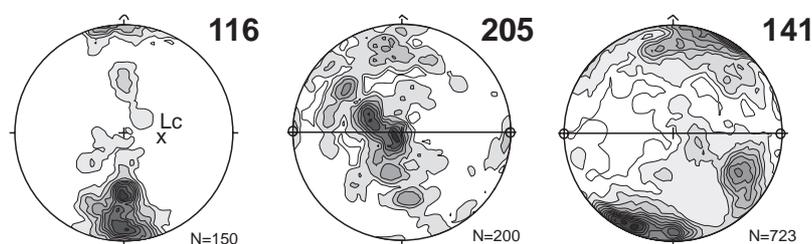


Figura 3.19. Texturas de cuarzo en la zona de cizalla basal de la UMT. Las muestras 116 y 205 son esquistos plagioclásicos pertenecientes a la UMT, mientras que la muestra 141 es un granitoide milonitizado en la zona de cizalla. En los tres casos se han medido agregados policristalinos, muy alargados, que definen la foliación. Los valores de los contornos se encuentran en las figuras correspondientes a cada muestra, en los Anexos.

Se conservan cristales viejos con subgranos y extinción ondulante, más resistentes a la deformación que las zonas limpias. Finalmente, se aprecia la existencia de bandas con cristales acintados de cuarzo entrelazados con bordes de grano ondulados pero nítidos y con escaso desarrollo de nuevos granos en las zonas de borde (Fig. 3.18d). No se forman epidotas ni granate como en el caso del metamorfismo de alta presión que afectó a la plagioclasa en los ortoneises félsicos de la UMT.

Texturas de cuarzo

Se han analizado tres muestras procedentes de la zona de cizalla basal: las texturas de cuarzo se caracterizan por presentar guirnalda cruzada sencilla (slf116), de tipo II (slf205) y una guirnalda más compleja con máximos en posición periférica en círculos menores (slf141) (Fig. 3.19). Las muestras slf116 y 205 proceden de rocas de la UMT y muestran un rasgo que puede ser interpretado como heredado: una distribución de máximos desigual en un subhemisferio con respecto al otro.

La muestra slf141 es algo más compleja y procede de una granito de dos micas dentro de la zona de cizalla. Las medidas se han realizado en un agregado policristalino

posiciones similares a la proyección total y domina la fábrica, sin embargo M y O son distintas, incluso entre ellas.

La proyección conjunta de todas las medidas muestra una guirnalda cruzada de tipo I-II incompleta en su parte central. Existe un predominio de los máximos en los extremos de los brazos, especialmente en la posición III_d, aunque también hay máximos en torno a I, desplazado del centro, y un máximo en una posición oblicua intermedia entre L y II_f (granos del dominio O en Fig. 3.20).

Estructuras desarrolladas en el bloque superior (UMT)

Al O de la zona de cizalla basal se han encontrado diversas estructuras que indican un transporte tectónico según una dirección aproximadamente E-O. Las estructuras que se describirán a continuación se han observado en la sección costera entre los Molinos de Ceán y la playa de Riás (Fig. 3.21): (i) el pliegue acostado de Pazos, que se desarrolla sobre las rocas de la secuencia superior de la UMT; (ii) cizallas subhorizontales que producen un movimiento del bloque superior hacia el E; (iii) pliegues cerrados asimétricos vergentes al E, los cuales producen interferencias tipo 3 de Ramsay (1967) con el pliegue

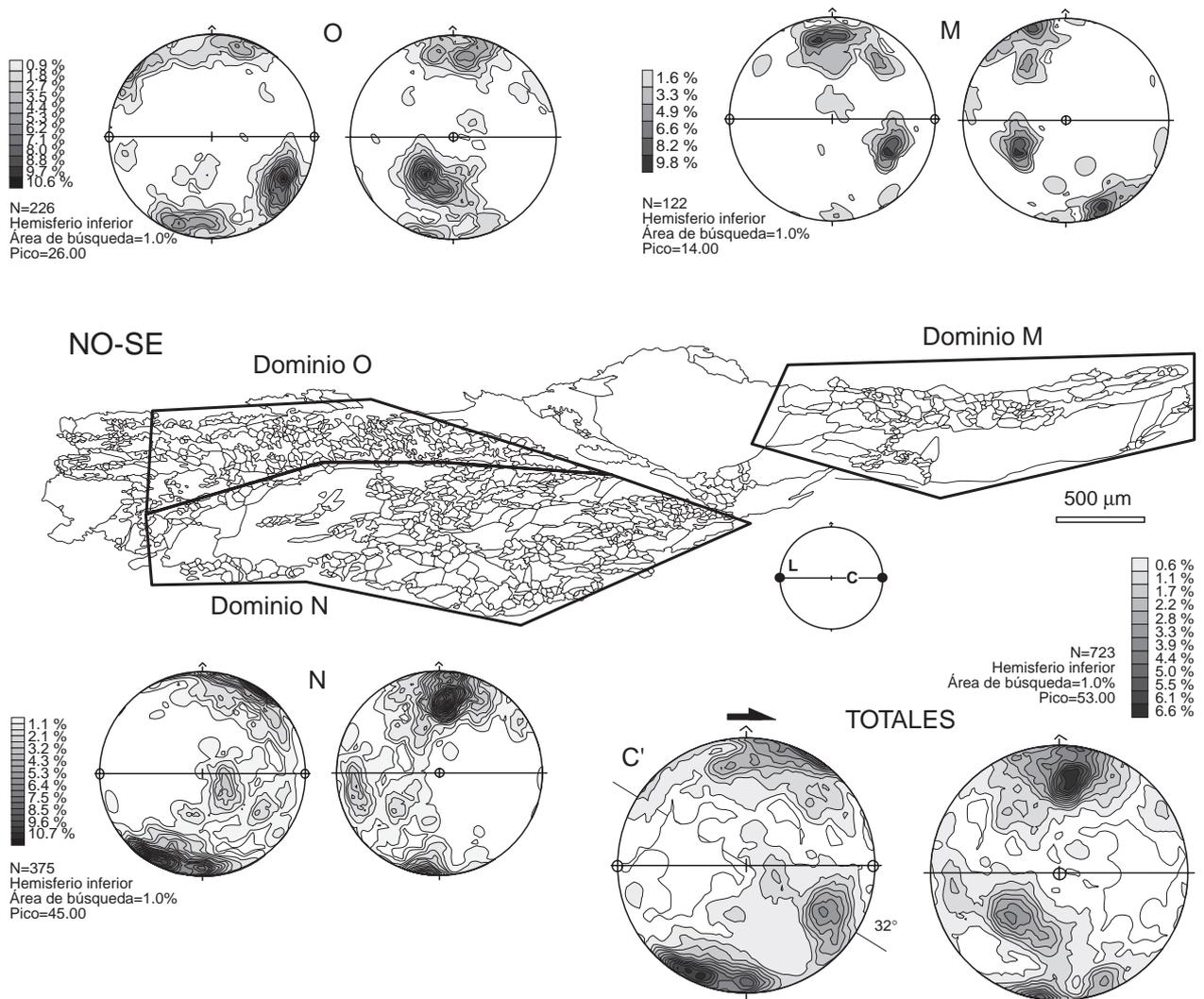


Figura 3.20. Fábrica de cuarzo procedente de un granito neisificado (posiblemente de dos micas) en la Cizalla Basal de la UMT. En la sección medida (lámina 141), paralela a la lineación de estiramiento, se aprecia una guirnalda cruzada de tipo II con máximos en posición III'd en uno de los brazos. Indica un movimiento de techo hacia el SE. Se ha realizado un análisis por zonas en el agregado de cuarzo medido en función de las características microestructurales de los dominios. Cabe destacar el predominio de N sobre M y O y la diferencia de las fábricas en M y O, ambas en sombras de presión de un porfiroclasto.

acostado; y (iv) fallas normales tendidas que hunden el bloque superior hacia el O.

Todas estas estructuras parecen guardar una relación genética tardía con la zona de cizalla basal mediante la cual se emplaza la UMT sobre las rocas del Autóctono Relativo.

Pliegue acostado de Pazos

La existencia de este pliegue (Fig. 3.21) se deduce de la distribución de ortoneises, anfíbolitas y esquistos en el corte de la costa entre los Molinos de Ceán y la playa de Riás y se apoya en la cartografía de interior, a partir de la cual que se establece el cierre periclinal del mismo en la localidad de Pazos, de acuerdo con las cartografías previas

existentes (Alonso y González, 1982; Ortega y Gil Iburguchi, 1983). El pliegue dobla la foliación tectónica generalizada que presentan los tres tipos litológicos presentes, ortoneises, anfíbolitas y esquistos y no lleva asociada una foliación de plano axial, aunque en los esquistos se produzcan reorientaciones de micas. El orden estructural de las rocas en los extremos del corte es opuesto, las relaciones entre las unidades litoestratigráficas son similares, existe continuidad cartográfica y en ambos casos se mantiene un espesor constante (considerando el cambio lateral de esquistos-anfíbolitas descrito en la *Litoestratigrafía*, Fig. 2.4). Utilizando estos criterios Llana Fúnez (1997) dedujo la existencia de un flanco inverso acostado de al menos 1 km de longitud, que implicaba una geometría isoclinal para el pliegue. La vergencia de este

pliegue no puede precisarse ya que se desconoce la polaridad de la sucesión litológica plegada.

Las estructuras menores asociadas a este pliegue acostado son escasas y solamente los pliegues nucleados en las inclusiones de rocas máficas dentro de los ortoneises félsicos podrían ser contemporáneos con la formación del pliegue isoclinal. Estos pliegues se observan en los Molinos de Ceán y al O de la playa de Riás (Fig. 3.21). En el primer caso muestran una geometría propia de flanco inverso y en el segundo de flanco normal, coherente con su situación en el pliegue mayor (Fig. 3.22a, b). En los Molinos de Ceán las charnelas de estos pliegues están ligeramente curvadas (Alonso y González, 1982) y mantienen una dispersión aproximada de 40° (Fig. 3.21). Los pliegues doblan la foliación milonítica previa y también la lineación asociada a ésta; la lineación muestra dos orientaciones, N20 y N315, que pueden ser utilizadas como criterio estructural para diferenciar los flancos, ya que discriminan relativamente bien el flanco inverso y el flanco normal respectivamente (Fig. 3.21).

Los granos de cuarzo en venas intercaladas en los ortoneises muestran una orientación dimensional preferente de las formas que se sitúa paralela al plano axial de los pliegues descritos anteriormente y es, por tanto, interpretada en relación con estas estructuras. Las características morfológicas de estos granos es diferente de la que muestra el cuarzo en agregados definiendo la fábrica principal de la roca (el tamaño de los granos de cuarzo es dos o tres veces superior en la vena de cuarzo). Los granos en la vena presentan bordes bastante definidos y existe un porcentaje bajo de granos nuevos. Con la cuña de cuarzo se aprecia una buena orientación cristalográfica preferente. El objeto de las medidas fue la comparación de esta textura, previsiblemente desarrollada a menor temperatura, con las texturas anteriores.

Como sistema de referencia estructural se ha tomado la posición de la foliación milonítica (la vena de cuarzo es paralela a la misma) y la posición del eje del pliegue. La lineación de estiramiento asociada a la foliación milonítica, doblada por el pliegue, se sitúa a 55° del eje. Se ha medido un sector de la vena de cuarzo situado en el flanco largo del pliegue (L, 201/30).

La textura de cuarzo muestra una guirnalda cruzada sencilla en la sección rotada (paralela al eje) muy inclinada con respecto a la foliación (Fig. 3.23). Presenta cuatro máximos claros perfectamente centrados: dos son perpendiculares al eje del pliegue y están casi contenidos en la foliación y otros dos a ~60° de los anteriores. En la sección paralela al eje se observa una guirnalda cruzada sencilla oblicua con respecto a la posición de la foliación. Teniendo en consideración la existencia de esta guirnalda cruzada, es en esta sección donde se encuentra la posición de máxima elongación en relación con la textura de cuarzo: en un plano perpendicular a la foliación y que contiene el eje del pliegue. La oblicuidad entre la guirnalda y la

posición del eje del pliegue está probablemente relacionada con una componente de cizalla simple significativa y por tanto con transporte tectónico en esta dirección. Esto sugiere que los pliegues se forman en un régimen de cizalla simple con una orientación de los ejes que tienden a paralelizarse con la dirección de transporte tectónico, en este caso aproximadamente hacia el O.

Por otra parte, la textura es comparable a las obtenidas en las simulaciones de Lister y Hobbs (1980) y Wenk *et al.* (1989) para el tipo de cuarcitas C o *gamma*, respectivamente, en las que se asume la actuación simultánea bien de sistemas de deslizamiento basales en <a> y prismáticos en <c> o de sistemas <c + a> con el plano de deslizamiento muy inclinado con respecto al eje c. En ambos casos corresponde a deformación en condiciones de media a alta temperatura.

La curvatura de los ejes de los pliegues puede ser interpretada como debida a: (i) la forma no cilíndrica de las inclusiones máficas sobre la que se forman los pliegues (Marqués y Cobbold, 1995), o (ii) la formación de pliegues en vaina por acumulación de deformación finita en un régimen de cizalla simple (Cobbold y Quinquis, 1980). En este último caso los ejes tienden a rotar hasta situarse paralelamente a la dirección de transporte y es consistente con la información cinemática obtenida de la textura de cuarzo descrita anteriormente.

Estos pliegues en los Molinos de Ceán fueron relacionados anteriormente con un cabalgamiento situado inmediatamente al O (Alonso y González, 1982). Según estos autores, la dispersión de los ejes en torno a 40°, permitiría deducir una dirección de transporte tectónico de techo hacia el NE (Fig. 3.21).

Martínez Catalán *et al.* (1996) describen la existencia de pliegues cartográficos con geometrías equivalentes al pliegue de Pazos (Sinclinal de Silleda) afectando a sucesiones de rocas similares en la Unidad de Lalín-Forcarei y deducen para los mismos, en base a la geología regional y a estructuras relacionadas (mega S-C), una vergencia hacia el E.

Cizallas subhorizontales

Se trata de zonas de cizalla discretas de anchura centimétrica que no afectan a todo el conjunto rocoso. Han sido observadas en dos localidades: en las proximidades de Xareira y al O de la playa de Riás. En el primer caso, se desarrollan sobre esquistos plagioclásicos de la UMT en los que la foliación previa es subvertical y en el segundo caso sobre ortoneises con una foliación inclinada ~45° hacia el O. Son estructuras infrecuentes pero relativamente significativas puesto que en ambos casos muestran una geometría y cinemática similar, independiente de la litología y posición de la foliación previa. El plano medio de las cizallas buza 10-20° hacia el O-ONO e indica un movimiento de bloque superior hacia el E. La zona

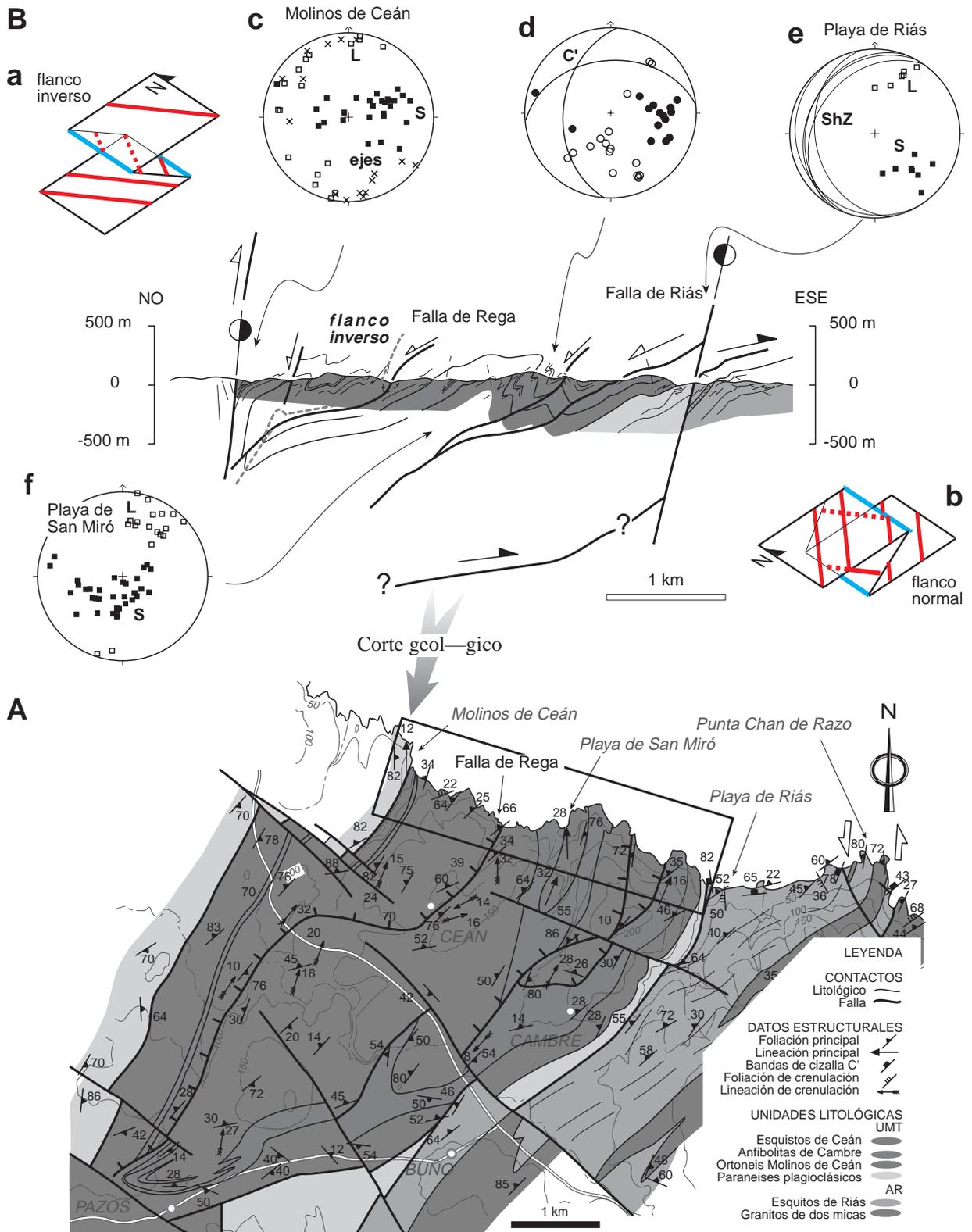


Figura 3.21. Estructuras de bloque superior asociadas a la zona de cizalla basal de la UMT en la sección costera entre los Molinos de Ceán y la playa de Riás (Llana Fúnez, 1997 *modificado*). A partir de la cartografía (A) se ha construido el corte paralelo a la costa (B) y se han realizado proyecciones estereográficas de los datos estructurales más significativos como la foliación S (cuadrados rellenos), lineación L (cuadrados vacíos), ejes de pliegues (cruces) y bandas de cizalla C' (círculos vacíos y rellenos). Ba) y Bb) muestran la relación entre la foliación y la lineación en ambos flancos del pliegue acostado de Pazos y las proyecciones estereográficas muestran: la relación entre foliación, lineación y ejes de pliegues en los Molinos de Ceán (Bc), la proyección de las dos familias de bandas de cizalla C' en el núcleo del sinforme oriental (Bd), las zonas de cizalla subhorizontales en la playa de Riás con respecto a la foliación y lineación principales (Be) y, finalmente, la relación entre la foliación y lineación principales en todo el área cartografiada (Bf).

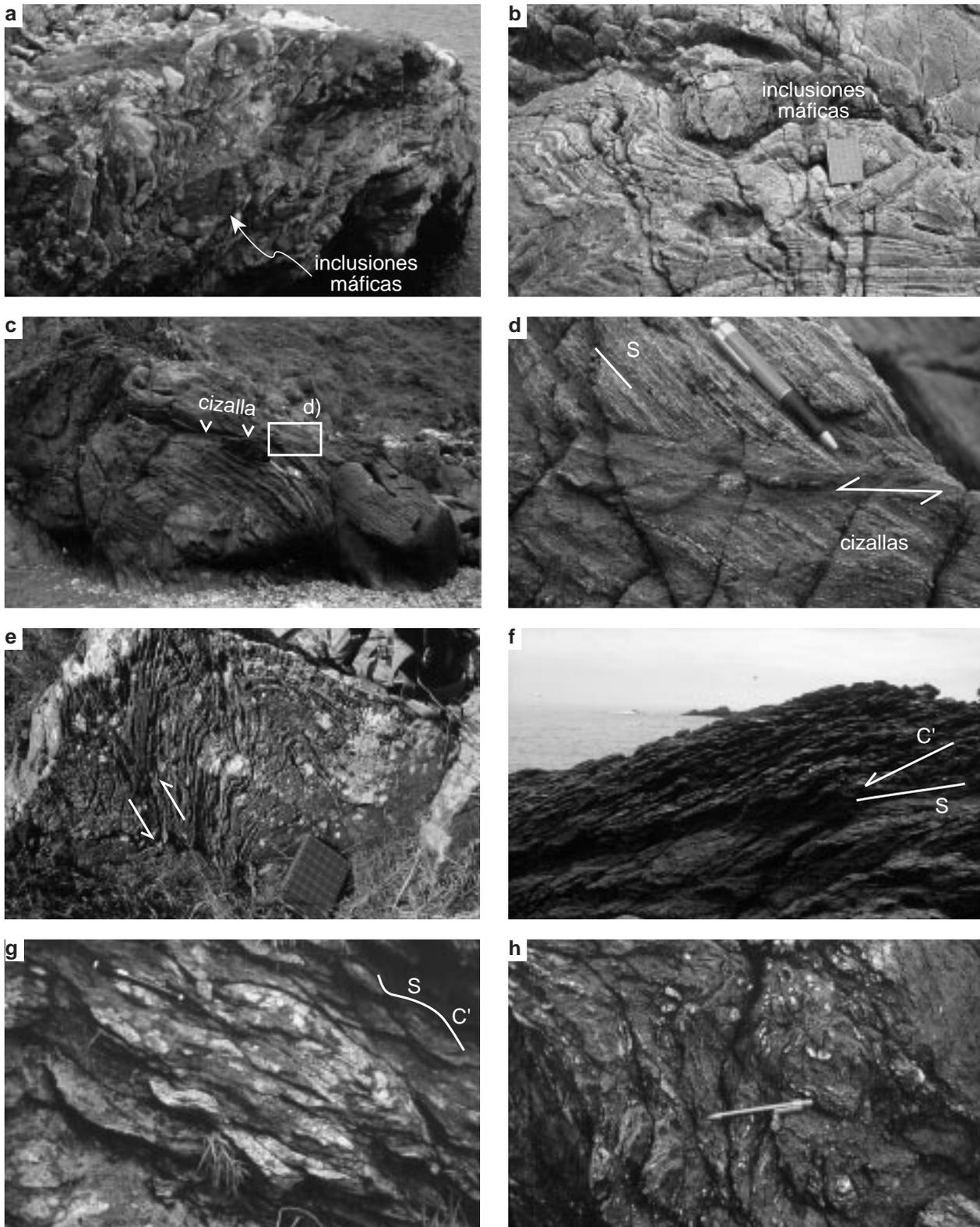


Figura 3.22. Pliegues desarrollados en ortoneises félsicos y nucleados entorno a inclusiones de rocas máficas (retroeclogitas) en los Molinos de Ceán en flanco 'inverso' (a) y en la playa de Riás en flanco 'normal' (b) (aproximadamente O a la derecha en ambas fotografías, en a el tamaño de las inclusiones es métrico). Cizallas subhorizontales en ortoneises (c y d) y en esquistos (e)(O a la derecha en las tres). Bandas de cizalla C', espaciadas centimétricamente, desarrolladas en micaesquistos (f y g)(en f el O a la derecha y en g el O a la izquierda). Tectonita en la Falla de Rega (h)(O a la derecha).

deformada es de 1-3 cm de ancho por varios dm e incluso m de largo y muestra una roca de grano más fino retrogradada en facies de esquistos verdes (Fig. 3.22c, d, e). Se desconoce la posición de la lineación de estiramiento, si existe, asociada a estas zonas de cizalla. No obstante, e

las bandas de cizalla de la familia principal mantienen la misma geometría (ángulo y cinemática) en ambos flancos de pliegues cerrados asimétricos, no se puede discriminar si son previas o no al pliegue isoclinal (los flancos son paralelos y el eje de rotación del pliegue es paralelo al eje

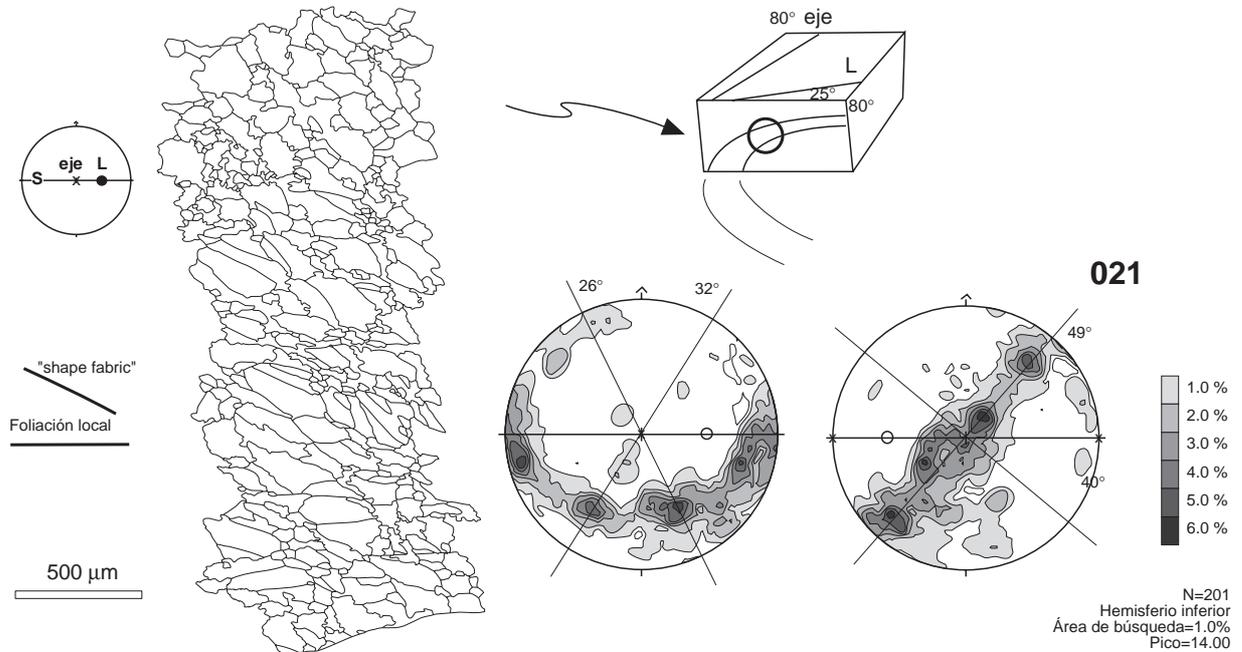


Figura 3.23. Lente de cuarzo incluida en los ortoneises félsicos tipo Molinos de Ceán plegada en torno a las inclusiones de rocas máficas (slf021). Como sistema de referencia estructural se ha elegido la foliación milonítica de la roca encajante y la posición del eje del pliegue. La lineación de estiramiento en la roca encajante de la vena de cuarzo no guarda relación alguna con esta deformación, que es posterior (el pliegue dobla la lineación). La guirnalda cruzada que definen los máximos se sitúa, no obstante, oblicuamente con respecto a la foliación y al eje del pliegue.

n secciones E-O se aprecia una componente aparente de techo hacia el E.

Bandas de cizalla C' y fallas normales en el pliegue de Pazos

Estas bandas de cizalla tipo C' se distribuyen homogéneamente dentro de micaesquistos, llegando a definir planos relativamente continuos (Fig. 3.22f), aunque en general las intersecciones con la foliación son normalmente no lineares dando lugar a cuerpos almendrados. La separación entre las cizallas es bastante constante, aproximadamente 2-3 cm. Se pueden distinguir dos familias de bandas de cizalla. La familia principal se forma subparalelamente a la dirección de la foliación y mantiene un ángulo variable entre 20-40° con la misma (Fig. 3.22f). La otra familia, menos frecuente, se desarrolla en el núcleo del sinforme oriental con una orientación aproximadamente normal a la dirección de la foliación. En el primer caso se inclinan hacia el O e indican un hundimiento del bloque occidental y en el segundo hacia el N e indican hundimiento de bloque de techo. Dado que

de rotación de la estructura).

El desarrollo generalizado de estas bandas de cizalla asimétricas o de «tipo C'» en los micaesquistos de Ceán y en niveles micáceos anfibolíticos del flanco normal del pliegue acostado de Pazos fue relacionado con la presencia de fallas normales que, en estos dominios, son bastante tendidas (Llana Fúnez, 1997). Estas bandas de cizalla se forman en el bloque superior de la zona de cizalla basal (no se observan estructuras similares por debajo). Una de las tres estructuras mayores, la Falla de Rega (Llana Fúnez, 1997) (Fig. 3.21), es posterior al desarrollo de las bandas C'; posiblemente ocurre lo mismo con las otras dos.

La Falla de Rega se forma en las proximidades de la zona de charnela del pliegue acostado. Por encima de la zona de fractura, dentro de los Micaesquistos de Ceán, se desarrolla una banda de tectonitas, que se caracteriza por la brechificación de los esquistos sin pérdida de cohesión (Fig. 3.22g). Esta roca de falla, siguiendo la nomenclatura de Sibson (1977), fue clasificada como 'crush breccia': roca sin fábrica cohesiva con poca matriz (< 10%), con fragmentos de >0,5 cm (Llana Fúnez, 1997).

La obtención de nuevos datos estructurales en la

localidad-tipo de la Falla de Riás permite hacer una reconsideración de esta estructura, interpretada inicialmente como falla normal basal (Llana Fúnez, 1997). Como se verá más adelante este accidente se incluye dentro de los movimientos tardíos frágiles de las zonas de cizalla subverticales. Lleva asociada una deformación frágil en el bloque superior (occidental) y frecuentes mineralizaciones relacionadas con la circulación de fluidos hidrotermales (Castroviejo, 1990).

Las otras dos fallas se originan en el núcleo del sinforme occidental, ocupado por los micaesquistos de Ceán (Fig. 3.21). El desarrollo de bandas de cizalla C' está generalizado a toda la unidad de rocas. Las fallas se caracterizan en ambos casos porque la foliación en el bloque superior de estas fallas se verticaliza, llegando incluso a invertirse, y dan lugar a la formación de pliegues cerrados asimétricos. Estos pliegues doblan las bandas de cizalla C' formadas con anterioridad.

Se puede establecer, por tanto, una secuencia temporal de estructuras relacionadas con este evento extensional de carácter local: (i) las bandas de cizalla, que afectan a una zona bastante potente de rocas (> 100 m); (ii) las fallas o zonas de cizalla discretas, que acumulan la mayor parte del desplazamiento (como ocurre en la Falla de Rega); y (iii) los pliegues, que si bien están reapretados posteriormente, el plegamiento inicial podría haberse producido por el 'roll-over' de la foliación sobre los planos de falla (próximo apartado).

Pliegues cerrados asimétricos

Son estructuras muy abundantes en toda la UMT y en las rocas del entorno y se presentan tanto como pliegues centimétricos como hectométricos y de escala cartográfica. Se trata de pliegues asimétricos con un ángulo entre flancos variable entre 30-70°, clasificables como cerrados según la nomenclatura de Fleuty (1964). Doblan la foliación principal y raramente llevan asociada una foliación de crenulación generalizada, sólo con carácter local. El plano axial es subvertical o muy inclinado hacia el O. Producen interferencias de tipo 2 y 3 de Ramsay (1967) con los pliegues isoclinales anteriores (Fig. 3.22h).

La mayoría de estas estructuras guardan una relación genética con el desarrollo de zonas de cizalla subverticales con movimiento en dirección, de las que se hablará en la siguiente sección. Sin embargo, dos de los pliegues cartográficos que se observan en el corte de Malpica (en *Mapas y Cortes Geológicos*) pueden estar relacionados genéticamente, al menos en su origen, con el movimiento de las fallas normales: el antiforme en la playa de San Miró y el sinforme oriental (Fig. 3.21). Como se había descrito para las fallas normales formadas en el sinforme oriental, la foliación de las rocas de los bloques de techo se verticaliza y dan lugar a un pliegue con un flanco corto ligeramente invertido. En modelos experimentales de

deformación en regímenes extensivos, realizados con materiales análogos a rocas (arena y mica), partiendo de un bloque inferior rígido y una geometría para la falla escalonada, se obtienen pliegues de arrastre con un flanco corto que puede llegar a invertirse (McClay, 1989). La geometría de los pliegues en los modelos experimentales es similar a la observada en el corte, considerando siempre la posterior inversión que sufren durante la compresión que tiene lugar durante el desarrollo de las zonas de cizalla subverticales (Fig. 3.24). Esta interpretación para la génesis inicial de los pliegues podría explicar además la escasa inclinación de los planos axiales que indicaría localmente una dirección aparente de aplastamiento próxima a la vertical.

ESTRUCTURAS POSTERIORES AL EMPLAZAMIENTO DE UNIDADES ALÓCTONAS (‘POST-NAPPE TECTONICS’)

En las etapas posteriores a la colisión entre dos placas continentales, la deformación compresiva es frecuentemente acomodada por el desarrollo de fallas o zonas de cizalla de escala cortical con desplazamiento en dirección importante. La formación de estas fallas conduce generalmente a una tectónica de escape con una dirección de extensión paralela a la dirección estructural principal del orógeno (Tapponier *et al.*, 1986; Coward, 1984). Estas zonas de cizalla son subverticales y se nuclean sobre zonas de debilidad donde la deformación tiende a concentrarse. No es extraño, por tanto, que utilicen zonas de alta deformación anteriores, más antiguas en la historia de la cordillera, como ocurre en otras cordilleras activas actuales. Uno de los ejemplos más claros es el de la Zona de Sutura del Indus-Tsangpo (ZSIT), en la cordillera del Himalaya, que inicialmente actuó como una de las zonas de sutura que separan la placa Euro-asiática de la Índica con un movimiento de 'dip-slip' (Searle *et al.*, 1987; Moores y Twiss, 1995). La verticalización de la zona de cizalla, que se observa actualmente, ha supuesto su reactivación como falla en dirección permitiendo el escape de China hacia el E (Tapponier *et al.*, 1986). La historia cinemática de la ZSIT y el contexto tectónico en el que se enmarca, una cordillera de colisión con una importante duplicación de corteza continental (*plateau* tibetano), es comparable al menos geoméricamente con la situación de la Zona de Deformación de Malpica-Lamego en la Cordillera Varisca Ibérica.

La Zona de Deformación de Malpica-Lamego (ZDML)

Los criterios geológicos a gran escala, que permiten la identificación de una zona de cizalla de escala cortical en la Zona de Deformación de Malpica-Lamego (Fig. 1.1) son los siguientes:

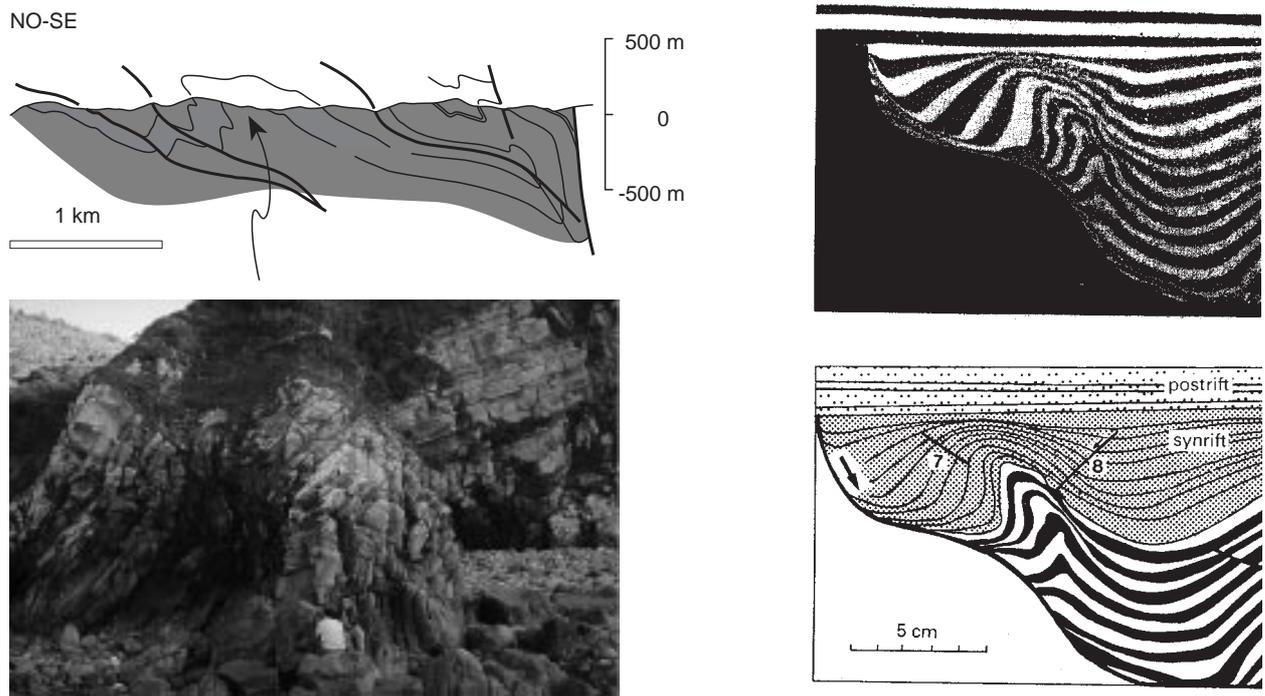


Figura 3.24. Pliegues cerrados asimétricos (foto de la zona de charnela del antiforme en la playa de San Miró) y fallas normales en el corte Molinos de Ceán-playa de Riás (se muestra el corte orientado E-O para facilitar la comparación con la zona de charnela y con los modelos). Régimen de extensión en modelos experimentales de arena y arcilla (McClay, 1989). Se parte de una falla normal con geometría escalonada y zonas de rampa muy inclinadas, ambos factores determinantes a la hora de obtener un pliegue con un flanco corto muy inclinado o incluso invertido como se observa en la figura.

(i) el control geométrico ejercido por la ZDML sobre la Unidad de Malpica-Tui, que aparece cobijada por esta estructura a lo largo de 150 km;

(ii) las diferencias metamórficas a ambos lados de la zona de cizalla, que pone en contacto rocas comparables a las que forman la sucesión autóctona de la Zona Centro-Ibérica, poco deformadas y no afectadas por metamorfismo varisco temprano, con las rocas de la UMT, situadas en niveles estructurales superiores (dentro de la pila alóctona) y muy deformadas en facies anfibolítica con posterioridad al evento de alta presión eovarisco;

(iii) la existencia de intrusiones tardi- post-cinemáticas de granodioritas de tipo-I (Capdevila *et al.*, 1973) a lo largo de la zona de cizalla principal (estas rocas procederían de la fusión parcial de la corteza inferior y poseen participación mantélica, según Capdevila *et al.*, 1973; Gallastegui, 1993);

(iv) la presencia de grandes zonas de cizalla subverticales en los granitos de dos micas, con desarrollo de fábricas S-C que indican un movimiento en dirección (Iglesias y Choukroune, 1980); y

(v) la posición del frente de migmatización varisco, más elevado en el bloque occidental.

Algunos de estos rasgos ya fueron observados por autores anteriores y utilizados para definir las zonas de cizalla de: (i) Malpica-Vigo (Iglesias y Choukroune, 1980; Iglesias y Ribeiro, 1981) y (ii) Vigo-Régua (Ferreira *et*

al., 1987) (Fig. 3.25). En la zona de cizalla de Malpica-Vigo, Iglesias y Choukroune (1980) destacaron el desarrollo de fábricas S-C en los granitos de dos micas, definiendo una zona de cizalla subvertical con movimiento en dirección dextrógiro entre estas dos localidades. Ferreira *et al.* (1987) destacaron la distribución de cuerpos de granitoides de diferentes edades y procedencias en relación con zonas de cizalla subverticales en la cordillera varisca portuguesa, entre las que se encontraba el «Cisalhamento Vigo-Régua», con un movimiento en dirección dextrógiro. Ambas estructuras están alineadas y presentan características estructurales similares por lo que se considera que se trata de la misma estructura (Fig. 3.25). Para la denominación final, Zona de Deformación Malpica-Lamego, se ha optado por la utilización de la localidad de Lamego en lugar de Régua porque su localización geográfica es más fácil que en el caso del Paso de Régua, utilizado por los autores anteriores (Ferreira *et al.*, 1987).

Todas estas estructuras indican un acortamiento perpendicular a la cordillera y probablemente un escape de unidades tectónicas en una dirección paralela a la directriz estructural general. La deformación asociada a este acortamiento se reparte en extensos dominios dentro de los cuales predominaría la deformación coaxial y se forman pliegues de plano axial subvertical (ver los cortes geológicos en Bastida *et al.*, 1984), y en zonas discretas de alta deformación en los que predominaría la

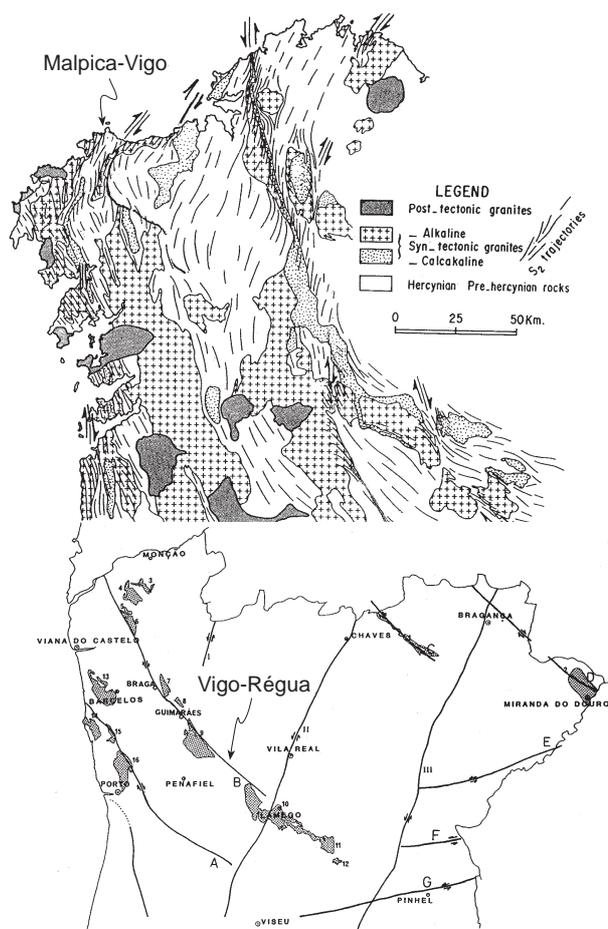


Figura 3.25. Mapa esquemático compuesto a partir de las publicaciones de Iglesias y Choukroune (1980), mitad N, y Ferreira *et al.* (1987), mitad S, mostrando la situación de las zonas de cizalla de Malpica-Vigo y Vigo-Régua. Ambos mapas se encuentran a la misma escala para facilitar la comparación.

deformación no-coaxial (con una componente de cizalla simple importante). Alguna de estas cizallas subverticales en el NO de la península Ibérica son: la Falla de Valdoviño (Iglesias y Choukroune, 1980; Courrieux, 1983, 1984; Courrieux *et al.*, 1986), la Falla de Vivero (Martínez Catalán, 1985; Aranguren y Tubía, 1992; Martínez *et al.* 1996), la Falla de Malpica-Vigo (Iglesias y Choukroune, 1980), la Falla de Laza-Rebordelo (Ferreira *et al.*, 1987; Farias y Marcos, *inédito*), entre otras (situación en Fig. 1.2). Este movimiento en dirección de estructuras variscas tardías ha sido caracterizado como tectónica de escape por Aranguren y Tubía (1994), pero probablemente se trata de un fenómeno que se inicia con anterioridad en la cordillera.

La historia cinemática de la ZDML es compleja y larga. Considerando los criterios geológicos citados, se han deducido al menos dos movimientos principales: un primer movimiento en la vertical que se interpreta como una zona de cizalla inversa fuera de secuencia; y un segundo movimiento en dirección que borra prácticamente las evidencias microestructurales del primero (Llana Fúnez y

Marcos, 1998).

Estructura del movimiento de 'strike-slip' de la ZDML

El movimiento de strike-slip en la Zona de Deformación de Malpica-Lamego, que incluye el límite occidental de la UMT, presenta dos zonas bien diferenciadas: un pasillo de alta deformación, de aproximadamente 2 km de ancho, al O, y una zona de varios kilómetros de anchura deformada heterogéneamente, al E (Fig. 3.26).

El pasillo de alta deformación, o cizalla principal, sitúa la sucesión de rocas del Autóctono de la ZCI a la altura de la UMT. Afecta tanto a los granitos de dos micas de tendencia alcalina (tipo-S) como a los cuerpos de granodioritas de tendencia calcoalcalina (tipo-I), precinemáticos en este evento. El sentido de movimiento general es dextrógiro.

Al E de la cizalla principal se extiende una banda kilométrica deformada heterogéneamente que afecta fundamentalmente a las rocas de la UMT. La característica más notable de esta banda de deformación heterogénea es la formación de una serie de cizallas tipo Riedel sintéticas con la principal dextrógiro, con la que guardan un ángulo variable entre 35 y 50°. Estas cizallas aíslan cuerpos lenticulares, los cuales muestran una escasa deformación interna que se manifiesta únicamente en la formación de pliegues abiertos con planos axiales subverticales o ligeramente vergentes al E. La orientación de los ejes de los cuerpos lenticulares o formando un cierto ángulo, que aumenta progresivamente hacia el centro de estos cuerpos. Sobreimpuestas a estas cizallas aparecen numerosas fallas más tardías que, en ocasiones, llegan a enmascarar el sentido de movimiento original.

El límite oriental de la banda de deformación heterogénea está constituido por un conjunto de cizallas y fracturas posteriores, que tienen un movimiento levógiro opuesto al general. Asociado a este movimiento se produce la intrusión de cuerpos de granitos cataclásticos y venas pegmatoides.

Cizalla principal

La cizalla principal es un pasillo de alta deformación de aproximadamente 2 km de ancho que se desarrolla inmediatamente al O de la UMT sobre esquistos micáceos y cuarcíticos y granitos (Fig. 3.26). La banda de alta deformación, que comienza en el contacto con las rocas de la UMT, se extiende hasta afectar a un cuerpo alargado de ortoneises glandulares (Ortoneis de San Adrián) que intruye en areniscas y pelitas de la ZCI, cuando éstos no son completamente sustituidos por los cuerpos alóctonos de granitos de dos micas (Fig. 2.13). Aunque en toda la banda la deformación es muy intensa, ésta parece

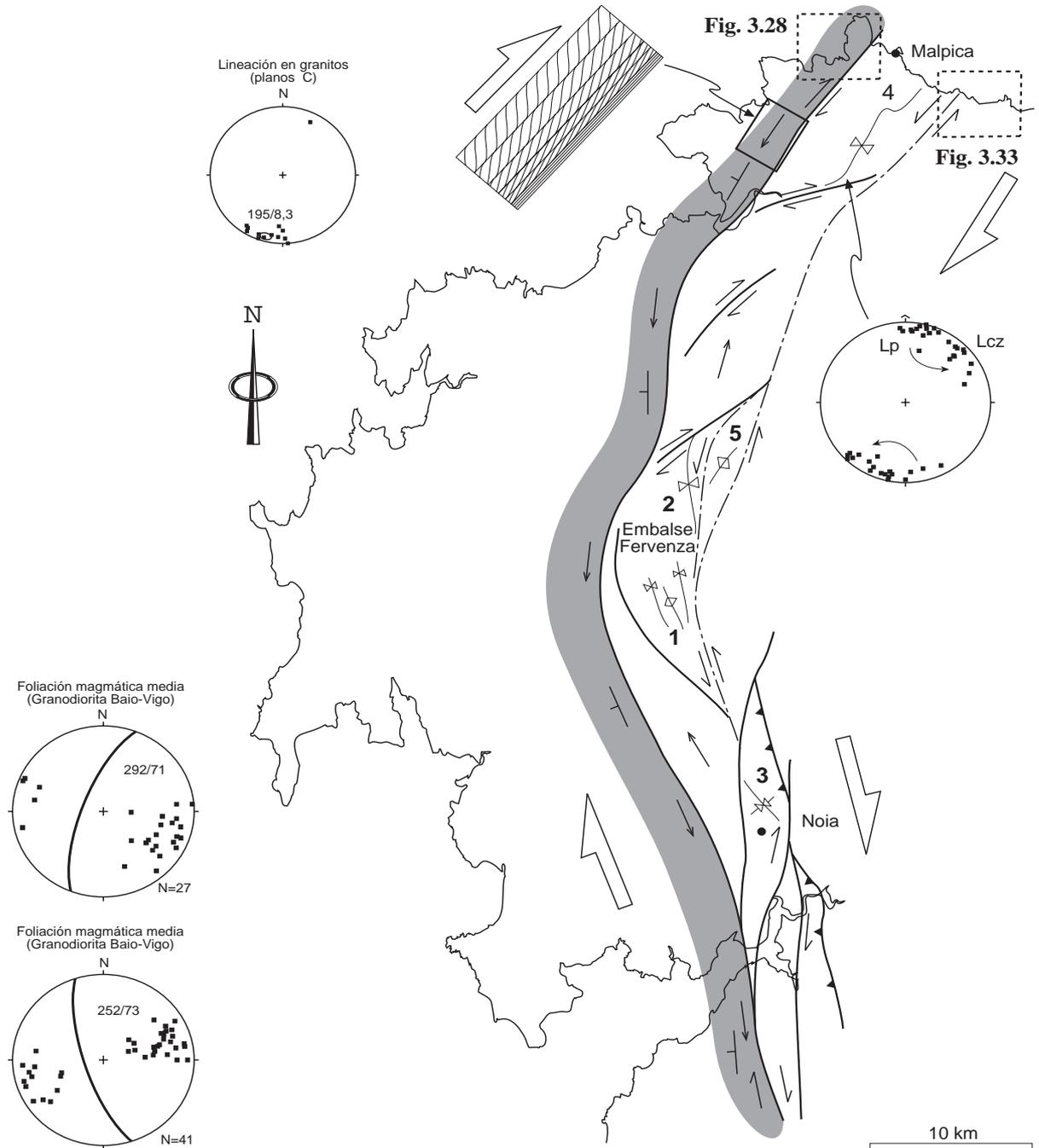


Figura 3.26. Esquema sintético de la organización del movimiento en dirección en el sector más septentrional de la ZDML. Las referencias a los pliegues numerados se encuentran en el texto. Se incluyen proyecciones estereográficas de la foliación magmática en las granodioritas (esquina inferior izquierda), la lineación en los granitos de dos micas (esquina superior izquierda) y medidas de la lineación en ortoneises félsicos (lateral derecho del mapa). En este último caso se distinguen dos poblaciones de lineaciones: la primera, Lp, representa la posición de la lineación en dominios preservados de la deformación de 'strike-slip' (relativamente) y la segunda, Lcz, representa la posición de la lineación, reorientada, en zonas de cizalla oblicuas con respecto a la zona de cizalla principal.

concentrarse en el contacto entre el granito y los esquistos.

La disposición geométrica de estructuras S-C y de otros marcadores cinemáticos indican un movimiento, fundamentalmente en dirección dextrógiro.

Foliación y lineación

La foliación principal asociada a las rocas de la UMT y del Autóctono Relativo aparece transpuesta en las zonas de cizalla. Se produce, en ambos casos, una verticalización general de la foliación y, localmente, una reorientación que depende de la orientación inicial de la foliación y de la orientación de la zona de cizalla. En ambos casos, la transposición de la foliación principal implica una paralelización con las zonas de cizalla. La lineación se inclina $\sim 8^\circ$ hacia el Sur en rocas no deformadas previamente (granitos de dos micas) y hacia el Norte $\sim 4^\circ$ en las rocas de la UMT (Fig. 3.26). En este segundo caso las características principales de la lineación serán heredadas y dependerán en cada litología de la evolución estructural previa de las rocas. En la figura 3.26 se han proyectado a modo de ejemplo datos de la lineación de estiramiento en el Ortoneises de Borneiro. Se observan dos familias de polos de la lineación que se interpretan en relación a la reorientación de la lineación principal por efecto de las cizallas oblicuas.

Fábricas S-C en granitoides

El desarrollo de fábricas S-C en granitoides fue anteriormente descrito por varios autores para rocas que en este trabajo se incluyen o relacionan con la ZDML (Parga Pondal, 1956; Avé Lallemant, 1965; Iglesias y Choukroune, 1980; Iglesias y Ribeiro, 1981; Gallastegui, 1993). La roca predominante sobre la que se desarrollan estas estructuras son granitos de dos micas de tipo-S, pero también se pueden observar en rocas que presentan una foliación previa, como en ortoneises glandulares (Ortoneis de San Adrián) o en granodioritas precoces (Granodiorita de Baio-Vigo). En este apartado se hará una descripción detallada de estas estructuras en diferentes localidades.

En los *granitos de dos micas* se aprecia una foliación continua muy grosera, tanto en cuerpos lenticulares dentro de la zona de cizalla principal como fuera de la misma. En general esta foliación es difícil de medir en el campo. Sobreimpuesta a esta foliación extendida regionalmente se forman planos de cizalla subverticales muy discretos que, en determinadas localidades, dan lugar al desarrollo de fábricas S-C (Berthé *et al.*, 1979a; Blenkinsop y Treloar, 1995). En estas estructuras S-C (Fig. 3.27a) las superficies S están definidas por la foliación continua grosera observada fuera de las zonas de cizalla y los planos C por pequeñas zonas de cizalla planares paralelas a zonas de cizalla de mayor entidad. Los planos C tienen una separación milimétrica que disminuye hacia el centro de las zonas de cizalla mayores. Solamente aparece una lineación en relación con estas estructuras, que se observa

sobre los planos C. Esta lineación se inclina $\sim 8^\circ$ hacia el S (Fig. 3.26) y está definida por agregados policristalinos alargados de cuarzo y por orientación dimensional de mica blanca. La orientación de las superficies S y C y la disposición de la lineación sobre los planos C, permiten deducir en la mayoría de los cuerpos graníticos un sentido de cizalla dextro.

Las fábricas S-C se desarrollan idealmente en el cuerpo granítico que limita por el O la zona de cizalla principal (especialmente entre Barizo y Puenteceño). La formación de planos C se extiende en este granito en una banda de 500 m desde la zona de cizalla principal, en el contacto con los esquistos (banda sombreada en la Fig. 3.26). La separación centimétrica de planos C disminuye progresivamente desde el O hacia la zona de cizalla llegando a ser milimétrica y definiendo una estructura S-C *sensu stricto*, que se distribuye homogéneamente por toda la roca (Fig. 3.27a). El ángulo entre las superficies S y C también disminuye progresivamente hasta que desaparecen las superficies C hacia la zona de contacto con los esquistos. La roca en esta zona de contacto es una cuarzomilonita (muestra slf090). En la Fig. 3.26 se incluye un esquema idealizado de la zona de cizalla central en la que solamente en los granitos de dos micas, al O, se desarrollan las estructuras S-C descritas anteriormente. La distribución y orientación de las superficies S y C indican un movimiento dextrógiro para toda la zona de cizalla.

Los planos C están definidos por la orientación dimensional de mica blanca asociada a bandas de cuarzo de grano muy fino y muy ocasionalmente clorita (en especial en zonas de cizalla), y las superficies S por la orientación dimensional de los feldespatos, potásico y plagioclasa (Fig. 3.27b). El alargamiento de los feldespatos se produce por cataclasis, formándose grietas de extensión en las que precipita cuarzo (Fig. 3.28c). Además, es probable una descomposición de los feldespatos en cuarzo y mica blanca, especialmente en puntos triples. En estas zonas aparece mica blanca y el cuarzo migra a las grietas de extensión desarrolladas en plagioclasa y feldespato potásico.

Las únicas evidencias de deformación plástica intracristalina en feldespatos son las maclas de deformación en plagioclasa y la formación de pliegues y bandas de 'kink' afectando a maclas previas también en plagioclasa (Fig. 3.28d). Estas microestructuras están especialmente desarrolladas en las milonitas situadas en el contacto de los granitos con los esquistos (S y C subparalelos).

Microestructuras similares a estas han sido descritas por Gallastegui (1993) en la Granodiorita de Baio-Vigo en relación con zonas de cizalla dextro. Esta autora describe maclado mecánico en plagioclasa, extinción ondulante en feldespato potásico y desarrollo de cuarzoesquistos en zonas de cizalla. Como cambios minerales relacionados con la deformación, observa la recristalización de biotita y el crecimiento de clorita en las

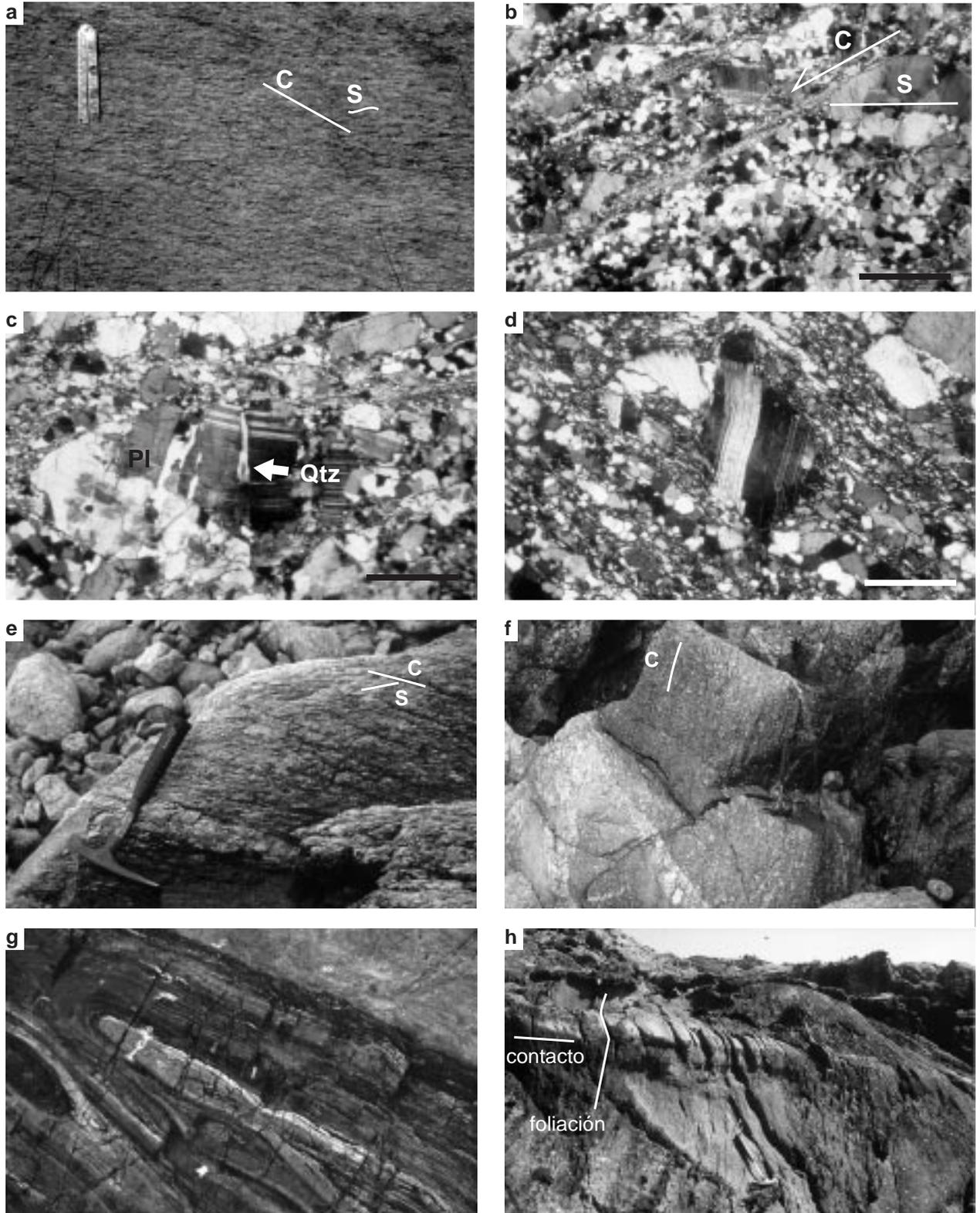


Figura 3.27. Estructuras y microestructuras en la zona de cizalla principal de la ZDML: a) fábricas S-C en granitos de dos micas en Monte do Faro, Niños (N a la derecha); b) aspecto microscópico de los planos C afectando a una foliación definida por feldespatos alargados en granitos de dos micas (slf092); c) aspecto de los feldespatos alargados por fracturación (rellena de cuarzo)(slf092); d) maclas en plagioclasa plegadas en la milonita que separa los granitos de los esquistos (slf090); e y f) fábricas SC en neises glandulares (e, sección horizontal con el N a la derecha y f sección E-O mirando al S); g) pliegues isoclinales en los esquistos de la ZDML, posteriormente aplastados durante el desarrollo de la ZDML (mismo afloramiento en p. 150 en Gil Ibarra y Ortega, 1985)(N a la derecha); h) dique de granodiorita de grano fino cortando la foliación principal en la ZDML, pero mostrando a su vez una foliación gruesa (mirando al S). Las escalas utilizadas tienen: regla 8 cm (a y h), martillo 30 cm (e y f), tapa cámara fotográfica 5 cm (g) y barras en microfotografías 312,5 μm (b), 200 μm (b) y 50 μm (c).

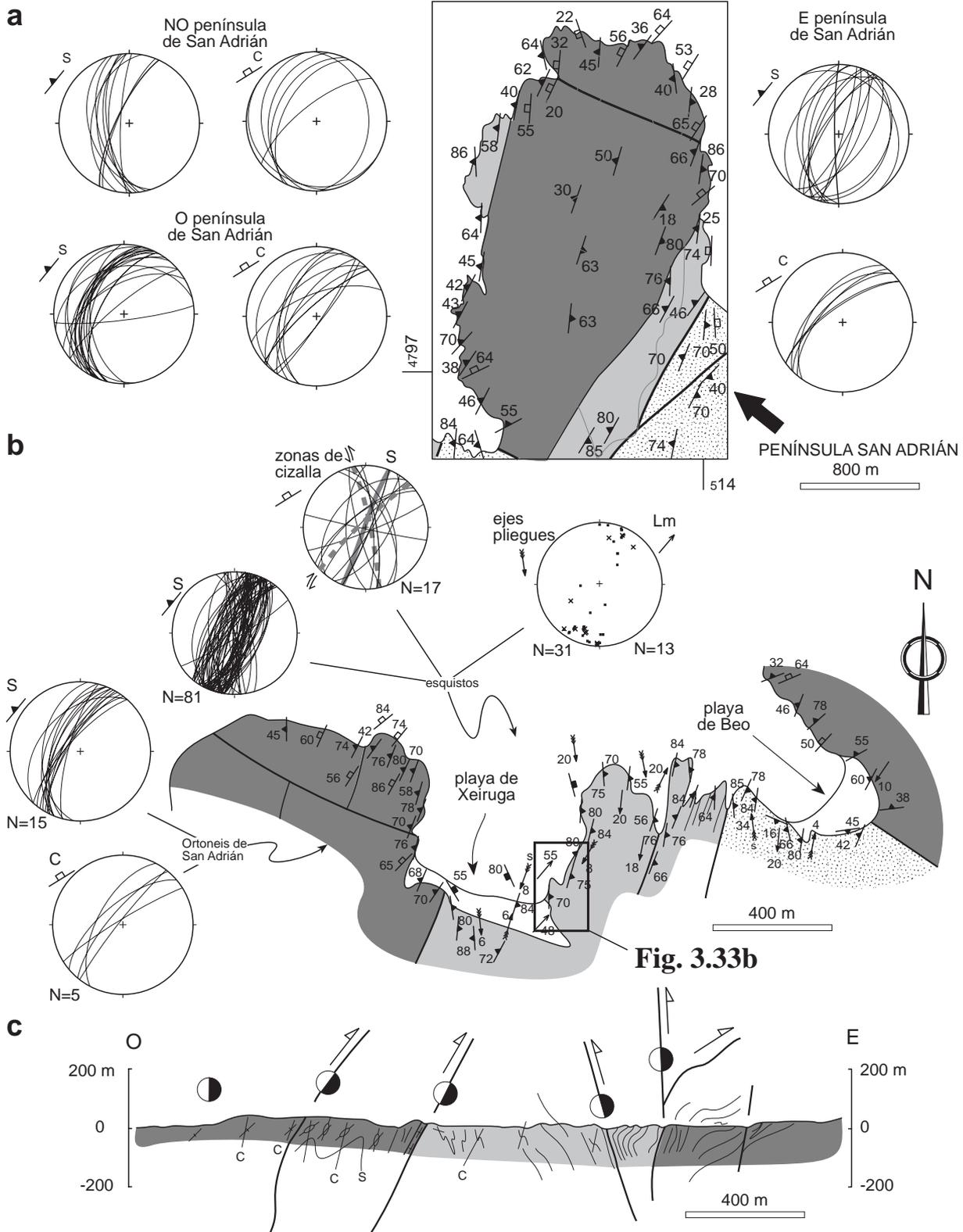


Figura 3.28. En a) relación entre plano C y la foliación tectónica previa en los neises glandulares. Los datos en las proyecciones estereográficas están tomados de los mapas de detalle. En b) zona de cizalla principal de la ZDM en la playa de Xeiruga. Las proyecciones muestran datos de los neises glandulares (S y C) y esquistos (S, Lm, ejes de pliegues abiertos y zonas de cizalla). El corte geológico en c) está construido siguiendo la costa. Los mapas en a) y b) están situados en la Fig. 3.9.

mismas zonas de cizalla.

La presencia de dos superficies estructurales en los *ortoneises glandulares* (Ortoneis de San Adrián), descrita en la literatura (Parga Pondal *et al.*, 1953; Parga Pondal, 1956), corresponde a la foliación tectónica definida por fenocristales de feldespato potásico y agregados policristalinos alargados y a la foliación definida por las micas, especialmente biotita. En el primer caso los fenocristales de feldespato potásico trazan la posición de una foliación «primaria» (¿magmática?) que está acompañada por un bandeado neísico definido por agregados lenticulares de cuarzo, plagioclasa y también por micas. Esta foliación es previa a la deformación en zonas de cizalla subverticales, ya que no la muestran las rocas en las que intruye este cuerpo de ortoneises (Autóctono en la península de Barbanza y probablemente al E de la península de San Adrián). La abundancia de fenocristales de feldespato, que conservan un zonado concéntrico, inhibe el desarrollo de una fábrica planar clara, por lo que el aspecto es normalmente anastomosado. La foliación tectónica, de tipo S, irregular a pequeña escala, es localmente constante y tiene coherencia regional con la estructura de las rocas que la rodean.

En el área elegida para analizar fábricas S-C, la península del cabo de San Adrián (Fig. 3.28), la foliación S se encuentra transpuesta por superficies planares subverticales. Estas superficies muestran una orientación constante en un área relativamente grande y una separación y distribución subcentimétrica y uniforme que permite considerar ambas estructuras como fábricas S-C. El desarrollo de ambas superficies está separado en el tiempo, no es simultáneo. Las relaciones entre ambas superficies S y C son fácilmente observables y medibles en el campo (Fig. 3.27e, f). Todas las medidas estructurales tomadas a lo largo de la costa de la península de San Adrián se han utilizado para construir un mapa geológico y un corte idealizado aproximadamente O-E en el que se han proyectado las relaciones angulares entre S y C (mapa en Fig. 3.28 y corte geológico de Malpica en *Mapas y Cortes Geológicos*). La foliación S dibuja un pliegue antiformal con el plano axial subvertical, ligeramente vergente al E, que se interrumpe bruscamente en el contacto con los esquistos de Xeiruga en la playa de Seaia. Los planos C mantienen una posición invariable frente a S, tanto en el corte como en la cartografía. La verticalidad de C en el corte geológico (paralelos al plano axial del pliegue, Fig. 3.28 y en el corte geológico de Malpica) y su relación angular en planta con S se interpreta como asociado con el movimiento en dirección dextrógiro en la ZDML (ver fotos de la fábrica S-C en planta y sección vertical de la Fig. 3.28e, f). Estos planos C son más frecuentes hacia el S de la península, hecho probablemente relacionado con el acuñamiento o «estrangulamiento» ('boudin neck') del cuerpo de ortoneises glandulares que desaparece y vuelve a aparecer aproximadamente a 28 km al S, al E de la

localidad de Vimianzo. Esta separación espacial de los ortoneises y su relación con la abundancia de planos C subverticales, serán utilizados en la *Discusión* para estimar la separación en horizontal mínima de la zona de cizalla principal de la ZDML (Llana Fúnez y Marcos, *en revisión*).

Una geometría y cinemática similares para estructuras S-C en ortoneises glandulares son descritas en localidades más meridionales, en la ría de Noia por Avé Lallemand (1965), y son coherentes con un movimiento dextrógiro.

Por último, existe otro tipo de granitoides en los que se observan estructuras tipo S-C, las *granodioritas precoces* (Granodiorita de Baio-Vigo) que intruyen en la ZDML. Estas rocas muestran una foliación grosera definida por la orientación dimensional de megacrístales prismáticos de feldespato potásico y de enclaves alargados de rocas máficas que se encuentran inmersos en una matriz indeformada. En ambos casos no se observa deformación en estado sólido de la matriz, por lo que cabe deducir que la orientación es primaria, es decir magmática. La existencia de una foliación magmática en granitoides se produce cuando tiene lugar la intrusión forzada del magma (Paterson y Tobisch, 1988; Paterson *et al.*, 1989), como ha sido deducido para las rocas de la Granodiorita de Baio-Vigo (Avé Lallemand, 1965; Gallastegui, 1993). Esta foliación se dispone paralela a los bordes de los cuerpos granodioríticos y es coherente con la que muestran las rocas fuera de los cuerpos intrusivos. Se inclina aproximadamente 70° hacia el Oeste (Fig. 3.26). La foliación magmática se encuentra posteriormente deformada por zonas de cizalla discretas predominantemente dexas con un espaciado desde métrico hasta subcentimétrico pero sin una distribución uniforme (Avé Lallemand, 1965; Gallastegui, 1993). Fenómenos de maclado mecánico de plagioclasas, extinción ondulante en feldespato potásico y desarrollo de cintas de cuarzo (por deformación plástica intracrística) son algunas de las evidencias de deformación en estado sólido en granodioritas asociado a estas zonas de cizalla (Gallastegui, 1993). La recrystalización de biotita y el crecimiento de clorita en estas mismas zonas de cizalla son algunos de los cambios minerales relacionados con la deformación. La orientación de estas zonas de cizalla, oblicuas a la directriz general, es similar a las zonas de cizalla oblicuas de las que se hablará más adelante, por lo que estas zonas de cizalla se consideran planos C' en el contexto regional. Según este esquema, la foliación magmática, que es paralela a la zona de cizalla principal, estaría mimetizando los planos C (utilizando la nomenclatura en Blenkinsop y Treloar, 1995).

Microestructuras y tectonitas en rocas paraderivadas

Sobre los Esquistos de Xeiruga y sobre los paraneises plagioclásicos de la UMT las microestructuras más comunes en el contacto occidental de la UMT (playa de Xeiruga y Seaia) son fábricas S-C' en los primeros y S-C

en los segundos. Ambas estructuras indican en planta un sentido de cizalla dominante dextrógiro, aunque son muy abundantes las zonas de cizalla levógiros. El control petrológico en la formación de las microestructuras es determinante de tal forma que las fábricas S-C se desarrollan sobre esquistos o paraneises plagioclásicos (por la presencia de blastos de plagioclasa, más competentes) y las fábricas S-C' sobre una roca con una fábrica previa planar, micaesquistos. La foliación tectónica se sitúa subvertical y la lineación mineral en los esquistos, definida por biotita, con orientación N20.

La proyección estereográfica de los planos de cizalla C' sintéticos y antitéticos muestra en la figura 3.28b dos máximos en cuya bisectriz aguda se dispone la foliación tectónica media de las rocas. Este hecho corrobora el fuerte

el cuarzo aparece mezclado con plagioclasa en un agregado policristalino lenticular dentro de la matriz milonítica de la roca; el tamaño de grano es grueso y no existen evidencias de recrystalización dinámica. En la lámina 172 el porcentaje de recrystalización en el agregado medido es mayor, los bordes de los granos son lobulados y los granos limpios. En la lámina 090 la recrystalización ha borrado la orientación cristalográfica relacionada con la deformación, aunque se conserva tímidamente una guirnalda cruzada de tipo II con un ángulo de apertura muy alto. La asimetría externa indica un movimiento levógiro, opuesto al observado en afloramiento y regionalmente. En la lámina 172, medida paralela a la posición de la lineación local (subhorizontal), la guirnalda cruzada de tipo II se observa en la sección rotada, esto es, en una sección perpendicular

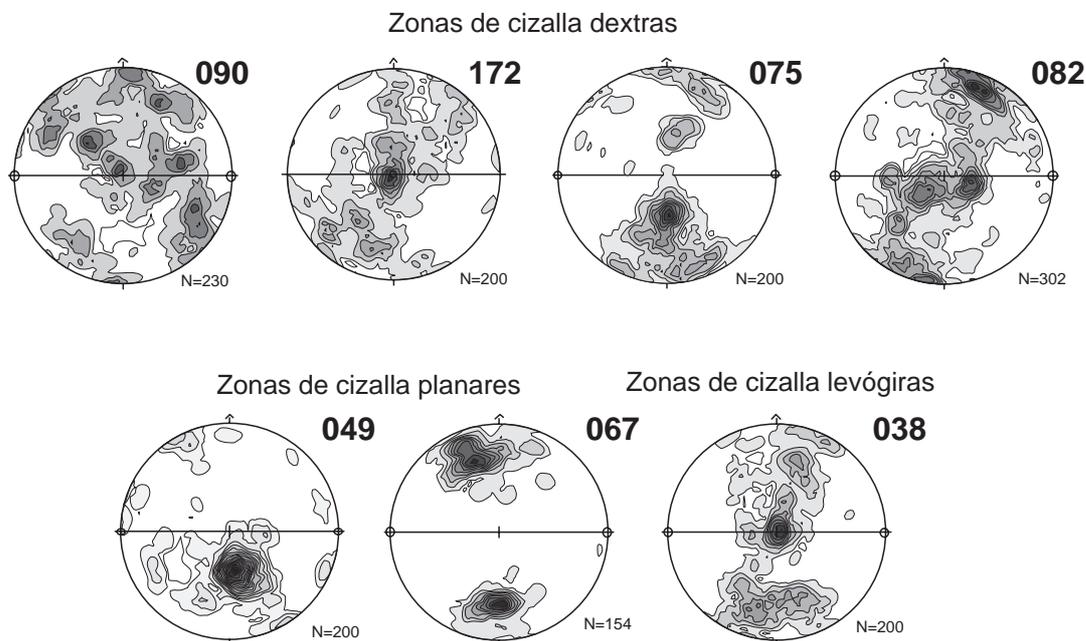


Figura 3.29. Texturas de cuarzo en zonas de cizalla relacionadas con la ZDML. a) en cuarzomilonitas (lam 090), esquistos (lam 172) y ortoneises félsicos (lams 075 y 082) en zonas de cizalla dexas (090 y 172 paralelas a la zona de cizalla principal y 075 y 082 en zonas de cizalla oblicuas); b) en zonas de cizalla planares sobre las rocas de la Serie de Xareira (láminas 049 y 067); c) en una zona de cizalla dúctil levógira en la Punta Chan de Razo (lam 038).

aplastamiento ONO-ESE de la foliación en los esquistos en esta sección con la formación de cizallas conjugadas que en planta indican sentidos de cizalla levógiros y dextrógiros (ver Figs. 3.27g y 3.33).

Texturas de cuarzo

Las texturas de cuarzo procedentes de la zona de cizalla principal, en la figura 3.29, muestran guirnalda cruzada de tipo II (090 y 172). La lámina 090 procede de la milonita en el contacto entre los granitos con fábricas S-C y los Esquistos de Xeiruga, dentro de la ZDML, y la lámina 172 procede de estos mismos esquistos, dentro de la zona de cizalla principal de la ZDML. En la lámina 090

a la lineación utilizada de referencia (Fig. A.33). Esto quiere decir que la posición de la dirección de máxima elongación en relación a la textura de cuarzo está, en esta localidad, vertical. La asimetría externa de las guirnalda cruzada con respecto a la foliación indica un movimiento del bloque occidental hacia arriba, consistente con los criterios geológicos deducidos para la tectónica de la ZDML (Llana-Fúnez y Marcos, 1998, *en revisión*).

Zona de deformación heterogénea

Como se indicó al inicio de este apartado, dentro de la Zona de Deformación de Malpica-Lamego se han

diferenciado dos partes: una zona de cizalla principal, actuando como límite entre la UMT y el Autóctono, y una banda de deformación asociado a este límite que afecta al bloque situado al E, la UMT. Esta banda de deformación tiene una anchura kilométrica (toda la UMT) y se caracteriza por la heterogeneidad de la deformación. Las estructuras que se desarrollan en este sector serán descritas a continuación.

Zonas de cizalla oblicuas

Las cizallas oblicuas son sintéticas con la principal y muestran una geometría similar a las fracturas de Riedel sintéticas (Tchalenko, 1970). Los ángulos que forman con la cizalla principal oscilan entre los 30° y los 50°, ligeramente superiores a los teóricos para cizalla simple e implican una cierta componente transpresiva (según el esquema de Woodcock y Schubert, 1994) (Fig. 3.27).

La zona de deformación asociada a las cizallas suele ser bastante ancha, hectométrica, y transpone la foliación principal previa de las rocas. Sin embargo, el desplazamiento aparente en dirección que acumulan, entre 1-3 km, es pequeño en relación a volumen de rocas afectadas por la deformación. Por el contrario, las fallas más tardías, sobreimpuestas normalmente a algunas de estas estructuras continuas (dúctiles), presentan zonas de deformación estrechas, no superiores al centenar de metros, pero acumulan un desplazamiento similar o superior al medible en las zonas de cizalla. La mayor parte de estas estructuras, especialmente al sur del embalse de Fervenza, se encuentran reactivadas por sistemas de fracturas NE-SO (revisadas al final de este capítulo).

Cuerpos almendrados

Las zonas de cizalla oblicuas y paralelas a la zona principal aislan cuerpos con escasa deformación interna. Ésta se manifiesta por la aparición de pliegues variablemente abiertos que, en general, muestran planos axiales subverticales y ejes subhorizontales. Tanto el apretamiento como la orientación de los ejes dependen de la litología sobre la que se forman; son más frecuentes en la sucesión de esquistos y paraneises, dado el rasgo alternante de la serie ('multilayer'). En estos casos, los pliegues tienen un tamaño variable desde centimétrico hasta decamétrico y los ejes se disponen en paralelo con las zonas de cizalla circundantes (1 y 4 en Fig. 3.27). En los cuerpos de ortoneises y rocas máficas intercaladas, los pliegues son escasos y su amplitud es casi siempre cartográfica. Los ejes de los pliegues pueden llegar a mostrar una cierta oblicuidad con las zonas de cizalla que limitan estos cuerpos rocosos (2, 3 y 5 en Fig. 3.27; Fig. 3.30a). Cuando esto ocurre se obtienen megaestructuras comparables a estructuras S-C, siendo S la traza axial de los pliegues y C las cizallas oblicuas que limitan estos cuerpos. La relación entre S y C en todos los casos analizados es coherente con la cinemática observada en la

zona de cizalla. Los pliegues 2 (ampliado en la Fig. 3.30a), 3 y 4 de la Fig. 3.27 indican movimiento dextrógiro mientras que el 5 indica movimiento levógiro.

Fallas y zonas de cizalla con desplazamiento oblicuo

En los *Mapas y Cortes geológicos* que acompañan esta memoria, se han cartografiado una serie de fallas subverticales con una dirección paralela a la estructura regional que afectan a las rocas de la UMT, especialmente en el área entorno al *embalse de Fervenza*. Estas estructuras muestran un desplazamiento aparente en dirección importante. Sin embargo, durante la reconstrucción geométrica de otras estructuras en los cortes geológicos se ha observado que además es necesario un salto en la vertical a veces equiparable e incluso superior al aparente para la correcta interpretación de la cartografía. Desafortunadamente las malas condiciones de afloramiento no permiten la observación directa de criterios en los planos de falla que apoyen estos hechos, por lo que la mayor parte de las deducciones se hacen a partir de los datos cartográficos. Esto es especialmente aplicable a la región en torno al embalse de Fervenza, tanto al S como al N. En esta localidad se observan fallas de este tipo con una componente inversa deducida en los cortes de Fervenza en Mazaricos, en Pino do Val (Fig. 3.30b) y en la orilla norte del embalse de Fervenza (Fig. 3.30a). La mayoría de estas fallas tienen una componente asociada dextrógiro. Resultan, por tanto, fallas inversas inclinadas al Este y levantado el bloque oriental. De forma similar se han interpretado las repeticiones tectónicas de la zona de cizalla basal de la UMT en la región al N de Rianxo.

Sobre las rocas metasedimentarias que no presentaban una fábrica tectónica previa, como la *Serie arenoso-ampelítica de Xareira* en la localidad tipo (Fig. 2.2), estas zonas de cizalla oblicuas, que en este caso deberían denominarse planares en lugar de oblicuas, transponen la foliación sedimentaria. Se observan flexiones de los planos de estratificación indicando un movimiento aparente inverso levógiro en la Punta do Boi (Fig. 3.31a). Sin embargo, no existen criterios para confirmar que efectivamente se trate de un movimiento inverso levógiro ya que la foliación en las zonas de cizalla es de tipo planar y no se desarrolla una lineación de estiramiento. La orientación de la foliación sedimentaria en esta localidad, dispuesta N180-200, es similar a la que muestran regionalmente las rocas del Autóctono y Autóctono Relativo al E de la UMT en Noia y al O de la UMT en Rianxo. En ausencia de criterios cinemáticos solamente se puede deducir la geometría de las capas plegadas aunque no su cinemática (Fig. 3.32). Solamente la existencia de una foliación de crenulación muy inclinada hacia el Oeste y de pliegues cerrados al Oeste de la Punta do Boi (Fig. 2.2) permite especular sobre una compresión E-O que favorezca un movimiento inverso en estas fallas. Esta compresión se ve reafirmada por la geometría de las

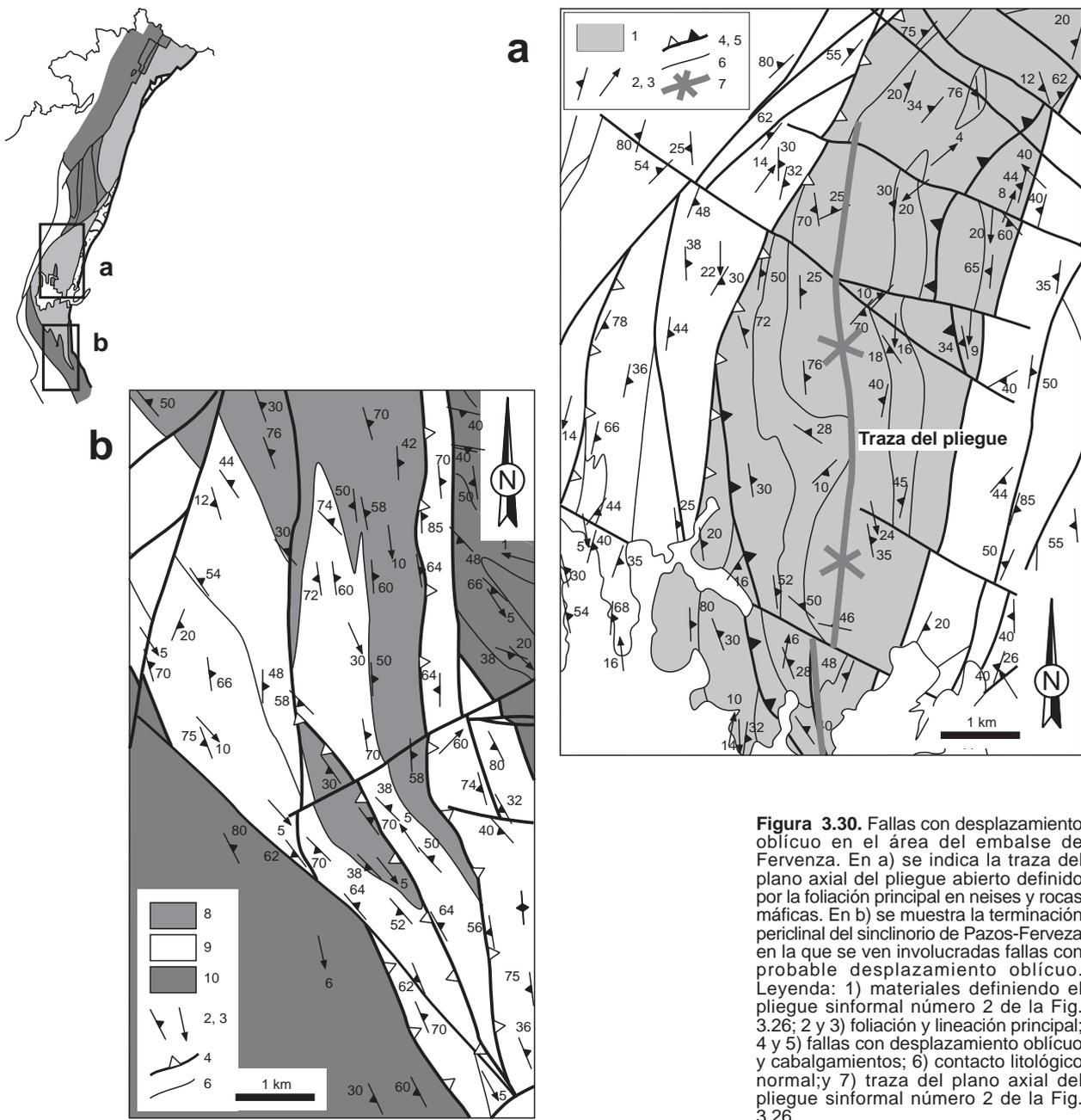


Figura 3.30. Fallas con desplazamiento oblicuo en el área del embalse de Ferveza. En a) se indica la traza del plano axial del pliegue abierto definido por la foliación principal en neises y rocas máficas. En b) se muestra la terminación periclinal del sinclino de Pazos-Ferveza en la que se ven involucradas fallas con probable desplazamiento oblicuo. Leyenda: 1) materiales definiendo el pliegue sinformal número 2 de la Fig. 3.26; 2 y 3) foliación y lineación principal; 4 y 5) fallas con desplazamiento oblicuo y cabalgamientos; 6) contacto litológico normal; y 7) traza del plano axial del pliegue sinformal número 2 de la Fig. 3.26.

texturas de cuarzo que se estudian a continuación.

Microestructuras y texturas de cuarzo

El análisis textural del cuarzo en zonas de cizalla oblicua se ha realizado en ortoneises pertenecientes al Ortoneis de Malpica-Borneiro (075) y al Ortoneis de los Molinos de Ceán (082). En la lámina 082 el aspecto textural del cuarzo es granular, con granos limpios y contactos netos y rectos, similar a la muestra 090. En contraste, la morfología de los granos de cuarzo es completamente distinta en la lámina 075, en la que predominan granos acintados con bordes irregulares entre cuyos granos aparecen pequeños granos subredondeados (elípticos,

utilizando la nomenclatura de los granos en la foliación principal). En esta lámina delgada además son muy abundantes las microestructuras que indican deformación plástica en el agregado (extinción ondulante, bandas de deformación, aparición de subgranos) y de recristalización dinámica (el porcentaje de granos nuevos es bajo, en cualquier caso (<15%, visualmente).

Las texturas de cuarzo son distintas en ambas muestras (Fig. 3.29). En la lámina 082 la reactivación de la foliación principal en los ortoneises félsicos tiene como resultado una fábrica caracterizada por una guirnalda cruzada sencilla con máximos en IIIId y en I, cuya asimetría externa (inclinada hacia el E) parece coherente con el

movimiento dextrógiro de las zonas de cizalla oblicuas. Por último, una guirnalda cruzada de tipo II se observa en la lámina 075, cuyo rasgo más destacable es que se encuentra perfectamente centrada con respecto al sistema de referencia estructural. No obstante, existe una distribución asimétrica de las medidas: en el plano paralelo a la lineación que indicaría cinemática dextrógira y una distribución asimétrica de medidas en el subhemisferio inferior.

En las zonas de cizalla subverticales que se forman sobre la Serie de Xareira existe un predominio de microestructuras relacionadas con mecanismos de difusión asistidos por fluidos (disolución por presión) y cataclasis, sobre microestructuras relacionadas con deformación

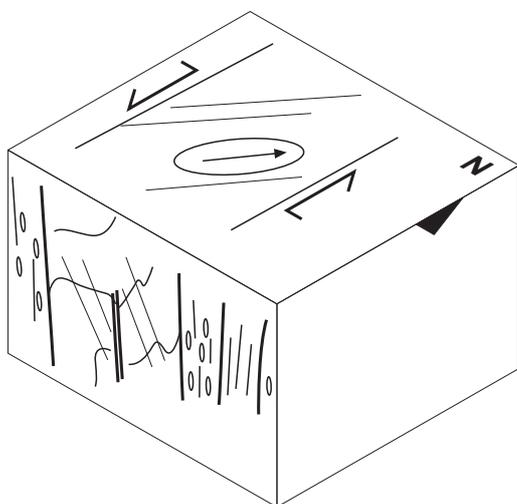


Figura 3.32. Bloque diagrama idealizado representando la geometría en tres dimensiones de las zonas de cizalla con desplazamiento oblicuo que afectan a la Serie arenoso-ampelítica de Xareira en la localidad tipo.

plástica intracristalina. En la zona de cizalla en la ensenada situada al O de la Punta Peterón, la roca de falla es una milonita con fábrica planar, sin una lineación de estiramiento bien desarrollada que pueda indicar dirección de transporte tectónico. En esta roca se distinguen clastos angulosos heredados de cuarzo y feldespatos (plagioclasa) sobre una matriz de grano fino compuesta por mica blanca, biotita y cuarzo de grano muy fino (Fig. 3.31b). En estos clastos, tanto de cuarzo como de feldespato, la extinción es limpia y no se observan evidencias de deformación plástica. En cambio, en la matriz se aprecian pequeños agregados policristalinos lenticulares de cuarzo en los que este mineral recrystaliza dinámicamente y además muestra una orientación cristalográfica preferente muy bien definida, observable con la cuña de yeso. Se muestrearon dos de estas zonas de cizalla y se midieron las láminas slf 049 y 067 (situación en la Fig. 2.2). Conviene indicar que la foliación elegida como referencia en ambos casos es la

que muestra la zona de cizalla en su parte central equivalente a superficies C. Las dos texturas aparecen centradas en las secciones paralelas a la lineación de referencia (Fig. 3.29) y no son indicativas de asimetría clara. La distribución de máximos recuerda guirnalda cruzada de tipo I muy incompletas o guirnalda de círculo menor con un ángulo de apertura muy bajo. La textura de la lámina 049 recuerda a las observadas en relación a la foliación principal en las rocas de la UMT y del AR ya que presenta un máximo muy marcado en IIf. Dado que las condiciones PT de la deformación son distintas en ambos casos (en estas muestras sólo se deforma plásticamente el cuarzo), conduce a pensar de nuevo en que las características del régimen de deformación en el que se desarrollan las foliaciones es decisivo en la formación de estas asimetrías (ver *Discusión*).

Desplazamientos izquierdos

A lo largo del presente apartado se han hecho algunas referencias a estructuras menores que indican un movimiento levógiro, contrario al movimiento dextrógiro (ligeramente inverso) general. Algunas de estas estructuras, tales como cizallas levógiras envolviendo pliegues dextrógiras (Fig. 3.33) y una foliación de crenulación desarrollada muy localmente (Fig. 3.31c), indicaban una formación tardía de las mismas, posterior al movimiento principal. En otros casos se trataba de estructuras dúctiles similares a las dextrógiras que estaban probablemente relacionadas con el aplastamiento asociado al acortamiento E-O. En esta última sección se introducen además estructuras de mayor relevancia regional que muestran una geometría y cinemática izquierda y que posiblemente guarden una relación temporal tardía con la tectónica general de la ZDML.

El borde oriental de la UMT entre las localidades de la playa de Riás y la localidad de Chacín (al SE del embalse de Fervenza) está limitado por un conjunto de fallas subverticales o inclinadas hacia el O que confieren al contacto un carácter caótico y frágil. Todo este sistema de fallas, que se prolonga durante aproximadamente 47 km, enmascara la zona de cizalla basal de la UMT. En la playa de Riás el contacto entre la UMT y el Autóctono Relativo, la Falla de Riás, se caracteriza por una serie de bandas cloríticas de aspecto almendrado desarrolladas sobre las rocas milonitizadas de las unidades citadas (esquistos plagioclásicos y micaesquistos), en la que se forman abundantes bandas de cizalla C' con movimiento levógiro normal (ver proyección estereográfica de estos elementos estructurales en la Fig. 3.33). La roca de falla en la Falla de Riás, una tectonita de >1 m de potencia (Fig. 3.31e), muestra un diaclasado sigmoidal o un clivaje rocoso (Fig. 3.31d) que indica también un movimiento en dirección levógiro. Considerando estas estructuras y la cartografía, el movimiento de la falla es fundamentalmente en dirección

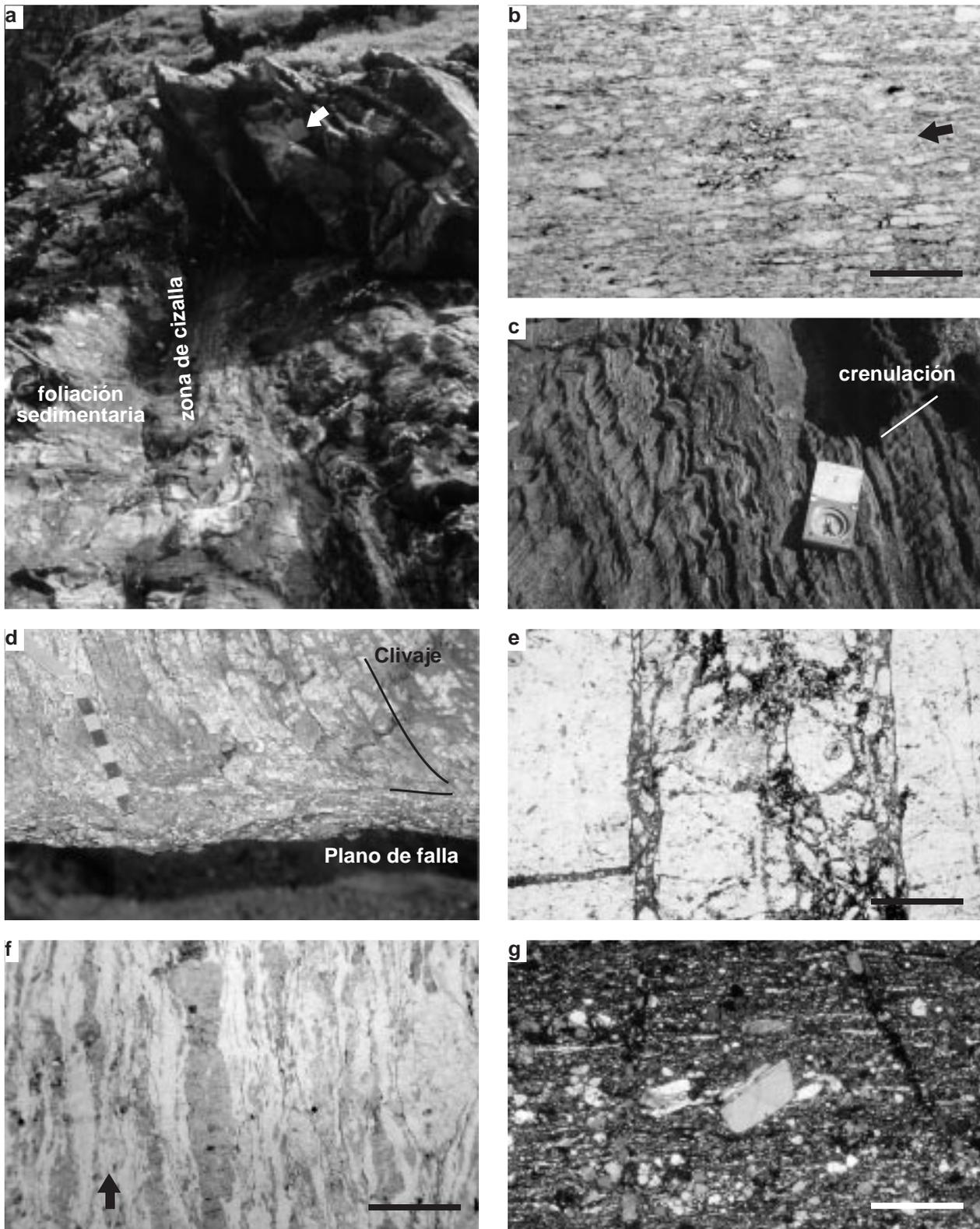


Figura 3.31. Microestructuras relacionadas con eventos tectónicos levógiros en la ZDML: a) cizallas subverticales doblando la foliación sedimentaria en Xareira (mirando al S) (la libreta tiene 30 cm); b) foliación tectónica incipiente en zonas de cizalla subverticales sobre materiales pelíticos de la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira (slf047); c) pliegues sinquistosos dentro de la zona de cizalla principal (mirando al S en la playa de Xeiruga); d) clivaje rocoso en tectónicas asociadas a la Falla de Riás; e) fracturación tardía relacionada con el clivaje rocoso en d (slf114); f) foliación neísica en granitos de dos micas en la zona de cizalla en la Punta Chan de Razo (slf036); y g) milonitas "frías" desarrolladas sobre limolitas del Autóctono Relativo en la zona de cizalla en la Punta Chan de Razo. La libreta en a) tiene 21 cm, la regla en d) tiene 8 cm, la barra en b) y f) 200 μm y la barra en e) y g) 50 μm .

y levógiro. El salto normal aparente que se observa en el corte geológico de la Fig. 3.33 puede ser satisfactoriamente explicado por el desplazamiento levógiro de una sucesión previamente inclinada hacia el Norte. No obstante, no se dispone de datos que permitan precisar este movimiento, por lo que tampoco se descarta que el salto aparente sea debido en parte a una componente normal en la falla.

en pegmatoides (Pagés Valcarlos y Chambollé, 1987; Castroviejo, 1990).

Al E de la playa de Riás, en la Punta Chan de Razo, se ha cartografiado un dique granítico (de dos micas) dentro de las rocas del Autóctono Relativo que se continúa hasta penetrar en una zona de cizalla de dimensiones hectométricas (Fig. 3.33). La foliación fuera de la zona de

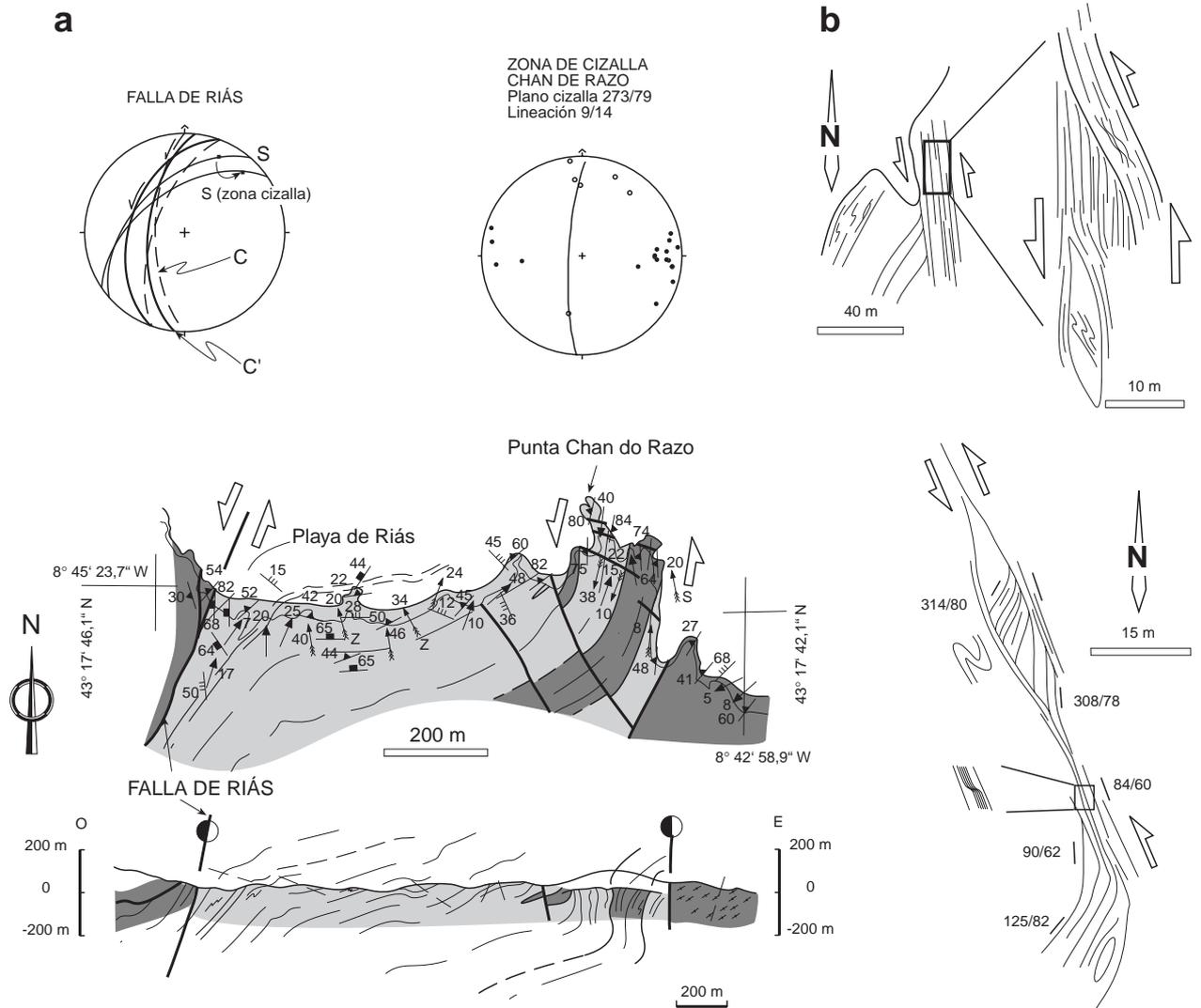


Figura 3.33. Estructuras laterales izquierdas en relación con la ZDML: a) límite oriental de la UMT en la playa de Riás (se muestran proyecciones estereográficas de datos significativos de la Falla de Riás y la zona de cizalla en la Punta Chan de Razo); b) esquemas de campo en los que se observan zonas de cizalla levóginas rodeando estructuras previas (localización de los dibujos de campo en el recuadro en la Fig. 3.28).

La prolongación meridional de esta estructura entre las localidades de Corcoesto y Meanos, al NE del embalse de Fervenza, está enmascarada por la intrusión de granitos y pegmatitas en zonas de fractura que muestran frecuentemente texturas brechoides (posiblemente relaciones intrusivas sincinemáticas). Asociadas a esta fracturación tardía se han descrito mineralizaciones de oro

cizalla se inclina hacia el Norte ($>40^\circ$) y se reorienta en la misma hasta situarse subvertical con una dirección N-S. Esta foliación es milonítica y está definida en los cuerpos graníticos por un bandeo neísico en el que se deforman plásticamente cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Lleva asociada una lineación de estiramiento que se inclina *ca.* 14° al Norte. Asumiendo un régimen de deformación

en el que predomine la cizalla simple la lineación se puede utilizar como dirección de transporte tectónico e indicaría un sentido levógiro. Con esta geometría, una lineación de estiramiento menos inclinada que la foliación fuera de la zona de cizalla, y un movimiento levógiro ligeramente inverso, se produce el salto aparente normal que se observa en el corte Malpica (*Cortes Geológicos*).

Microestructuras y textura de cuarzo en zonas de cizalla dúctiles

La zona de cizalla en la Punta Chan de Razo produce un intenso retrabajamiento de la foliación previa, tanto en los esquistos como en las rocas graníticas (Fig. 3.31f). Las rocas de origen metasedimentario se presentan con una textura milonítica cataclástica con un porcentaje de matriz variable entre 80-90%, en la que se conservan clastos subredondeados de cuarzo y feldespatos, ambos poco o nada deformados (Fig. 3.31g). Coexistiendo con la deformación frágil de los clastos de cuarzo, se observan corredores en los que el cuarzo aparece en cintas, evidenciando mecanismos de deformación plástica intracrystalina. Las plagioclasas, en agregados alargados paralelos a la foliación, están rotas y los fragmentos rotados unos con respecto a los otros. La foliación que se observa en estas rocas a escala de afloramiento está definida por un bandeo composicional determinado por la concentración en bandas de micas (moscovita y clorita), óxidos de hierro, cuarzo y feldespatos (plagioclasa).

En las rocas de origen ortoderivado la foliación asociada a la zona de cizalla está definida por un bandeo neísico formado por agregados policristalinos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa y por la orientación dimensional de micas (Fig. 3.31f). En algunas de las bandas de feldespato potásico y plagioclasa se conservan fenocristales originales que no han recrystalizado con la deformación. La plagioclasa, a pesar de estar bastante sericitizada, conserva una textura granoblástica dentro de los agregados de plagioclasa, con cristales alargados de 200 por 80 μm . El cuarzo presenta tamaños de grano uniforme (ca. 50 μm), extinción ondulante y bordes de grano irregulares en los que se forman granos nuevos de 8 μm . Se observan también bandas de deformación dispuestas a 60° de la foliación y la formación de cristales acintados de 2,0 por 0,1 mm. La sericitización de las plagioclasas, la profusión de clorita sustituyendo biotita y la removilización de feldespato potásico que precipita junto con epidotas en zonas de fractura asociadas a las cizallas, evidencian el importante papel que debe de jugar la circulación de fluidos en estas bandas de alta deformación y que probablemente facilitan la actuación de deformación plástica intracrystalina en cuarzo y feldespatos.

Dentro de la foliación, definida por el bandeo neísico, se ha elegido como en los ortoneises, un agregado policristalino de cuarzo. Los granos de cuarzo son relativamente grandes y muestran en general hábitos

rectangulares paralelos a la foliación. Los bordes de grano son bastante irregulares y están relativamente mal definidos; sin embargo, no se forman mantos de recrystalización importantes en torno a los cristales viejos (granos tabulares *t*). Estos últimos muestran extinción ondulante con planos de subjunta perpendiculares a la foliación.

La textura de cuarzo presenta una guirnalda cruzada de tipo II muy clara que aparece centrada y con un brazo sensiblemente mejor desarrollado que indica una cinemática dextrógira (muestra slf038 en la Fig. 3.29). Este sentido dextrógiro para la zona de cizalla es completamente opuesto a la estructura cartográfica y a las microestructuras predominantes en lámina delgada (peces de mica y bandas de cizalla C').

Microestructuras asociadas a la Falla de Riás

Separando las rocas de la UMT de los materiales del Autóctono Relativo se ha localizado en la playa de Riás un dique compuesto casi totalmente por cuarzo. Se ha interpretado este dique como la tectonita que se forma durante la actividad tectónica principal de la Falla de Riás. Al microscopio se observa una ultramilonita, compuesta por más de un 90% de matriz de cuarzo de grano muy fino, sobre la que se sobrepone deformación cataclástica en diversas generaciones de fracturas rellenas por cuarzo y opacos (Fig. 3.31eg). Estas fracturas se concentran en los bordes de la tectonita, de aproximadamente un metro de ancho, y están posiblemente asociadas a las terminaciones del clivaje rocoso descrito anteriormente en relación con los movimientos izquierdos (Fig. 3.31d). En los esquistos del AR se conservan estructuras dúctiles tales como bandas C', probablemente previas a la fracturación en la Falla de Riás.

Estructura del Autóctono y del Autóctono Relativo en la región de Tomiño-Caminha

Al S de Caminha se extiende una banda de rocas pertenecientes al Autóctono de la Zona Centro Ibérica (Cabral *et al.*, 1992). Por encima de esta sucesión se dispone una serie de materiales esquistosos y cuarcíticos con abundantes niveles de liditas en la base y cuarcitas preferentemente en la parte superior. La aloctonía de esta serie con los materiales infrayacentes ya fue puesta de manifiesto por Ribeiro *et al.* (1990) y por Cabral *et al.* (1992). La deformación es intensa en todo el conjunto presentando las rocas esquistosas, en ocasiones, un aspecto filonítico. Este conjunto, que se ha denominado Unidad del Miño Central y Occidental por Cabral *et al.* (1992), presenta algunas analogías con el Grupo Nogueira y con el Grupo Paraño (Marquínez, 1984), pertenecientes al Autóctono Relativo (Ribeiro *et al.*, 1990; Toyos, 1995).

A partir de la cartografía de niveles lidíticos y de cuarcitas en las hojas del Mapa Geológico de Portugal se

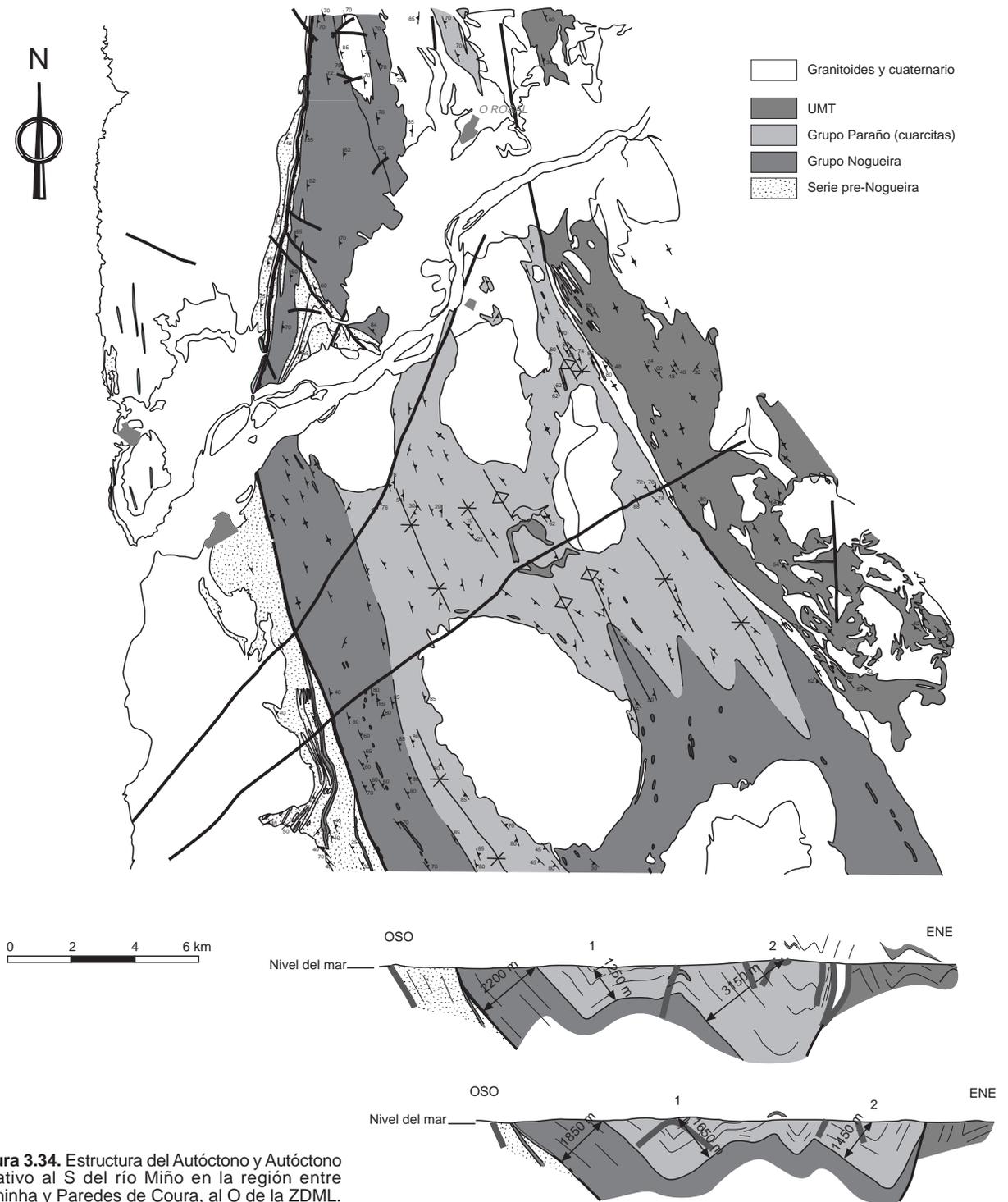


Figura 3.34. Estructura del Autóctono y Autóctono Relativo al S del río Miño en la región entre Caminha y Paredes de Coura, al O de la ZDML.

puede hacer una primera estimación de la posición del contacto entre el Grupo Paraño y el Grupo Nogueira, que se presenta en la figura 3.34. En los cortes geológicos de la misma figura y en la cartografía se aprecia que la estructura de esta lámina (Grupos Nogueira y Paraño) está determinada por un tren de pliegues con los ejes subhorizontales y paralelos a la traza de la ZDML al S del

río Miño. El acortamiento de la longitud de onda de dichos pliegues conforme se aproximan a la ZDML puede estar relacionado con un efecto de contrafuerte ('buttressing', término introducido por Butler, 1989) ejercido por esta estructura. En la prolongación septentrional de estos pliegues, al otro lado del río Miño, los pliegues se aprietan considerablemente y tienden a orientarse paralelamente a

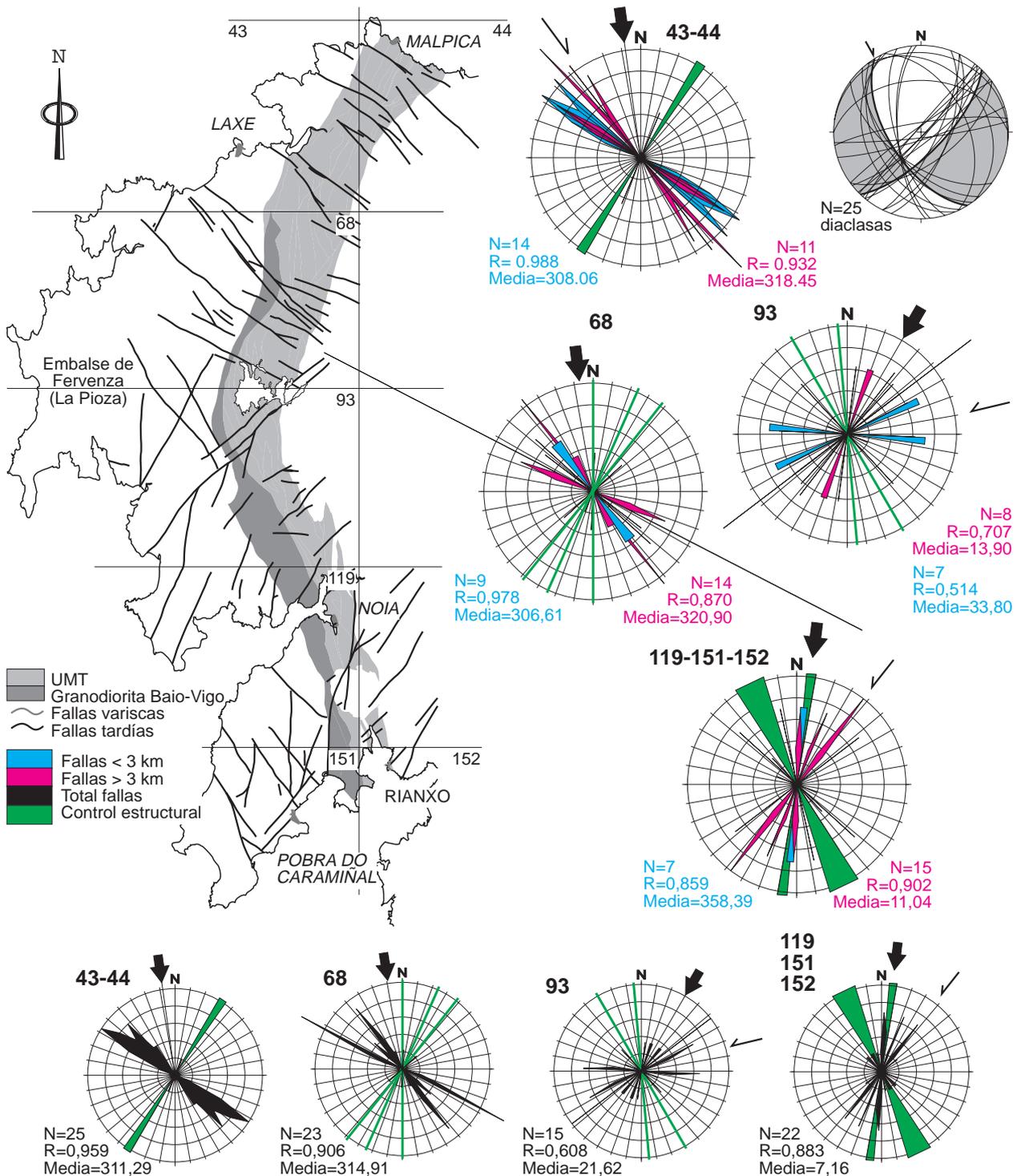


Figura 3.35. Sistemas de fracturación tardía NO-SE y NE-SO sobre las rocas de la UMT y las rocas del entorno. Los diagramas de rosas de las fallas medidas a partir de la cartografía muestran el fuerte control estructural de la anisotropía previa (directriz estructural varisca). Esta anisotropía sólo permite el desarrollo de nuevas fallas en posición conjugada con respecto a la dirección de la anisotropía dominante en cada área. La zona de estudio se ha dividido en las hojas 43-44, 68, 93 y 119-151-152 del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000. Adicionalmente se han proyectado datos de diaclasas de la costa norte que coinciden con los datos de la cartografía. Ver interpretación en el texto. Diagramas en rosa realizados con Stereonet 4.0 para PC compensando las áreas de las proyecciones (en lugar de intervalos angulares). Se han utilizado 36 sectores, con cinco anillos que representan un 5 % cada uno.

la Falla de Valdemiñotos (Toyos, 1995). Esta estructura se ha descrito como una falla normal tardía, no obstante presenta una orientación similar a la de las zonas de cizalla oblicuas descritas en este trabajo (ver Mapa 2). Independientemente de la interpretación genética de estos pliegues, parecen ser anteriores a las zonas de cizalla subverticales (Toyos, 1995) y se originarían en una compresión E-O que podría estar en relación con un movimiento en vertical en la ZDML del que se discutirá en el siguiente capítulo. Para poder precisar todos estos puntos se requiere una revisión de la cartografía en la que, además de actualizar las unidades litoestratigráficas utilizadas, se detalle la geometría de los pliegues, especialmente en lo que se refiere al cambio de longitud de onda de los mismos en las proximidades de la ZDML y a su posible retrovergencia en esta misma zona asociada a un efecto de contrafuerte de la ZDML.

FRACTURACIÓN TARDÍA

Sistemas de fallas NO-SE y NE-SO

El último conjunto de estructuras desarrollado sobre las rocas de la zona de estudio son dos sistemas de fracturas frágiles, con direcciones NO-SE y NE-SO. El análisis de esta deformación tardía sólo se realizó en el área comprendida en el Mapa 1. El primer sistema predomina al N del embalse de Fervenza (Fig. 3.35). Son fallas rectilíneas subverticales o inclinadas al N con una salto aparente predominante en dirección dextrógira, aunque se reconoce cierto levantamiento del bloque septentrional. El segundo sistema se desarrolla especialmente al S del embalse de Fervenza (Fig. 3.35). Se trata igualmente de fracturas rectilíneas subverticales con una componente aparente predominante levógira. Algunas de estas estructuras (orilla S del embalse) podrían haber jugado con una componente normal importante, hundiendo el bloque septentrional.

Ambos sistemas de fallas implican un acortamiento N-S que se observa en la cartografía y en las proyecciones estereográficas de la figura 3.35. Los desplazamientos aparentes en ambos casos son del orden de centenares de metros. A partir de la figura 3.35 se deduce el fuerte control estructural que ejerce la anisotropía previa sobre el

desarrollo de nuevas fracturas. Como se ha observado en el campo, la mayor parte de los accidentes tectónicos variscos importantes aparecen fracturados en episodios frágiles muy posteriores. La reactivación de estas anisotropías previas, tan penetrativas en las rocas de la UMT y entorno, condiciona la orientación de las nuevas fracturas que ocuparían posiciones conjugadas con las existentes indicando ambas un acortamiento N-S.

En el sector meridional las zonas de cizalla subverticales oblicuas cobran mayor importancia determinando la existencia de dos anisotropías estructurales fuertes. Este hecho condiciona la agrupación y el desarrollo de las nuevas fracturas e influye en el aspecto confuso de la proyección de los datos de las hojas 119-151-152.

Como el objetivo de la presente tesis no pretendía la caracterización de los sistemas de fracturación tardía, no se han recogido datos de orientación de planos de fallas, estrías y reconocimiento de materiales sin y post-cinemáticos. Para realizar una interpretación estructural adecuada de estas estructuras se debe de considerar la geología regional de Galicia en el contexto geodinámico de la Cordillera Cantábrico-pirenaica. En el dominio gallego el sistema de fracturas NO-SE es muy frecuente y se encuentra relacionado con la formación de cuencas sedimentarias de edad terciaria (Santanach, 1994; Ferrus Piñol, 1994). Estas cuencas sedimentarias son sintectónicas y se asocian a fallas con movimiento en dirección, en este caso dextrógiro. Esta tectónica alpina, de carácter intracontinental, está relacionada con la compresión N-S que dio lugar a la formación de un prisma de acreción al N de la costa española (Boillot y Malod, 1988; Alvarez-Marrón *et al.*, 1997; Gallastegui, *inédito*). La deformación, de edad alpina, sobre el zócalo varisco ibérico produce la formación de estructuras frontales a la compresión (cabalgamientos y pliegues; Alonso *et al.*, 1996; Marín *et al.*, 1995) y al levantamiento de relieve en la cordillera cantábrica (Alonso *et al.*, 1996). Lateralmente, en Galicia, este mismo sistema de esfuerzos da lugar a la formación de sistemas de fallas de 'strike-slip' conjugadas cuyo principal efecto es el escape lateral a la cadena de bloques, debido a la inexistencia de confinamiento lateral por el O, esto es por su situación en el borde de la corteza continental de la placa ibérica (ver Fig. 3 en Santanach, 1994) de forma similar a la descrita para la cuenca panónica al E de los Alpes (Ratsbacher *et al.*, 1991).

IV. DISCUSIÓN

ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA DEFORMACIÓN EN AGREGADOS POLICRISTALINOS DE CUARZO

Introducción: el análisis de texturas en agregados policristalinos

El efecto principal de la deformación plástica intracrystalina sobre materiales rocosos es la aparición de dislocaciones en la estructura cristalográfica cuya migración produce orientación cristalográfica preferente (OCP) en el material deformado. Todas las aproximaciones teóricas a la deformación plástica de agregados policristalinos parten del compromiso entre el equilibrio de esfuerzos sobre los componentes del agregado y la compatibilidad de la deformación de los granos con respecto a los vecinos (Wenk y Christie, 1991). Las principales diferencias entre los distintos modelos teóricos que intentan explicar la deformación de estos agregados policristalinos en la naturaleza se basan en las asunciones de partida de dichos modelos: por un lado, la aproximación de Taylor requiere la activación de cinco sistemas de deslizamiento en cada grano (Etchecopar, 1977, utiliza sólo un sistema de deslizamiento) y un régimen de deformación homogénea en un material con un comportamiento rígido-plástico (Lister y Hobbs, 1980; Hobbs, 1985), acomodando el cambio de forma de los granos deformados plásticamente por mecanismos de recristalización (Jessel, 1988); y por otro lado, H.-R. Wenk y colaboradores (Wenk *et al.*; 1989; Wenk y Christie, 1991; Wenk, 1994) proponen una «teoría viscoplástica autoconsistente» en la que la deformación se distribuye heterogéneamente en un agregado con un comportamiento reológico viscoplástico y en la que no es necesaria la activación de los cinco sistemas de deslizamiento. Algunas de las principales aportaciones de esta nueva teoría (Wenk *et al.*, 1989) son la consideración, entre otros factores, de:

(i) un número ilimitado de sistemas de deslizamiento sobre los que predominan generalmente un número muy reducido;

(ii) el endurecimiento por deformación por la actuación continuada de determinados sistemas de deslizamiento (cuando una red cristalográfica se reorienta llega un momento en que alcanza una posición que no es idónea para seguir deformándose por el mismo sistema de deslizamiento); y

(iii) la sensibilidad a la velocidad de la deformación de los materiales, relacionado con el comportamiento

reológico del mismo (viscoplástico frente a rígido-plástico).

Las simulaciones por ordenador (Lister y Hobbs, 1980; Jessel, 1988) que utilizan como base teórica la aproximación de Taylor a la deformación de agregados policristalinos, reproducen relativamente bien en casos concretos algunas de las texturas observadas en ejemplos naturales, pero carecen de aplicabilidad general dados los condicionantes iniciales en los que se basan, especialmente en lo referente a la homogeneidad de la deformación. La aplicación de la teoría viscoplástica autoconsistente, que recoge algunas de las limitaciones anteriores, reproduce los mismos resultados que las anteriores e incluso permite mejorarlos obteniendo algunas de las texturas no reproducidas en los modelos anteriores (Wenk *et al.*, 1989) y que son muy frecuentes en la naturaleza, como las que presentan máximos en la posición del eje intermedio Y (Schmid y Casey, 1986).

En deformación experimental se tienen en consideración otros factores que afectan al resultado final, así como a las microestructuras presentes, como son el grado de recristalización, relacionado con la temperatura y la velocidad de la deformación, y la presencia de fluidos durante la deformación (Tullis *et al.*, 1973; Dell'Angelo y Tullis, 1989). En estas reproducciones experimentales se pone de manifiesto la heterogeneidad de la deformación y se confirma alguna de las observaciones de la teoría viscoplástica de la deformación como es la presencia de granos con una orientación no favorable al deslizamiento ('augen'), los cuales se endurecen con la deformación (ver Tullis *et al.*, 1973).

El régimen de deformación no coaxial general

Los modelos teóricos de deformación plástica en agregados policristalinos se ajustan relativamente bien a los casos reales sencillos que presentan las mismas limitaciones exigidas a los modelos. Tanto en deformación experimental como en las simulaciones por ordenador se utiliza compresión uniaxial (cizalla pura) alternando con cizalla simple, suponiendo casi siempre deformación plana con el objeto de simplificar la metodología y los modelos (se analiza la deformación en dos dimensiones, despreciando la componente lateral); este régimen de flujo es perfectamente asumible en las condiciones en las que se produce la deformación en niveles corticales medios o superiores, en facies de los esquistos verdes (Dell'Angelo

y Tullis, 1989). En estas condiciones se concentra la deformación y se acumulan grandes desplazamientos tectónicos en zonas de cizalla discretas (Price, 1985), favorecidos por la actuación de procesos de debilitamiento por deformación, provocados generalmente por cambios de fase mineral, intervención de fluidos en la deformación o incluso la reducción del tamaño de grano relacionada con un cambio en el mecanismo de deformación predominante (Mitra, 1982; Brodie y Rutter, 1985). En estas zonas de cizalla predominan los mecanismos de cizalla simple (Ramsay y Graham, 1971) y normalmente la asunción de deformación plana constituye una buena aproximación (Price, 1985).

Sin embargo, cuando el desarrollo de la foliación milonítica afecta a grandes zonas deformadas, fuera de zonas de cizalla discretas el modelo de deformación plana ('plane strain') caracterizado por cizalla simple no trabaja y aparecen incongruencias (Law, 1990); las texturas muestran geometrías que indican aplastamiento o una componente de cizalla pura importante (Price, 1985; Schmid y Casey, 1986; Wenk *et al.*, 1989; Law *et al.*, 1990). Normalmente se establece una relación estructural homoaxial entre el predominio de cizalla simple o el de cizalla pura (Lister y Dornsiepen, 1982), pero no se consideran sistemas más complejos en los que no existe esta homoaxialidad.

Paralelamente al avance tecnológico en el análisis de texturas, se han revisado los conceptos referidos al tipo de régimen de flujo en determinados ambientes geodinámicos, especialmente en regímenes transpresivos y transtensivos (p. ej.: Fossen y Tikoff, 1993; Robin *et al.*, 1994; Teyssier *et al.*, 1995; Jones *et al.*, 1997; Tikoff y Greene, 1997). En estos casos, la oposición clásica entre cizalla simple y cizalla pura en secciones bidimensionales (asumiendo deformación plana), es sustituida por sistemas más complejos, en un régimen no coaxial general que considera una tercera dimensión, la dimensión geográfica, muy importante en tectónica, y normalmente derivan en la modelización de zonas de cizalla de simetría triclinica (p.ej.: Jiang y Williams, 1998; Lin *et al.*, 1998).

Los sistemas de deformación tridimensionales son posibles en zonas internas de cordilleras, en niveles de corteza media a inferior e incluso mantélicos, donde el comportamiento reológico de los materiales predominantes (cuarzo y feldespatos en la corteza) es completamente diferente, básicamente plástico, favorecido además por la atenuación de las diferencias reológicas entre distintos materiales (Rutter y Brodie, 1992). En estas condiciones, el flujo lateral de material en relación al movimiento tectónico relativo de las placas cobra mayor importancia y puede influir en el régimen de flujo observado localmente en las fábricas y texturas, esto es, mayor participación de cizalla pura en el régimen no coaxial general. Uno de los contextos geodinámicos en los que es posible una migración lateral de material rocoso en profundidad reflejo

de la tectónica que se observa en superficie son las cordilleras de colisión, tanto recientes: Himalaya (Tapponier *et al.*, 1996), Alpes (Ratsbacher *et al.*, 1992), Turquía (Dewey *et al.*, 1986); como antiguas: Caledonides (Gilotti y Hull, 1993).

En condiciones de alto grado (AT y AP), donde la tectónica tangencial se ve dificultada por las enormes presiones litostáticas, cobra importancia el aplastamiento como mecanismo de exhumación desarrollando las fábricas lineaciones de estiramiento en direcciones aleatorias o perpendiculares a la dirección de transporte tectónico (Fernández, 1997).

En este sentido, es importante la revisión de la interpretación de las estructuras en estas zonas, especialmente la utilización de las lineaciones de estiramiento como indicadores de transporte tectónico (Schmid, 1982), ya que solamente sería aplicable en un régimen de flujo en el que predomine la cizalla simple en la dirección de transporte sobre las demás componentes geográficas (Passchier, 1998). Esto no ocurre en regímenes transpresivos y transtensivos (Fossen y Tikoff, 1993; Robin *et al.*, 1994; Teyssier *et al.*, 1995; Jones *et al.*, 1997; Tikoff y Greene, 1997) y en determinados ambientes geodinámicos profundos, tanto a escala local (Passchier *et al.*, 1997; Passchier, 1998) como regional (Gilotti y Hull, 1993). En ocasiones la lineación de estiramiento indica la posición de máxima elongación finita producida en más de una fase de deformación y no necesariamente estaría relacionada con una dirección de transporte particular a alguna de las fases implicadas (Klaper, 1988).

Análisis cinemático de las texturas de cuarzo

Para el cuarzo se han descrito tres grandes familias de planos de deslizamiento: basales, prismáticos y rómbicos; y tres direcciones de deslizamiento: $\langle a \rangle$, $\langle c \rangle$ y $\langle a + c \rangle$. Un plano y una dirección de deslizamiento constituyen un sistema de deslizamiento (Wenk, 1994). Para conocer los sistemas de deslizamiento activos durante la formación de la OCP es necesario disponer de la orientación cristalográfica total; esto se consigue con diversas técnicas, cuyo único y principal inconveniente es su elevado coste y relativa poca disponibilidad (p. ej.: goniómetro de texturas en Baker *et al.*, 1969; microscopía óptica en Panozzo Heilbronner y Pauli, 1993; 'electron channelling patterns' en Lloyd *et al.*, 1987; modelos de difracción de electrones retrodispersados o 'back-scattered electron diffraction patterns', BSDP, en Trimby *et al.*, 1998). A partir de una proyección estereográfica de ejes c únicamente se pueden identificar de modo impreciso las familias de planos de deslizamiento operantes durante la deformación en función del ángulo que muestran con respecto a la posición de la foliación utilizada de referencia (Fig. 4.1). Permaneciendo el sistema de esfuerzos tectónicos con la misma orientación en un régimen de

deformación coaxial, el cambio de estos ángulos indicaría un cambio en la actividad de determinados sistemas de deslizamientos que estaría provocados por cambios en las condiciones de la deformación (temperatura, velocidad de la deformación, metamorfismo, etc).

En el análisis cinemático de las texturas de cuarzo se tienen en cuenta otros factores, principalmente relacionados con la asimetría de las texturas. Si en el

(Passchier, 1983; Passchier y Trouw, 1996).

En las fábricas planares con predominio de deformación coaxial o aplastamiento, las guirnaldas o los máximos puntuales muestran una distribución ortorrómbica en relación al sistema de referencia estructural elegido. En fábricas planolineares y lineares, donde predomina la componente de cizalla simple, generalmente las texturas muestran una asimetría externa con respecto

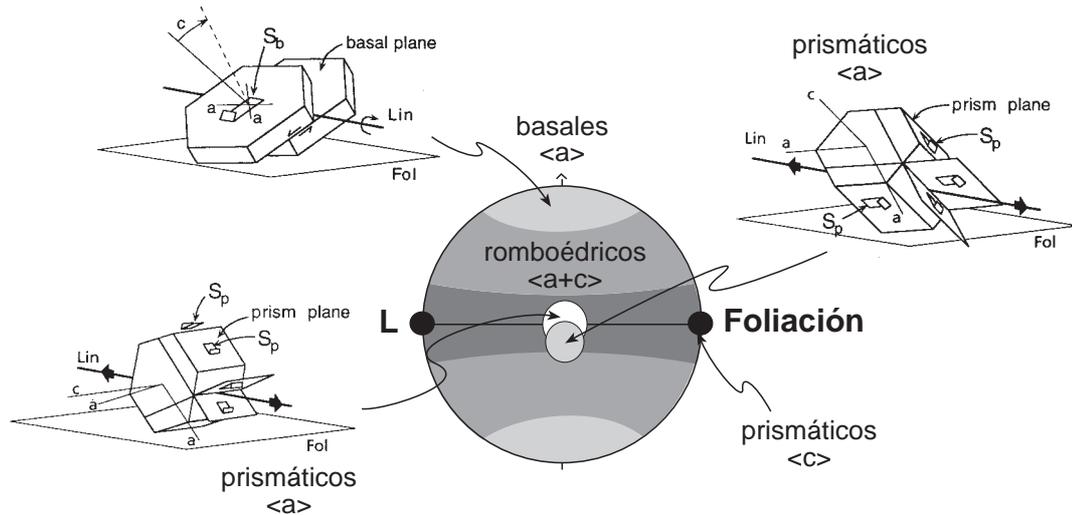


Figura 4.1. Posición en una proyección estereográfica de los tres grupos de sistemas de deslizamiento en el cuarzo: basales, romboédricos y prismáticos, con respecto al ángulo con la foliación principal. Por sus relaciones angulares en la red del cuarzo la situación ideal de los máximos por deslizamiento prismático en las direcciones $\langle a \rangle$ y $\langle c \rangle$ se disponen a 90° uno de otro. Los dibujos ilustrativos de los sistemas de deslizamiento fueron tomados de Pauli *et al.* (1996).

régimen de deformación hay una componente importante de cizalla simple, se observa es una asimetría externa de la textura con respecto al sistema de referencia estructural y también un cambio en la distribución de los máximos relacionado con la orientación favorable, en el caso de guirnaldas cruzadas, de uno de los brazos con respecto a otro en la deformación rotacional (ver esquemas de estas asimetrías y su utilización cinemática en los trabajos de Passchier, 1983; Dell'Angello y Tullis, 1989; Law, 1990; Fueten, 1992; Passchier y Trouw, 1996). La aproximación del plano de deslizamiento, asociado a un brazo de una guirnalda o de un máximo, al plano de cizalla se denomina en la literatura plano de 'easy slip' y es frecuentemente utilizado en la literatura geológica especializada para establecer la cinemática de la deformación en la textura (Lister y Williams, 1979; Bouchez y Pecher, 1981; Law, 1990), aunque su aplicación generalizada es discutida por el grupo de Wenk y colaboradores (Wenk *et al.*, 1989; Wenk y Christie, 1991). En ocasiones, esta aplicación no es posible porque no se tiene en cuenta la relación entre el sistema de referencia cinemático y el sistema de referencia finito y el sentido de cizalla deducido es opuesto al establecido por criterios geológicos convencionales

al sistema estructural elegido y a veces desarrollan desigualmente una de las guirnaldas o máximos puntuales de tal forma que ésta se sitúa perpendicularmente al plano de cizalla (Lister y Williams, 1979; Lister y Hobbs, 1980; Bouchez *et al.*, 1983; ver Wenk y Christie, 1991).

Características generales de las texturas de cuarzo en las foliaciones analizadas

Las texturas de cuarzo relacionadas con la fábrica principal en las rocas de la UMT se caracterizan por presentar guirnaldas cruzadas de tipo I-II (muy ocasionalmente próximas a dobles) con máximos en posición I, II y menos desarrollados en III (nomenclatura de Pauli *et al.*, 1996 en la Fig. 1.5). Las guirnaldas cruzadas de tipo I-II se proyectan en un diagrama de Flinn en el límite del campo constrictivo de la deformación, caracterizado por elipsoides de la deformación prolatos (Lister y Hobbs, 1980; Schmid y Casey, 1986) (Fig. 4.2). Teóricamente estas fábricas estarían caracterizadas por un carácter fuertemente lineal (slf086_1b), aunque no es precisamente el caso de la lámina 216b, que es básicamente planar.

En alguno de los casos las texturas de cuarzo no se encuentran centradas con respecto al sistema de referencia estructural y se observa cierta oblicuidad, similar a la descrita por Simpson (1980) (ver p. ej. muestras slf086_1b, 157 y 216b en la Fig. 3.12).

Por otra parte, son observables asimetrías internas y externas que indican, en secciones paralelas a la lineación (donde generalmente se observan las guirnalda cruzadas), una componente de cizalla simple. Predominan en dominios donde la foliación es subhorizontal, con sentidos de cizalla indicando movimiento del bloque superior hacia el N. Todos estos criterios se incluyen en la figura 4.3, que se verá más adelante.

Además de estas asimetrías, clásicamente relacionadas con una componente de cizalla simple en la dirección de máxima elongación del elipsoide de la deformación, existe un segundo tipo de asimetrías que se interpretarán en la última sección de este apartado. Consisten en una distribución de medidas o máximos asimétrica con respecto a la posición de la foliación en la proyección estereográfica; esto es, máximos más intensos en uno de los dos subhemisferios de la falsilla. En 10 de las 15 texturas analizadas en relación a la fábrica principal se han encontrado estos rasgos (ver Fig. 3.12). Conviene indicar que el ángulo de estos máximos intensos con respecto a la foliación con su homólogo menos intenso es generalmente distinto, por lo que podría considerarse esta distribución como una asimetría interna y externa (siguiendo los criterios de Passchier y Trouw, 1996).

Las texturas en las cuarcitas de la parte superior del Autóctono Relativo, cerca de la zona de cizalla basal de la UMT, están caracterizadas por una guirnalda cruzada de tipo I muy centrada con respecto a la foliación y lineación principal en la roca. Dentro de esta guirnalda predominan los máximos en I, II y III. En el diagrama de Flinn en Schmid y Casey (1986) las guirnalda cruzadas de tipo I caracterizan un régimen de deformación plana (Fig. 4.2). Existen, no obstante texturas con guirnalda cruzadas de tipo II (láminas 034b y 204b) que se situarían en el diagrama de Flinn en posiciones intermedias entre el régimen constrictivo y la deformación plana, más próximas a los tipos presentes en la UMT (Fig. 4.2).

Como en el caso anterior, se aprecian en secciones paralelas a la lineación asimetrías externas e internas de las guirnalda con respecto a la posición de la foliación, determinadas por la geometría interna de la textura (p. ej. slf204b y 033 en la Fig. 3.14), así como externa (p. ej. slf204). Igualmente, tres muestras de las cinco analizadas muestran una distribución de máximos asimétrica con respecto a los subhemisferios.

En una posición estructural intermedia entre las rocas anteriores, UMT y AR, se encuentra la zona de cizalla basal de la UMT. Las guirnalda cruzadas son complejas (slf116, 205 y especialmente 141), probablemente debido a la existencia de rasgos heredados y en el caso de slf141 a la

complejidad de la deformación, ya que se trata de una roca probablemente no deformada con anterioridad. Los máximos principales se trasladan a zonas periféricas de la proyección estereográfica, hacia posiciones de tipo III, alejadas del eje Y y se proyectan en el régimen de aplastamiento del diagrama de Flinn (Fig. 4.2).

Sobreimpuestas a la foliación principal se desarrollan otras estructuras dúctiles como son las zonas de cizalla subverticales. Dentro de este grupo, relacionado con la ZDML, se distinguen tres zonas de cizalla clasificadas en el capítulo anterior como: dexas, planares y levóginas. El grado de heterogeneidad de las rocas analizadas (debida a rasgos heredados) y la actuación frecuente de procesos destructores de OCP, como la recristalización estática asociada a las intrusiones graníticas sin- y post-cinemática, altera o modifica en gran medida las características de la deformación en estas estructuras. Únicamente en el caso de las zonas de cizalla planares se puede precisar el tipo de régimen de aplastamiento, según el diagrama de Flinn, el cual es consistente con la fábrica planar que caracteriza las tectonitas en estas estructuras (Fig. 4.2). Existen asimetrías interna y externa en las texturas, pero dado el carácter local de estas estructuras discretas no es generalizable la cinemática como ocurría con la foliación principal.

Estimación de los sistemas de deslizamiento activos durante la deformación a partir de la geometría de las texturas de ejes c de cuarzo

Las texturas de ejes *c* de cuarzo no permiten, por sí solas, la obtención de la orientación cristalográfica total y por lo tanto tampoco es posible la identificación precisa de los sistemas de deslizamiento activos ni la dirección de deslizamiento durante la deformación plástica del agregado de cristales. La vía comúnmente seguida para intentar delimitar las condiciones de la deformación es la comparación con las simulaciones teóricas y experimentales (Law, 1990). En la aproximación anterior, realizada para delimitar el tipo de deformación asociada a la formación de las texturas, se compararon las texturas-tipo con el diagrama de Flinn de Lister y Hobbs (1980) y de Schmid y Casey (1986). Los primeros autores simulaban las fábricas asumiendo la actuación de determinados sistemas de deslizamiento.

Según estos patrones, p. ej. la lámina 141, procedente de la zona de cizalla basal se ajustaría relativamente bien al modelo de cuarcitas A de Lister y Hobbs (1980), en el que predomina el deslizamiento en los sistemas basales <a> sobre los romboédricos negativos <c+a> y sobre los prismáticos <a>. En este caso particular, los prismáticos en <a> cobran mayor importancia que los rómbicos (al contrario que en Price, 1985). Estas texturas serían propias de deformación en condiciones de baja temperatura. En el resto de las fábricas (foliación principal y zonas de cizalla

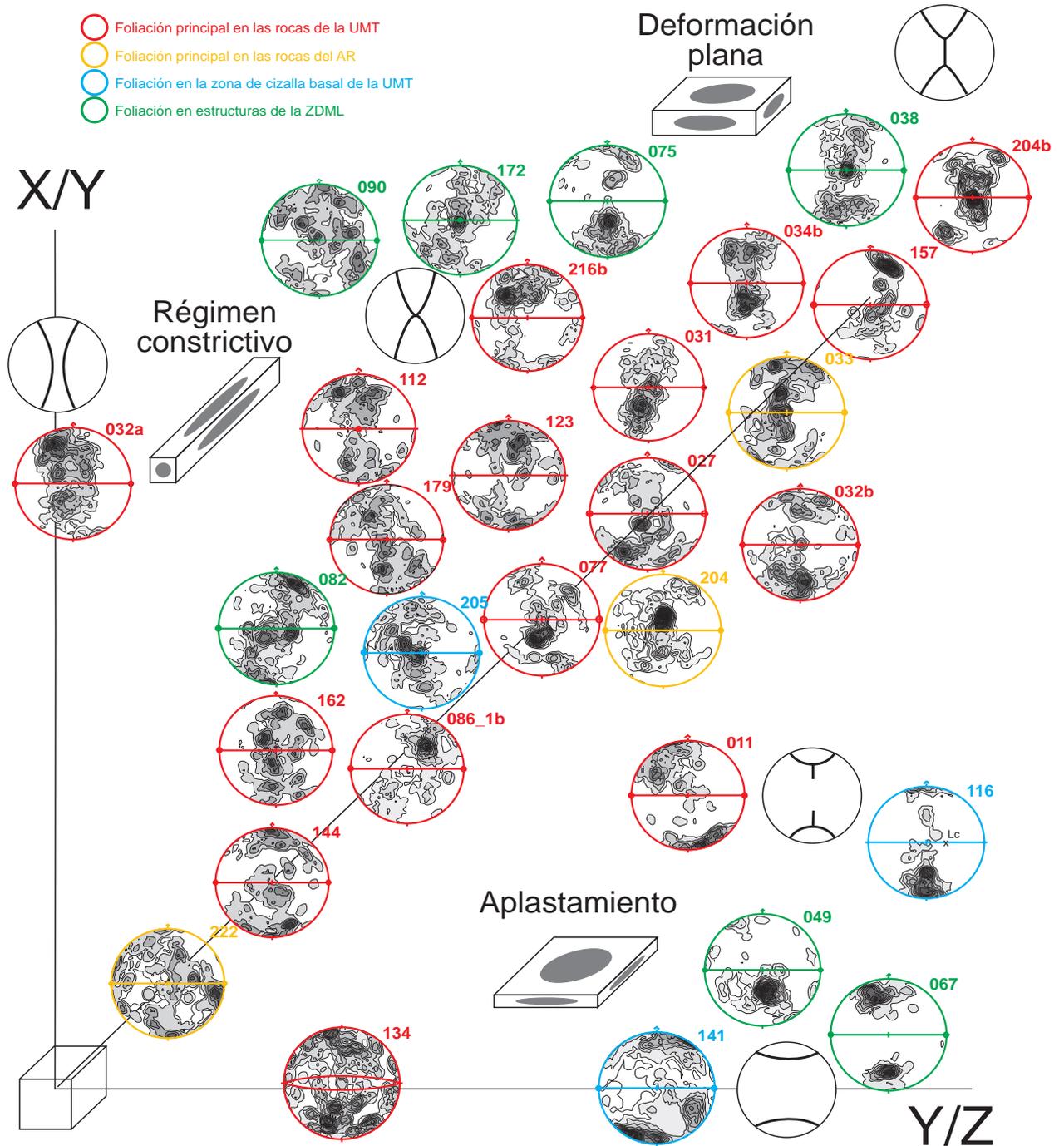


Figura 4.2. Situación aproximada en un diagrama de Flinn (basado en Schmid y Casey, 1986) de las texturas de cuarzo de las foliaciones analizadas. La situación de las texturas en el gráfico es visual, en función de la geometría, tipo y definición o intensidad de la textura, y no pretende ser más que cualitativa, en ausencia de criterios cuantitativos.

subverticales) la comparación con esta simulación no es tan inmediata ya que el predominio de los sistemas basales sobre el resto de las posiciones se ha sobredimensionado en las simulaciones de Lister y Hobbs (1980). En el caso de las simulaciones de Wenk *et al.* (1989) para las cuarcitas de tipo *gamma* (similares a las cuarcitas de tipo C en Lister

y Hobbs, 1980) el desplazamiento de los máximos hacia las posiciones II e I es consistente, al menos parcialmente, con el observado en las texturas obtenidas de la foliación principal, tanto en la UMT como en el AR y también en las zonas de cizalla subverticales. Según este modelo, contribuyen por igual a la deformación plástica del

agregado los sistemas de deslizamiento basales y prismáticos en la dirección <a> y también sistemas dipiramidales trigonales <c+a>.

Así, las texturas en el bloque superior ('hangingwall') y en el bloque inferior ('footwall') indicarían mayor temperatura que las que se observan en la zona de cizalla basal, lo que implica una mayor retrogradación en esta zona de deformación discreta con respecto a la región de deformación generalizada circundante.

Prácticamente todas las foliaciones analizadas presentan máximos en la posición del eje intermedio. La existencia de estos máximos ha suscitado interés en la literatura geológica especializada porque no han sido reproducidas en simulaciones por ordenador (p. ej., Etchecopar, 1977; Lister y Hobbs, 1980), salvo en el modelo viscoplastico de la deformación plástica de Wenk *et al.* (1989), ni en simulaciones experimentales (p. ej., Tullis *et al.*, 1973; Dell'Angello y Tullis, 1989) y sin embargo se ha observado que es una característica muy común de fábricas naturales en condiciones de media-alta temperatura (Bouchez y Pecher, 1981; Price, 1985; Schmid y Casey, 1986; Fueten, 1992; Wenk, 1994; Passchier y Trouw, 1996). En general, se considera que la dirección de deslizamiento se produce en la dirección <a> (Starkey, 1979; Schmid y Casey, 1986; Mancktelow, 1987) de tal forma que en un régimen de deformación con participación de cizalla simple su actividad no afectaría a la simetría de la fábrica debido a que se encuentra en el centro de la proyección estereográfica (ver Fig. 11 en Fueten *et al.*, 1991).

Cinemática general de la deformación

La foliación principal en las rocas de la UMT muestra una apariencia simétrica en secciones paralelas (XZ) y perpendiculares a la lineación (YZ) y perpendiculares a la foliación. Los agregados de granos aparecen aplastados en ambos casos, pero con un alargamiento mucho mayor en planos XZ (ver p. ej. Fig. 3.7). Aunque los criterios cinemáticos se observan mejor en planos XZ, se ha encontrado alguna asimetría en planos YZ (ver Fig. 3.13). Los criterios cinemáticos más frecuentes y significativos que aparecen en estas rocas son bandas de cizalla C' (siguiendo la nomenclatura de Blenkinsop y Treloar, 1995), sombras de presión asimétricas (sistemas tipo delta), orientación de formas en cuarzo ('shape fabric'), peces de mica y orientación cristalográfica preferente en cuarzo (OCP). Todos estos criterios parecen estar en equilibrio con la fábrica principal en la roca (los mecanismos de deformación y la mineralogía son similares).

Los sentidos de cizalla en dominios donde la fábrica principal es subhorizontal o ligeramente inclinada hacia el O muestran un desplazamiento del bloque de techo hacia el N. Este es el caso para las muestras desde el embalse de Fervenza hasta la costa de Malpica (Fig. 4.3). Solamente

en una localidad, los Molinos de Ceán, ha sido observado un movimiento general de bloque superior hacia el S. Sin embargo, esto se explica por el contexto geológico local, ya que los datos proceden del flanco invertido de un pliegue acostado de escala hectométrica, cuyo eje es subhorizontal y paralelo a la lineación regional (Llana-Fúnez, 1997). Este pliegue se interpreta en esta tesis como una estructura de bloque superior de la zona de cizalla basal de la UMT, formado durante las etapas finales del emplazamiento de la UMT sobre el AR en condiciones de esquistos verdes (Fig. 3.21).

En los dominios donde la foliación es subvertical y no está relacionada con eventos de 'strike-slip' posteriores, los escasos datos disponibles indican tanto sentidos de cizalla levógiros como dextrógiros (Fig. 4.3).

Los criterios cinemáticos más frecuentes y extendidos en las rocas de la UMT son las bandas de cizalla C'. Aunque éstas son estructuras en general relacionadas con episodios tardíos en la cordillera, aparecen también en las últimas etapas del desarrollo de la foliación principal. En la sección más septentrional, han sido descritas dos tipos de bandas de cizalla C': una familia con una dirección E-O que mueve el bloque superior hacia el N y otra familia subparalela a la dirección de la foliación que mueve el bloque superior hacia el O (Llana-Fúnez, 1997). La primera se observa fundamentalmente en ortoneises y está posiblemente relacionada con las últimas etapas en el desarrollo de la fábrica principal, como se indicó anteriormente, mientras que la segunda está asociada con fallas normales que mueven el bloque de techo hacia el O (Llana-Fúnez, 1997). Sólo la primera familia de bandas de cizalla, indicando desplazamiento de bloque superior hacia el N y no asociada a estructuras discretas, se extiende a toda la UMT.

Estimación de las condiciones de la deformación en los agregados estudiados

La característica fundamental de la foliación principal en rocas de la UMT (fundamentalmente en ortoneises félsicos) es la presencia de agregados policristalinos lenticulares y planares de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa definiendo el bandeado neísico. Estos agregados alargados muestran microestructuras que indican la actuación de mecanismos de deformación plástica intracristalina en los tres componentes minerales. Estas evidencias se aprecian en el cambio de forma del agregado inicial, la existencia de extinción ondulante, formación de subgranos, maclas y bandas de 'kink' en la mayoría de las fases. También se ha observado recristalización dinámica, poco desarrollada, en los bordes de porfiroblastos de feldespato potásico y, más generalizada, en cuarzo y plagioclasa. A partir de estas microestructuras generalizadas se puede hacer una primera estimación de las condiciones de temperatura de la deformación por

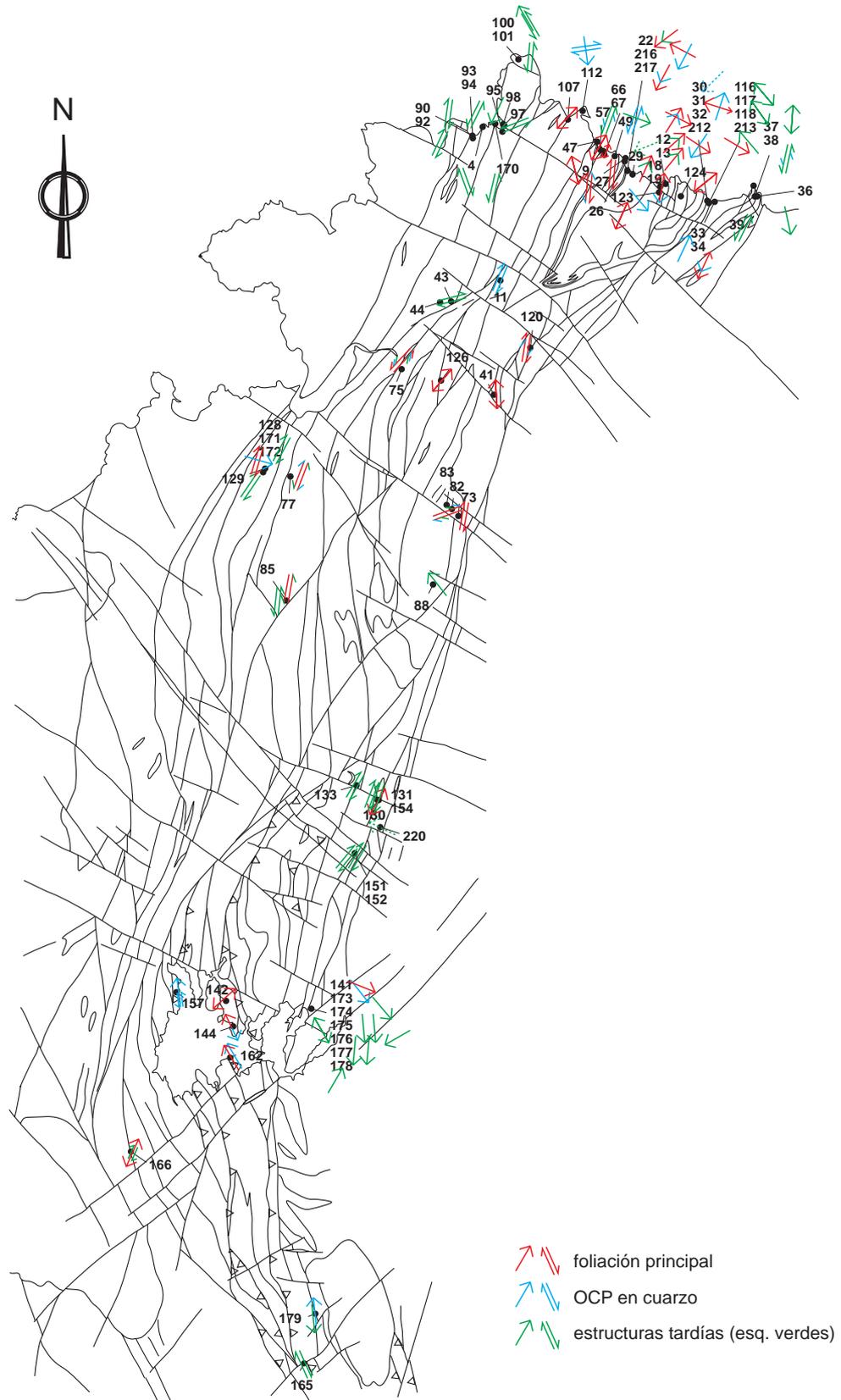


Figura 4.3. Cinemática general de la deformación utilizando criterios microestructurales (incluidas las asimetrías de las texturas de cuarzo). Se ha tenido en cuenta la inclinación de la foliación para indicar la cinemática. Los números corresponden a las muestras síf-.

comparación con otras regiones geológicas mejor estudiadas en las que las rocas presenten texturas similares. Las condiciones de temperatura a las que tienen lugar estos procesos se estiman en el intervalo de 500-600 °C para rocas cuarzo-feldespáticas en ausencia de fluidos (Srivastava y Mitra, 1996; Bell y Johnson, 1989); la presencia de fluidos en los ortoneises félsicos se limita a escasos minerales hidratados (zoisita y mica blanca), ya que no hay formación de fases nuevas en relación a la deformación. Esta temperatura es coherente con las texturas de ejes *c* de cuarzo desarrolladas en condiciones de la deformación de temperatura intermedia (450-600 °C, ver referencias en Passchier y Trouw, 1996), similares a las observadas en estas rocas, en las que predominan los sistemas de deslizamiento prismáticos y rómbicos sobre los basales.

En las cuarcitas situadas en la parte alta del AR la estimación de las condiciones de la deformación es aún más difícil ya que están casi exclusivamente formadas por cuarzo (las evidencias de deformación plástica intracrystalina y de recristalización dinámica en cuarzo se pueden observar por encima de los 350 °C). La distribución de los ejes *c* en las texturas indican, a grandes rasgos, un predominio de los sistemas de deslizamiento romboédricos y prismáticos, que como se indicó anteriormente, son propios de la deformación en condiciones de temperatura intermedias (aproximadamente 450-600 °C; Passchier y Trouw, 1996). Solamente una de las muestras muestra máximos de ejes *c* en torno a la posición de la lineación de estiramiento (slf222, Fig. 3.14). En este caso se podría inferir la actuación de deslizamiento en sistemas prismáticos en la dirección $\langle c \rangle$, calculado para altas temperatura por encima de 640 °C (Mainprice *et al.*, 1986); no obstante, se trata de un caso particular ya que la muestra está probablemente afectada por la reactivación durante la migmatización local, asociada a la intrusión de granitos de dos micas, y no se considera representativa de la foliación principal.

En el resto de estructuras en zonas de cizalla discretas, la temperatura a la cual tiene lugar la deformación ha debido ser inferior: en el caso de la zona de cizalla basal de la UMT y la cizalla levógira en la Punta Chan de Razo, ambas afectando a rocas graníticas, es evidente la retrogradación hidrotermal asociada a la deformación. En la zona de cizalla basal el feldespato potásico muestra además un comportamiento más rígido y la práctica ausencia de recristalización dinámica, lo cual apunta a una temperatura menor, por debajo de 550 °C (Srivastava y Mitra, 1996), en comparación con las microestructuras en las rocas de la UMT. La circulación de fluidos en la zona de cizalla de la Punta Chan de Razo ha podido facilitar la deformación plástica intracrystalina en cuarzo y plagioclasa, asistido por disolución por presión.

En las zonas de cizalla dexas la recristalización ha destruido parcialmente las texturas y microestructuras de

cuarzo en granitos de dos micas milonitizados. En el caso de la zona de cizalla principal las ultramilonitas se generaron en zonas de alta deformación y alta temperatura como sugieren la amplitud de los ángulos de semiapertura de la guirnalda cruzada de tipo II de la lámina 090 (Fig. 3.29).

En el caso de las zonas de cizalla planares solamente el cuarzo muestra evidencias de deformación plástica intracrystalina. Hay que añadir que la roca inicial, de grano fino con alto contenido en matriz, puede favorecer el deslizamiento entre granos (o flujo superplástico) permitiendo la conservación de clastos de cuarzo indeformados rodeados de matriz milonítica (habría deslizamiento entre granos y no necesariamente una orientación cristalográfica no favorable como en Tullis *et al.*, 1973 o en Wenk *et al.*, 1989). Las texturas de cuarzo se caracterizan por guirnaldas de círculo menor en torno a Z con un ángulo de apertura bajo, por lo que es de esperar unas condiciones de temperatura baja a intermedia en estas zonas de cizalla.

Análisis regional de texturas de cuarzo en relación a estructuras mayores: otros ejemplos

El análisis regional de texturas de cuarzo, ‘fabric mapping’ en el sentido de Price (1985), tiene por objetivo caracterizar la deformación asociada a estructuras de escala cartográfica. Existen varios ejemplos de análisis semejantes en la literatura geológica, aunque no son numerosos. En esta sección se pretende establecer una comparación de algunas de las estructuras tratadas en este trabajo con casos estudiados en contextos geodinámicos equivalentes.

Texturas de cuarzo en rocas deformadas en condiciones de alta presión: Ile de Groix y Neises de Monte Mucrone

El análisis de texturas en rocas deformadas en condiciones de alta presión es un tópico poco tratado en la literatura geológica, a pesar del progresivo reconocimiento de los cinturones de alta presión en las cordilleras de colisión.

La primera referencia al respecto es el trabajo de Cannat (1985) en las rocas variscas de alta presión y baja temperatura de la isla de Groix (Bretaña), equivalentes a la UMT. Según esta autora, el sentido de cizalla deducido a partir del análisis de texturas en lentes de cuarzo incluidas en eclogitas es oblicuo (casi perpendicular) con respecto a la posición de la lineación originada en condiciones de alta presión, L1, definida por la orientación de glaucofán y granate. Para esta autora, la lineación es anterior al desarrollo de las texturas de cuarzo, las cuales se forman en relación con pliegues de una segunda fase (pliegues en vaina desarrollados en un régimen de flujo en el que predomina la cizalla simple). En relación con esta fase se produce también una orientación de glaucofán, paralela a

los ejes de los pliegues (L2). El sistema cinemático estructural de referencia elegido para estas fábricas está constituido por la orientación de la foliación y la lineación L2. Las texturas están caracterizadas por guirnaldas cruzadas sencillas poco desarrolladas. Son muy frecuentes los máximos en posiciones basales y en posiciones romboédricas y prismáticas (tipo II y I). Todas las fábricas que se proyectan con este sistema de referencia muestran una intensidad en la distribución de los máximos distinta en ambos subhemisferios (Fig. 4.4).

pliegues y a L2. Esta dirección coincidiría con la posición de L1 y podría estar relacionada con el transporte tectónico de las unidades alóctonas en este sector de la cadena.

Cuerpos de ortoneises con una evolución tectonometamórfica similar a los de la UMT aparecen también en los Alpes en relación con los procesos de colisión que dieron lugar a esta cordillera. Uno de ellos, son los ortoneises de composición granítica a cuarzodiorítica de la Zona de Sesia-Lanzo, metamorizados en condiciones de AP y BT. Estas rocas fueron analizadas

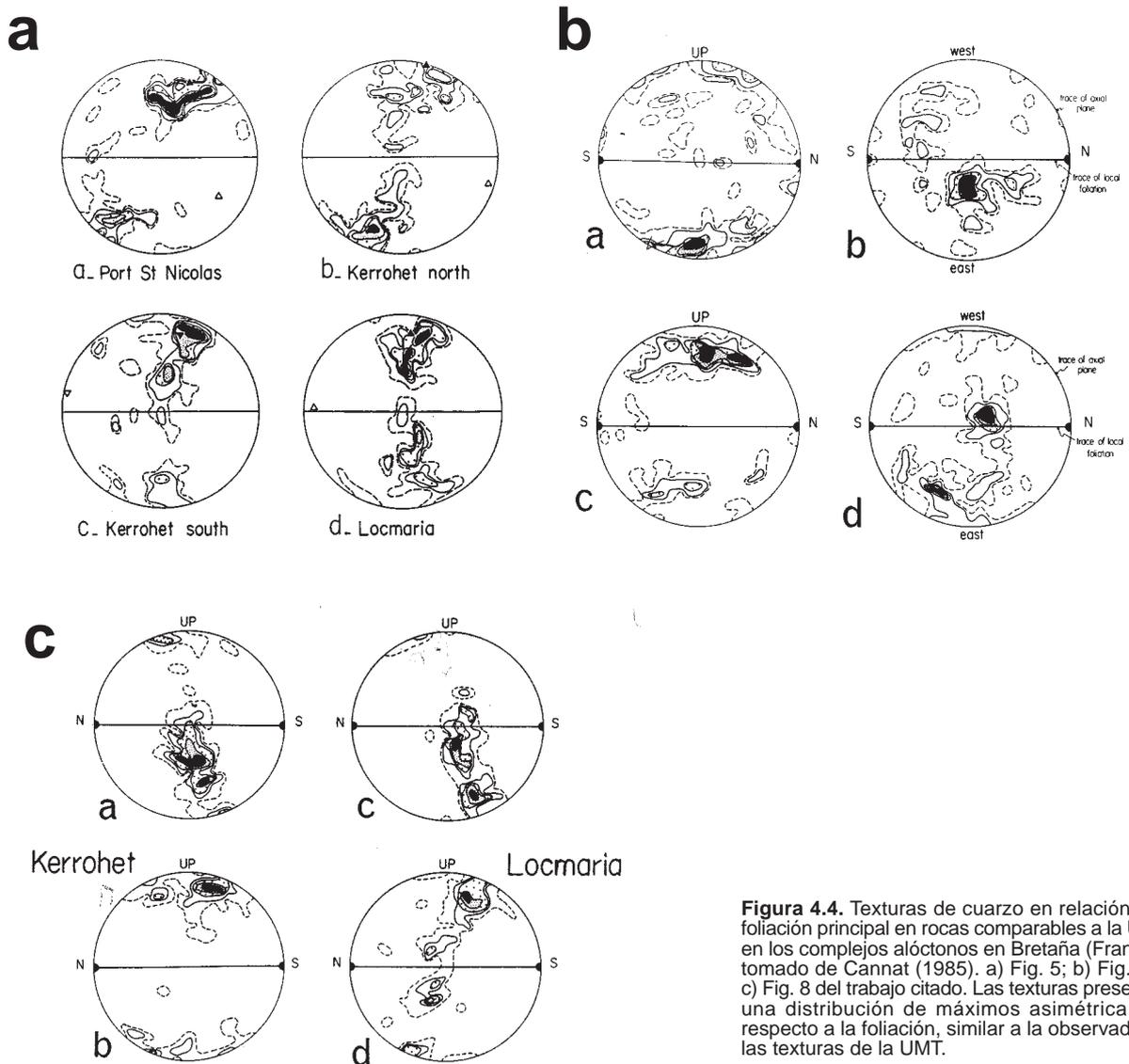


Figura 4.4. Texturas de cuarzo en relación a la foliación principal en rocas comparables a la UMT en los complejos alóctonos en Bretaña (Francia), tomado de Cannat (1985). a) Fig. 5; b) Fig. 7; y c) Fig. 8 del trabajo citado. Las texturas presentan una distribución de máximos asimétrica con respecto a la foliación, similar a la observada en las texturas de la UMT.

Como se propondrá al final de esta sección para el caso de las rocas de la UMT, la asimetría más relevante en las texturas en Ile de Groix es la que se produce en la distribución de máximos de un subhemisferio con su homólogo, por lo que existiría una componente de cizalla simple en secciones perpendiculares a los ejes de los

por van Roermund *et al.* (1979) con el objeto de caracterizar el desarrollo en los mismos de zonas de cizalla posteriores al evento de alta presión. En los dominios indeformados, los agregados de cuarzo no muestran orientación cristalográfica preferente, lo que se explica por la fuerte recristalización que registran estas rocas y que se pone de

manifiesto en la presencia de texturas granulares. Esto no ocurre en las rocas de la UMT, ya que rocas con texturas granulares similares, como slf086_1b y 112, muestran buena orientación cristalográfica preferente.

Texturas de cuarzo en zonas de cizalla asociadas a cabalgamientos

Con el fin de comparar los datos obtenidos en la región estudiada con otras ya conocidas, se han elegido tres casos de zonas de cizalla relacionadas con cabalgamientos en zonas internas de tres cordilleras de colisión: varisca, caledoniana y alpina. En los tres casos, el emplazamiento de la unidad alóctona lleva asociada una amplia zona de deformación, desarrollada fundamentalmente en el bloque alóctono. Desafortunadamente ninguna de las tres está relacionada con la exhumación de rocas de alta presión y por lo tanto el contexto geodinámico no es totalmente comparable. Los casos elegidos son: la zona de cizalla basal de Manto de Mondoñedo en la cordillera varisca en Iberia (Aller y Bastida, 1993), la zona de cizalla basal del 'Moine Thrust' en la cordillera caledoniana en Escocia (Law *et al.*, 1984) y la zona de cizalla asociada al 'Main Central Thrust' en la cordillera alpina del Himalaya (Bouchez y Pecher, 1981).

Zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo (Cordillera Varisca)

Esta zona de cizalla constituye el límite inferior de un gran manto con pliegues acostados en la Zona Astur-Occidental Leonesa de la Cordillera Varisca en Iberia. La banda de deformación asociada a esta estructura afecta a los primeros 3-4 km del bloque superior ('hanging-wall') y se desarrolla en condiciones anfíbolíticas, disminuyendo progresivamente hacia arriba el grado de metamorfismo. La base de la banda de deformación está caracterizada por una zona de cizalla discreta desarrollada en la transición frágil-dúctil y equilibrada en condiciones de esquistos verdes.

Asociados a la zona de cizalla existen diversas estructuras, de las cuales las más significativas son una lineación de estiramiento, pliegues con charnelas curvadas, orientación cristalográfica preferente en las texturas de cuarzo (OCP) y bandas de cizalla C'. Prácticamente todos los criterios cinemáticos son consistentes con una dirección y sentido de transporte tectónico hacia el E. La lineación de estiramiento, definida por mica (biotita) y agregados de cuarzo, se orienta paralelamente a la dirección de transporte en toda la banda de deformación. Los ejes de los pliegues muestran una dispersión moderada debida a su curvatura. En las proximidades del límite inferior de la zona de cizalla esta dispersión disminuye y los ejes se orientan aproximadamente paralelos a la dirección de transporte, desarrollándose pliegues en vaina con las direcciones apicales apuntando en esta dirección. Las

bandas de cizalla C' muestran relaciones tardías con respecto a la foliación milonítica en las cuarcitas. La asimetría de estas bandas cambia en el flanco normal de los pliegues con respecto al flanco inverso por lo que se asocian probablemente al mecanismo de plegamiento ('flexural flow' o cizalla interna en las capas) y posiblemente también a un posterior aplastamiento de los mismos. Las texturas de cuarzo, por otra parte, muestran una transición desde guirnaldas cruzadas de tipo I en la parte basal hacia guirnaldas predominantemente sencillas y ortorrómbicas hacia la parte más alejada de la zona de deformación. Simultáneamente a este cambio se produce una disminución en la temperatura del metamorfismo asociado a la deformación. La asimetría de las texturas está mejor definida en las proximidades de la cizalla basal y, en general, es consistente con el sentido de cizalla deducido con criterios geológicos. Es destacable que la textura más próxima a la cizalla basal muestre una simetría ortorrómbica, aunque también coherente con desplazamiento de techo hacia el E.

La zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo constituye un buen ejemplo de una estructura que se desarrolla en un régimen de deformación en el que predomina la componente de cizalla simple en una sección perpendicular al trazado de la cadena y que está íntimamente relacionada con la dirección de transporte tectónico. La deformación se reparte heterogéneamente sobre las rocas del 'hanging-wall', aumentando hacia la base. En este régimen de deformación los ejes de los pliegues, inicialmente perpendiculares a la dirección de transporte (ver Fig. 11 en Aller y Bastida, 1993), se reorientan con la dirección de cizalla. La lineación mineral y de estiramiento, definida por agregados de cuarzo y biotita, es paralela a la dirección de transporte en toda la zona (ver Fig. 5 en Aller y Bastida, 1993) y muestra perpendicularidad con la traza de otras estructuras, fundamentalmente pliegues (p.ej. playa de Benquerencia) y cabalgamientos.

La zona de cizalla basal de la UMT muestra algunas diferencias y analogías significativas en la distribución y orientación de estructuras en comparación con la zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo, las cuales se reflejan en las texturas de cuarzo. Entre las diferencias, la más significativa es la presencia de una foliación y lineación muy penetrativas a ambos lados de la zona de cizalla. Entre las analogías, de las que se hablará en la segunda parte de este capítulo, se encuentran la presencia, aunque poco frecuente, de pliegues con charnelas curvadas en el bloque superior desarrollados en condiciones de cizalla simple (Molinos de Ceán, Figs. 3.21 y 3.23), una lineación, también preservadas localmente, que es oblicua al trazado de la zona de cizalla y la existencia de pliegues acostados por encima de la zona de cizalla (Fig. 3.21) además de otras estructuras menores en el bloque superior.

En cuanto al desarrollo de las texturas y de las

condiciones de la deformación la trayectoria es opuesta ya que en el caso de la UMT, la zona de cizalla basal representa la concentración de la deformación en una zona discreta por un enfriamiento de una deformación previamente generalizada, mientras que en el caso del Manto de Mondoñedo zona de cizalla muestra una deformación en condiciones de mayor temperatura que los bloques en movimiento. En ambos casos, es perfectamente asumible el predominio de la cizalla simple en la deformación, especialmente en el caso de la zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo.

Zona de cizalla basal del 'Moine Thrust' (Cordillera Caledoniana)

La estructura general del área estudiada por Law *et al.* (1984), en las proximidades del Loch Eriboll (NO Escocia), está caracterizada por una serie de láminas tectónicas separadas por accidentes mecánicos menores que culminan en el 'Moine Thrust', situado por encima. Tanto la deformación interna de las láminas como el grado metamórfico aumenta hacia arriba alcanzando un metamorfismo en facies de esquistos verdes, con el crecimiento de clorita y mica blanca, en los Esquistos de Moine. Las condiciones de la deformación en las unidades infrayacentes son de menor grado metamórfico. La posición de la lineación en todas las unidades es consistente y está dispuesta oblicuamente a la traza cartográfica de las estructuras mayores. Se considera que es paralela a la dirección de transporte tectónico. La consideración de esta lineación como dirección de máxima elongación en estas rocas se ha comprobado con la deformación en los clastos de las rocas detríticas.

La geometría de las texturas de cuarzo permitió deducir la existencia de dos dominios cinemáticos: uno superior con deformaciones finitas bajas que parece dominado por un régimen de deformación coaxial y otro inferior con deformación finita relativamente alta caracterizado por un régimen de deformación no coaxial. No existen diferencias en la posición de las lineaciones en ambos dominios y la posición del eje intermedio de deformación finita (Y), deducido por la distribución de ejes *c*, es consistente en ambos. Los autores sugieren el desarrollo simultáneo de ambos dominios, esto es, la deformación coaxial (cizalla pura) en la parte superior es acompañada en la inferior por un régimen de deformación no coaxial en la base de la lámina cabalgante, aunque no descartan que el régimen no coaxial haya estado actuando durante más tiempo.

Tanto las condiciones de la deformación como los materiales analizados no son completamente comparables en este caso con la zona de cizalla basal de la UMT. Sin embargo, este ejemplo permite comparar la geometría de las fábricas con medidas de la deformación finitas en las rocas deformadas, coincidiendo con las simulaciones de Lister y Hobbs (1980) y la síntesis en Schmid y Casey

(1986). Presenta un modelo heterogéneo de la deformación asociada a una zona de cizalla de escala cortical que puede ser igualmente válido en otros contextos. Propone una partición de la deformación en dos dominios: uno superior que incluye prácticamente todo el 'hanging-wall', en el que la deformación finita es baja y está determinada por cizalla pura; y otro inferior, discreto y con mayor deformación, que está relacionado con el transporte tectónico. A grandes rasgos se propone en el presente trabajo una partición de la deformación muy parecida asociada al emplazamiento de la UMT.

Zona de cizalla asociada al 'Main Central Thrust' (Cordillera Alpina del Himalaya)

El aspecto más interesante del trabajo de Bouchez y Pecher (1981) es el establecimiento de la evolución de las texturas en la pila tectónica por encima del 'Main Central Thrust'. Describen una lineación E-O típicamente de intersección en la parte superior de la pila tectónica que es paralela a los ejes de los pliegues. Estos pliegues se aplastan hacia las partes inferiores llegando a desaparecer. El rasgo más destacable de las fábricas en las zonas superiores, menos deformadas, es la formación de guirnaldas de tipo II e incluso cruzada doble que indicaría un régimen constrictivo para la deformación (ver muestra FG4_125 en la Fig. 7 en Bouchez y Pecher, 1981). En el resto de las zonas examinadas en este trabajo también son frecuentes las guirnaldas cruzadas de tipo II (Fig. 9 en ese trabajo). En las proximidades de la zona inferior de la zona de cizalla las fábricas se caracterizan por presentar una guirnalda cruzada sencilla que, no obstante, muestra una intensidad de máximos en posiciones basales diferente en cada subhemisferio.

En todos los ejemplos analizados en relación a zonas de cizalla discretas, que afectan a bloques deformados, se aprecian transiciones muy claras en las texturas de cuarzo desde los bloques deformados, generalmente en un régimen de flujo en el que predomina la cizalla pura, hasta zonas más discretas donde se concentra la deformación y en donde predominan la componente de cizalla simple en general sustancialmente oblicua a la traza de las estructuras mayores. La consideración de cizalla simple como componente principal de la deformación en una zona de cizalla es una asunción razonable cuando la zona de cizalla es discreta y los bloques que se desplazan permanecen indeformados (Ramsay y Graham, 1970), pero no es aplicable en el caso de zonas de cizalla de escala cortical donde los bloques no son rígidos y se ven involucrados en la deformación.

Interpretación del régimen de flujo durante el desarrollo de las foliaciones

En el análisis de la foliación principal de las rocas

de la UMT se tomó como sistema de referencia estructural la foliación y la lineación principal generalizada a todos los tipos litológicos que constituyen la UMT (capítulo de *Estructura*, Fig. 3.4). En general, la orientación de la lineación de estiramiento, mineral y de intersección es común en unidades de rocas dentro de los complejos

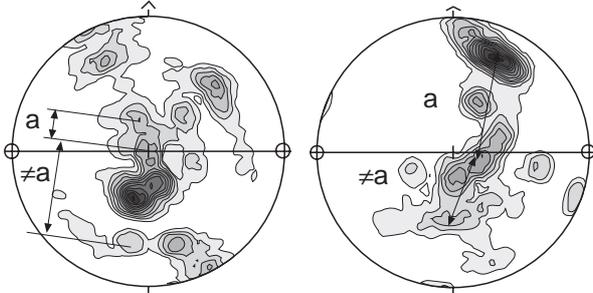


Figura 4.5. Distribución asimétrica de los máximos en posiciones prismáticas y rómbicas con respecto a la foliación tectónica de referencia.

alóctonos del NO de Iberia en las que la foliación es generalizada (ver p. ej., Fernández Rodríguez, 1997; y Ribeiro, 1974) y debe de representar la posición de máxima elongación finita debida posiblemente a varios eventos tectónicos, como ha sido puesto de manifiesto en otros orógenos (Klaper, 1988). Solamente se observan variaciones de carácter local en zonas de cizalla discretas.

En la UMT existe una lineación principal orientada ~N20 al N del embalse de Fervenza y ~N350 al S del mismo (Fig. 3.4). En el análisis de las texturas de cuarzo realizado anteriormente para las rocas de la UMT se dedujo un régimen próximo al de constricción debido al

foliación, indicando por tanto asimetría externa, Fig. 4.5). Este rasgo atípico se observa en 10 de las 15 muestras analizadas en la UMT y en 3 de 5 del AR. Es difícil de interpretar esta asimetría sin disponer de datos de la orientación cristalográfica completa del cuarzo (de determinados planos y ejes), pero se puede sugerir un papel vinculante en estas geometrías de la simetría del régimen de flujo en el que se desarrollan.

Considerando que la formación de una asimetría externa en texturas de cuarzo está relacionada con una componente de cizalla simple, como se ha descrito en planos XZ (Lister y Williams, 1979; Lister y Hobbs, 1980; Bouchez *et al.*, 1983; Passchier, 1983; Dell'Angello y Tullis, 1989; Law, 1990; Fueten, 1992; Passchier y Trouw, 1996), se sugiere en este trabajo que la presencia de asimetrías externas en las texturas de cuarzo en planos YZ está de igual manera relacionada con una componente de cizalla simple en esta sección. El régimen de flujo en tres dimensiones es algo más complejo que el habitualmente utilizado en simulaciones computerizadas y experimentales, pero probablemente más real si tenemos en cuenta la dinámica de las placas y las características de la deformación en niveles corticales profundos.

El régimen de flujo que se propone aquí, en el que se producen las fábricas, presenta una componente de cizalla pura predominante con una orientación paralela al orógeno y una componente de cizalla simple predominante perpendicular al trazado de la cadena (parecido al 'rolling dough' propuesto por Lister y Price, 1978 pero con una simetría triclinica, Fig. 4.6). Sin embargo, esto no excluye la participación de cizalla simple paralela al orógeno (previa al cizallamiento en dirección en zonas de cizalla discretas, como la ZDML), así como una componente de cizalla pura en secciones perpendiculares al mismo. Todas

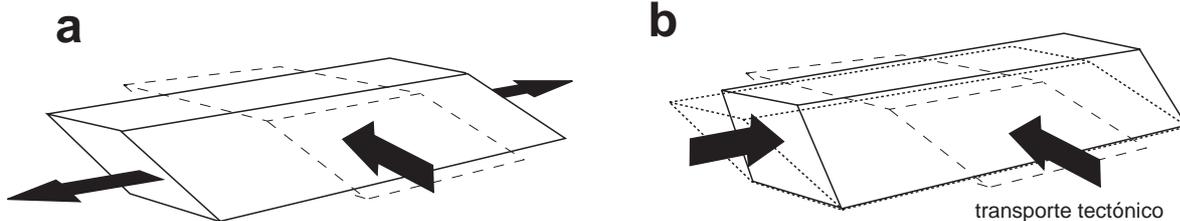


Figura 4.6. a) deformación tipo 'rolling dough' (Lister y Price, 1978) o cizalla pura subhorizontal (esquema tomado de Gilotti y Hull, 1993); b) propuesta de régimen de flujo triclinico para el desarrollo de la foliación principal en las rocas de la UMT.

predominio de guirnaldas cruzadas de tipo II.

No obstante, el rasgo más relevante y significativo de las texturas de cuarzo es la presencia de máximos intensos en posiciones prismáticas y romboédricas sólo en uno de los dos subhemisferios de la proyección estereográfica con respecto a su homólogo (varía también el ángulo de máximo y homólogo con respecto a la

estas consideraciones parecen indicar una colisión oblicua en la formación del orógeno varisco, como fue propuesto anteriormente en base a otros datos (Badham, 1981; Martínez Catalán, 1990).

En las rocas del Autóctono Relativo analizadas, las características son similares. Sin embargo en este caso existen ligeras diferencias ya que las guirnaldas cruzadas

son de tipo II-I y se acercan a un régimen de deformación plana. En cualquier caso, es bastante marcada la existencia de asimetrías en secciones perpendiculares a la lineación y en principio estarían asociadas a las de las rocas de la UMT.

En las zonas de cizalla subverticales ya no es completamente aplicable lo expuesto anteriormente puesto que la deformación afecta a bandas discretas y en general no implica deformación dúctil de los bloques en movimiento. No obstante, localmente se observan alguno de estos rasgos de las asimetrías, probablemente heredados como en la muestra slf075 (Fig. 3.29).

INTERPRETACIÓN TECTÓNICA I: ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON LA EXHUMACIÓN Y EMPLAZAMIENTO DE LA UMT

De acuerdo con el estilo de la deformación y metamorfismo asociado se ha dividido la *Interpretación Tectónica* en dos secciones: la primera de ellas está relacionada con el ascenso de rocas (UMT) afectadas por un metamorfismo de alta presión (subducidas previamente durante el inicio de la colisión varisca) y con su posterior emplazamiento sobre las rocas de la placa Ibérica (AR y Autóctono); y la segunda está relacionada con la evolución tectónica posterior al emplazamiento de las unidades alóctonas, evolución que está íntimamente relacionada con el desarrollo sobre las rocas de la UMT y colindantes de la Zona de Deformación de Malpica-Lamego (ZDML).

Sucesión de eventos tectónicos y tipos de estructuras asociadas

La presencia habitual en orógenos de colisión de rocas supracrustales con un registro de alta presión y temperatura baja-intermedia (*AP-BIT*), indicando la subducción de estas unidades y su posterior exhumación tectónica, es uno de los problemas no resueltos satisfactoriamente en este tipo cordilleras, especialmente en lo que se refiere a los mecanismos mediante los cuales estas rocas vuelven a la superficie (p.ej. Michard *et al.*, 1993; Escher y Beaumont, 1997).

La UMT puede considerarse una de estas unidades tectónicas con una historia tectónica compleja ya que está constituida por una sucesión sedimentaria y volcánica supracortical que preserva evidencias de un metamorfismo de estas características desarrollado al inicio de la orogenia varisca. Al igual que en otras cordilleras, estas rocas no conservan estructuras que se puedan interpretar en relación con su enterramiento, pero sí con su ascenso. Este ascenso se refleja en las rocas en una superposición de estructuras con un metamorfismo asociado en condiciones de presión decreciente (decompresivo) como consecuencia de un proceso de deformación continuo y progresivo. Atendiendo

al estilo, distribución de las estructuras y a los cambios metamórficos asociados se pueden separar dos grupos de estructuras que están íntimamente ligados a los procesos de deformación operantes en cada caso: (i) estructuras penetrativas relacionadas con un metamorfismo generalizado y (ii) estructuras discretas relacionados con cambios metamórficos de carácter más local. *A priori* esta división es bastante simplista y existen numerosas excepciones de carácter local; no obstante, constituye una buena aproximación a los procesos de exhumación y emplazamiento ya que considera los factores más importantes que intervienen en los procesos de deformación en zonas internas de cordillera: el régimen de flujo en el que se desarrollan las estructuras, las condiciones de la deformación y otros condicionantes geológicos regionales derivados de los anteriores.

Conviene señalar que, aunque se asume que la deformación es heterogénea durante todo el proceso de ascenso de estas rocas, en el primer grupo de estructuras predomina la deformación dúctil generalizada a toda la secuencia de rocas, mientras que en el segundo grupo la partición de la deformación cobra mayor relevancia y se produce una concentración de la deformación en determinados niveles discretos, probablemente asociada a desplazamientos tectónicos importantes. Para los procesos implicados en la generación de las estructuras del primer grupo se utiliza en este trabajo el término de “exhumación”, mientras que para los del segundo se utiliza “emplazamiento”. En el primero predomina el ascenso vertical de las rocas, determinado por los cambios en el registro metamórfico, mientras que en el segundo predominan los movimientos en horizontal, relacionados con la disposición estructural actual de las unidades tectónicas.

Características generales del metamorfismo de AP-BIT

El metamorfismo de *AP-BIT* en la UMT fue inicialmente descrito en rocas básicas incluidas en ortoneises félsicos foliados (van der Wegen, 1978; Gil Ibarguchi y Ortega, 1983), en las partes centrales poco deformadas de cuerpos de ortoneises con biotita, diferentes de los anteriores (Gil Ibarguchi, 1995) y posteriormente en esquistos (Rodríguez Aller *et al.*, 1997b). Estas rocas se conservan en zonas preservadas de la deformación “generalizada” que afecta a las rocas circundantes y, especialmente, de la retrogradación asociada a la deformación posterior. No obstante, paragénesis minerales de alta presión se han descrito también en rocas básicas eclogíticas groseramente foliadas (van der Wegen, 1978) y también en rocas claramente foliadas como las “eclogitas impuras” de Gil Ibarguchi y Ortega (1985) y los esquistos y ortoneises félsicos foliados de Rodríguez *et al.* (1997b). En ambos casos, las condiciones del metamorfismo calculadas se encuentran en los intervalos de 1,2-2,5 GPa

y 585-675° C (ver referencias en las Tablas 1.1 y 1.2). La edad de este metamorfismo se sitúa temporalmente en el intervalo de 363-366 Ma (en la Tabla 1.1, van Calsteren *et al.*, 1979; Kuijper *et al.*, 1982; Rodríguez Aller *et al.*, 1997b).

Todas las localidades de la UMT en las que se describen paragénesis minerales de alta presión pertenecen a la secuencia superior de rocas del Sinclinorio de Pazos-Fervenza, que son las que además presentan una foliación tectónica generalizada, de carácter milonítico en los ortoneises félsicos. Parece que las rocas situadas por debajo, entre Malpica y Valença do Minho, aunque genéticamente relacionadas con las anteriores y con una trayectoria tectonotermal fundamentalmente decompresiva (p.ej. Arenas *et al.*, 1995), no han llegado a alcanzar condiciones de enterramiento tan profundas y el grado de deformación que presentan es más bajo. De acuerdo con esto, podría deducirse una polaridad metamórfica y estructural invertida, ya que los términos más deformados y metamorfizados se encuentran en la parte alta de la unidad. Las rocas de la Serie de Xareira, preservadas de la deformación y con un crecimiento mineral en zonas no deformadas muy limitado, en facies de los esquistos verdes de alta presión (facies de las epidotas), representarían el carácter “frío” del enterramiento para este tipo de contexto geodinámico (subducción de material supracortical en un margen continental probablemente adelgazado). Igualmente podría interpretarse el metamorfismo descrito por Gil Iburguchi y Dallmeyer (1991) en el N de Portugal.

Desarrollo continuado de la foliación principal: ¿registro de la exhumación de rocas previamente subducidas?

A partir de la información cualitativa presentada en este trabajo y de la información cuantitativa publicada por otros autores, se puede deducir la existencia de un tránsito gradual entre las paragénesis de alta presión en rocas poco deformadas y las paragénesis minerales en equilibrio durante la deformación, en ocasiones muy penetrativa, de alguna de las rocas de la parte superior de la UMT. El fuerte contraste microestructural y metamórfico que se observa, por ejemplo, entre las inclusiones de rocas máficas y los neises félsicos miloníticos que las rodean, puede ser perfectamente considerado dentro de un mismo proceso de deformación progresiva, por una “temperatura de cierre del sistema” para la preservación de microestructuras y paragénesis minerales distintas (en un caso estamos considerando rocas básicas, compuestas por anfíboles, granate y piroxeno y en el otro caso rocas ácidas compuestas por cuarzo y feldspatos, mucho más susceptibles a la deformación y con ella a la introducción de fluidos que faciliten cambios metamórficos).

Se puede inferir que una estructura generalizada a todos los tipos litológicos y con unas características geométricas similares como es la foliación principal

(paralelismo entre tipos de rocas, orientación, buzamiento y posición de la lineación descritas en capítulos previos), ha debido formarse en relación con un mismo proceso tectónico: la exhumación de las rocas de alta presión, tanto en las rocas de la UMT como en las infrayacentes del AR. Esta estructura presenta un registro metamórfico y microestructural muy variado, pero está caracterizada por una trayectoria fundamentalmente decompresiva.

En los ortoneises félsicos de la UMT la paragénesis mineral en equilibrio con el desarrollo de la foliación está constituida por plagioclasa, zoisita/clinozoisita, granate y mica blanca. Los agregados de plagioclasa y zoisita/clinozoisita pueden proceder de la desestabilización de lawsonita (Gil Iburguchi, *comunicación personal*) o jadeita durante el ascenso rápido de las rocas (Yardley, 1989). Granate y mica blanca, que crecen durante el metamorfismo de alta presión, no muestran texturas que indiquen desequilibrio con la foliación tectónica, por lo que deben de haberse reequilibrado químicamente durante el desarrollo de la misma. Las asociaciones minerales y las características texturales de estas rocas apuntan a unas condiciones de la deformación en facies anfíbolítica (Fig. 4.7). En las anfíbolitas, con posterioridad al evento de alta presión que define originalmente la foliación, se forman, además de los bordes barroisíticos en los anfíboles orientados, coronas de ilmenita en torno a rutilo (y posteriormente titanita), granate y albita. En los esquistos ocurre algo similar y la paragénesis mineral que define la fábrica principal de la roca es probablemente heredada del evento de alta presión previo, aunque reequilibrada posteriormente por las numerosas texturas que indican retrogradación, con la aparición de clorita secundaria, actinolita y bordes de biotita en mica blanca (las edades 40Ar-39Ar en mica blanca, obtenidas por Rodríguez Aller *et al.*, 1997b de 349 Ma son sensiblemente menores que las estimadas para el evento de alta presión, en torno a 363-365 Ma, ver Tabla 1.2). Los blastos de albita crecerían simultáneamente al desarrollo de la foliación y conservarían en el interior la paragénesis inicial de alta presión (Arenas *et al.*, 1995). El crecimiento masivo de estos porfiroblastos se enmarca generalmente en un contexto metamórfico decompresivo (Jamieson y O’Beirne-Ryan, 1991).

Las rocas situadas estructuralmente por debajo de la UMT, pertenecientes al Autóctono Relativo (AR), muestran también una foliación tectónica muy penetrativa, determinada por la orientación de micas y por un bandeo composicional de probable origen tectónico (Llana Fúnez, 1997). La asociación mineral en relación con la foliación en estas rocas está formada por mica blanca, granate, estauroлита y opacos. La asociación de estauroлита y granate en ausencia de biotita y en presencia de mica blanca determina unas condiciones de metamorfismo inicialmente en facies de las anfíbolitas de relativa elevada presión (ver Yardley, 1989) que es coherente con las características de

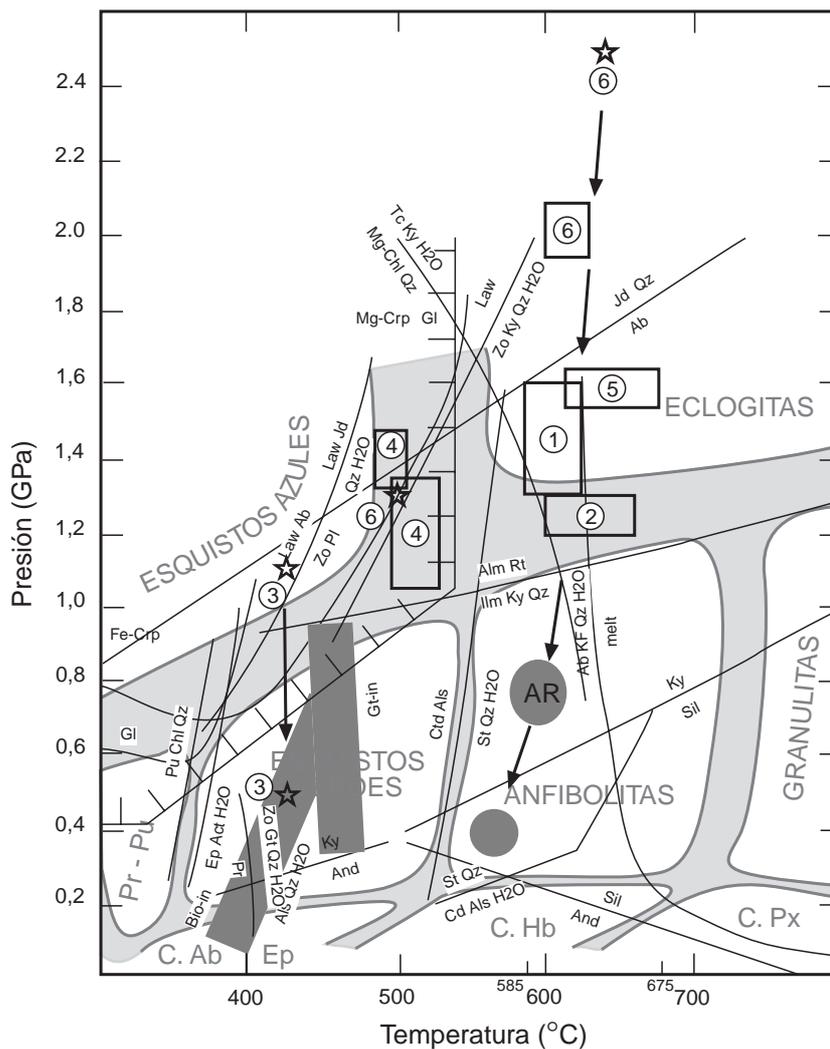


Figura 4.7. Red petrogenética del metamorfismo en rocas de composición pelítica y básica, tomada de Yardley (1989), en la que se proyectan aproximadamente (estrellas, cuadros y trama en malla) los datos publicados relativos al metamorfismo de alta presión y baja temperatura de la UMT y unidades relacionadas del NO peninsular. Referencias: 1) van der Wegen (1978); 2) Gil Ibarguchi y Ortega (1985); 3) Gil Ibarguchi y Dallmeyer (1991); 4) Arenas *et al.* (1995); 5) Gil Ibarguchi (1995); y 6) Rodríguez Aller *et al.* (1997b).

las texturas de cuarzo en las cuarcitas de la parte alta de la sucesión, próximas a la cizalla basal de la UMT (a 150-200 m). A diferencia de las rocas de la UMT, esta sucesión está bastante más afectada por las intrusiones graníticas alcalinas regionales y como consecuencia se observa frecuentemente crecimiento de biotita y andalucita en relación con la foliación, aunque en cualquier caso parece un fenómeno posterior.

Por debajo de las rocas del AR se encuentra la sucesión paleozoica del Autóctono, que aflora en secciones meridionales al O de la UMT. La deformación presente en estas rocas sólo se observa en relación con zonas de cizalla subverticales, más tardías, de las que se hablará en el siguiente apartado. No se han encontrado evidencias de la existencia de una foliación principal como la descrita anteriormente para las rocas del AR. Por otra parte, la intensidad del metamorfismo térmico varisco, relacionado con la intrusión regional de granitos de dos micas y local

de granodioritas tardías (p.ej. en la península de Barbanza: von Raumer, 1962; Cuesta, 1991), ha enmascarado o borrado los restos de un posible metamorfismo previo.

Al igual que en la UMT, podría también establecerse una polaridad metamórfica y estructural invertida para las unidades de rocas situadas por debajo de la cizalla basal de la UMT, ya que el metamorfismo y el grado de deformación aumentan hacia posiciones estructurales elevadas, aunque de una forma discontinua, separando las unidades tectónicas por accidentes estructurales discretos en ambos casos (UMT y AR). Esta polaridad tectonometamórfica invertida puede compararse a la descrita en las rocas de la Unidad de Santiago en relación con un mayor enterramiento previo y con el emplazamiento de láminas más calientes (Arenas *et al.*, 1995) y a la descrita en otras cordilleras en relación con el ascenso de rocas mantélicas asociadas a ofiolitas o cortezas basales continentales (Bouchez y Pecher, 1981; Burg *et al.*, 1989;

Hatcher y Hooper, 1992).

La foliación principal en las rocas de la UMT y del AR se forma y desarrolla dentro de la facies de las anfibolitas, y muestra una evolución básicamente decompresiva. Dentro de este episodio, la deformación, aunque heterogéneamente repartida, afecta a prácticamente a todo el conjunto rocoso.

Partición de la deformación en zonas de cizalla discretas

El comportamiento reológico de los materiales rocosos y los mecanismos de deformación operantes durante la deformación varían no sólo en función de las litologías que se deforman, sino también de las condiciones de presión, temperatura, presencia de fluidos y velocidad de deformación (Brodie y Rutter, 1985; Knipe, 1989). En niveles corticales medio-superior se produce un cambio en el comportamiento reológico de las rocas con respecto a niveles inferiores, concentrándose la deformación del conjunto rocoso en zonas discretas de alta deformación (Sibson, 1977; Knipe y Wintsch, 1985). Estas zonas discretas aíslan cuerpos poco o nada deformados. A este proceso se le ha denominado partición de la deformación (Bell, 1981; Lister y Williams, 1983). Los mecanismos que disparan estos fenómenos son variados y comprenden desde cambios en los mecanismos de deformación hasta reacciones minerales cuyos productos resultantes tienen un comportamiento «más» plástico, aunque en general, están todos condicionados por una reducción de la temperatura y la presión de confinamiento y en la intervención de fluidos (ver p.ej. Sibson, 1977; Mitra, 1982; Brodie y Rutter, 1985; Knipe y Wintsch, 1985; Knipe, 1989).

Todos estos cambios se pueden identificar en la zona estudiada en el tránsito de las estructuras generalizadas, como la foliación tectónica principal, hacia estructuras individualizadas o discretas como la zona de cizalla basal de la UMT y estructuras asociadas (pliegue acostado de Pazos-Ferverza y fallas normales). Dentro de este grupo hay que incluir también las zonas de cizalla subverticales, que se verán en la sección siguiente, las cuales aíslan cuerpos únicamente deformados por pliegues abiertos. Teniendo en cuenta las características de la deformación asociada a las zonas de cizalla, probablemente ambos tipos de estructuras discretas se han formado en un nivel estructural similar, la corteza media, aunque la superposición de unas sobre otras permite establecer un orden temporal claro.

El proceso tectónico que provoca estos cambios en el comportamiento reológico es el ascenso rápido y continuado de la UMT y AR hasta niveles de corteza media (exhumación).

Cinemática de las estructuras

El análisis cinemático de la deformación se realiza a partir de la geometría de las estructuras presentes en las rocas tanto a escala microscópica (preferentemente) como macroscópica. Algunas de las microestructuras presentan, sin embargo, rasgos que hacen discutible su interpretación (Simpson y Schmid, 1983). Para el análisis regional conviene diferenciar las estructuras que pueden indicar solamente dirección de flujo, como las lineaciones de crecimiento mineral o de estiramiento, de las que indican también un sentido, como bandas de cizalla C' o porfiroclastos con colas de presión asimétricas.

La utilización de las lineaciones de estiramiento como indicadoras de la dirección de transporte tectónico deriva de las características de la deformación en zonas de cizalla discretas en las que el régimen de flujo no coaxial está determinado por cizalla simple (Ramsay y Graham, 1970). En estas condiciones, la lineación de estiramiento, que se origina a partir de un determinado valor de deformación, se dispone según el eje largo del elipsoide de la deformación, X , paralelamente a la dirección de cizalla (el transporte tectónico en este caso) (Bhattacharyya, 1965; Ramsay, 1969; Ramsay y Graham, 1970; Escher y Watterson, 1974; Ramsay y Hubber, 1987). Sin embargo, cuando los bloques que se desplazan se ven afectados por la deformación interna y las condiciones de presión y temperatura en las que se desarrollan las estructuras conducen a un comportamiento dúctil generalizado, se establece un régimen de flujo no coaxial general al que no son aplicables los principios de la cizalla simple (Schmid, 1982; Price, 1985; Schmid y Casey, 1986; Wenk *et al.*, 1989; Passchier, 1996). El primer análisis de la deformación desde este punto de vista se ha realizado en zonas de cizalla transpresivas y transtensivas, en las que las lineaciones de estiramiento no necesariamente se alinean con la dirección de transporte (Fossen y Tikoff, 1993; Jones *et al.*, 1997; Jiang y Williams, 1998) y a menudo presentan orientaciones muy variadas debidas en parte a la fuerte heterogeneidad de la deformación (Robin y Cruden, 1994; Lin *et al.*, 1998). Passchier y colaboradores (Passchier, 1996, 1998; Passchier *et al.*, 1997) y Gilotti y Hull (1993) presentan análisis geométricos e interpretaciones estructurales similares en cuerpos neícos deformados en condiciones de facies anfibolítica. Las condiciones metamórficas (P y T) en las que se produce la deformación constituyen un factor esencial puesto que determina el comportamiento reológico de los materiales y la posibilidad de que fluyan transversalmente a las secciones comúnmente analizadas.

En el caso de las rocas de la UMT la lineación asociada a la foliación tectónica principal se ha desarrollado en condiciones de la facies de las anfibolitas-esquistos verdes de alta temperatura, teniendo en cuenta las asociaciones minerales que la definen y las características de las texturas de cuarzo revisadas anteriormente (Fig. 4.7). La lineación muestra una orientación coherente en tipos

litológicos muy diferentes; en cada uno de ellos está definida por elementos distintos: estiramiento de agregados policristalinos en ortoneises félsicos, orientación mineral en anfibolitas y esquistos e intersección en esquistos. Hay que considerar que su orientación, paralela a la cadena, indica la posición de la máxima elongación finita durante los, eventualmente, varios episodios de deformación dúctil (Klaper, 1988) y puede determinar que gran parte de los pliegues que se forman posteriormente muestren una orientación similar aunque el sistema de esfuerzos sea ligeramente distinto (Cobbold y Watkinson, 1981). De hecho ocurre que, en general, las fases de deformación en esta parte de la cadena varisca son homoaxiales (Bastida *et al.*, 1984).

En secciones paralelas a la lineación, en ortoneises félsicos y otras rocas, las únicas microestructuras extendidas regionalmente, indicativas de una asimetría en la deformación son bandas de cizalla C' y la asimétrica externa de alguna de las texturas de cuarzo, como se adelantó en la primera parte de este capítulo. Sin embargo, no se puede descartar un carácter tardío para la génesis de estas estructuras; p.ej. las bandas de cizalla C' (aunque en deformación experimental se ha comprobado que pueden formarse simultáneamente a la foliación tectónica principal, según Dell'Angelo y Tullis, 1989); o las texturas de cuarzo, donde es posible un retrabajamiento del cuarzo durante la deformación asociada al desarrollo de estructuras posteriores, tales como la ZDML (la cinemática es dextrógira, consistente con el sentido deducido para esta estructura). La utilización de otros criterios, como los que proporcionan los agregados policristalinos estirados, es muy limitada dado que éstos presentan una geometría simétrica con respecto a la foliación y sólo ocasionalmente se observan orientaciones de formas de granos de cuarzo o 'shape fabric', en este caso también interpretables como tardías (último ciclo de recristalización en el cuarzo). En secciones perpendiculares a la lineación ocurre algo similar; las estructuras presentan frecuentemente una simetría ortorrómbica, aunque se observan estructuras asimétricas, tales como porfiroclastos de cuarzo con mantos de recristalización asimétrica (lámina 032a, Fig. 3.13), agregados sigmoidales (lámina 031) o fábricas S-C (lámina 261b).

De acuerdo con lo expuesto en la primera parte de este capítulo, se sugiere un régimen de flujo durante el desarrollo de la foliación principal (esto es, exhumación de la UMT) en el que la dirección de máxima elongación finita, paralela a la lineación generalizada, no coincide con la dirección de transporte tectónico (Fig. 4.6b), que se dispondría perpendicularmente a la misma. Las tectonitas S-L desarrolladas en este régimen de flujo se podrían clasificar como fábricas con una lineación tipo b, de Sander (1950), o tipo X₁ de Passchier (1998).

Como se indicó anteriormente, existe una componente de cizalla simple paralela al trazado de la

cadena. Una oblicuidad en el proceso de exhumación de estas rocas llevaría asociada probablemente una oblicuidad general en las texturas de cuarzo, similar a la descrita por Simpson (1980) y observable en alguna de las texturas (p. ej. slf157, 086_1b), que no se aprecia en las figuras 3.12 y 3.14, aunque si deducible de la muestra slf141. La consistencia de un movimiento de techo hacia el N, relacionado con esta componente de cizalla simple paralela a la cadena, en las rocas de la UMT así como de otros sectores de los complejos alóctonos del NO peninsular (Ribeiro, 1974; Fernández, 1997; Chaminé *et al.*, 1999) contrasta fuertemente con el sentido de movimiento paralelo al trazado de la cadena también hacia el núcleo del arco descrito por Cannat (1985) en la rama N del arco Ibero-Armoricano. Probablemente, este hecho puede considerarse tardío en el proceso de exhumación de los complejos alóctonos, pero muy significativo porque crea un problema de espacio importante en el núcleo del arco.

La zona de cizalla basal de la UMT y las estructuras de bloque superior asociadas

Solamente se ha encontrado una localidad, Limideiro, en la que las relaciones estructurales de la zona de cizalla basal de la UMT se aprecien claramente. En esta localidad se observan granitos milonitizados en los que existe una lineación de estiramiento asociada oblicua a la dirección estructural de la cadena. En relación con la fábrica planar a planolinear del granito milonitizado se desarrollan microestructuras (sombras de presión, 'shape fabric' en cuarzo) que indican un desplazamiento de techo hacia el S-SE. La textura de cuarzo aporta también una información valiosa, en dos aspectos:

(i) la asimetría externa y la distribución de los máximos en una sección paralela a la lineación confirma o apoya la hipótesis de que en zonas de cizalla discretas en facies de esquistos verdes existe un predominio de la componente de cizalla simple en el régimen de flujo (esta componente es predominante en el total de la textura, sin embargo, se puede observar que en ciertos dominios dentro de este agregado esto no ocurre, p. ej. dominio O en la Fig. 3.20);

(ii) por otro lado, la asimetría indica un movimiento de techo hacia el SE, consistente geológicamente con el observado en algunas texturas de cuarzo en las rocas situadas por encima estructuralmente (UMT).

En esta textura (slf141 en Figs. 3.19 y 3.20) se puede además apreciar la existencia de un máximo, oblicuo pero próximo a la posición de la lineación, en un plano que es paralelo a la orientación de bandas de cizalla C' y que probablemente indicaría la actuación de sistemas de deslizamiento prismáticos en la dirección <c>. La oblicuidad de este máximo puede interpretarse en relación con un cambio en la dirección de los sistemas de esfuerzos y probablemente de transporte tectónico. Una disminución

de la temperatura durante la actividad tectónica de la cizalla basal permitiría probablemente la conservación del máximo próximo a <c>, mientras que al revés probablemente destruiría el círculo menor en torno a Z. Asumiendo esta relación temporal, primero la deformación de mayor temperatura (máximo en L) y luego la de menor temperatura (círculo menor en Z), el cambio en la dirección de emplazamiento sería en sentido horario, desde O-E indicada por el máximo oblicuo hasta la indicada por la lineación NO-SE (hay que considerar la posición geográfica de la muestra con respecto al arco que dibuja la UMT). Este sentido es consistente con la reorientación posterior de la lineación en rocas retrogradadas del mismo afloramiento que se muestra en la figura 4.3.

A partir de la geometría de las estructuras en el bloque superior, la UMT, se deduce un desplazamiento de techo hacia el E para cizallas subhorizontales y pliegues cerrados asimétricos. Con un movimiento opuesto a estas estructuras se identificaron fallas normales y bandas de cizalla C' asociadas. En el caso del pliegue acostado de Pazos-Fervenza la cinemática no está clara ya que se desconoce la polaridad de la sucesión, en cualquier caso indica un movimiento transversal a la cadena (el eje se dispone paralelo a la misma y en una localidad de pliegues menores con ejes curvos del pliegue acostado se establece una dirección de movimiento, no de sentido de movimiento, SO-NE, Fig. 3.21). Por debajo del Complejo de Órdenes en la Unidad de Lalín-Forcarei se presume la existencia de pliegues acostados de geometría similar que llevan asociados una foliación tectónica transpuesta (Martínez Catalán *et al.*, 1996). Según estos autores el movimiento de acortamiento relacionado con la formación de estas estructuras sería hacia el 'foreland' de la cordillera, esto es hacia el E. En el caso del pliegue de Pazos-Fervenza no se ha observado en el campo la existencia de esta foliación transpuesta, por lo que no puede *a priori* establecerse la cinemática con claridad.

INTERPRETACIÓN TECTÓNICA II: LA ZONA DE DEFORMACIÓN DE MALPICA-LAMEGO

Distribución, geometría y sucesión temporal de estructuras

A partir de la cartografía se han diferenciado dos bandas de deformación en relación con la ZDML: una zona de cizalla principal hacia el O y una ancha banda de deformación heterogénea hacia el E. Las estructuras desarrolladas en la zona de cizalla principal se superponen a las anteriormente descritas. Todas las rocas muestran una foliación subvertical o muy inclinada hacia el O y una lineación subhorizontal. La lineación heredada en las rocas previamente deformadas se inclina 4° hacia el N, mientras que la lineación desarrollada en rocas deformadas

exclusivamente en relación con la ZDML (rocas graníticas) se inclina unos 8° hacia el S (Fig. 3.26). La disposición de las lineaciones tiene importancia para la estimación del salto producido por la ZDML, como veremos a continuación.

Todos los criterios observables desde la escala cartográfica hasta la de afloramiento y la microscópica (cizallas oblicuas, fábricas S-C en granitos, pliegues de arrastre) indican un movimiento predominante dextrógiro. Además, la deformación es de carácter dúctil y da lugar a la orientación cristalográfica preferente del cuarzo por deformación intracristalina. Las texturas de cuarzo medidas son variadas y todas indican un movimiento dextrógiro (Fig. 3.29). No obstante, en una de las muestras se ha observado una dirección de cizalla vertical, con movimiento hacia arriba del bloque occidental que podría relacionarse con un movimiento previo al principal en dirección (muestra slf172 en la Fig. 3.29).

Se han encontrado estructuras indicando sentidos de cizalla opuestos, levógiros, en el contacto oriental de la UMT y al E del mismo (cizalla en la Punta Chan de Razo). Como en el caso anterior, las flexiones cartográficas de fábricas anteriores son coherentes con las estructuras a escala de afloramiento. En estas zonas de cizalla se verticaliza la foliación y cuando ésta tiene carácter milonítico presenta una lineación de estiramiento subhorizontal. Además, en estas zonas son muy frecuentes las rocas de falla cohesivas no foliadas, apreciándose un predominio de la cataclasis sobre la deformación dúctil, una retrogradación y una alteración hidrotermal intensa, por lo que se interpretan como tardías. Estos movimientos levógiros llevan asociados frecuentemente otros de 'dip-slip' normales.

Magnitud de las separaciones de marcadores geológicos en la ZDML

Aunque se carece de datos que permitan un cálculo preciso del desplazamiento real acumulado en la ZDML se pueden hacer aproximaciones preliminares de las separaciones geométricas que se observan a partir de la cartografía.

La primera de estas aproximaciones se refiere a la separación en la vertical que implica la situación en un mismo nivel estructural de la UMT y las rocas del Autóctono en la península de Barbanza (ver *Mapas y Cortes Geológicos*). Si se restaura la secuencia litoestratigráfica que debería situarse sobre las rocas presumiblemente del Grupo del Douro, hasta alcanzar la zona de cizalla basal de la UMT, se obtiene una separación vertical de aproximadamente 15 km (Fig. 4.8). Esta es una asunción razonable, ya que existe muy poca distancia horizontal para justificar cambios laterales de espesor en las unidades y como se ha visto en el capítulo de *Litoestratigrafía* las potencias de las sucesiones de las rocas

son similares a ambos lados de la estructura. Los espesores ideales que se han utilizado para este cálculo se han recogido de las áreas tipo próximas a la zona de estudio: Autóctono Relativo (AR) por debajo del Complejo de Órdenes (Marquínez, 1984), AR por debajo del Complejo de Bragança (Farias, 1990), y Autóctono del área de Tomiño (Toyos, 1995).

Conviene indicar que la posición del frente de migmatización varisco no es la misma a ambos lados de la ZDML. En el bloque occidental se encuentra ligeramente

Adrián, que aparece estirado y desplazado por la cizalla principal (ver Fig. 4.9 y Mapa 1). Las dos terminaciones lenticulares de ambos cuerpos y el intenso desarrollo de las cizallas C subverticales en estas mismas zonas, permite considerar una separación cartográfica de 28 km, que constituiría un desplazamiento mínimo para esta zona de cizalla (Fig. 4.9). La posición de los planos C subverticales y la lineación subhorizontal (8° al S) en los mismos es coherente con este movimiento. Movimientos de este orden de magnitud han sido estimados para estructuras similares

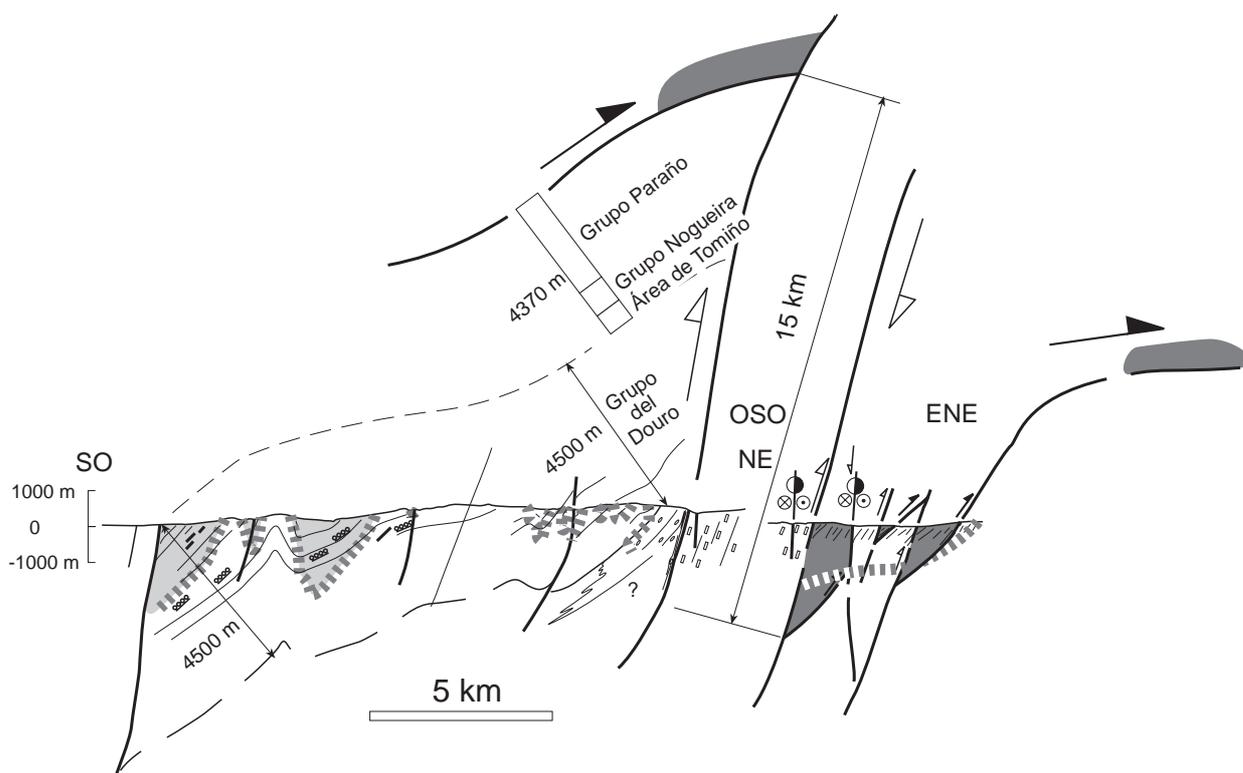


Figura 4.8. Estimación del salto en la vertical acumulado en la ZDML restituyendo la sucesión litoestratigráfica ideal de la Zona Centro Ibérica sobre las rocas del Grupo del Douro de la península de Barbanza. Las potencias ideales de las distintas unidades fueron tomadas de: (i) Área de Tomiño, Toyos (1995); (ii) Grupo Nogueira, Toyos (1995), Farias (1992); y (iii) Grupo Paraño, Marquínez (1984). El trazado discontinuo representa en el bloque occidental el contacto superior de los granitos y en el oriental una estimación del mismo contacto.

más elevado, ya que la migmatización a la altura de Noia no afecta a las rocas de la UMT. Incluso en localidades más septentrionales, como en el paralelo del embalse de Fervenza estas diferencias son más notables. Este fue uno de los argumentos utilizados por los autores de la Escuela de Leiden para apoyar la interpretación de la UMT como una «fosa tectónica» (den Tex y Floor, 1966). Aquí se propone un resultado final similar, ya que en cualquier caso implica un hundimiento de la UMT con respecto a las rocas circundantes.

La segunda aproximación se refiere a la separación en horizontal que se observa en los neises glandulares de la parte N de la UMT (Fig. 4.9). Allí, existe un cuerpo alargado de ortoneises glandulares, el Ortoneis de San

en la cadena varisca como la Falla de Valdoviño (25 km, Courrieux, 1983, 1984; situada en la figura 1.2), la Falla de Estivaux (30 km, Roig *et al.*, 1996), y la rama norte de la Zona de Cizalla Armoricana (40km, Jegouzo y Rossello, 1988).

Reconstrucciones geométricas de la estructura

El modelo sencillo: geometría de las separaciones e inconsistencias geológicas

Estas dos separaciones, vertical y horizontal, que se deducen de la cartografía no son directamente compatibles. En efecto, un movimiento dextrógiro del orden de 28 km

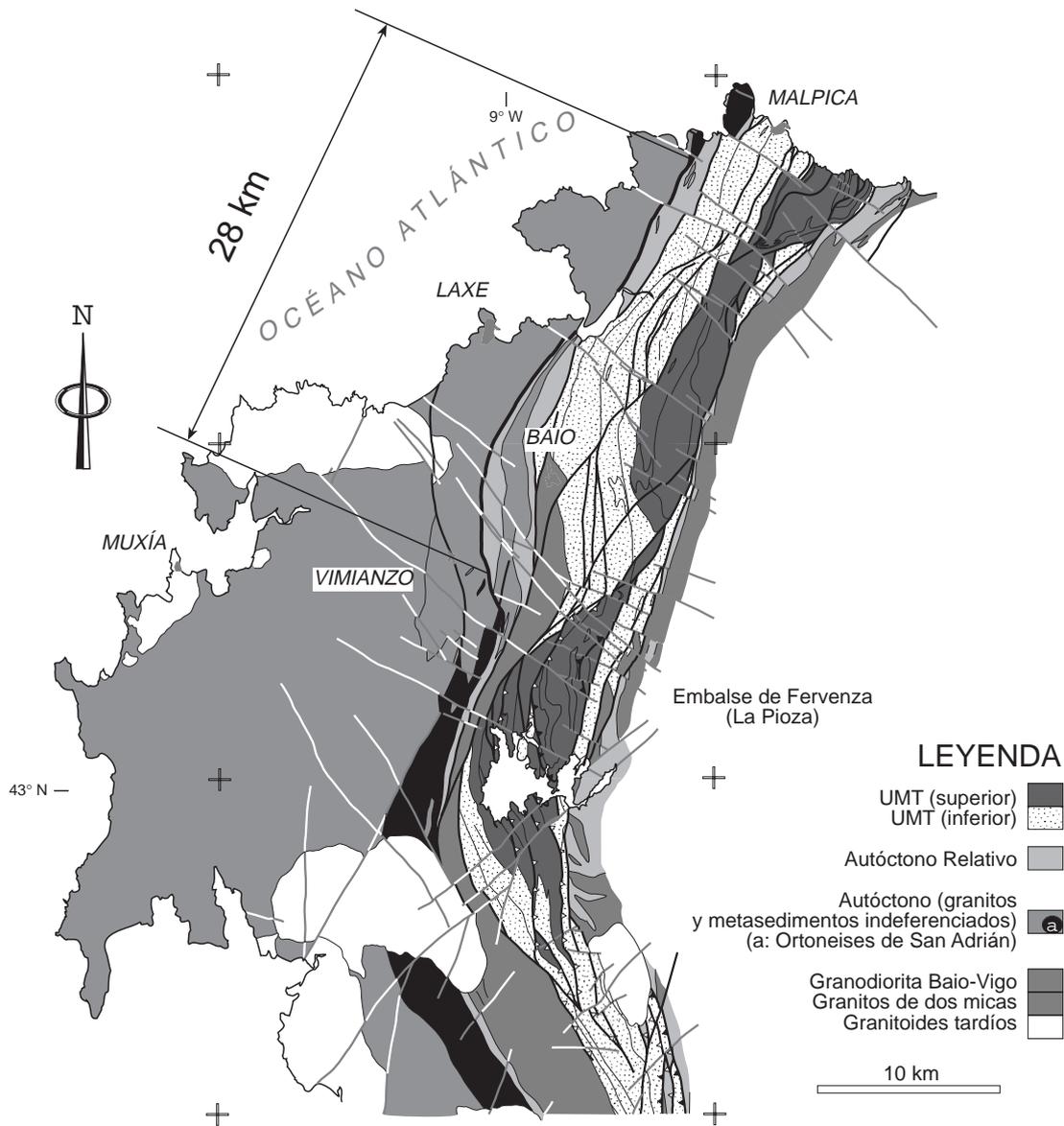


Figura 4.9. Estimación de la separación horizontal de la ZDMZ a partir de la separación entre los cuerpos de ortoneises glandulares (Ortoneises de San Adrián). Las microestructuras en el granito y esquistos de la zona de cizalla indican un sentido de cizalla dextrógiro.

con un ‘net-slip’ (definido por las lineaciones en granitos) indicando 8° hacia el S, solamente produciría un salto vertical del orden de 6 km en la península de Barbanza (para una sucesión de rocas inclinada 4° hacia el N). Dado que la separación horizontal estimada de 28 km es mínima, sería necesario un movimiento en dirección de aproximadamente 70 km, para producir la desnivelación vertical citada (Fig. 4.10a). De estos 70 km, 42 km de desplazamiento deberían de acumularse en la deformación interna de la zona de cizalla. En estas condiciones se puede alcanzar una separación vertical de 15 km a la altura de la península de Barbanza para una zona de cizalla que tiene como mínimo 250 km de longitud. Esta separación vertical

representa un 6% de la longitud conocida, mínima, de la estructura, mientras que la separación horizontal representa un 28% de la longitud visible de la estructura.

El modelo en dos etapas: un evento fuera de secuencia previo a la reactivación en dirección

Como hipótesis alternativa al modelo geométrico basado en un movimiento simple de ‘strike-slip’, puede suponerse que la ZDMZ representa una fractura más compleja en la que se sucederían movimientos en la vertical y horizontal (Llana-Fúnez y Marcos, *en revisión*). Así, durante un primer episodio de actividad tectónica tendría lugar el levantamiento del bloque occidental (Autóctono)

mediante una falla inversa fuertemente inclinada hacia el O (Fig. 4.10b). Actualmente la inclinación de la zona de falla está mimetizada por la foliación magmática en la granodiorita de Baio-Vigo y se inclinaría aproximadamente 70° hacia el O (Fig. 3.26). Esta falla cortaría un cabalgamiento de «primera» generación, la zona de cizalla basal de la UMT, por lo que podría considerarse como un cabalgamiento fuera de secuencia. En esta asunción se tiene en cuenta que la deformación polifásica en esta parte de las zonas internas permanece esencialmente homoaxial (Ries y Shackleton, 1971; Bastida *et al.*, 1984; González-Lodeiro *et al.*, 1984; Ribeiro *et al.*, 1990; Pérez-Estaún *et*

9 km, asumiendo un desplazamiento mínimo para el posterior evento en dirección de 28 km.

La intrusión de cuerpos granodioríticos post-data la actividad tectónica del primer evento y probablemente está relacionada con un período de relajación tectónica después del cabalgamiento. Estas rocas granodioríticas de tipo I son el resultado de procesos de diferenciación magmática a partir de la mezcla de magmas ácidos procedentes de la corteza inferior y de magmas básicos procedentes del manto superior (Capdevila *et al.*, 1973; Gallastegui, 1993). Además de estos cuerpos alargados y orientados que definen la zona de deformación, intruyen

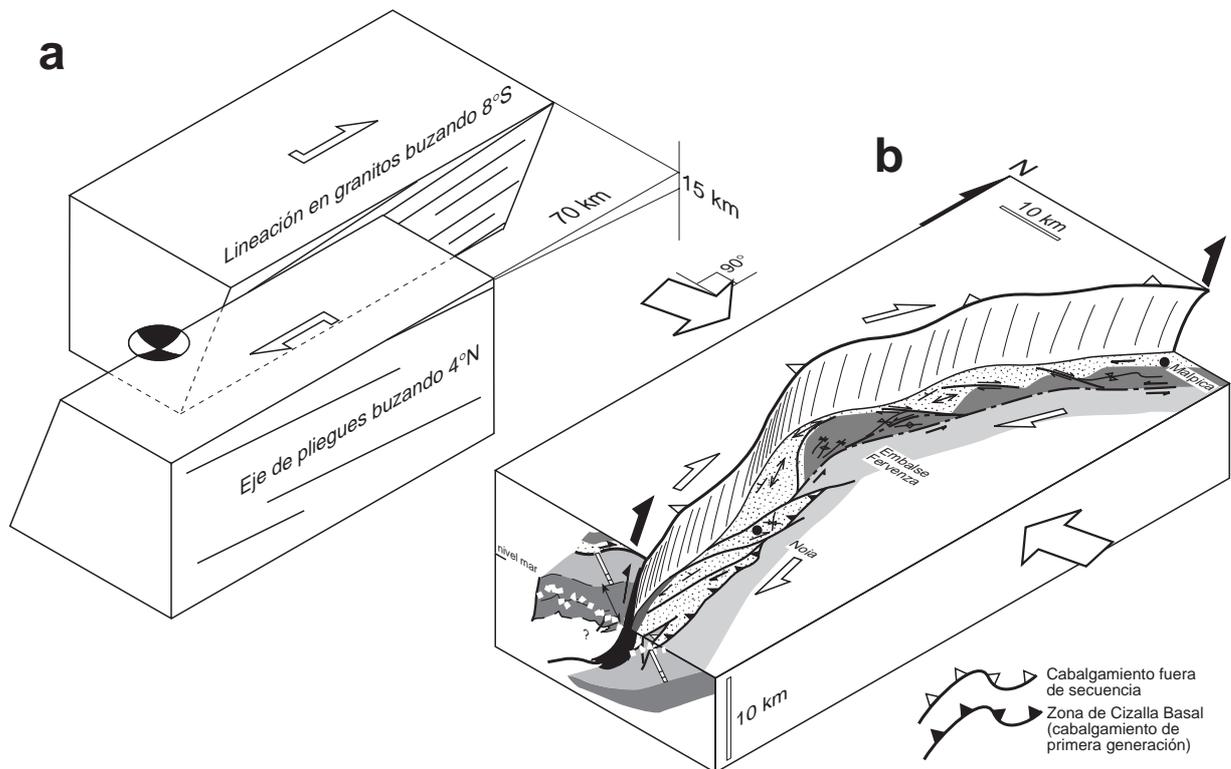


Figura 4.10. Las separaciones vertical y horizontal de los elementos geológicos en relación con la ZDML son reconstruidas en estos dos bloques diagrama: en a) el modelo más simple es explicado por un solo movimiento en la zona de cizalla (no está dibujado a escala pero mantiene las proporciones), mientras que en b) se propone una hipótesis alternativa donde se distinguen dos episodios deducidos a partir de la geología regional (explicación en el texto) (Llana-Fúnez y Marcos, *en revisión*).

al., 1991). La inclinación del plano de falla, superior a la de los cabalgamientos de primera generación, se verticaliza con el continuo acortamiento durante y posteriormente a su formación. En el bloque superior de esta falla el antiforme definido por el Ortoneis de San Adrián (ver corte de Malpica en los *Mapas y Cortes Geológicos*) puede ser considerado como una evidencia del movimiento en la vertical. El flanco adelgazado del antiforme recuerda la geometría de las láminas cristalinas alóctonas de tipo F descritas por Hatcher y Hooper (1992) o de tipo T, descritas por Hatcher (1998). El máximo desplazamiento en la vertical estimado para este episodio es de aproximadamente

cuerpos subredondeados post-cinemáticos que se alinean a lo largo de la ZDML, especialmente hacia el S (Ferreira *et al.*, 1987; Cabral *et al.*, 1992). El ascenso de fluidos magmáticos canalizados por zonas de cizalla es un fenómeno extendido en otras cordilleras (Pitcher, 1982; Hutton y Reavy, 1992) y es utilizado en este trabajo como uno de los mejores indicadores de la existencia de una zona de cizalla de escala cortical, especialmente cuando los magmas proceden de la corteza inferior e incluso del manto superior. No obstante, al contrario de lo que se propone aquí otros autores han establecido una relación genética entre la intrusión de magmas granodioríticos y las zonas

de cizalla con desplazamiento en dirección para esta cordillera (Reavy, 1989; Roig *et al.*, 1996) basándose en la Cordillera Caledoniana (Hutton y Reavy, 1992).

El segundo evento tectónico constituiría básicamente en una reactivación de la zona de deformación, verticalizada previamente, como una zona de cizalla con desplazamiento en dirección. Como se ha descrito en el capítulo de *Estructura*, existen varias estructuras con una cinemática que caracteriza este segundo evento como ligeramente transpresivo, estableciendo cierta continuidad tectónica con la etapa anterior. El mínimo desplazamiento subhorizontal se estima en 28 km, implicando una separación vertical mínima de 6 km en la sección de la península de Barbanza (a mayor desplazamiento en la horizontal menor importancia cobra el evento fuera de secuencia previo). La intrusión pre- a sin-cinemática de los granitos de dos micas (tipo S, Capdevila *et al.*, 1973) ocurre durante esta etapa.

No se puede descartar que en los periodos de asentamiento de los dos movimientos principales, que se discutirán en la reconstrucción, se produzcan movimientos opuestos de menor entidad. Así, después del movimiento vertical pudo tener lugar un movimiento normal, hundiendo el bloque occidental que facilitase el ascenso de los cuerpos poco deformados de granodioritas. También con posterioridad al movimiento de 'strike-slip', se observan zonas de cizalla en dirección levóginas, ligeramente normales, a través de las cuales se producen mineralizaciones en pegmatitas y granitos (Castroviejo, 1990).

Acotación temporal de la actividad tectónica en la ZDML

Considerando la edad relativa de las estructuras y los datos de edades absolutas existentes en la ZDML y su entorno, pueden obtenerse las siguientes conclusiones:

i) La ZDML debe de ser posterior al metamorfismo de alta presión, de edad comprendida entre 366-363 Ma (ver Tabla 1.1), posterior al emplazamiento de los complejos alóctonos, alrededor de 365-360 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1996), y anterior a la intrusión forzada de las granodioritas precoces, que se produce en torno a los 350 Ma para la Granodiorita de Baio-Vigo (Gallastegui, 1993) y entre 346-358 Ma para otros cuerpos granodioríticos del NO peninsular (350±11 Ma, Bellido *et al.*, 1992; 358±20 Ma Serrano Pinto *et al.*, 1987; 346±3 Ma, Roig *et al.*, 1996). Estas granodioritas muestran relaciones sincinemáticas en algunos de los puntos de la zona de cizalla principal de la ZDML (Fig. 3.27h)

ii) Las edades de intrusión de los granitos de dos micas en áreas relacionadas, que se extienden en el tiempo entre 310 y 330 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1996), pueden ser consideradas como contemporáneas con la deformación. Sólo existe un dato de edad de Rb-Sr (RT) del granito

de dos micas de La Guardia (al Oeste de la ZDML): 318±21 Ma (van Caslteren *et al.*, 1979). Este granito presenta una foliación continua grosera, similar a la descrita para los granitos entre Barizo y Ponteceso, por lo que el período de actividad sería inmediatamente posterior. Una edad de inicio de la deformación similar, ~317 Ma, a partir de un dato Rb-Sr (RT) en un granito de dos micas que se emplazó en relación a la Falla de Valdoviño ha sido calculada por Ortega *et al.* (1997).

Interpretación tectónica de la ZDML en el marco de la cordillera

Tal como se ha indicado previamente, la interpretación de la ZDML como una simple zona de 'strike-slip' requiere un desplazamiento horizontal mínimo del orden de 70 km. Un desplazamiento de esta magnitud parece improbable dado que representa casi un tercio de la longitud visible de la estructura. Por otra parte, de acuerdo con la acotación temporal que se acaba de realizar, esta estructura debería permanecer activa en las mismas condiciones de esfuerzos regionales durante un período muy dilatado de tiempo (entre 30 y 40 Ma). A este último respecto, conviene tener en cuenta el contexto geodinámico en el que se desarrolla la ZDML dentro de la cordillera y, más concretamente, dentro del Arco Ibero-Armoricano (Matte y Ribeiro, 1975; Dias y Ribeiro, 1994). Esta megaestructura, que ha sido comparada con la sintaxis del Nanga Parbat en el Himalaya (Matte, 1986), está relacionada con la colisión de un margen irregular, perteneciente a Gondwana, contra Laurasia y los microcontinentes situados entre ellos (Matte y Burg, 1981; Matte, 1986, 1991; Dias y Ribeiro, 1994, 1995). Los efectos de una probable rotación del 'indentor' durante la colisión ha sido descrita en la zona de pliegues y mantos y también en las zonas internas de la cadena aunque con resultados opuestos. En la zona de pliegues y mantos, la Zona Cantábrica, situada en el núcleo del arco (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972), la rotación de los esfuerzos tectónicos es en el sentido horario de acuerdo con las direcciones de emplazamiento de cabalgamientos y con datos paleomagnéticos (Julivert y Arbolea, 1984; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Parés *et al.*, 1994). Por el contrario, una rotación en el sentido antihorario, deducida de los sentidos de movimiento en cabalgamientos y en zonas de cizalla con desplazamiento en dirección, se ha obtenido en las zonas internas (Dias y Ribeiro, 1995; Marcos y Farias, 1999). A pesar de que no exista un acuerdo general, sí parece evidente que estructuras de escala cortical, como puede ser la ZDML, no han podido permanecer tanto tiempo activas con sentidos de movimiento invariables en una colisión continental de estas características.

Es por ello que en esta tesis se considera más probable una evolución tectónica para la ZDML en dos etapas. Esta zona de cizalla separa unidades tectónicas con diferente

registro tectonometamórfico durante las etapas iniciales de la colisión varisca. La ZDML juega un papel significativo en el estilo tectónico posterior al emplazamiento de las láminas alóctonas que puede ser aplicable a otras áreas similares en el NO Ibérico así como al resto de la Cordillera Varisca Europea. La formación de cabalgamientos o estructuras fuera de secuencia en esta parte de la cordillera conlleva varias consecuencias para la posterior evolución tectónica en las zonas internas. Este tipo de estructuras, que implican movimientos ‘dip-slip’, tienen como principal efecto el engrosamiento de la cuña orogénica (Morley, 1988). Por otra parte el continuo acortamiento durante la colisión tiende a la verticalización de estructuras previas, entre ellas la inclinación del plano de falla. Ambos factores acentúan las condiciones dinámicas inestables para el movimiento de falla inversa en la ZDML (principalmente determinado por la progresiva verticalización del plano de falla) y restringen el período de actividad en la misma. Probablemente sólo un ascenso rápido de las rocas, facilitado eventualmente por tasas de erosión en superficie altas, puede permitir que la zona de cizalla permanezca activa durante el período de inestabilidad dinámica. Un ascenso rápido en la vertical implica además un aumento en la migmatización del bloque que se eleva.

El efecto de contrafuerte de un plano de cizalla muy inclinado (70°), ‘buttress effect’ (Butler, 1989), puede ser relevante en el estado final de la deformación cuando predomina el aplastamiento (el eje X horizontal, norte-sur), como en el caso de las zonas de raíz de los mantos helvéticos en los Alpes (Dietrich y Casey, 1989). Se puede relacionar este efecto de contrafuerte con la aparición de un tren de pliegues en las rocas del Autóctono Relativo en la región situada al S del río Miño y al O de la ZDML (Fig. 3.34).

La presencia de una zona de debilidad subvertical en un régimen todavía compresivo desencadena la transición a un estilo de deformación intracontinental, caracterizado por una tectónica de ‘strike-slip’ (Coward, 1984; Woodcock y Schubert, 1994; Moores and Twiss, 1995). En este régimen tectónico el acortamiento es frecuentemente acomodado por el movimiento de masas continentales paralelamente a la cordillera, fenómeno conocido como ‘tectonic escape’ después de Burke y Sengör (1986) (ver terminología en Ratsbacher *et al.*, 1991). La deformación se reparte heterogéneamente y se particiona en zonas de alta deformación; zonas de cizalla con desplazamiento en dirección que separan anchos bloques rocosos poco o nada deformados (Bell, 1981 y Lister y Williams, 1983). Estas zonas de cizalla acumulan la mayor parte de la deformación y el desplazamiento de los bloques de rocas que aíslan.

En relación a la extensión paralela al orógeno en un régimen de «escape tectónico», Dias y Ribeiro (1994) proponen para la rama S del arco Ibero-Armoricano un

régimen de transpresión izquierdo, consistente con un régimen de transpresión dextro en el macizo Armoricano, ambos relacionados con la indentación del bloque Cantábrico (ver referencias en ese trabajo). Estos autores caracterizan la transpresión levógira en la rama ibérica con elipsoides de la deformación finita constrictivos a partir de medidas de la deformación en clastos de cuarzo y rotación de *Skolithos* en diferentes localidades de la Cuarcita Armoricana de la ZCI. Esta deformación se produce durante la primera fase de deformación y está realizada en el centro de cuerpos limitados por zonas de cizalla, alejado de las mismas. Estos elipsoides constrictivos son consistentes con los deducidos a partir de texturas de cuarzo en las rocas de la UMT y del AR deformadas en facies anfíbolítica y son también comparables cualitativamente a medidas de elongación finita paralelas a las trazas de estructuras mayores en rocas poco deformadas descritas por Law *et al.* (1984) en relación a la actividad en el ‘Moine Thrust’. Como se indicó en capítulos previos, la intensidad y condiciones de la deformación disminuyen alejándose de la zona de sutura, representada en el NO ibérico por los complejos alóctonos. De esta forma la medida de la deformación de la primera fase de deformación realizada por Dias y Ribeiro (1994) en las rocas de la ZCI corresponde al registro en rocas del Autóctono de la exhumación y emplazamiento de las unidades alóctonas y probablemente no a la tectónica de escape posterior al emplazamiento de estas unidades, aunque se trate quizás de un proceso continuo en el tiempo. Conviene destacar que la ZDML muestra una tectónica dominada por movimientos dextrógiros opuestos a la cinemática levógira modelizada por Dias y Ribeiro (1994) para la rama S del arco.

Ejemplos de estructuras de escala cortical polifásicas del tipo de la ZDML son muy comunes en las cordilleras de colisión: desde áreas muy cercanas, en varios aspectos, a la zona de estudio como la Zona de Cizalla de Coimbra-Córdoba o Badajoz-Córdoba (Burg *et al.*, 1981; Azor *et al.*, 1994) y la Falla de Vivero (Martínez *et al.*, 1996) en cinturones orogénicos antiguos como la cordillera varisca, hasta las estructuras más recientes como la zona de sutura del Indus-Tsangpo (Coward, 1984; Searle *et al.*, 1987; Moores y Twiss, 1995), la ‘Insubric Line’ (Schmid *et al.*, 1987) o el ‘Basal Briançonnais Thrust’ (Freeman *et al.*, 1998), entre otras muchas estructuras dentro de la cordillera alpina. La mayoría de estas estructuras conservan evidencias geológicas de un primer evento ‘dip-slip’ que es fuertemente retrabajado con posterioridad por un movimiento en dirección. El caso de la ZDML presenta algunas similitudes en los rasgos geológicos y geométricos con la zona de sutura de Indus-Tsangpo donde un primer evento ‘dip-slip’, la zona de sutura, es seguido por un retrabajamiento posterior en dirección. La intrusión del Batolito granodiorítico de Lhasa, alineado con la zona de sutura, hace la comparación entre ambas estructuras más

fácil e inmediata. Hasta el momento no ha sido descrita en la cordillera varisca ibérica una estructura de estas características.

INTERPRETACIÓN TECTÓNICA III: LA UMT EN EL CONTEXTO GENERAL DE LA CORDILLERA VARISCA IBÉRICA

La reconstrucción geométrica de la exhumación y emplazamiento de las rocas de la UMT sobre el Autóctono Relativo y Autóctono requiere la consideración de otros datos geológicos disponibles de la cordillera, relacionados con estos procesos, y la asunción de ciertos condicionantes que se irán justificando en el texto.

Las rocas de la UMT constituyen una sucesión detrítica (con participación volcánica bimodal) en la que intruyen diversos cuerpos ígneos de afinidad alcalina y peralcalina. Rocas con rasgos comparables se presentan en varios cinturones paralelos a la cadena varisca en el SO de la península. Estas secuencias de rocas pueden considerarse representativas de una zona supracortical adelgazada durante un episodio extensivo de “apertura continental” de edad ordovícica (‘rifting’), con el cual se relaciona el magmatismo alcalino y peralcalino que las caracteriza (Ribeiro y Floor, 1987).

En un contexto geodinámico más amplio estas rocas han sido situadas en un presunto margen pasivo de Gondwana (Martínez Catalán *et al.*, 1996, 1997, 1999), en la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica; de esta última se conservan restos en las unidades ofiolíticas de la Sierra del Careón (Díaz García *et al.*, 1999), en las láminas de Purrido y Moeche (Marcos y Farias, 1999) y en la Ofiolita de Beja-Acebuches (Fonseca y Ribeiro, 1993; Fonseca, 1995). Es difícil cuantificar las dimensiones espaciales de este margen pasivo pero debe de situarse inmediatamente contiguo a las rocas de afinidad oceánica (Fig. 4.11a).

El registro metamórfico de *AP-BIT* que se preserva en estas rocas, desarrollado al inicio de la orogenia, indica la subducción de estos materiales durante la formación de la cadena. Actualmente, se sitúan por encima de rocas de afinidad gondwánica y por debajo de unidades de carácter ofiolítico y otras de proveniencia exótica. Esta disposición de unidades tectónicas, emplazadas hacia el E, hacia el ‘foreland’, sugiere la existencia de una zona de subducción hacia el O, en coordenadas actuales, en la que la placa ibérica (perteneciente al entorno de Gondwana) es subducida por debajo de un terreno exótico situado al O (Fig. 4.11b) (Ries y Shackleton, 1971).

Se han sugerido dos zonas de sutura para la cadena varisca en Iberia: el límite entre las zonas de Ossa Morena y Sur-Portuguesa (Fonseca y Ribeiro, 1993) y la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Azor *et al.*, 1994). La existencia de rocas comparables en génesis y evolución

tectonometamórfica al SO de la ZCBC y el hecho de que la sucesión paleozoica inferior sea similar a ambos lados de esta estructura, lleva a pensar que esta zona de cizalla no constituye una zona de sutura mayor dentro de la cadena sino que separa masas continentales muy próximas. Por el contrario la presencia de un complejo ofiolítico más o menos completo en el límite entre la ZOM y la ZSP y el cambio claro de vergencia estructural a un lado y al otro de la zona de sutura es coherente con el carácter mayor de esta zona de sutura en la cadena varisca (Fonseca y Ribeiro, 1993).

Durante el ascenso de las rocas se desarrolla una foliación tectónica muy penetrativa que afecta a la práctica totalidad de las rocas, considerada en este trabajo como la fábrica tectónica principal. Los procesos de ascenso o “exhumación” de este tipo de rocas durante esta etapa constituyen una línea de investigación a desarrollar en este contexto geodinámico. Se caracterizan por una evolución tectonometamórfica fuertemente decompresiva que asciende en períodos de tiempo muy cortos. De forma aproximativa la decompresión de ~1,8 Gpa se ha debido realizarse en un mínimo de ~10 Ma (entre 365-0 Ma y 350 Ma). Esta problemática se encuentra en otras cordilleras. En el modelo de exhumación de Escher y Beaumont (1997) para rocas equivalentes en los Alpes, el rápido ascenso de las rocas de alta presión de los mantos tipo Monte Rossa se explica por un proceso de “extrusión tectónica”, que implica una cinemática de movimiento inverso en la parte inferior del manto y una cinemática de movimiento normal en la parte superior, además de un fuerte aplastamiento en las partes centrales de los mantos. El aplastamiento de las láminas alóctonas, como ocurre en Cabo Ortegal (Fernández y Marcos, 1996), es una de las características de rocas de alta presión exhumadas en cordilleras de colisión. Como se ha indicado en la primera parte de este capítulo, las texturas de cuarzo de las rocas de la UMT rodeando relictos de alta presión están caracterizadas por un fuerte estiramiento paralelo a la cadena y probablemente una componente de cizalla simple importante en secciones transversales a la cadena (Llana Fúnez, 1999), que se interpreta con el emplazamiento tectónico.

La cuantificación del desplazamiento acumulado en las rocas de la UMT es igualmente difícil de precisar. En la figura 4.11d se muestra un corte sintético de la disposición de las unidades alóctonas en Iberia; la separación horizontal entre la zona de sutura y la UMT es de al menos 160 km, sin tener en cuenta el acortamiento interno previo y posterior de las rocas situadas entre ambas estructuras. A este «desplazamiento» horizontal hay que añadir el ascenso de las rocas desde condiciones de alta presión (2,5 GPa son ~87km de profundidad si el ascenso se produce en vertical, esto es, en una zona de subducción en el que la placa descendente lo hace con un ángulo de 90°), sumando en total 250 km. Evidentemente, no constituye una medida real, ya que son inexistentes las

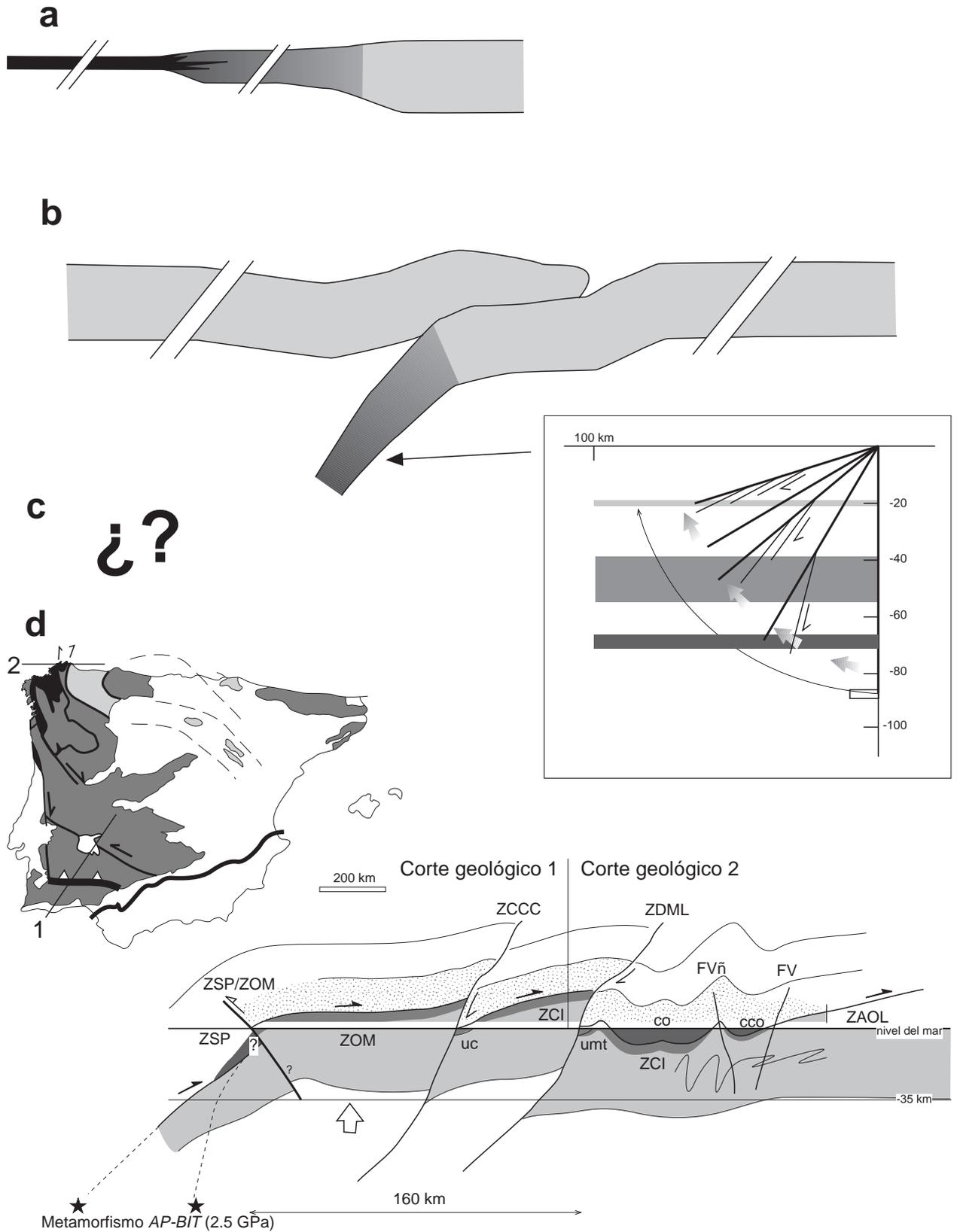


Figura 4.11. Evolución sintética de la historia de las rocas pertenecientes a la UMT durante el desarrollo de la orogenia varisca: a) situación previa a la formación de la cordillera; b) etapas finales de una zona de subducción inclinada hacia el O con la implicación de corteza continental (dentro del marco se muestra el posible engrosamiento de la placa que subduce debido a problemas isostático en rocas corticales continentales); c) proceso de ascenso de las rocas de alta presión y baja temperatura desconocido; d) situación actual de los complejos alóctonos en la península Ibérica en relación a la orogenia varisca.

Discusión

relaciones geométricas originales, pero puede ser indicativo de su complejidad estructural.
de la deformación acumulada en estas unidades de roca y

V. CONCLUSIONES

La Unidad de Malpica-Tui (UMT) está constituida fundamentalmente por una secuencia metasedimentaria en la que se incluyen diversos cuerpos estratiformes de rocas ortoderivadas ácidas y básicas. La revisión de toda la cartografía geológica previa relacionada con la UMT y la realización de un mapa geológico nuevo del sector septentrional de la misma, ha permitido establecer la correlación de todos los tipos litológicos en todo el afloramiento de la unidad, comprendido entre la costa de Malpica y la proximidades de Paredes de Coura, al S del río Miño. Esto, además, ha hecho posible una estimación de los espesores de las rocas de un extremo a otro de la unidad y la establecer la estructura general de los cuerpos de rocas que la constituyen.

Todo el conjunto de rocas muestra una fábrica tectónica muy penetrativa, con una orientación coherente entre los distintos tipos litológicos. No obstante, la heterogeneidad de la deformación asociada a la formación de esta fábrica ha permitido la preservación parcial de la historia previa de las rocas. En estas zonas poco deformadas se observa una sucesión fundamentalmente grauváquica, con alto contenido en feldspatos y materia orgánica, que presenta frecuentemente términos volcánicos bimodales y que se encuentra intruida por granitoides calcoalcalinos y alcalinos que algunos autores han relacionado con un episodio de apertura continental durante el Ordovícico. Con posterioridad, se desarrolla sobre todo este conjunto de rocas un metamorfismo de alta presión y baja a intermedia temperatura (*AP-BIT*), que se conserva en asociaciones minerales características de estas condiciones en rocas máficas, en esquistos y en zonas poco deformadas de granitoides calcoalcalinos. Este tipo de metamorfismo es indicativo de un evento de subducción, el cual afectó a esta unidad de rocas en el inicio de la orogenia Varisca en Iberia.

La fábrica tectónica principal de las rocas se encuentra definida en las distintas litologías por varias asociaciones minerales, en general equilibradas en condiciones anfibolíticas. No obstante, se aprecia en cuerpos eclogíticos la presencia de una foliación grosera con una disposición similar a la del resto de asociaciones minerales por lo que se puede suponer que la formación de esta estructura se inicia en condiciones eclogíticas, aunque su mayor desarrollo se realiza en facies anfibolítica.

Este tipo de estructura, dúctil y generalizada a un gran volumen de rocas, con cambios mineralógicos asociados muy extendidos, caracteriza el estilo de la deformación en la corteza inferior. Se interpreta que esta estructura se desarrolla durante el ascenso de estas rocas desde condiciones eclogíticas hasta la corteza media; este primer estadio de su ascenso se ha denominado *exhumación*.

El cuarzo constituye un elemento mayoritario en rocas supracrustales como las que forman la UMT y fue elegido como herramienta en el análisis de texturas realizado en este trabajo, con el objeto de caracterizar el proceso de *exhumación* de estas rocas. Las texturas en relación con la foliación principal en las rocas de la UMT se caracterizan por guirnaldas cruzadas de tipo I y II e indican un régimen de la deformación ligeramente constrictivo. No obstante, el rasgo más destacable de las texturas es la distribución asimétrica en la proyección estereográfica de máximos más intensos en uno de los subhemisferios que componen la proyección. Teniendo en cuenta que la presencia de asimetrías en las texturas ha sido tradicionalmente relacionada con la componente de cizalla simple en el régimen de deformación, se ha sugerido en este trabajo, para el desarrollo de esta estructura, un régimen de flujo en el que la componente de cizalla simple relacionada con el transporte tectónico se encuentra en una sección perpendicular a la lineación en las rocas, la cual es paralela al trazado de la cadena.

El ascenso de las rocas de la UMT culmina con su emplazamiento sobre su Autóctono Relativo. La zona de cizalla basal de la UMT separa ambas unidades de rocas. La concentración de la deformación en esta zona de cizalla discreta, refleja la partición de la deformación que se produce con posterioridad al proceso de exhumación y caracteriza el estilo de la deformación en la corteza media. Las microestructuras de la zona de cizalla y las texturas de cuarzo indican un descenso en la temperatura y un aumento de la actividad de fluidos durante la deformación. Lo mismo ocurre con las estructuras de bloque superior, que se han relacionado con la zona de cizalla basal.

El apilamiento de unidades tectónicas alóctonas en el NO de la península Ibérica durante la colisión varisca se ve posteriormente afectado por el desarrollo de grandes estructuras cartográficas: fundamentalmente zonas de

cizalla subverticales a escala cortical y trenes de pliegues de tamaño muy variable con plano axial también subvertical. Una de estas estructuras, la Zona de Deformación de Malpica-Lamego (ZDML), cobija la UMT y determina la geometría en planta de la misma. Esta zona de cizalla presenta varios rasgos que le confieren un carácter cortical durante su historia activa y que se relaciona

probablemente con una tectónica de escape en los últimos estadios de la orogenia varisca. En este trabajo se han descrito las estructuras asociadas a la ZDML que denotan una historia tectónica compleja de la misma, en la que se han podido diferenciar dos posibles movimientos: uno en la vertical, inmediatamente seguido de otro en dirección.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis doctoral ha sido financiada por el Ministerio de Cultura a través de una beca de Formación de Personal Investigador (F.P.I.) durante el período 1995-98. Las campañas de campo, así como otras actividades relacionadas con el desarrollo de la actividad investigadora, han sido financiadas con los proyectos DGE 92 PB 1022 y DGE 95 PB 1052 de la Dirección General de Investigación Científica y Tecnológica, D.G.I.C.Y.T., del Ministerio de Cultura y por la Universidad de Oviedo (dos bolsas de viaje a congresos en Portugal y en Canadá donde se presentaron algunos de los resultados finales de esta tesis).

Todo el camino recorrido hasta este momento ha sido posible gracias a la ayuda de Alberto, mi director, que me ha enseñado, entre otras muchas cosas, a apreciar la importancia de establecer las relaciones geométricas de las estructuras como base para la elaboración posterior de hipótesis de trabajo. Para él, todo mi reconocimiento por su constancia y su disposición. Los buenos momentos en el campo, así como nuestros debates frente al mapa del Macizo Hespérico de Parga Pondal espero que no queden relegados al pasado y puedan continuar en el futuro; hay mucha cordillera todavía...

Mi bautismo en el análisis de texturas de cuarzo se lo debo enteramente al “Dr. Brojos”; creo que estamos de acuerdo en la importancia que tiene el análisis de fábricas en la interpretación de la deformación en las rocas de la corteza inferior y en sus implicaciones tectónicas. Esto supone todo un nuevo horizonte de estudio, hasta ahora en parte ignorado, en las zonas internas de las cordilleras. Como amigo y colega siempre me ha demostrado su completo apoyo en este “viaje” en el que me embarqué hace ya cuatro años y medio.

Debo agradecer a todos los componentes del Área de Geodinámica el ambiente familiar de trabajo que ha facilitado en todo este tiempo la elaboración de esta memoria y al director del Dpto., Javier Álvarez Pulgar, por su apoyo para la utilización de las infraestructuras disponibles. Especialmente, quiero agradecer al Dr. Díaz García, o sencillamente “Floro”, por nuestras discusiones sobre las unidades basales, creo que siempre fructíferas; a Tejada, por las lecciones de geometría; y a Chus Aller por “situarme” de algún modo con la interpretación de las texturas de cuarzo. Bastida me ha permitido utilizar su enciclopedia geológica portátil en múltiples ocasiones, él mismo, y Fariás su constante buen humor, que nunca estuvo de más. Aunque contra los ordenadores los propios dioses luchan en vano, Chano ha resultado ser un buen ariete; es que hoy en día sin una buena conexión a la red... Para Blanca ya no me quedan palabras... (...ni facturas y dentro de poco ni ricinos...).

Para mis compañeros de fatiga en el área, veteranos como David y Gallas, o noveles como Clopez y Juanma espero lo mejor y ¡ánimo con las respectivas tesis!

Finalmente, ha habido una serie de personas ajenas al Departamento de Geología de la U. de Oviedo que me han brindado en ocasiones su ayuda: los Drs. Charles Arps y Peter Floor, durante una estancia corta de quince días en el mes de julio de 1998 en el Museo de Historia Natural de Leiden, o ‘Naturalis’; al Dr. Gil Ibarguchi (mejor Iñaki, ¿no?) por nuestras charlas sobre la UMT al inicio de esta tesis; y, finalmente, a Enric Ortega que, a pesar de que no llegamos a coincidir nunca, siempre ha estado ahí, en las libretas de campo y en las muestras. A todos, gracias.

Agradecimientos

REFERENCIAS

- Ábalos, B. (1997) Omphacite fabric variation in the Cabo Ortegal eclogite (NW Spain): relationships with strain symmetry during high-pressure deformation. *Journal of Structural Geology* **19**, 621-637.
- Ábalos, B., Gil Ibarra, J.I. y Eguiluz, L. (1991) Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics* **199**, 51-72.
- Abril Gómez, H., Abril Hurtado, J. y Pliego Dones, D.V. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **185** Pontevedra y memoria explicativa, 45 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Abril Hurtado, J. (1981a) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **184** Grove y memoria explicativa, 33 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Abril Hurtado, J. (1981b) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **299** Tomiño y memoria explicativa, 37 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Abril Hurtado, J. (1982) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **298** La Guardia y memoria explicativa, 21 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Abril, J. e Iglesias Ponce de León, M. (1985) Mapa Geológico de España escala 1:200.000 Hoja **16-26** Pontevedra - La Guardia y memoria explicativa, 160 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Aerden, D. (1999) On the significance of polyphase deformation in NW-Iberia. EUG Abstract supplement Terra Nova **10**, 101.
- Aller, J. y Bastida, F. (1993) Anatomy of the Mondoñedo Nappe basal shear zone (NW Spain). *Journal of Structural Geology* **15**, 1405-1419.
- Alonso, J.L. y González, J.C. (1982) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **20-44** Sisargas-Carballo y memoria explicativa, 61 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain) (1996). En *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, eds P.F. Friend y C.J. Dabrio, 214-227. World and regional geology series **6**. Cambridge University Press.
- Alvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torné, M. (1997) Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research* **102**, 22497-22511.
- Aranguren, A. y Tubía, J.M. (1992) Structural evidence for the relationship between thrusts, extensional faults and granite intrusions in the Variscan belt of Galicia (Spain). *Journal of Structural Geology* **14** (10), 1229-1237.
- Aranguren, A. y Tubía, J.M. (1994) Características estructurales y modelo de emplazamiento del plutón de Guitiriz (Galicia). *Revista de la Sociedad Geológica de España* **7** (1-2), 63-73.
- Arenas, R. (1985) Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico paraautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW España). Tesis doctoral *inedita*, 543 p. Universidad Complutense de Madrid.
- 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 paraautóctono, Cadena Herciniana Ibérica (NW de España). *Corpus Geologicae Gallaeciae* **4**, 1-545.
- Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., de Pablo Maciá, J.G. y Peinado, M. (1986) Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica* **II**, 87-110.
- Arenas, R. y Peinado, M. (1981) Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. *Cuadernos Geología Ibérica* **7**, 105-119.
- 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.
- Arce Duarte, J.M., Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V. (1977) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **7** Cillero y memoria explicativa, 47 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.

- Ariesen, F.H. (1974) Een onderzoek naar de petrologische en structurele kenmerken van een deel van het Barbanza Schiereiland. Tesina *inédita*, 82 p. Departamento Geología, Leiden.
- Arps, C.E.S. (1970) Petrology of a part of the Western Galician Basement between the rio Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geologische Mededelingen* **46**, 57-155.
- 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.
- 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.
- Azor, A. (1997) Evolución Tectonometamórfica del Límite entre las Zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España). Tesis Doctoral, 312 p. Universidad de Granada.
- Azor, A., González Lodeiro, F. and Simancas, J.F. (1994) Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics* **13**, 46-61.
- Badham, J.P.N. (1982) Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides. *Journal of Geological Society of London* **139**, 493-504.
- Badham, J.P.N. y Halls, C. (1975) Microplate tectonics, oblique collisions, and evolution of the Hercynian orogenic systems. *Geology* **3**, 373-376.
- Badham, J.P.N. y Williams, P.J. (1981) Genetic and Exploration Models for Sulfide Ores in Metaophiolites, Northwest Spain. *Economic Geology* **76**, 2118-2127.
- Baker, D.W., Wenk, H.R. y Christie, J.M. (1969) X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. *Journal of Geology* **77**, 144-172.
- Bastida, F. (1981) La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trabajos de Geología* **11**, 35-54. Universidad de Oviedo.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1984) Mapa Geológico de España escala 1:200.000, Hoja **1** La Coruña y memoria explicativa, 155 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Bayer, R. y Matte, P. (1979) Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal a nappe emplaced during a Variscan obduction? — A new gravity interpretation. *Tectonophysics* **57**, T9-T18.
- Bell, T.H. (1981) Foliation development - The contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* **75**, 273-296.
- Bell, T.H. y Johnson, S.E. (1989) The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* **7**, 151-168.
- Bellido Mulas, F., Brandle, J.L., Lasala, M. y Reyes, J. (1992) Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas de Galicia. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe* **17**, 241-261.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Jegouzo, P. (1979) Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology* **1**, 31-42.
- Bhattacharyya, D.S. (1966) Orientation of mineral lineation along the flow direction in rocks. *Tectonophysics* **3**, 29-33.
- Blenkinsop, T.G. y Treloar, P.J. (1995) Geometry, classification and kinematics of S-C and S-C' fabrics in the Mushandike area, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology* **17**, 397-408.
- Boillot, G. and Malod, J. (1988) The North and North-West spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **1** (3-4), 295-316.
- Bouchez, J.-L., Lister, G.S. y Nicolas, A. (1983) Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geologische Rundschau* **72**, 401-419.
- Bouchez, J.-L. y Pecher, A. (1981) The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics* **78**, 23-50.
- Brodie, K.H. y Rutter, E.H. (1985) On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behaviour of basic rocks. En *Advances in Physical Geochemistry* **4**, eds A.B. Thompson y D.C. Rubie, 138-179. Springer Verlag, Nueva York.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P. y Ribeiro, A. (1981) Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* **78**, 161-177.
- Burg, J.P., Delor, C.P., Leyreloup, A.F. y Romney, F. (1989) Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): *P-T-t* record from mineral to regional scale. En *Evolution of Metamorphic Belts*, eds J.S. Daly, R.A. Cliff y B.W.D. Yardley. Geological Society Special Publication **43**, 423-439. London.
- Burke, K. y Sengör, A.M.C. (1986) Tectonic escape in the evolution of the continental crust. In *Reflection Seismology: the Continental Crust*, eds M. Barazangi y L. Brown, pp 41-53. Geodyn. Ser. AGU **14**.
- Butler, R. (1989) The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. En *Inversion Tectonics*, eds M.A. Cooper y G.D. Williams. Geological Society Special Publication **44**, 105-122.

- Cabral, M., Cremez, P., Moreira, A., Noronha, F., Oliveira, J.M.S., Pereira, E., Farinha Ramos, J.M., Reis, M.L., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. and Simões, M. (1992) Carta Geológica de Portugal Escala 1:200.000. *Notícia explicativa da Folha 1*. Serviços Geológicos Portugal.
- Calsteren, P.W.C. van, 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**, 35-36.
- Capdevila, R. (1969) Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Tesis doctoral *inédita*, 430 p. Université Montpellier.
- Capdevila, R. y Floor, P. (1970) Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero LXXXII-III*, 215-225.
- Capdevila, R., Corretge, L.G. y Floor, P. (1973) Les granitoids varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin Société Géologique du France* **7**, XV (2-4), 209-228.
- Cannat, M. (1985) Quartz microstructures and fabrics in the Island of Groix (Brittany, France). *Journal of Structural Geology* **7**, 555-562.
- Carron, J.P., Le Guen de Kerneizon, M. y Nachit, H. (1994) Variscan Granites from Brittany. En *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, ed J.D. Keppie, 231-239. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Castroviejo, R. (1990) Gold ores related to shear zones, West Santa Comba-Fervenza Area (Galicia, NW Spain): A mineralogical study. *Mineralium Deposita* **25**, S 42-52.
- Cobbold, P.R. y Quinquis, H. (1980) Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology* **2**, 119-126.
- Cobbold, R.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.
- Corretge, L.G. (1983) Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. En *Libro Jubilar Ríos "Geología de España"*, pp 569-592. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio de Industria*.
- Courrioux, G. (1983) Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement: le granite hercynien de Puentevedra (Galice, Espagne). *Bulletin Société Géologique du France* **25**, 301-307.
- Courrioux, G. (1984) Étude d'une evolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active: Exemple du linéament granitique hercynien de Puentevedra (Galice, Espagne). Tesis doctoral *inédita*, pp 217. Université Nancy.
- Courrioux, G., Gagny, C. y Gouanvic, Y. (1986) Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). *Boletín Geológico y Minero* **XCVII-VI**, 737-756.
- Coward, M. (1994) Continental Collision. En *Continental Deformation*, ed P.L. Hancock, 264-288. Pergamon Press, London.
- Crespo-Blanc, A. y Orozco, M. (1991) The boundary between the Ossa-Morena and Southportuguese Zones (Southern Iberian Massif): a major suture in the European Hercynian Chain. *Geologische Rundschau* **80**, 691-702.
- Cuesta, A. (1991) Petrología granítica del plutón de Caldas de Reyes (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis. *Serie Nova Terra* **5**, 363 p. Laboratorio Xeológico de Laxe.
- Dallmeyer, R.D. y Gil Ibarguchi, J.I. (1990) Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *Journal of the Geological Society of London* **147**, 873-878.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutierrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. y Aller, J. (1996) Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics* **277**, 307-337.
- Dallmeyer, R.D., Ribeiro, A. y Marqués, F.O. (1991) Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar mineral ages. *Lithos* **27**, 133-144.
- Dell'Angelo, L.N. y Tullis, J. (1989) Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics* **169**, 1-21.
- Dewey, J.F.; Hempton, M.R.; Kidd, W.S.F.; Saroglu, F. and Sengör, A.M.C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. En *Collision Tectonics*, eds M.P. Coward y A.C. Ries, 3-36. Geological Society Special Publication **19**.
- Dias, R. y Ribeiro, A. (1994) Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology* **16**, 1543-1554.
- Dias, R. y Ribeiro, A. (1995) The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics* **246**, 113-128.
- Díaz García, F. (1990) La Geología del Sector Occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, Noroeste de España). *Serie Nova Terra* **3**, 230 p. Laboratorio Xeológico Laxe.
- Díaz García, F. (1993) Análisis comparativo de la foliación regional y estructuras asociadas en el Dominio de Santiago y su autóctono relativo (Galicia, NW de

- España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* **6**, 105-114.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez-Catalán, J.R., González del Tánago, J. y Dunning, G. (1999) Tectonic evolution of the Careón Ophiolite (Variscan Belt, NW Spain). *EUG Abstract supplement Terra Nova* **10**, 101.
- Dietrich, D y Casey, M. (1989) A new tectonic model for the Helvetic nappes. En *Alpine Tectonics*, eds M.P. Coward, D. Dietrich y R.G. Park, pp 47-63. Geological Society Special Publication **45**.
- Divar Rodríguez e Iglesias, M. (1982) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **122** Lalín y memoria explicativa, 63 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Divar Rodríguez, J e Iglesias Ponce de León, M. (1981b) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **119** Noya y memoria explicativa, 47 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Divar Rodríguez, J.; de Pablo Maciá, J.G. e Iglesias Ponce de León, M. (1981a) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **93** Outes y memoria explicativa, 54 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Ernst, W.G. (1962) Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *Journal of Geology* **70**, 689-736.
- Ernst, W.G. (1988) Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology* **16**, 1081-1084.
- Escher, A. y Beaumont, C. (1997) Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of Structural Geology* **19**, 955-974.
- Escher, A. y Watterson, J. (1974) Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics* **22**, 223-231.
- Etchecopar, A. (1977) A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics* **39**, 121-139.
- Farias, P. (1990) La geología de la Región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España). *Serie Nova Terra*, **2**, 201 p. Laboratorio Xeolóxico Laxe.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra L.M., Martínez Catalán, J.R., de Pablo Maciá, J.G. and Rodríguez Fernández, L.R. (1987) Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memoria Facultade de Ciencias Universidade do Porto* **1**, 411-431.
- Fernández Pompa, F. y Monteserín López, V. (1976) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **7** Cedeira y memoria explicativa, 73 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Fernández Rodríguez, F.J. (1997) Estructuras desarrolladas en gneises bajo condiciones de Alta P y T (Gneises de Chímparra, Cabo Ortegá, A Coruña, Galicia, España). *Serie Nova Terra Lab. Xeol. Laxe* **13**, 249 p.
- Fernández Rodríguez, F.J. y Marcos, A. (1996) Mylonitic foliation developed by heterogeneous pure shear under high-grade conditions in quartzofeldspathic rocks (Chímparra Gneiss Formation, Cabo Ortegá Complex, NW Spain). En *Basement Tectonics* **11**, eds O. Oncken y C. Janssen, 17-34. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- 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 *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico Ibérico*, eds F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, 37-51. Editorial Rueda, Madrid.
- Ferrus Piñol, B. (1994) Estructura de la cuenca de As Pontes (A Coruña). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico Laxe* **19**, 73-89.
- Fleuty, M.J. (1964) The description of folds. *Geological Association Procedures* **75**, 461-492.
- Floor, P. (1966) Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galíñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* **36**, 1-204.
- Floor, P. (1974) Alkaline Gneisses. En *The Alkaline Rocks*, ed A. Sørensen, 124-142. John Wiley & Sons, London.
- Fombella Blanco, M. (1984) Age palynologique du Blastomylonitic Graben, Zone Occidentale de la Galice. *Revue Micropaleontologie* **27** (2), 113-117.
- Fonseca, P.E.T.F. (1995) Estudo da sutura varisca do SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvitoviana do Alentejo. Tesis Doctoral *inédita*, 325 p. Universidade de Lisboa.
- Fonseca, P.E., Araújo, A., Leal, N. y Munhá, J. (1993) Variscan glaucophane-eclogites in the Ossa Morena Zone. XII Reunião do Oeste Peninsular, *Terra Abstracts Supplement* **6** (5), 11-12. Évora, Portugal.
- Fonseca, P.E., Munhá, J.M., Leal, N. y Ribeiro, A. (1998) High-pressure metamorphism in the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Variscan Fold Belt). *EUG Abstract supplement Terra Nova* **9**, 380.
- Fonseca, P. y Ribeiro, A. (1993) Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geologische Rundschau* **82**, 440-447.
- Fossen, H. y Tikoff, B. (1993) The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology* **15**, 413-422.
- Freeman, S.R., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., Inger, S. and

- Barnicoat, A.C. (1998) Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: an example from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps. *Geological Magazine* **135** (3), 349-367.
- Fuerten, F. (1992) Tectonic interpretations of systematic variations in quartz c-axis fabrics across the Thompson Belt. *Journal of Structural Geology* **14**, 775-789.
- Fuerten, F., Robin, P.-Y.F. y Stephens, R. (1991) A model for the development of a domainal quartz c-axis fabric in a coarse-grained gneiss. *Journal of Structural Geology* **13**, 1111-1124.
- Galán Arias, J., Fernández Rodríguez-Arango, R., Aldaya Valverde, F., Ruiz Arias, F. y González Lodeiro, F. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **151** Puebla de Caramiñal. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Galán, G. y Marcos, A. (1997) Geochemical evolution of high-pressure mafic granulites from the Bacariza formation (Cabo Ortegal complex, NW Spain): an example of a heterogeneous lower crust. *Geologische Rundschau* **86**, 539-555.
- Gallastegui, G. (1993) Petrología del macizo granodiorítico de Baio-Vigo (Pontevedra, España) Tesis doctoral *inédita*, 356 p. Universidad de Oviedo.
- Gallastegui, J. (*inédita*) Estructura Cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCL. Tesis Doctoral *en preparación*, Universidad de Oviedo.
- García Casquero, J.L.G., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J., Priem, H.N.A. (1985) Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau* **74**, 379-384.
- García Celma, A. (1982) Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. *Journal of Structural Geology* **4**, 443-455.
- García Garzón, J., de Pablo Maciá, J.G. 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* **XCII-VI**, 463-466.
- García Salinas, F., Abril Hurtado, J., y Pliego Dones, D.V. (1981a) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **260** Oya y memoria explicativa, 19 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- García Salinas, F., Abril Hurtado, J., Pliego Dones, D.V. y Rubio Navas, J. (1981b) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **261** Tuy y memoria explicativa, 52 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Geul, J.J.C. (1964) The Petrology of the region between Lage and Carballo. *Leidse Geologische Mededelingen* **30**, 103-120.
- Gil Iburguchi, J.I. (1982a) Metamorfismo y plutonismo en la Región de Muxía-Finisterre (NW de España). *Corpus Geologica Gallaeciae*, 2º Serie **I**, 253 p. Laboratorio Xeolóxico Laxe.
- Gil Iburguchi, J.I. (1982b) The Metamorphic Evolution of the Muxía-Finisterre Region (Galice, NW Spain) during the Hercynian Orogenesis. *Geologische Rundschau* **71-2**, 657-686
- Gil Iburguchi, J.I. (1995) Petrology of jadeite metagranite and associated orthogneiss from the Malpica-Tuy allochthon (Northwest Spain). *European Journal of Mineralogy* **7**, 403-415.
- Gil Iburguchi, J.I. y Dallmeyer, R.D. (1991) Hercynian blueschist metamorphism in North Portugal: tectonothermal implications. *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 539-549.
- Gil Iburguchi, J.I. y Ortega, E. (1985) Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophan-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tui Unit, Galicia, Northwest Spain. *Chemical Geology* **50**, 145-162.
- Gil Iburguchi, J.I., Mendía, M. y Girardeau, J. (1991) High-pressure metamorphism within the northwestern Iberian Massif. 2nd Eclogite Field Symposium, 62 p. Spain.
- Gilotti, J.A. y Hull, J.M. (1993) Kinematic stratification in the hinterland of the central Scandinavian Caledonides. *Journal of Structural Geology* **15**, 629-646.
- González Lodeiro, F.; Hernández Urroz, J.; Martínez Catalán, J.R.; Naval Balbín, A.; Ortega Gironés, E. y de Pablo Maciá, J.G. (1984) Mapa Geológico de España, escala 1:200.000 Hoja **7** Santiago de Compostela y memoria explicativa, 99 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- González Montero, M.P. (1993) Geoquímica y petrogénesis del Complejo Peralcalino de la Sierra del Galiñeiro (Pontevedra, España). Tesis doctoral *inédita*, 318 p. Universidad de Oviedo.
- Gutierrez Marco, J.C., de San José, M.A. y Pieren, A.P. (1990) Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, eds R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, 220-236. Springer Verlag, Berlin.
- Hatcher, R. (1998) Flow Paths and Evolution of Crystalline Thrust Sheets in the Internides of Orogens: End Members and a Newly Recognized Transitional (T) Class of Thrusts. *Abstracts Volume "Evolution of Structures in Deforming Rocks"*, Canadian Tectonics Group 18th Annual Meeting and Geological Association of Canada NUNA Conference in honour of P.F. Williams. Canmore (Canada) September 1998.
- Hatcher, R.D.Jr y Hooper, R.J. (1992) Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain chains. En *Thrust Tectonics*, ed K. R.

- McClay, 217-233. Chapman & Hall, London.
- Hernández Urroz, J. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **92** Finisterre y memoria explicativa, 17 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Hernández Urroz, J. e Iglesias Ponce de León, M. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **68** Camariñas y memoria explicativa, 42 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Hilgen, J.D. (1971) The Lalin Unit: A new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain). *Konink. Nederl. Akad. Wetenschappen*, Amsterdam, B, 74, 4.
- Hobbs, B.E. (1985) The Geological Significance of Microfabric Analysis. En *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*, ed H.R. Wenk, 463-484. Academic Press, Nueva York.
- Hutton, D.H.W. y Reavy, R.J. (1992) Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* **11** (5), 960-967.
- Iglesias Ponce de León, M. and Choukroune, P. (1980) Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology* **2**, 63-68.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981) Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* **67** (1), 85-87.
- Iglesias, M.; Ribeiro, M.L. y Ribeiro, A. (1983) La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste peninsular. En *Libro Jubilar J.M. Ríos "Geología de España"* **1**, 459-467. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- 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.
- Jegouzo, P. and Rossello, E.A. (1988) La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France): un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *Compte Rendue Seances Academie Sciences Paris* **307**, II, 1825-1831.
- Jessel, M.W. (1988) Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates - II. Example model runs. *Journal of Structural Geology* **10**, 779-793.
- Jiang, D. y Williams, P.F. (1998) High-strain zones: a unified model. *Journal of Structural Geology* **20**, 1105-1120.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E. y Bailey, W. (1997) Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology* **19**, 1201-1217.
- Julivert, M. (1971) Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *American Journal of Science* **270**, 1-29.
- Julivert, M. y Arboleya, M.L. (1984) A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian chain, NW Spain). *Journal of Structural Geology* **6**, 499-519.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972) Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares escala 1:1.000.000. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Klaper, E.M. (1988) Quartz c-axis development and large-scale post-nappe folding (Wandfluhhorn Fold, Penninic nappes). *Journal of Structural Geology* **10**, 795-802.
- Klein (1982a) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **121** La Estrada y memoria explicativa, 85 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Klein (1982b) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **153** Cerdedo y memoria explicativa, 75 p. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Knipe, R.J. (1989) Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology* **11**, 127-146.
- Knipe, R.J. y Wintsch, R.P. (1985) Heterogeneous Deformation, Foliation Development, and Metamorphic Processes in a Polyphase Mylonite. In *Advances in Physical Geochemistry* **4**, eds A.B. Thompson y D.C. Rubie, 180-210. Springer Verlag, Nueva York.
- Koons, P.O., Rubie, D.C. y Frueh-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.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277-279.
- Kuijper, R.P. (1979) U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain). *Verhandeling* **5**, 101 p. Zwo Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Amsterdam.
- Kuijper, R.P. y Arps, C.E.S. (1983) Un modelo de evolución basado en el desarrollo de una «mantle plume». En *Libro Jubilar J.M. Ríos "Geología de España"* **1**, pp 455-459. IGME. *Servicio Publicaciones Ministerio Industria*.
- Kuijper, R.P., Priem, H.N.A. y den Tex, E. (1982) Late archaen-early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the paleozoic orogen of Western Galicia, NW Spain. *Precambrian Research* **19**, 1-29.
- Lancelot, J.R. y Allegret, A. (1982) Radiochronologie U-Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatsh* **X**, 385-394.

- Law, R.D. (1990) Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. En *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, eds R.J. Knipe y E.H. Rutter, 335-352. Geological Society Special Publication **54**.
- Law, R.D., Knipe, R.J. y Dayan, H. (1984) Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *Journal of Structural Geology* **6**, 477-497.
- Le Corre, C. (1994) Early Tectonic Events (Ordovician). En *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, ed J.D. Keppie, 179-182. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Lin, S., Jiang, D. y Williams, P.F. (1998) Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. En *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, eds R.E. Holdsworth, R.A. Strachan y J.F. Dewey. Geological Society of London Special Publication **135**, 41-57.
- Lister, G.S. (1977) Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics* **39**, 51-54.
- Lister, G.S. y Dornsiepen, U.F. (1982) Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology* **4**, 81-92.
- Lister, G.S. y Hobbs, B.E. (1980) The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology* **2**, 355-370.
- Lister, G.S. y Price, G.P. (1978) Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics* **49**, 37-78.
- Lister, G.S. y Williams, P.F. (1979) Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology* **1**, 283-297.
- Lister, G.S. y Williams, P.F. (1983) The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics* **92**, 1-34.
- Llana Fúnez, S. (1996) Geología del Borde Oriental de la Unidad de Malpica-Tuy en la transversal Molinos de Ceán-Razo (Galicia, NO España). Trabajo investigación *inédito*, 41 p. Universidad de Oviedo.
- Llana Fúnez, S. (1997) Estructura del Borde Oriental de la Unidad de Malpica-Tuy en la transversal Molinos de Ceán-Razo (Galicia, NO España). In *Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 283-288 p. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Llana Fúnez, S. y Marcos, A. (1998) Malpica-Lamego Deformation Zone: a major crustal-scale shear zone in the Iberian Variscan Belt (Galicia, N Portugal). *Abstracts Volume "Evolution of Structures in Deforming Rocks"*, Canadian Tectonics Group 18th Annual Meeting and Geological Association of Canada NUNA Conference in honour of P.F. Williams. Canmore (Canada) September 1998.
- Llana Fúnez, S. (1999) Quartz c-axis fabric analysis in tectonic foliation enclosing HP rocks (Malpica-Tui Unit, Variscan belt of Iberia). Abstracts Volume "Exhumation of Metamorphic Terranes", Metamorphic Studies Group Annual Meeting. Rennes (Francia), 31 Agosto- 2 Septiembre 1999.
- Lloyd, G.E., Ferguson, C.C. y Law, R.D. (1987) Discriminatory petrofabric analysis of quartz rocks using SEM electron channelling. *Tectonophysics* **135**, 243-249.
- López de Azcona, J.M. (1952) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **20** Sisargas, y memoria explicativa, 28 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- López de Azcona, J.M., Martín Cardoso, G., Parga Pondal, I. y Torre Enciso, E. (1953) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **261** Túy y memoria explicativa, 94 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Lotze, F. (1945) Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen* **6**, 78-92.
- Mainprice, D., Bouchez, J.-L., Blumenfeld, P. y Tubía, J.M. (1986) Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* **14**, 819-822.
- Mancktelow, N.S. (1987) Atypical textures in quartz veins from the Simplon Fault Zone. *Journal of Structural Geology* **9**, 995-1005.
- Marcos, A. (1973) Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología* **6**, 113 p. Universidad de Oviedo.
- Marcos, A. y Farias, P. (1997) La estructura de la sutura varisca en la transversal de Cabo Ortegal (NW de España). In *Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 109-114 p. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Marcos, A. y Farias, P. (1999) La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono relativo (Galicia, NW España). *Trabajos de Geología* **21**, 201-220. Universidad de Oviedo.
- Marín, J.A., Pulgar, J.A. y Alonso, J.L. (1995) La deformación alpina en el Domo del Valsurvio (Zona Cantábrica, NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* **8**, 111-116.
- Marqués, F.G. 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** (4), 589-602.
- Marqués, F.O., Ribeiro, A. y Munhá, J. (1996) Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics* **15**, 747-762.
- Marquínez, J.L. (1984) La Geología del Área Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Colección Memorias* **100**, 231 p. IGME.
- Martín Cardoso, G., Parga Pondal, I. y López de Azcona, J.M. (1953). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **44** Carballo y memoria explicativa, 100 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- 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.
- 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.
- 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). *Basement Tectonics* **13**, 65-84. Ed A.K. Sinha, Kluwer Academic Publishers.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996) Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics* **15**, 106-121.
- Martínez Catalán, J.R.; Klein, E.; de Pablo Maciá, J.G. y González Lodeiro, F. (1984) El Complejo de Ordenes: subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **7**, 139-210.
- Martínez, F.J., Carreras, J. y Arbolea, M.L. (1996) Structural and metamorphic evidence of local extension along the Vivero fault coeval with bulk shortening in the Variscan chain (NW Spain). *Journal of Structural Geology* **18** (1), 61-73.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastián, A., Arbolea, M.L. y Gil Ibarguchi, J.I. (1988) Structural and thermal evolution of high-grade areas in the Northwestern parts of the Iberian Massif. *American Journal of Science* **288**, 969-996.
- Martínez-García, E. y Piñán, A. (1997) Estructura y edad del área de Portonovo (Galicia, NW de España). In *Comunicações XIV Reunião de Geología do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 123-130 p. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Mata, J. y Munhá, J. (1981) Magmatogénese de Metavulcanitos Cambricos do Nordeste Alentejano: os estádios iniciais de «rifting» continental. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* **76**, 61-89.
- Mata, J. y Munhá, J. (1990) Geochemistry of Mafic Metavolcanic Rocks from the Estremoz Region (South Central Portugal). *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* **71**, 175-185.
- Matte, P. (1986) Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* **126**, 329-374.
- Matte, P. (1991) Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* **196**, 309-337.
- Matte, P. y Burg, J.P. (1981) Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. En *Thrust and Nappe Tectonics*, eds K.R. McClay y N.J. Price, 353-358. Geological Society Special Publication **9**.
- Matte, P. y Ribeiro, A. (1975) Forme et orientation de la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibero-Armoricain. *Compte Rendue Seances Academie Sciences Paris* **280D**, 2825-2828.
- McClay, K.R. (1989) Analogue models of inversion tectonics. En *Inversion Tectonics*, eds M.A. Cooper y G.D. Williams, 41-59. Geological Society Special Publication **44**.
- McPherson, J. (1881) Apuntes petrográficos de Galicia. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural* **10**, 49-87.
- McPherson, J. (1883) Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural* **12**, 358-367.
- McPherson, J. (1886) Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural* **15**, 165-203.
- Michard, A., Chopin, C. y Henry, C. (1993) Compression versus extension in the exhumation of the Doira-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics* **221**, 173-193.
- Mitra, G. (1982) Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American Journal of Science* **278**, 1057-1084.
- Mitra, G. (1992) Deformation of granitic basement rocks along Fault Zones at shallow to intermediate crustal levels. En *Structural geology of fold and thrust belts*, eds S. Mitra y G. W. Fischer, 123-144. John Hopkins University Press.
- Moore, E.M. and Twiss, R.J. (1995) Anatomy of Orogenic Belts. In *Tectonics*, 263-300. Freeman & Company.
- Moreira, A. y Simões, M. (1988) Carta Geológica de Portugal escala 1:50.000, Folha **1-D**, Arcos de Valdevez y memoria explicativa, 47 p. *Serviços*

- Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Morley, C.K. (1988) Out-of-sequence thrusts. *Tectonics* **7** (3), 539-561.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C. y Kerrich, R. (1986) Beja-Acebuches ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo Bd Inf Sociedad Geologica de Portugal* **2**, 31.
- Munhá, J., Ribeiro, A. y Ribeiro, M.L. (1984) Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* **70**, 31-53.
- Naval Balbín, A., Ortega Gironés, E. y Ruíz Arias, F. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **43** Lage y memoria explicativa, 36 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Naval Balbín, A., y Ruíz Arias, F. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **67** Mugía y memoria explicativa, 17 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Ochsner, A. (1993) U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian Orogeny. Dissertation No. **10392**, 249 p. ETH, Zurich.
- Ochsner, A., Schäfer, H.J. y Gebauer, D. (1992) The geochemistry and age of granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Spain): Implications for the Late Precambrian and Early Paleozoic geodynamic evolution. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura* **1**, 112-114. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América, Libro de Resúmenes.
- Oliveira *et al.* (1992) Carta Geológica de Portugal escala 1:500.000, Folha **1**. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Ordoñez-Casado, B., Gebauer, D. y Eguluz, L. (1997) SHRIMP zircon ages dating protolith formation of orthogneisses and their hercynian migmatization: results from the Coimbra-Badajoz-Córdoba Shear Belt. In *Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 165-168 p. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Ortega, E. (1980) Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, Extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica, La Coruña. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **1**, 177-186.
- Ortega, E. y Gil Ibarguchi, J.I. (1983) La Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo Antiguo"-Fosa Blastomilonítica"). En *Libro Jubilar J.M. Ríos "Geología de España"* **1**, 430-444. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Ortega, L.A., Pin, C. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997) Rb-Sr study of the syn-kinematic two-mica granite of La Espenuca (NW Iberian peninsula). Implications to duration of strike-slip movements in large shear zones. *Terra Nova* **9** (1), 496.
- Pagés Valcarlos, J.L. y Chambolle, P. (1987) Marcos geológico de las mineralizaciones auríferas del W de Santa Comba - A Coruña. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **12**, 261-271.
- Panozzo Heilbronner, R. y Pauli, C. (1993) Integrated spatial and orientation analysis of quartz *c*-axes by computer-aided microscopy. *Journal of Structural Geology* **15**, 369-382.
- Parés, J.M., van der Voo, R., Stamatakos, J. and Pérez-Estaún, A. (1994) Remagnetization and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian arc, northern Spain. *Tectonics* **13**, 1461-1471.
- 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.
- Parga Pondal, I. (1960) Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Notas y Comunicaciones del IGME* **59**, 333-358.
- Parga Pondal, I. (1963) Mapa petrográfico estructural de Galicia escala 1:400.000. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Parga Pondal, I. (1967) La investigación geológica de Galicia. *Leidse Geologische Mededelingen* **36**, 207-210.
- Parga Pondal, I. (1982) Mapa Xeológico do Macizo Hespérico escala 1:500.000. Seminario do Estudos Galegos.
- Parga Pondal, I., López de Azcona, J.M. y Martín Cardoso, G. (1953) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **43** Lage y memoria explicativa, 76 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Passchier, C.W. (1983) The reliability of asymmetric *c*-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics* **99**, T9-T18.
- Passchier, C.W. (1996) Monoclinic non-simple shear zones. *Abstracts Volume "Structure and properties of high strain zones in rocks"*, Ricerca scientifica ed educazione permanente, Supplemento **107**, p 18. Università degli studi di Milano. Verbania (Italia) September 1996.
- Passchier, C.W. (1998) Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology* **8**, 1121-1137.
- Passchier, C.W., den Brok, S.W.J., van Gool, J.A.M., Marker, M. y Manatschal, G. (1997) A laterally constricted shear zone system - the Nordre Strømfjord steep belt, Nagssugtoqidian Orogen, W. Greenland. *Terra Nova* **9**, 199-202.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. y Kröner, A. (1990) *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*, 150 p. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J. (1996) *Microtectonics*.

- Springer Verlag. 289 p.
- Paterson, S.R. y Tobisch, O.T. (1988) Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. *Geology* **16**, 1108-1111.
- 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.
- Pauli, C., Schmid, S.M. y Panozzo Heilbronner, R. (1996) Fabric domains in quartz mylonites: localized three dimensional analysis of microstructure and texture. *Journal of Structural Geology* **18**, 1183-1203.
- Pedro, J. y Munhá, J. (1997a) Caracterização do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo, Zona de Ossa Morena) durante a Orogenia Varisca. In *Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 173. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Pedro, J. y Munhá, J. (1997b) Metamorfismo de alta pressão durante a Orogenia Varisca em ganisses félsicos ortoderivados na área de Safira (Montemor-o-Novo), Zona de Ossa Morena. In *Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 305 p. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Pereira, E. (1989) Carta Geológica de Portugal escala 1:50.000, Folha **10-A**, Celorico de Basto *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Carvalho, G. de, Noronha, R., Ferreira, N. y Monteiro, J.H. (1989) Carta Geológica de Portugal escala 1:200.000, Folha **1** y noticia explicativa, 83 p. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988) A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics* **7**, 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991) Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics* **191**, 243-253.
- Peucat, J.J. (1986) Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geological Society of America Memoir* **164**, 229-238.
- Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D., Menot, R.P., Cornichet, J. y Iglesias Ponce de León, M. (1990) Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics* **177**, 263-292.
- Pilaar, W.F.H. (1964) The Geology of the area between Corme and Buño (Galicia). *Leidse Geologische Mededelingen* **30**, 131-140.
- 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 Société Géologique du France* **163**, 483-494.
- Pin, C. y Vielzeuf, D. (1988) Les granulites de haute pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 13-20.
- Pitcher, W.S. (1982) Granite Type and Tectonic Environment. En *Mountain Building Processes*, ed K. J. Hsü, 19-40. Academic Press.
- Pliego Dones, D.V., Abril Hurtado, J. y Rubio Navas, J. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **261** Tuy y memoria explicativa, 52 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Price, G.P. (1985) Preferred orientations in quartzites. En *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*, ed H.R. Wenk, 385-406. Academic Press, Nueva York.
- 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 en Mijnbouw* **45**, 36-40.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Verschure, R.H., Hebeda, E.H. y Verdurmen, E.A.Th. (1970) Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geologicae Helveticae* **63/1**, 255-274.
- Quesada, C. y Munhá, J. (1990) Metamorphism in the Ossa Morena Zone. En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, ed R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, 314-320. Springer Verlag, Berlin.
- Quiroga, F. (1892) Gneiss de glaucofán de Monte Galiñeiro, en el valle de Minor (Pontevedra). *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural* **21**, 107-110 (actas).
- Quiroga, J.L. (1982) Estudio geológico del Paleozoico al O de Zamora. *Trabajos de Geología* **12**, 205-226. Universidad de Oviedo.
- Ramsay, J.G. (1967) *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York. 568 p.
- Ramsay, J.G. y Graham, R.H. (1970) Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* **7**, 786-813.
- Ratsbacher, L., Merle, O., Davy, P. y Cobbold, P. (1991) Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics* **10**, 245-256.
- Raumer, J. von (1962) Geología del Zócalo cristalino de la península del Barbanza, cerca de Noya. *Notas y Comunicaciones* **68**, 171-180. IGME.

- Reavy, R.J. (1989) Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian belt. *Journal of the Geological Society of London* **146**, 649-657.
- Ribeiro, A. (1974) Contribution à l'Étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memória* **24**, 168 p. Serviços Geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A., Pereira, E. and Dias, R. (1990) Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula (within the Allochthonous Sequences in the Centro-Iberian Zone). En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, ed R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, 220-236. Springer Verlag, Berlin.
- Ribeiro, M.L. (1987) Petrogenesis of early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). *Geologische Rundschau* **76**, 147-168.
- Ribeiro, M.L. y Floor, P. (1987) Magmatismo peralcalino no Maciço Hesperico: sua distribuição e significado geodinamico. En *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, eds F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M. Rodríguez Alonso (eds), 211-221. Ed. Rueda, Madrid.
- Ribeiro, M.L., Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M. y Schermerhorn, L.J.G. (1985) Rb-Sr Whole-rock age of peralkaline acidic volcanics in the Macedo de Cavaleiros Area, Trás-os-Montes (NE Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* **71**, 171-174.
- Ries, A.C. and Shackleton, R.M. (1971) Catazonal Complexes of North-West Spain and North Portugal, Remnants of a Hercynian Thrust Plate. *Nature* **234** (47), 65-68.
- Robin, P.-Y.F. y Cruden, A. (1994) Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology* **16**, 447-466.
- Rodríguez Aller, J., Cosca, M., Gil Ibarguchi, J.I. y Dallmeyer, R.D. (1997b) Eo-hercynian HP metamorphism of a subducted continental crust (Malpica-Tui allochthon, NW Spain): New petrological and age constraints. *Abstracts Volume Eclogite Conference*, Ascona 1997.
- Rodríguez Aller, J., Cosca, M. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997a) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Hercynian metamorphism in the HP Malpica-Tuy Allochthon and LP Parautochthon, Iberian Massif, NW Spain. *Terra Nova* **9** (1), 497.
- Rodríguez Aller, J., Ortega Cuesta, L.A., Pin, C. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997c) Geochemical evidence of different origins for metabasites of the Malpica-Tui (NW Spain): from continental rifting to MORB-like protoliths. In *Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste peninsular*, ed C.C. Pires, M.E.P. Gomes y C. Coke, 205. Vila Real, Septiembre. 1997.
- Roermund, H. van, Lister, G.S. y Williams, P.F. (1979) Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte Mucrone, Sesia-Lanzo Zone, Italian Alps. *Journal of Structural Geology* **1**, 43-52.
- Roig, J.-Y., Faure, M. y Ledru, P. (1996) Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central: kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geologische Rundschau* **85**, 138-153.
- Rubie, D.C. (1990) Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. In *Eclogite Facies Rocks*, ed D.A. Carswell, 111-140. Blackie, Glasgow.
- Rubie, D.C. (1998) Disequilibrium during metamorphism: the role of nucleation kinetics. In *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?*, eds P.J. Treloar y P.J. O'Brien, 199-214. Geological Society of London Special Publication **138**.
- Rubio Navas, J. (1981) Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja **223** Vigo y memoria explicativa, 34 p. IGME. *Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Rutter, E.H. y Brodie, K.H. (1992) Rheology of the lower crust. En *Continental Lower Crust*, eds D.M. Fountain, R. Arculus y R.W. Ray. Developments in Geotectonics **23**, 201-267. Elsevier.
- Sander, B. (1950) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Band II: die Korngefüge. Springer, Wien.
- Santanach Prat, P. (1994) Las Cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **19**, 57-71.
- Santos Zalduegui, J.F. (1995) Geocronología y geoquímica isotópica de diferentes unidades de los complejos alóctonos de Cabo Ortegal y Malpica-Tuy (NO de España). *Serie Nova Terra* **11**, 177 p. Laboratorio Xeolóxico de Laxe.
- 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.
- Schermerhorn, L.J.G. y Kotsch, S. (1984) First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* **70**, 23-29.
- Schmid, S.M. (1982) Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. En *Mountain Building Processes*, K.J. Hsü, 95-110. Academic Press, Londres.
- Schmid, S.M. y Casey, M. (1986) Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monograph* **36**, 263-285.
- Schmid, S.M., Casey, M. y Starkey, J. (1981) An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics*

- 78, 101-117.
- Schmid, S.M., Zingg, A. y Handy, M. (1987) The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* **135**, 47-66.
- Schoneveld, C. (1977) A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets. *Tectonophysics* **39**, 453-471.
- Schultz, G. (1835) Descripción geonóstica del Reino de Galicia. Madrid.
- Searle, M.P., Windley, B.F., Coward, M.P., Cooper, D.J.W., Rex, A.J., Rex, D., Tingdong, L., Xuchang, X., Jan, M.Q., Thakur, V.C. y Kumar, S. (1987) The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* **98**, 678-701.
- Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G. y Portugal Ferreira, M. (1987) Síntesis geocronológica dos granitoides do Maciço Herpérico. En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico Ibérico*, eds F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, 69-86. Editorial Rueda, Madrid.
- Schäfer, H.J. (1990) Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Dissertation No **9246**, 153 p. ETH, Zurich.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D. y Nægler, T.F. (1991) Evidence for Silurian eclogite and granulite facies metamorphism in the Badajoz-Córdoba Shear belt, SW Spain. *Terra Nova* **3**, 11.
- Sibson, R.H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* **133**, 191-213.
- Simpson, C. (1980) Oblique girdle orientation patterns of quartz c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe Ticino, Switzerland. *Journal of Structural Geology* **2**, 243-247.
- Simpson, C. y Schmid, S.M. (1983) An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bulletin of the Geological Society of America* **94**, 1281-1288.
- Sinha-Roy, S. (1982) Himalayan Main Central Thrust and its implications for Himalayan inverted metamorphism. *Tectonophysics* **84**, 197-224.
- Srivastava, P. y Mitra, G. (1996) Deformation mechanisms and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Himalaya, India. *Journal of Structural Geology* **18**, 27-39.
- Tapponnier, P. y Molnar, P. (1976) Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature* **264**, 319-324.
- Tapponnier, P., Pelzer, B. y Armijo, R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. En *Collision Tectonics*, eds M. P. Coward and A. C. Ries, 115-157. Geological Society Special Publication **19**.
- Tchalenko, J.S. (1970) Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 162-1640.
- Teixeira, C. (1956) Carta Geológica de Portugal 1:50.000, Folha **1-A** Valença y memoria explicativa, 16 p. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Teixeira, C., Candido de Medeiros, A. y Pinto Coelho, A. (1972) Carta Geológica de Portugal escala 1:50.000, Folha **5-A**, Viana do Castelo y memoria explicativa, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Teixeira, C. y Torre de Assunção, C. (1961) Carta Geológica de Portugal 1:50.000, Folha **1-C** Caminha y memoria explicativa, 41 p. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Tex, E. den (1981) Basement evolution in the Northern Hesperian Massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden Research Group. *Leidse Geologische Mededelingen* **52**, 1-21.
- Tex, E. den y Floor, P. (1966) A blastomylonitic and polymetamorphic «grabben» in Western Galicia (NW Spain). En «*Etages Tectoniques*», 169-178. Institut de Géologie de L'Université de Neuchatel.
- Teyssier, C., Tikoff, B. y Markley, M. (1995) Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* **23**, 447-450.
- 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.
- Toyos, J.M. (1995) Estructura y mineralizaciones auríferas del Área de Tomiño (Pontevedra). Tesis Doctoral *inédita*, 192 p. Universidad de Oviedo.
- Trimby, P.W., Prior, D.J. y Wheeler, J. (1998) Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. *Journal of Structural Geology* **20**, 917-935.
- Tullis, J., Christie, J.M. y Griggs, D.T. (1973) Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bulletin of the Geological Society of America* **84**, 297-314.
- Vielzeuf, D. y Pin, C. (1989) Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian belt. En *Evolution of Metamorphic Belts*, eds J.S. Daly, R.A. Cliff y B.W.D. Yardley. *Geological Society Special Publication* **43**, 343-348.
- Wegen, G. van der (1978) Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, western Galicia, Spain. *Scripta Geologica* **45**, 95 p. Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden.
- Wenk, H.-R. (1985) Measurement of pole figures. En *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*, ed H.R.

- Wenk, 11-47. Academic Press Inc., Orlando.
- Wenk, H.-R. (1994) Preferred orientation patterns in deformed quartzites. En *Silica in the geological environment*, ed P.H. Ribbe, 177-204. Reviews in Mineralogy **29**, Brook Craftens, Michigan.
- Wenk, H.-R., Canova, G., Molinari, A. y Kocks, U.F. (1989) Viscoplastic modeling of texture development in quartzite. *Journal of Geophysical Research* **94** (B12), 17895-17906.
- Wenk, H.-R. y Christie, J.M. (1991) Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology* **13**, 1091-1110.
- Williams, P.F. (1983) The geochemistry of ophiolitic rocks from the polymetamorphic Ordenes Complex, Spain. *Journal of the Geological Society of London* **140**, 877-882.
- Woodcock, N.H. y Schubert, C. (1994) Continental Strike-Slip Tectonics. En *Continental Deformation*, ed P. L. Hancock, 251-263. Pergamon Press.
- Yardley, B.W.D. (1989) *An Introduction to Metamorphic Petrology*, 248 p. Longman Scientific and Technical, London.

Referencias

ANEXOS

MUESTRAS UTILIZADAS PARA ANÁLISIS DE TEXTURAS DE CUARZO

En esta sección se hace una breve descripción del material utilizado para el análisis de texturas de cuarzo, comentando las relaciones microscópicas y de campo de las muestras que sean de interés para la interpretación de las texturas obtenidas. La situación geográfica de las muestras se encuentra en el Mapa de muestras.

Se han ordenado las muestras en primer lugar atendiendo a la unidad de rocas a la que pertenecen y en segundo lugar atendiendo a la estructura que se haya pretendido caracterizar. Así, se distinguen en ambas unidades, UMT y AR, tres tipos de estructuras en las que el cuarzo muestra evidencias de deformación dúctil y en la que predomine la deformación plástica intracristalina (y por tanto se forme Orientación Cristalográfica Preferente del cuarzo): la foliación principal, la zona de cizalla basal de la UMT y las zonas de cizalla subverticales. El grado de deformación heterogéneo sobre algunas de las litologías de la UMT, como p.e. en el Ortoneis de Borneiro, hace recomendable encabezar el subcapítulo como «Desarrollo de la foliación principal» ya que engloba muestras con un

desarrollo de la foliación muy variable (foliación en el centro de cuerpos de ortoneises con respecto a la foliación en los bordes de estos mismos cuerpos).

Unidad de Malpica-Tui

Desarrollo de la foliación principal

En primer lugar se describen las muestras que corresponden a las rocas menos deformadas, las eclogitas al N del embalse de Fervenza (slf134) y las partes centrales de los cuerpos del Ortoneis de Borneiro (slf112, slf011 y slf086_1b) y posteriormente las «facies» más deformadas del Ortoneis de Borneiro (slf027 y slf077) y las muestras del Ortoneis de los Molinos de Ceán (slf031, slf032, slf144, slf157, slf162 y slf216b). Finalmente, se han incluido dos muestras de los Micaesquistos de Ceán (slf123) y de los Esquistos y Paraneises de Beo (slf179) para la comparación con las texturas anteriores, aunque en estos dos casos la recristalización estática está sensiblemente más extendida.

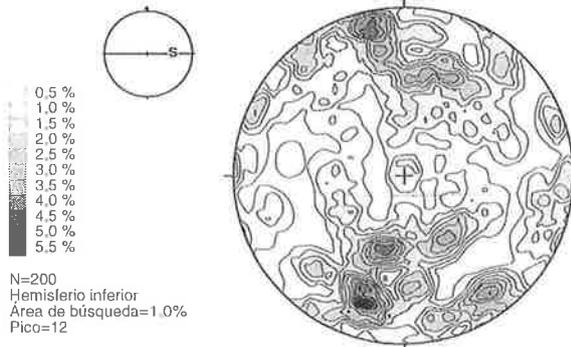
Lámina 134

La foliación principal muestra una evolución

lámina 134

sin orientar
tectonita S

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA

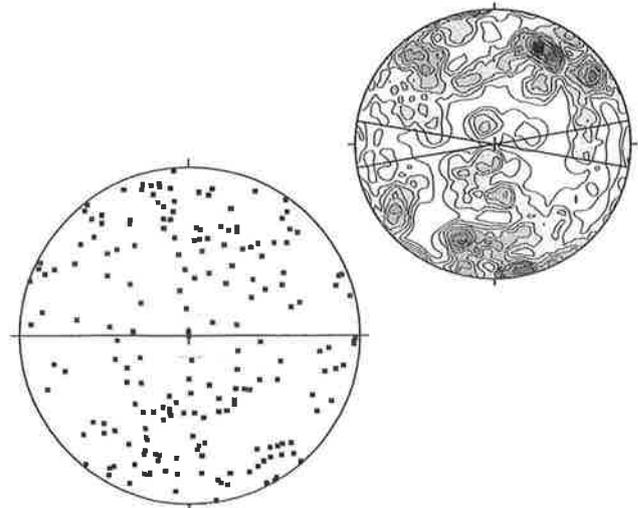


Figura A.1. Textura de cuarzo de roca máfica con paragénesis eclogítica procedente del entorno del embalse de Fervenza. Los granos medidos se encuentran en su mayor parte aislados entre los componentes máficos. La fábrica es planar y no se identifica con claridad la posición de la lineación. En el ángulo superior derecho se muestran los datos rotados 90°.

de extinción ondulante y en parches con un tamaño de grano similar a los granos nuevos poligonales. Los bordes entre estos granos son rectos y netos.

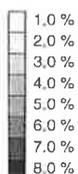
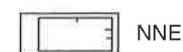
La textura de cuarzo se caracteriza por una guirnalda de tipo II bien definida en la sección perpendicular a la lineación (Fig. A.2). Este rasgo es destacable ya que no se observa en la sección medida paralela a la lineación de estiramiento observada en la roca. La guirnalda está

es de tipo II, aunque existe una ausencia destacable de ejes en posición I (Fig. A.3). La asimetría de la guirnalda en esta sección indicaría un movimiento levógiro. La distribución de medidas en posición IIIh es desigual con respecto al plano de la foliación, ya que en el subhemisferio inferior no se han registrado medidas en esta posición. Este es uno de los rasgos de las texturas de cuarzo en relación a la foliación principal de las rocas de la UMT.

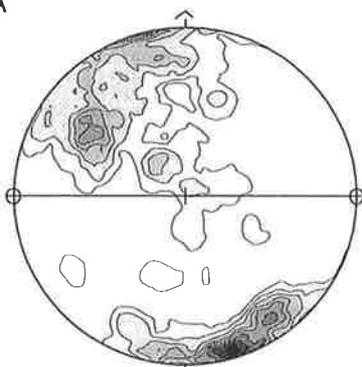
lámina 011

tectonita L
S 110/75
L 020/0

SECCIÓN MEDIDA



N=200
Hemisferio inferior
Área de búsqueda=1,0%
Pico=19



SECCIÓN ROTADA

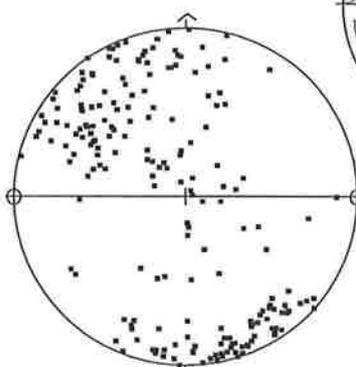
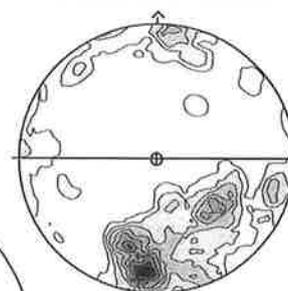


Figura A.3. Textura de cuarzo en las partes centrales de los cuerpos intrusivos del Ortoneis de Malpica (Riotorto, S de Malpica). La fábrica de la roca es lineal a planolinear.

ligeramente inclinada con respecto al plano de la foliación (horizontal) indicando una asimetría externa levógiro (que se traduciría en un movimiento de bloque superior hacia el E). Conviene además indicar que hay un mayor cantidad de medidas en el subhemisferio superior en posiciones IIIh-IIIi (cambiando el sistema de referencia estructural al que indicaría la guirnalda de tipo II).

Lámina 011

El contexto estructural de esta muestra es similar al del caso anterior: la parte central de un cuerpo de Ortoneis de Malpica-Borneiro. En este caso, la fábrica de la roca es marcadamente lineal y la deformación intensa. Los agregados de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa muestran un estiramiento considerable.

El agregado policristalino de cuarzo medido está compuesto predominantemente por granos romboidales, alargados, con bordes poco nítidos con alto contenido en subgranos. Dentro de los cristales de geometría romboidal la extinción es ondulante en bandas.

La textura de cuarzo muestra una guirnalda cruzada en la sección paralela a la lineación que define la fábrica lineal mesoscópica. Se deduce que la guirnalda cruzada

Lámina 086-1b

En una localidad situada en posición meridional con respecto a la anterior se muestreó una rocas de características microestructurales similares a slf112. La muestra slf086_1b presenta una fábrica lineal de grano grueso. Las rocas en esta localidad muestran una alteración hidrotermal intensa que se manifiesta en una alteración del feldespato potásico, sericitización de la plagioclasa y una sustitución de los dominios ricos en micas y en granate por clorita y otros minerales secundarios. No obstante, no hay variaciones en la textura de la roca.

A pesar del aspecto poco ordenado de las formas de los granos de cuarzo en los agregados existe una orientación cristalográfica preferente bien desarrollada con una guirnalda cruzada de tipo I y un máximo muy fuerte en IIIh (Fig. A.4). Los granos de cuarzo se distribuyen en dos tipos, grandes con bordes bastante irregulares y extinción ondulante, y más pequeños y subelípticos con bordes rectos. En ambos casos los bordes de grano son muy nítidos. Hay que destacar la asimetría externa de la guirnalda con respecto a la lineación (30°), pero no con la foliación. Esta oblicuidad podría estar relacionada con una

determinado por el alargamiento de agregados policristalinos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo y por la orientación dimensional de mica blanca. Esta mica blanca se encuentra en contacto neto con granate, probablemente en equilibrio (ocasionalmente coronítico). Es relativamente frecuente, dentro de los agregados de plagioclasa la presencia de zoisita-clinozoisita en las facies más septentrionales de este granitoide y de epidotas, anfíboles y clorita en los agregados oscuros en las facies más meridionales (p.ej. Noia).

El cuarzo dentro de los agregados muestra dos aspectos claramente diferenciados en nicols cruzados: por un lado, los granos grandes con bordes lobulados y extinción ondulante y en parches y, por otro lado, las zonas de recrystalización en torno a estos granos más grandes y probablemente más viejos. No obstante, existe un predominio de granos grandes sobre zonas de

cinemática levógira para la componente de cizalla simple relacionada con el desarrollo de la textura. Es destacable que la distribución de medidas no es uniforme y que la guirnalda cruzada es más intensa en el subhemisferio inferior.

Lámina 077

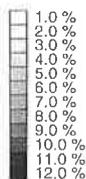
En este caso el tránsito de facies deformada de borde hacia núcleo indeformado en los cuerpos del Ortoneis de Malpica-Borneiro es más clara. La muestra slf077 procede del borde occidental de uno de estos cuerpos alargados de ortoneises. La fábrica de la roca es marcadamente lineal, reconociéndose con dificultad la anisotropía planar que define la foliación principal.

Los agregados policristalinos de cuarzo dentro del bandeado néfisco están muy recrystalizados. Se reconocen granos viejos con extinción en parches, pero el grado de

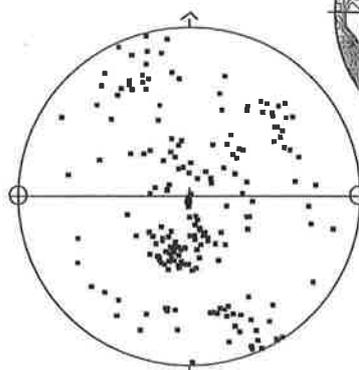
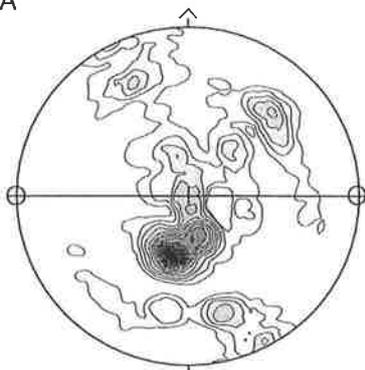
lámina 077

tectonita L
S 286/80
L 201/23

SECCIÓN MEDIDA



N=200
Hemisferio inferior
Área de búsqueda=1.0%
Pico=25



SECCIÓN ROTADA

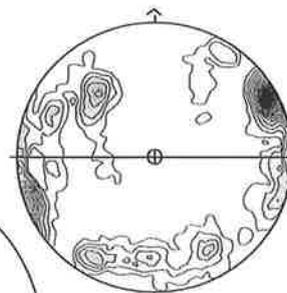


Figura A.6. Textura de cuarzo asociada a la foliación milonítica en la zona borde extremadamente deformada de un cuerpo de Ortoneis de Malpica-Borneiro (Borneiro). Se observa una guirnalda cruzada de tipo I-II en la sección paralela a la lineación y un máximo muy intenso en el subhemisferio inferior.

recrystalización. La presencia de flecos de mica determina que gran parte de los bordes de los granos grandes sean rectos y que los granos muestren geometrías rectangulares.

La textura de cuarzo de la figura A.5 muestra en la sección medida, paralela a la lineación de estiramiento (definida por los agregados policristalinos), una guirnalda de tipo I muy bien desarrollada. Los ángulos de apertura de los círculos menores son relativamente elevados (~80°) y son indicativos de deformación en condiciones de temperatura media-alta (Lister y Dornsiepen, 1982). La asimetría externa del brazo central de la guirnalda, que se inclina ligeramente hacia la izquierda, indica una

recrystalización es muy alto y en ocasiones no se distingue bien el tránsito entre el núcleo y el manto recrystalizado en torno a los granos viejos. A pesar de la recrystalización el grado de orientación cristalográfica es óptimo. La mayor parte de los granos y de los subgranos muestran una geometría poligonal.

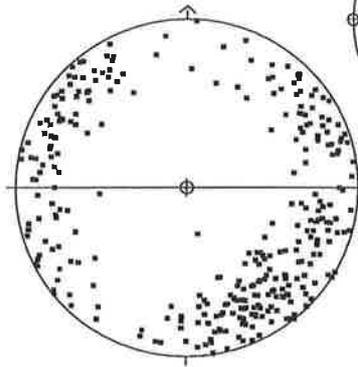
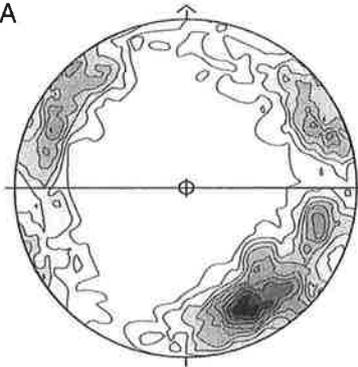
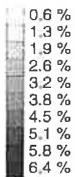
En la sección medida, paralela a la lineación de estiramiento en la roca, la textura de cuarzo se caracteriza por una guirnalda cruzada de un tipo intermedio entre II y I, ya que el brazo central es muy corto (Fig. A.6). Este está ligeramente inclinado hacia la derecha e indicaría cinemática dextrógira. Por otra parte, el brazo más

lámina 032a

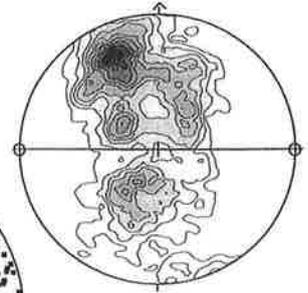
tectonita SL
S 314/70
L 34/28

SECCIÓN MEDIDA

ESE



SECCIÓN ROTADA



ONO-ESE

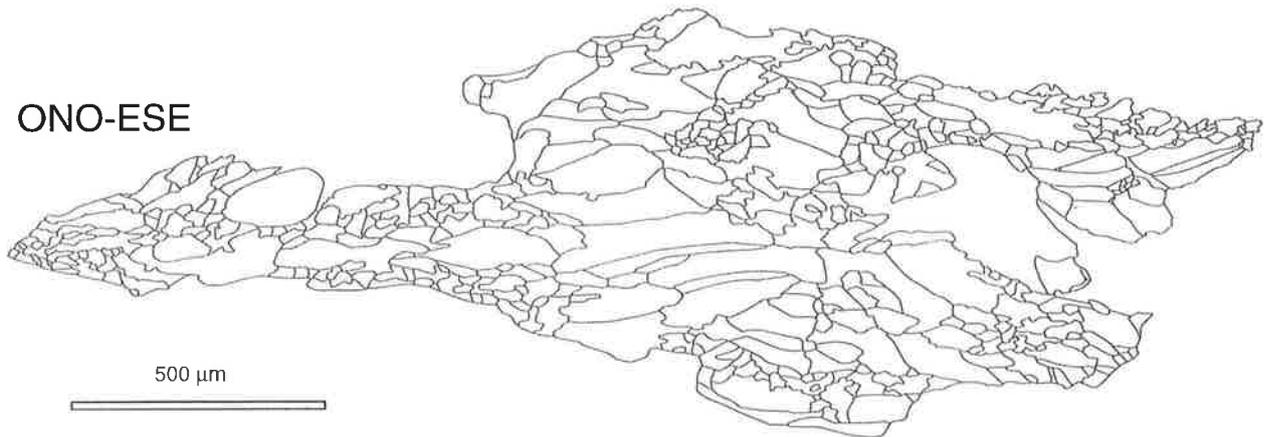


Figura A.8. Textura de cuarzo del ortoneis félsico en la playa de Riás (extremo occidental). Los granos de cuarzo medidos corresponden a un agregado policristalino con una geometría comparable a un porfiroclasto tipo delta. El núcleo está compuesto por granos acintados significativamente más gruesos, mientras que las colas están formadas por cristales más pequeños, que probablemente provengan de la migración del manto de recristalización hacia las zonas de sombra (colas).

I y a 25° de la foliación el grupo direccional IIf que predomina sobre IIh. Aproximadamente en la bisectriz aguda de los planos que unen IIf y IIh se sitúa el plano que definen los máximos en la dirección I.

Muestra slf032

Para completar el análisis textural de la localidad anterior se realizaron mediciones de ejes c en dos secciones de la misma muestra perpendiculares entre sí con el objeto de comprobar que la distribución tridimensional de los ejes en dos secciones distintas y perpendiculares entre sí era similar y equivalente (Fig. A.10). La lámina 032a fue obtenida de un plano perpendicular a la lineación y foliación y la lámina 032b fue obtenida de un plano perpendicular a la foliación y paralelo a la foliación.

La roca muestra una fábrica planolinear definida por el alargamiento de agregados policristalinos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Como era de esperar, el alargamiento es mayor en la sección paralela a la lineación.

La descripción de la lámina 032a se encuentra en el capítulo de *Estructura*. La textura está resumida en la Fig. A.8, pero el análisis de la misma se realiza en el capítulo indicado.

En la segunda lámina de esta muestra (032b) el agregado de cuarzo medido presenta varios puntos de estrangulamiento que estiran el agregado (Fig. A.9). Los granos de cuarzo son acintados en el centro del agregado y muestran una orientación de formas muy clara (que indicaría cizalla dextrógira si la dirección de máxima elongación de estos granos es paralela al eje principal de

muestra slf032

tectonita SL
S 314/70
L 34/28

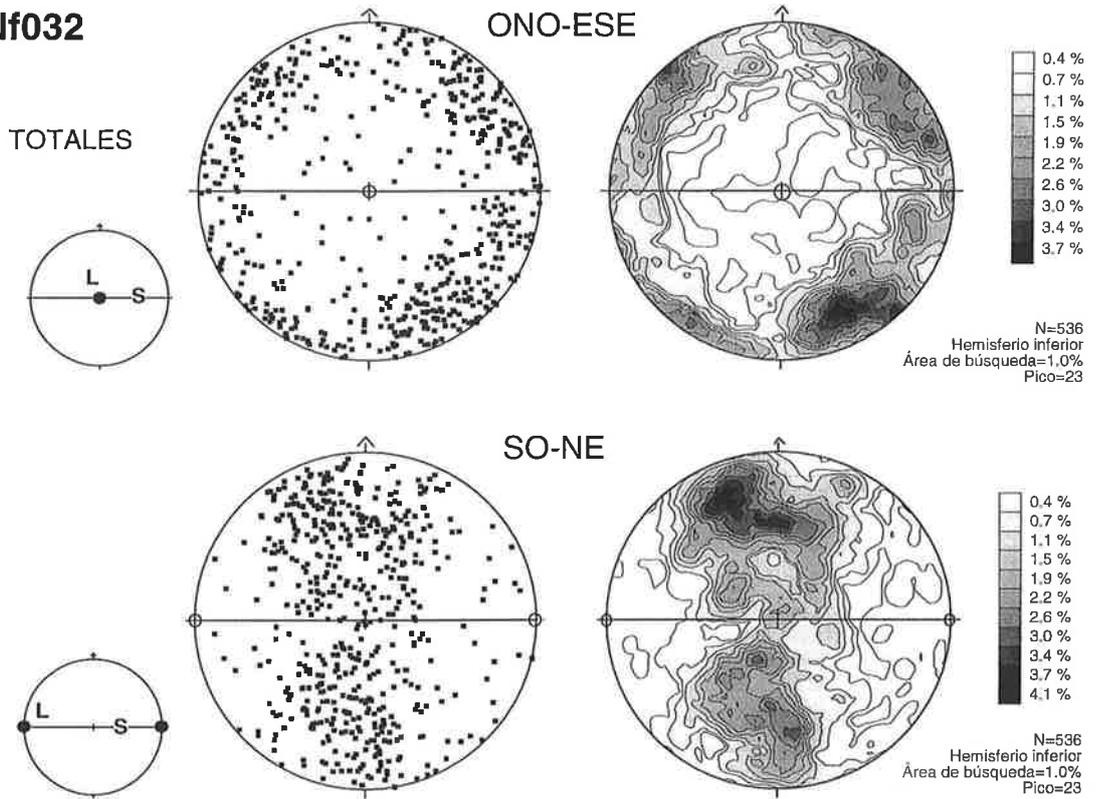


Figura A.10. Proyección conjunta de las medidas de ejes c de cuarzo de las láminas 032a y 032b correspondientes a la misma muestra.

Lámina 157

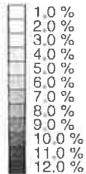
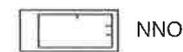
El contexto geológico de esta muestra es similar al caso anterior. No obstante, existe una clara diferencia en

las formas de los granos de cuarzo y en los tipos. Aunque el grado de recristalización o el porcentaje de granos nuevos es igualmente bajo, los granos presentan un aspecto más

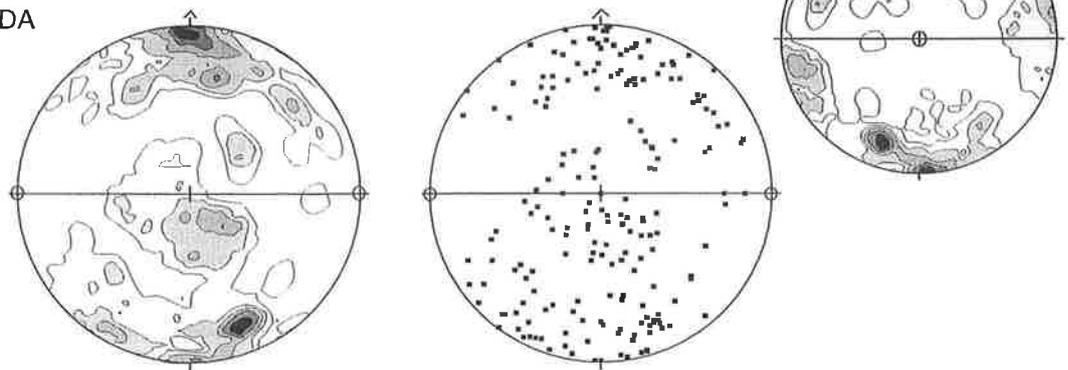
lámina 144

tectonita SL
S 116/22
L 155/10

SECCIÓN MEDIDA



N=200
Hemisferio inferior
Área de búsqueda=1.0%
Pico=12



SECCIÓN ROTADA

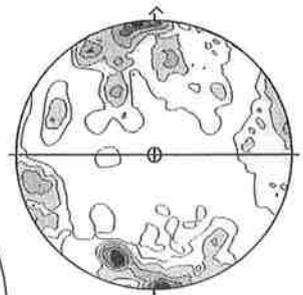


Figura A.11. Textura de cuarzo de la foliación principal en el Ortoneis de los Molinos de Ceán en las orillas del embalse de Fervenza. A pesar de la dispersión debida a los fenómenos de recristalización dinámica se conserva una guirnalda cruzada de tipo I-II.

grande y los bordes de grano están bien definidos. Existe un alargamiento de los granos oblicuamente a la posición de los planos C que sería coherente con un movimiento de techo hacia el O (Fig. A.14). Aunque predominan formas en mosaico también se encuentran cristales grandes

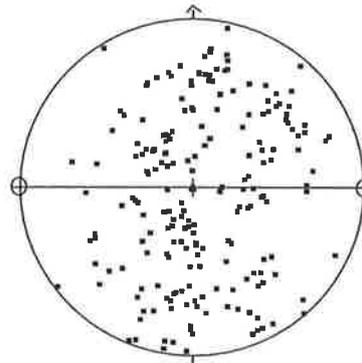
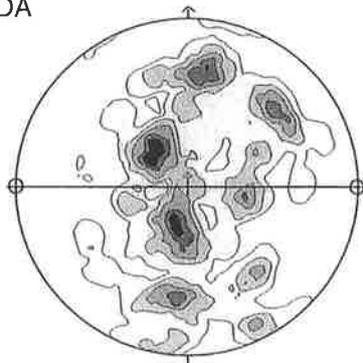
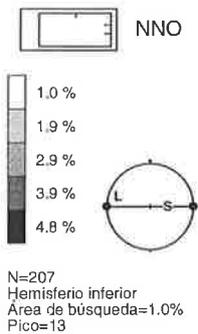
Lámina 123

Para abarcar todo el rango de litologías presentes en la UMT se analizaron también los esquistos y micaesquistos en la serie superior del sinclinorio de Pazos-Fervenza y la serie entre Malpica y Noia (hasta el S del río

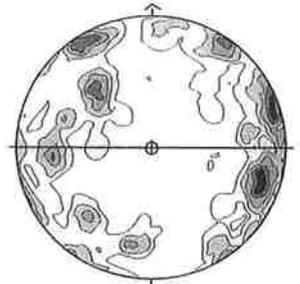
lámina 162

tectonita SL
S 62/28
L 150/6

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA



SSE-NNO

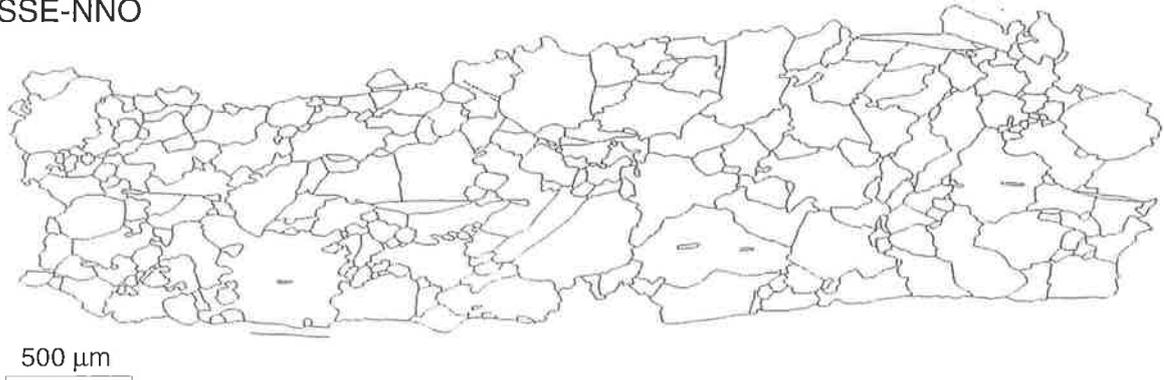


Figura A.13. Textura de cuarzo medida en ortoneises félsicos situados en las orillas del embalse de Fervenza. En la sección medida, paralela a la lineación de estiramiento, se observa una guirnalda cruzada simple.

probablemente más viejos y con geometrías que recuerdan cristales acintados previos. En dominios de cristales poco alargados abundan puntos triples entre granos. Algunos granos, especialmente los de mayor tamaño, presentan extinción en parches con un tamaño de los subgranos similar a los granos en zonas en mosaico.

La fábrica de cuarzo se caracteriza por una guirnalda cruzada doble no muy bien definida (Fig. A.14). Predominan las medidas en el subhemisferio superior y presenta un máximo muy fuerte en posición IIIh-L que no existe en el subhemisferio inferior. Este máximo tan marcado es paralelo a la orientación de formas en los granos de cuarzo (ver fábrica y dibujo de granos en Fig. A.14).

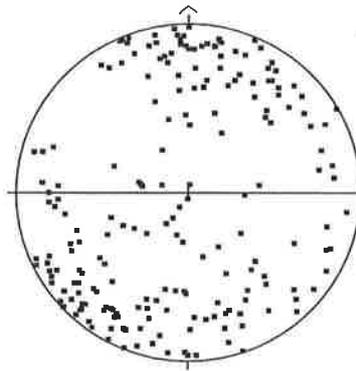
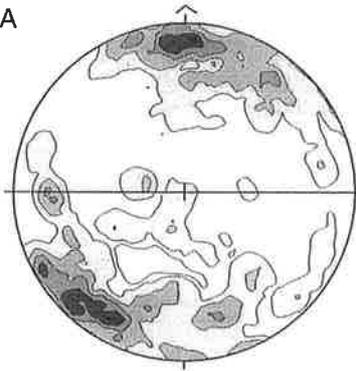
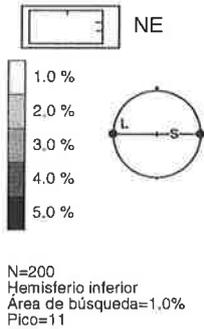
Miño). La muestra slf123 procede de los Micaesquistos de Ceán en la parte más alta estructuralmente de las rocas de la UMT. Estos esquistos conservan parcialmente asociaciones minerales de alta presión y temperatura baja a intermedia (Rodríguez Aller *et al.*, 1997a). La foliación está definida por una bandeado composicional en el que alternan bandas ricas en cuarzo y bandas micáceas. La mica blanca es la fase principal en estas últimas, pero también se pueden encontrar granate, cloritoide, rutilo y clorita. Los blastos de plagioclasa crecen con posterioridad, aunque en equilibrio con la foliación, y engloban granate.

El agregado o dominio cuarzoso analizado está compuesto fundamentalmente por granos de cuarzo

lámina 123

tectonita S
S 302/78

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA

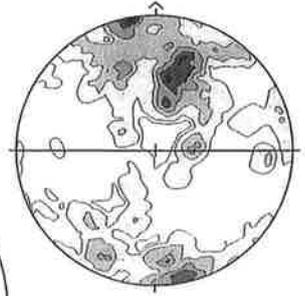


Figura A.15. Textura de cuarzo en los Micaesquistos de Ceán. La asociación mineral que define la foliación en estos esquistos está relacionada con el metamorfismo de alta presión y baja intermedia temperatura. En la lámina 123 se observan pliegues que doblan el bandeamiento composicional aunque no ocurre lo mismo con los granos acintados de cuarzo medidos.

de la roca es planar y está definida por el bandeamiento composicional y por la orientación de micas. La lineación está definida por micas (biotita) que probablemente crecen miméticamente con posterioridad al desarrollo de la foliación. Esta orientación es paralela a los ejes de los pliegues abiertos.

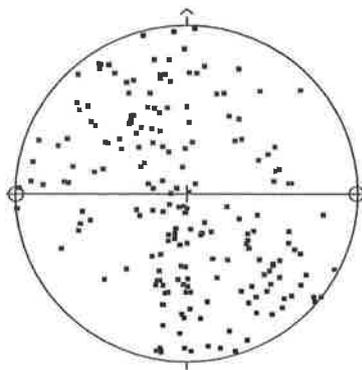
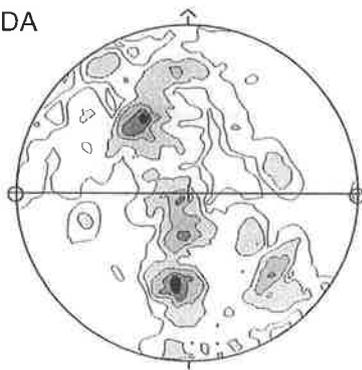
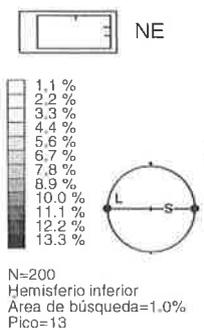
Los dominios cuarzosos no son completamente

tabulares como en los casos anteriores. Se aprecian en lámina delgada agregados subelípticos que pueden recordar formas de los clastos originales poco estirados. Conviene indicar que el bandeamiento composicional presenta en ocasiones en el campo el aspecto de un bandeamiento sedimentario y que se pueden incluso interpretar la presencia de estructuras sedimentarias relictas.

lámina 179

tectonita S
S 256/56
L 174/9

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA

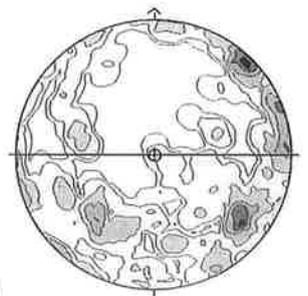


Figura A.16. Guirnalda de tipo II-I obtenida a partir del análisis textural de la deformación del cuarzo asociada a la foliación principal en esquistos y paraneises de Beo al S de la terminación periclinial del sinclinal de Pazos-Fervenza.

estiramiento en rocas adyacentes). La guirnalda cruzada es sencilla y está perfectamente centrada con respecto a la foliación principal. Destaca la intensidad de medidas en el subhemisferio inferior en las posiciones próximas al borde de la proyección (sistemas de deslizamiento basales).

Lámina 205

Un contacto similar al de la playa de Riás se encuentra en la playa de Rianxo en la ría de Arosa. Aquí se muestreó un nivel de paraneises afectado por la zona de cizalla basal de la UMT que presentaba un aspecto similar.

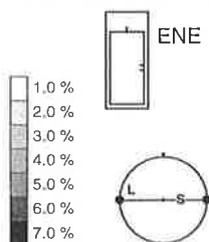
La fábrica es igualmente planar, no obstante conviene remarcar que abundan los pliegues menores con una asimetría S en una sección vertical mirando al NO. Estos

en la sección medida, paralela a la lineación mineral. La guirnalda es incompleta y muy ancha (probablemente debido a la dispersión producida durante la recrystalización) y se inclina hacia el OSO indicando movimiento de techo en esa dirección (Fig. A.18). Presenta un máximo muy tenue en la posición de la lineación que se encuentra inclinado en la dirección opuesta y que indicaría una cinemática de techo hacia el ENE. Dado que las microestructuras observadas en la playa de Riás indican deformación en facies de esquistos verdes y un descenso progresivo de la temperatura (¿?) cabría interpretar el máximo en posición L como previo al desarrollo de la guirnalda cruzada y por tanto la cinemática que indicaría movimiento de techo hacia el ENE sería previa a la que

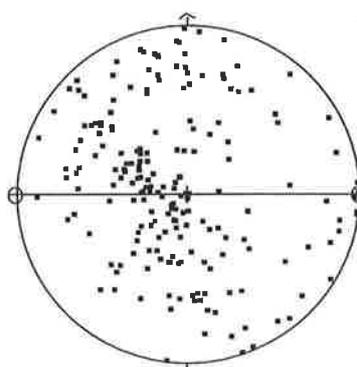
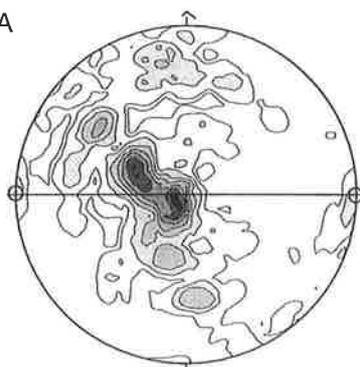
lámina 205

tectonita SL
S 304/50
L 244/34

SECCIÓN MEDIDA



N=200
Hemisferio inferior
Área de búsqueda=1,0%
Pico=16



SECCIÓN ROTADA

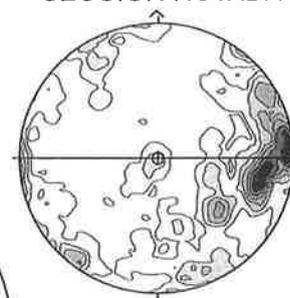


Figura A.18. Textura de cuarzo en paraneises plagioclásicos afectados por la deformación asociada a la zona de cizalla basal de la UMT en la playa de Rianxo.

pliegues fueron observados en las rocas del Autóctono Relativo, situadas por debajo.

La foliación está definida por un bandeoado composicional microscópico mejor desarrollado que en el caso anterior. La separación entre dominios micáceos y cuarzosos es más fácil en estas rocas. Los granos son grandes, limpios y presentan bordes rectos y netos con profusión de puntos triples. Estas características de los granos indican la importancia de los fenómenos de recrystalización en estas rocas. Esta recrystalización probablemente está relacionada con la sustitución de mica blanca, como fase mineral definiendo la foliación en dominios micáceos, por biotita. La fábrica es planar, aunque se observa una lineación mineral definida por la orientación de biotita y los ejes de los pliegues abiertos.

La textura de cuarzo presenta una guirnalda cruzada

indicaría techo hacia el OSO, más penetrativa por ser posterior.

Lámina 021

Se han descrito en el capítulo de *Estructura* diversas estructuras menores discretas asociadas a la zona de cizalla basal de la UMT. En general se trata de estructuras que no llevan asociada deformación dúctil. Solamente en el caso de los pliegues nucleados en torno a las inclusiones de rocas máficas se observó orientación de formas de granos en una vena de cuarzo incluida en los ortoneises plegados. Se midió la orientación de los ejes c en una de estas venas para comparar la textura de cuarzo y tratar de establecer una evolución en los tipos de las texturas. Las características generales del afloramiento, la roca analizada y de las microestructuras se encuentran descritas en el

lámina 075

tectonita LS
S 130/66
L 43/9

SECCIÓN ROTADA

SECCIÓN MEDIDA

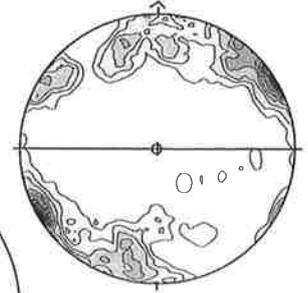
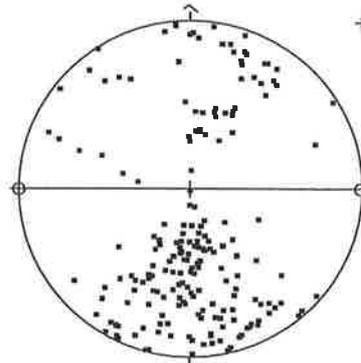
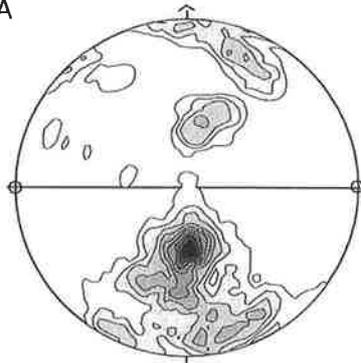
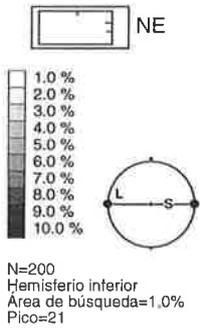


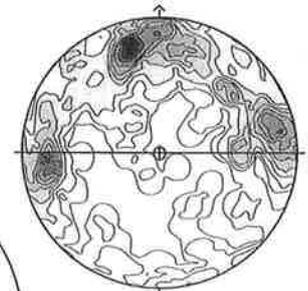
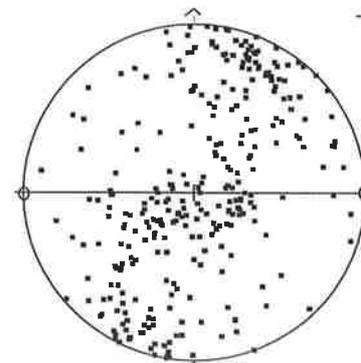
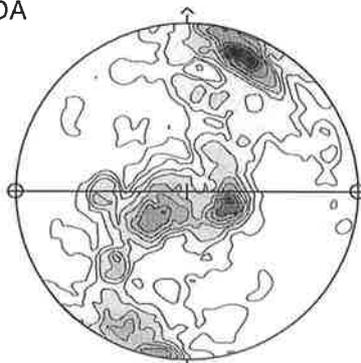
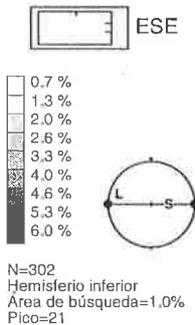
Figura A.20. Textura de cuarzo asociada a la foliación milonítica en la facies de borde de un cuerpo de Ortoneises de Borneiro muy deformado. La foliación está probablemente rejugada por una zona de cizalla oblicua relacionada con la ZDML, pero conserva algunas de las características de las texturas formadas en relación a la foliación principal (máximos intensos en el subhemisferio inferior).

lámina 082

tectonita S
S 340/80
L 70/0

SECCIÓN ROTADA

SECCIÓN MEDIDA



ONO-ESE

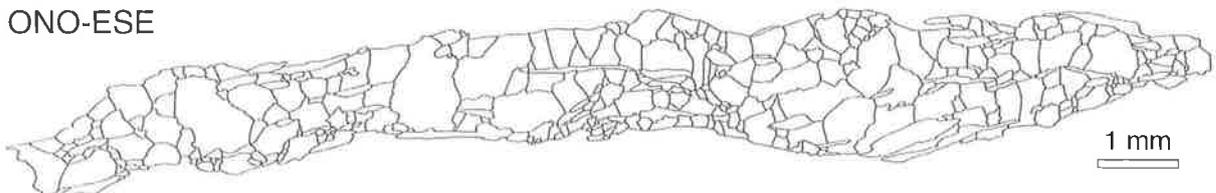
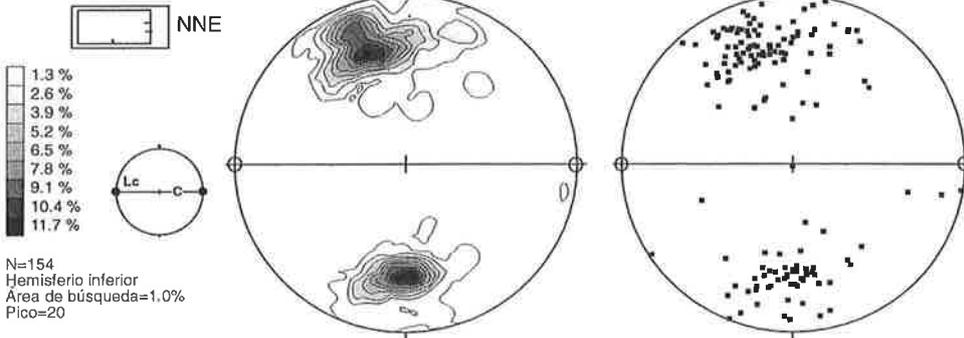


Figura A.21. Fábrica de cuarzo medida en una agregado policristalino de la lámina delgada 082. La asimetría externa de la guirnalda cruzada sencilla que se observa en la fábrica (corregidos la oblicuidad en el corte de la lámina) indica una cizalla dextrógira, probablemente sobreimpuesta a la foliación tectónica principal previa. La recristalización estática asociada al último evento tectónico borra las microestructuras previas e incluso parcialmente la orientación cristalográfica preferente.

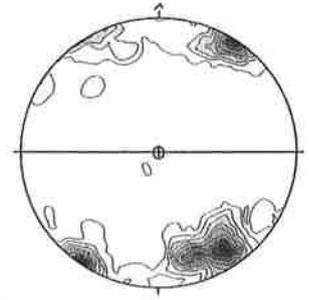
lámina 067

tectonita S
S 110/90
L 20/0

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA



SSO-NNE

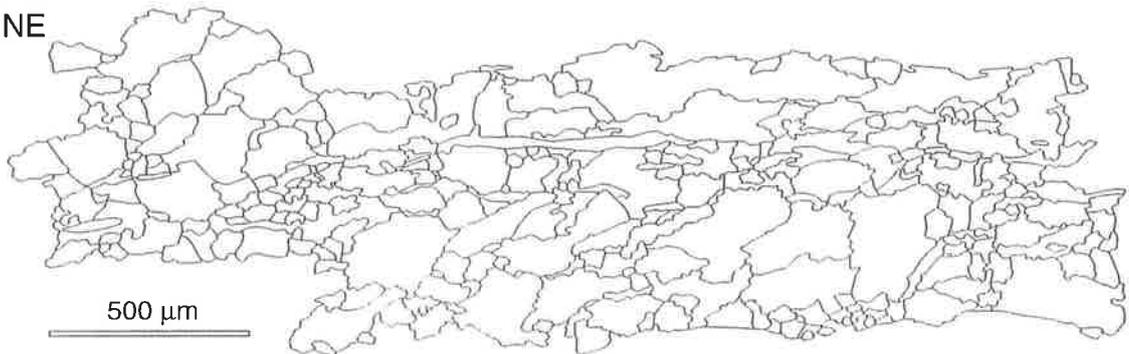


Figura A.23. Textura de cuarzo de niveles ricos en cuarzo, dentro de la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira, deformados por zonas de cizalla subverticales con probable desplazamiento en dirección. Como eje horizontal (X) en estas rocas, básicamente planares, se ha elegido la posición de la lineación de crenulación en niveles esquistos, aproximadamente subhorizontal. Las fábricas de ejes c de cuarzo muestran guirnaldas cruzadas de tipo I incompletas con máximos en posiciones II, ambos f y h con desarrollo comparable.

(Fig. A.20). La posición de los máximos en IIIId es concordante con el predominio de bandas de cizalla, entre 27-50°, con desplazamiento de techo hacia el ENE (dexteras), aunque son también frecuentes las bandas de cizalla antitéticas (27°).

Lámina 049

El segundo conjunto de estructuras con deformación dúctil en cuarzo son las zonas de cizalla «planares» que se forman en los materiales de la Serie areniscoso-ampelítica de Xareira. Estas rocas fuera de las zonas de cizalla no están deformadas apenas y conservan estructuras primarias de origen sedimentario. Las muestras proceden de zonas de cizalla que se caracterizan por tectonitas planares en las que no hay una lineación bien desarrollada.

En la muestra slf049 se han tomado como sistema de referencia estructural la foliación y, como elemento lineal, la lineación de crenulación en niveles esquistos adyacentes a los niveles cuarcíticos medidos. Se ha elegido un nivel cuarcítico dentro de las metapelitas. Los granos

de cuarzo son pequeños y muestran una orientación de formas muy tenue (ver dibujo de los granos, Fig. A.22). Se forman a partir de extinción en parches de cristales acintados muy alargados. Los bordes de los granos son irregulares y poco nítidos.

La sección estudiada es perpendicular a la foliación y a la lineación de crenulación. No obstante, la sección probablemente indicada para observar la geometría de la guirnalda en la textura de cuarzo es la paralela a la lineación de crenulación. La textura se caracteriza por una mitad de una guirnalda de tipo I modificada por la existencia de un máximo muy intenso en el subhemisferio inferior (posición IIIf) (Fig. A.22). La semiguirnalda se encuentra centrada y no puede utilizarse como indicador cinemático en esta sección.

Lámina 067

En esta muestra también se han utilizado como sistema de referencia la foliación en la zona de cizalla y la posición de la lineación de crenulación (arbitrariamente

alta de la sucesión a 160 m por debajo de la zona de cizalla basal, que lo separa de las rocas de la UMT. La deformación que muestran estas cuarcitas y las rocas circundantes no presenta rasgos en común con la deformación de la zona de cizalla basal de la UMT, a pesar de que probablemente sean consecuencia de procesos similares. En cualquier caso la deformación en la zona de cizalla basal es un fenómeno localizado, discreto, mientras que la deformación de las rocas del Autóctono Relativo se encuentra extendido a una región (alejada de la zona de cizalla basal en cuestión).

Lámina 033 y lámina 034b

Ambas muestras proceden del mismo afloramiento, la playa de Riás. Se han cortado láminas delgadas con distinta orientación en cada una: 033 es una sección paralela a la lineación de estiramiento en las cuarcitas y 034b de

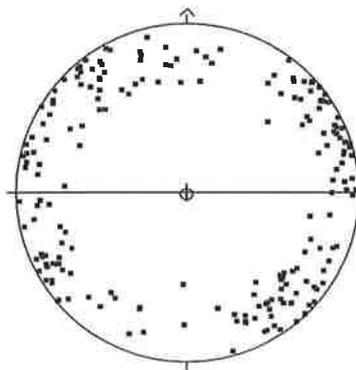
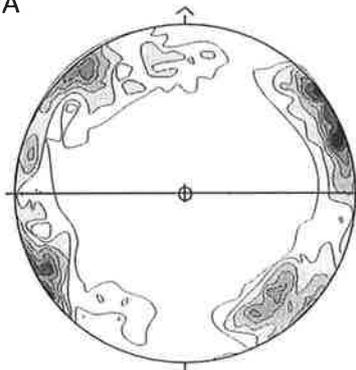
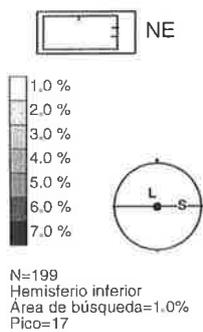
quizás predominen estos últimos especialmente en la banda de cuarzo medida. Las colas están bastante aplastadas eliminando el salto habitual de una cola con respecto a la otra y en ocasiones llegando a transformar los porfiroclastos en sistemas *tita* (Passchier y Trouw, 1996). La orientación de formas de los granos de cuarzo es coherente con una cinemática levógira (ver Fig. A.24). Los granos de cuarzo son pequeños y los bordes de grano están muy poco definidos. Los subgranos aparecen preferentemente en zonas de transición entre granos.

La textura de cuarzo se caracteriza por una guirnalda cruzada de tipo I con un desarrollo desigual de los brazos (Fig. A.24). El brazo principal se encuentra ligeramente inclinado hacia la izquierda e indicaría una cinemática levógira (movimiento de techo hacia el SSO) que es consistente con los criterios observados en lámina delgada

lámina 034b

tectonita SL
S 328/44
L 25/18

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA

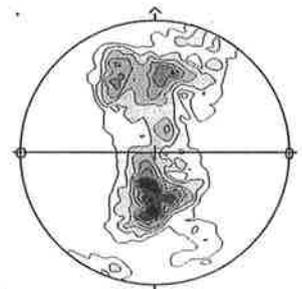


Figura A.25. Textura de cuarzo en relación con la foliación principal de la cuarcitas de la parte alta de la sucesión en el Autóctono Relativo de la playa de Riás. La sección medida es perpendicular a la lineación de estiramiento. En la textura de aprecia una guirnalda cruzada de tipo I-II perfectamente centrada con respecto a la foliación aunque uno de los brazos está mejor desarrollado que otro, indicando cinemática dextrógira (esto es movimiento de techo hacia el NE).

una sección perpendicular a la lineación. En ambos casos, las láminas son perpendiculares a la foliación.

La característica fundamental de las cuarcitas en este afloramiento es su aspecto milonítico. La fábrica de la roca es planolinar, con una lineación de estiramiento definida por cuarzo y por mica blanca. Es una cuarcita prácticamente pura y existe un predominio total de cuarzo sobre cualquier otro componente mineral. Son relativamente abundantes micas blancas definiendo la foliación. Se pueden encontrar también titanita y porfiroclastos monocristalinos de zoisita-clinozoisita.

En la lámina 033 los porfiroclastos de zoisita desarrollan colas de mica blanca, sistemas tipo *delta*, con una asimetría tanto dextrógira como levógira, aunque

(orientación de elongación de los granos de cuarzo y colas de presión asimétricas en rodeando porfiroclastos de zoisita-clinozoisita). Como ocurre en las texturas de la foliación principal en las rocas de la UMT la distribución de medidas no está compensada en ambos subhemisferios existiendo máximos más intensos en el subhemisferio inferior (Fig. A.24).

En la lámina 034b la foliación muestra un aspecto anastomosado debido a la orientación en dos posiciones de mica blanca. Sólo muy debilmente se pueden apreciar cizallas que indican movimiento de techo hacia el NO. Estas bandas de cizalla muestran ángulos altos, en torno a 45°. En los granos de cuarzo predominan formas romboidales. La foliación principal está definida por la

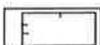
(el corte original formando 15° con la lineación ha sido corregido en las proyecciones de la Fig. A.27) muestra una foliación en dominios de cuarzo muy anchos separados por láminas de mica blanca más finas. La foliación está por tanto definida por el bandeo composicional y por la orientación de las micas. El cuarzo no muestra una orientación de formas de granos clara. No obstante, la

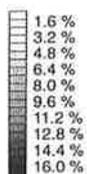
cruzada de tipo I desarrollada incompletamente, con un tramo central bien definido y brazos muy débiles (Fig. A.27). Destaca el fuerte máximo en IIIh que se superpone sobre un máximo en I, también en el subhemisferio superior. La guirnalda está centrada con respecto a S y L y sólo el predominio muy tenue de uno de los brazos podría ser utilizado como criterio cinemático, indicando

lámina 204

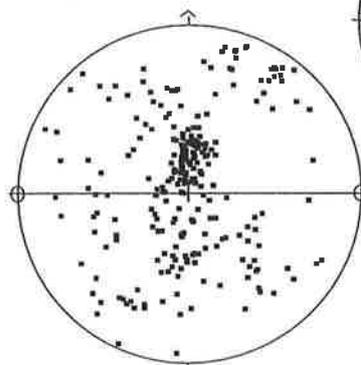
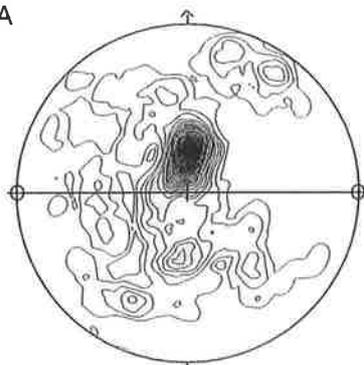
tectonita SL
S 222/54
L 138/8

SECCIÓN MEDIDA

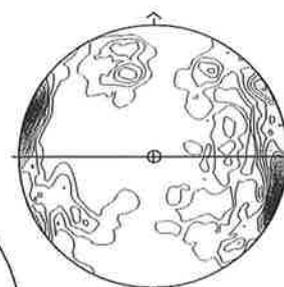
ONO 



N=250
Hemisferio inferior
Área de búsqueda=1.0%
Pico=45



SECCIÓN ROTADA



ONO-ESE

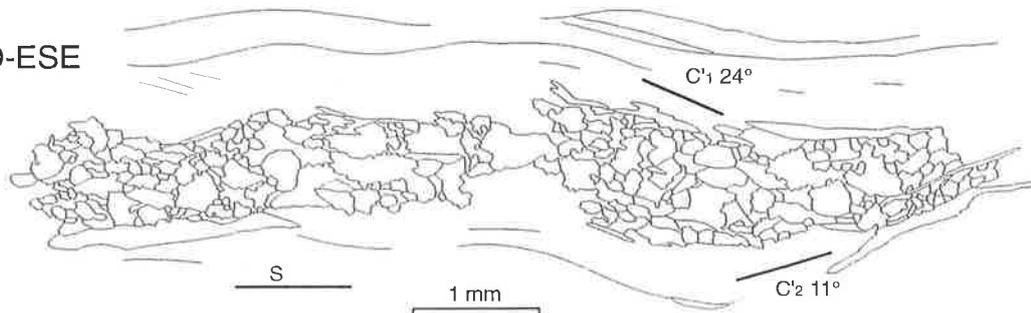


Figura A.27. Textura de cuarzo en cuarcitas de la parte alta de la sucesión del Autóctono Relativo (playa de Rianxo). La lámina 204 está cortada paralelamente a la lineación de estiramiento y a la disposición de los ejes de los pliegues mesoscópicos (similares al microscópico que se muestra en el dibujo de los granos). La textura se caracteriza por una guirnalda cruzada de tipo I incompleta con un máximo muy intenso en el subhemisferio superior.

foliación no es totalmente plana y se aprecian ondulaciones, en su mayoría determinadas por la superposición de tres tipos de superficies que se han clasificado como S, C₁ y C₂ en la Fig. A.27 atendiendo a su relación con el sistema estructural de referencia elegido (foliación y lineación principales). Para la proyección de las medidas se ha tomado la foliación media del bandeo composicional, S (paralela a la foliación regional). Las bandas de cizalla C₁ muestran un ángulo de 20° y las C₂ de 11° e indican un fuerte aplastamiento prácticamente perpendicular a la foliación.

La textura en la lámina 204 muestra una guirnalda

componente de cizalla dextrógira en esta sección. Esta sentido es opuesto a las estructuras SC' que se pueden apreciar en lámina delgada.

Una vez más el aspecto más destacado de la guirnalda es la fuerte asimetría del máximo en IIIh que enmascara el máximo en I también desplazado hacia el subhemisferio superior en la sección medida.

En la sección perpendicular a la lineación, la lámina 204b, se midió también un dominio cuarzoso que aparecía plegado con una geometría S mirando al NO un corte SO-NE (Fig. 3.15 y A.28). La textura está excepcionalmente desarrollada y muestra una guirnalda cruzada de tipo II

Lámina 222

En una localidad intermedia entre Riás y Rianxo, Fruime, se muestreó el mismo nivel de cuarcitas de los casos anteriores. En afloramiento la roca muestra una fábrica planolinlear. Aunque existe una lineación marcada

y existe poca recristalización dinámica. La única evidencia de deformación plástica intracrystalina es la también débil fábrica cristalográfica que se observa en la Fig. A.30. Los únicos elementos identificables en la fábrica son un máximo bastante marcado desplazado oblicuamente 10-

muestra slf204

tectonitas SL
S 222/54
L 138/8

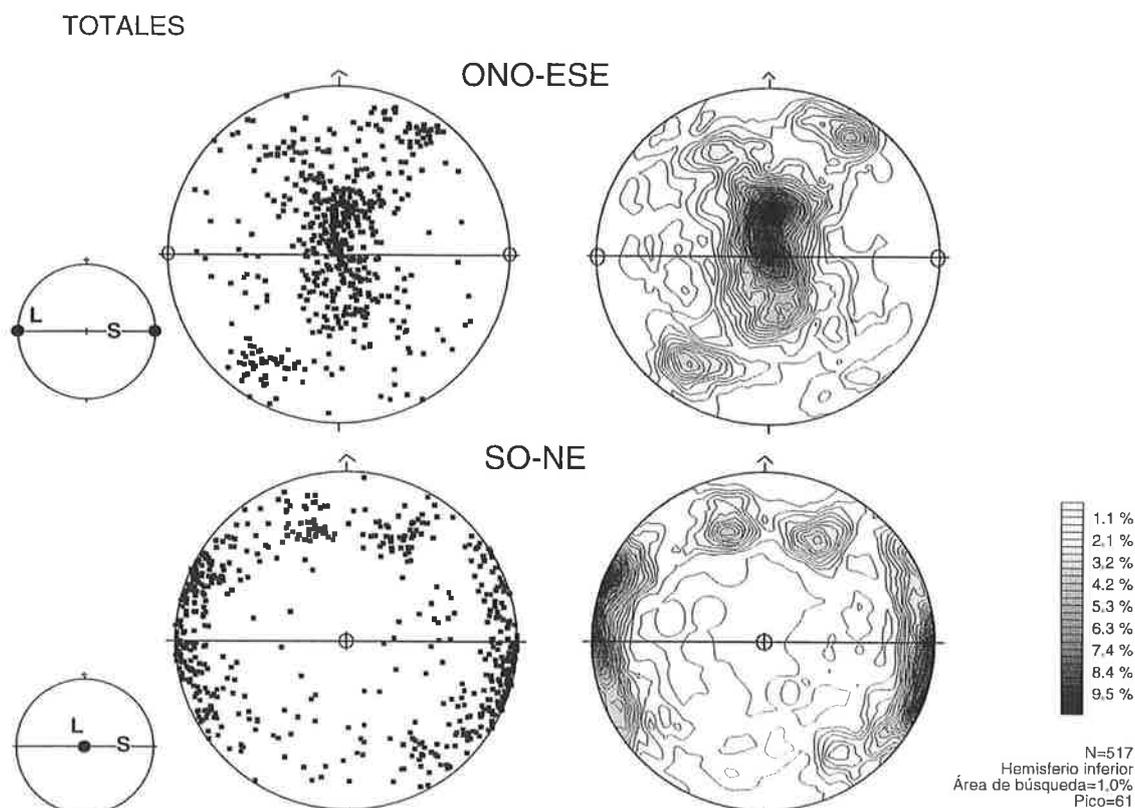


Figura A.29. Proyección conjunta de las medidas de ejes c de cuarzo de las láminas 204 y 204b correspondientes a la misma muestra de la que fueron obtenidas ambas láminas.

sobre los planos de la foliación no se han observado microestructuras en relación a la misma ya que la textura de la roca en lámina delgada conserva un aspecto sedimentario. Se conserva parcialmente una textura clastosoportada de granos de cuarzo entre los que se encuentra un 5% de feldespatos alterados y otro porcentaje similar de mica blanca y opacos. La lámina 222 está cortada perpendicularmente a la foliación y lineación. La foliación está definida vagamente por la orientación media de mica blanca y por un débil bandeo composicional marcado por la alineación de feldespatos opacos y otras fases accesorias. A 52° de esta foliación se orientan micas blancas secundarias que probablemente indiquen la posición de la foliación de crenulación en relación a pliegues abiertos (tercera fase).

Los granos de cuarzo son angulosos, los bordes netos

15° de la posición de la lineación y una guirnalda sencilla a 80-85° de la posición de la lineación. En los extremos de esta guirnalda existe un máximo en IIIs. Este último máximo debe de corresponder a la actuación tardía de sistemas de deslizamiento basales con un sentido levógiro. El máximo próximo a L puede relacionarse con la actuación de sistemas de deslizamiento prismáticos en la dirección <c> (Mainprice *et al.*, 1986) e indica claramente un movimiento dextrógiro en la sección paralela a la lineación (techo hacia el NE).

Zona de cizalla basal de la UMT

Lámina 141

Las características del afloramiento, la roca analizada y de las microestructuras se encuentran en el capítulo de

elevado (>75%). El tamaño de grano de la matriz es muy pequeño y no es posible medir ejes c en cuarzo. Sin embargo, existen agregados policristalinos alargados en los que el tamaño de grano es bastante mayor. La recrystalización estática en estos agregados se evidencia en el aspecto de los granos de cuarzo, presentan una textura en mosaico con cristales limpios, bordes muy nítidos y

en los brazos de la guirnalda se debe probablemente a los fenómenos de recrystalización.

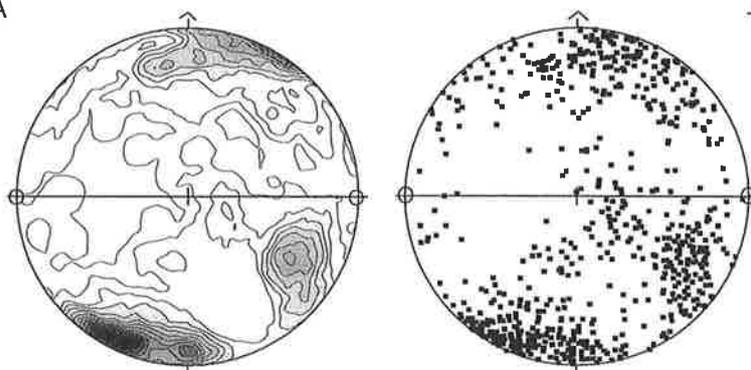
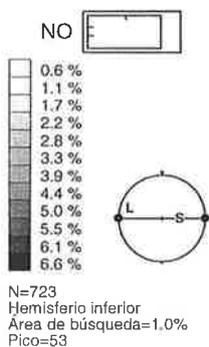
Lámina 172

En esta segunda localidad dentro de la zona de cizalla principal la roca muestreada es un esquisto cuarcítico con estaurilita y granate, como minerales indicadores de facies

lámina 141

teconita SL
S 286/32
L 322/26

SECCIÓN MEDIDA



SECCIÓN ROTADA

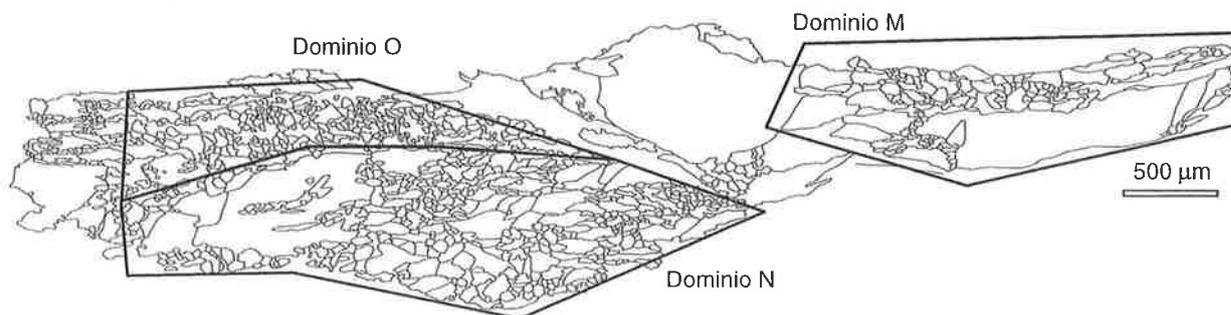
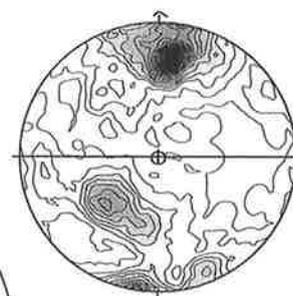


Figura A.31. Fábrica de cuarzo procedente de un granito neisificado (posiblemente de dos micas) en la zona de cizalla basal de la UMT. En la sección medida, paralela a la lineación de estiramiento, se aprecia una guirnalda cruzada de tipo I-II con máximos en posición III d en uno de los brazos. Indica un movimiento de techo hacia el E. El análisis textural por zonas del agregado se muestra en la Fig. 4.14.

puntos triples entre los granos. Estos agregados no están totalmente compuestos por cuarzo, también hay «clastos» subredondeados de plagioclasas pero no afectan al conjunto ya que no se aprecian microestructuras en relación a los mismos. La lámina delgada ha sido realizada en una sección paralela a la lineación de estiramiento.

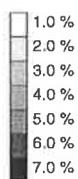
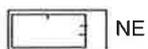
La textura de cuarzo es bastante pobre. Se observan dos guirnalda cruzadas de tipo II con una apertura de los brazos de 80°, que se disponen asimétricamente con respecto a la foliación principal (ver Fig. A.32). Dentro de las guirnalda hay un máximo en I y otros peor definidos sin orientación determinada. La dispersión de las medidas

metamórfica, que pertenece a los Esquistos de Xeiruga. La composición esquistosa determina la fábrica planar. La lineación no está bien desarrollada, en rocas adyacentes está definida por biotita (se puede interpretar como mimética). Para el corte de la lámina delgada se utilizó la posición regional de la lineación, esto es, una posición subhorizontal. Esta roca esquistosa muestra un bandeo composicional en dominios cuarzosos y micáceos. Se midieron granos de cuarzo en la transversal de uno de los dominios. Los granos en general de grano grueso, tienen bordes nítidos y bastante regulares, la extinción es plana en los granos con formas subsféricas, existiendo

lámina 172

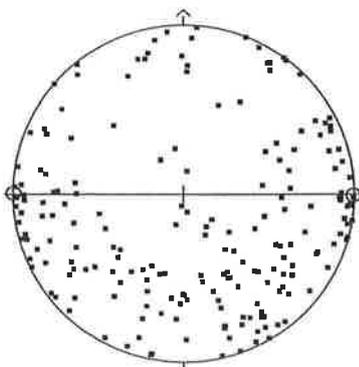
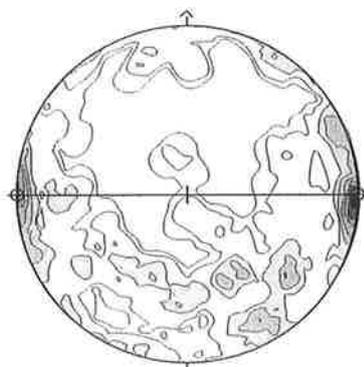
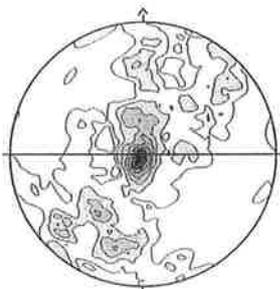
tectonita S
S 286/90
L 16/0°

SECCIÓN MEDIDA



N=200
Hemisferio inferior
Área de búsqueda=1.0%
Pico=17

SECCIÓN ROTADA



SO-NE

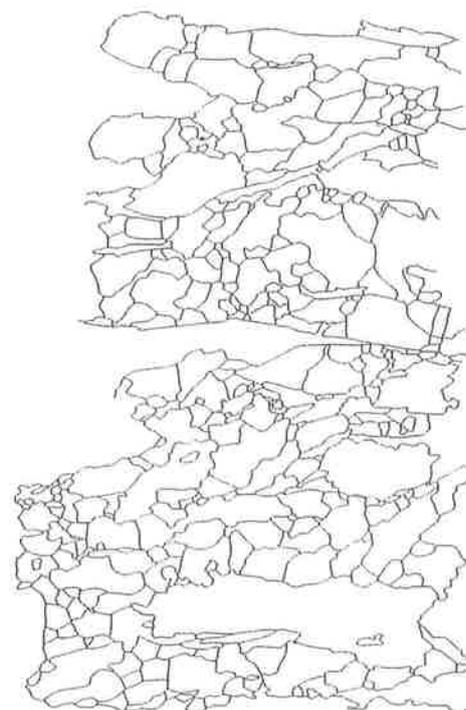


Figura A.33. Textura de cuarzo asociada a la foliación principal en los esquistos dentro de la zona de cizalla principal de la ZDML. Se observa una guirnalda cruzada de tipo II en la sección rotada, perpendicular a la posición de máxima elongación finita regional (lineación mineral y de estiramiento subhorizontal).

MAPAS Y CORTES GEOLÓGICOS

Columnas litoestratigráficas

Mapa 1, sector septentrional de la UMT

Mapa 2, sector septentrional de la UMT

Cortes geológicos

Mapa de situación de muestras (slf-)

Mapa de situación de muestras (eo-)

COLUMNAS LITOESTRATIGRÁFICAS DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI

Sergio LLANA FÚNEZ
1999

AUTÓCTONO

BARBANZA



AUTÓCTONO

CORTE MALPICA

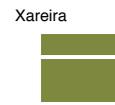
CORTE XEIRUGA



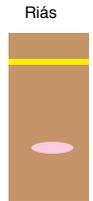
UNIDAD DE MALPICA-TUI

CORTE CEAN
Playa San Miró

Playa Riás



CORTE MALPICA



AUTÓCTONO RELATIVO

UNIDAD DE MALPICA-TUI

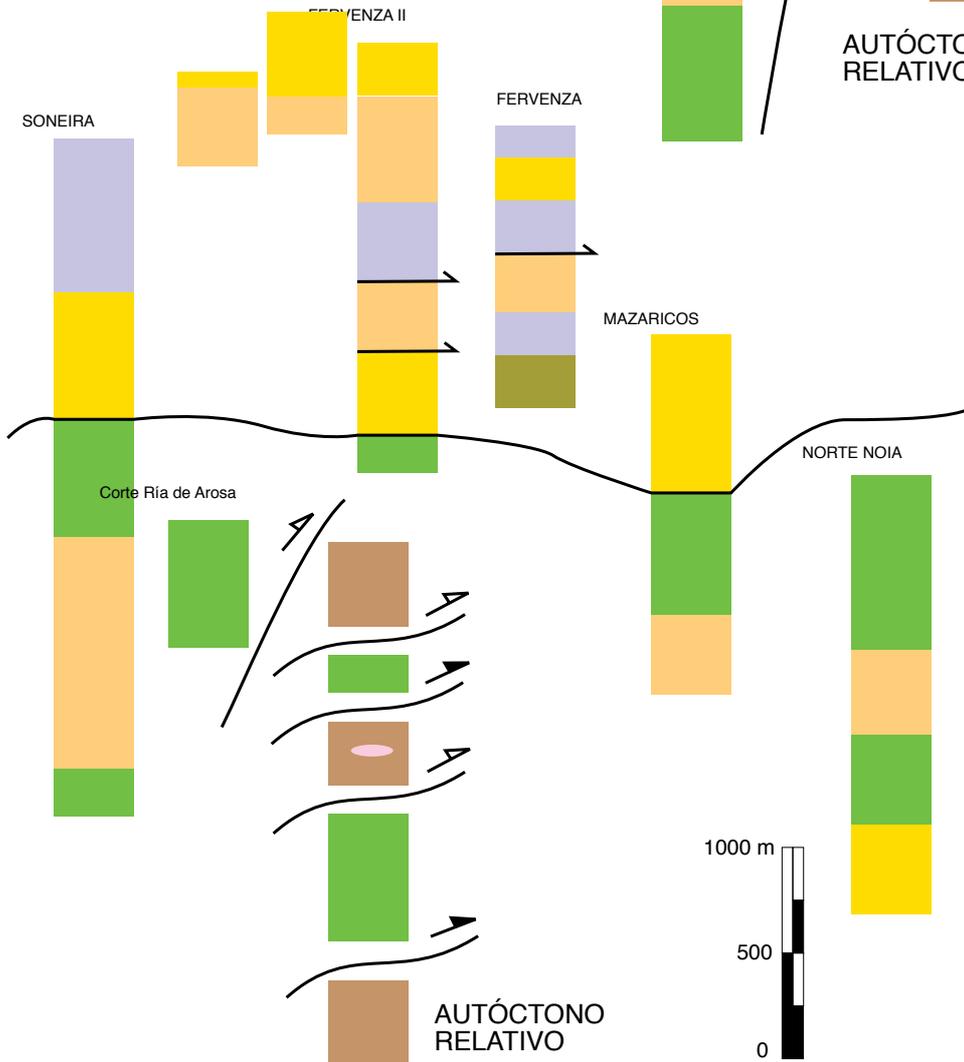
SONEIRA

FERVENZA II

FERVENZA

MAZARICOS

NORTE NOIA

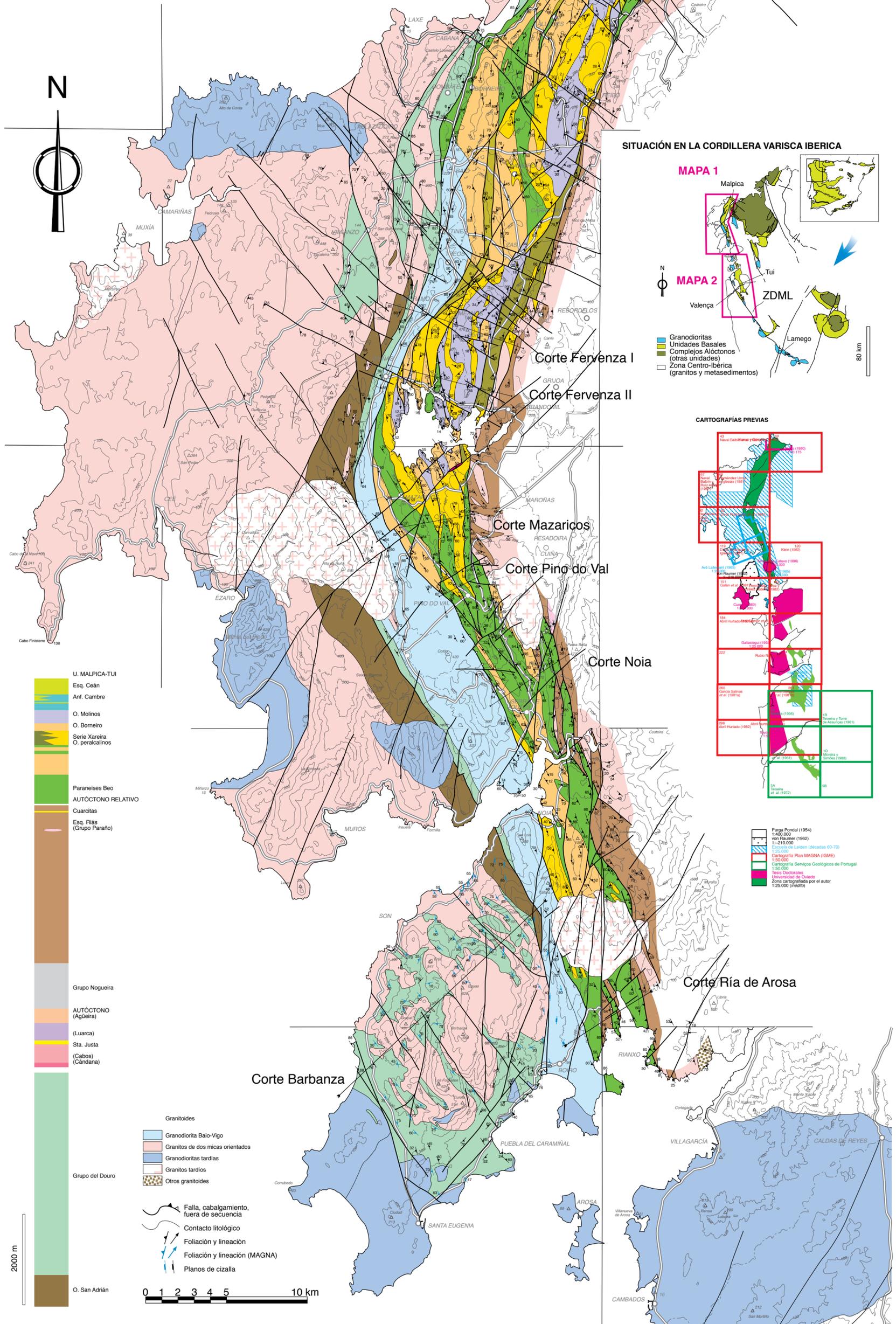


Corte Ría de Arosa

AUTÓCTONO RELATIVO

MAPA GEOLÓGICO DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI (Mapa 1, sector septentrional)

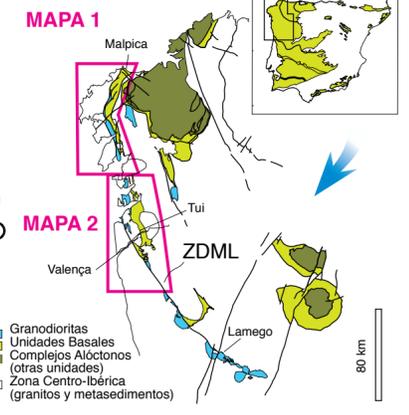
Sergio LLANA FÚNEZ
1999



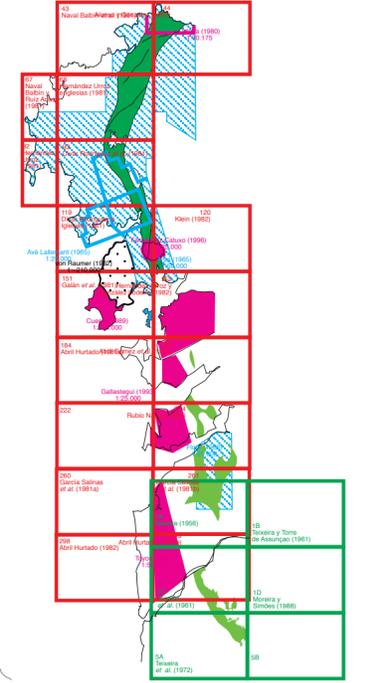
- U. MALPICA-TUI
 - Esq. Ceán
 - Anf. Cambre
 - O. Molinos
 - O. Borneiro
 - Serie Xareira
 - O. peralcalinos
- Paraneíseos Beo
- AUTÓCTONO RELATIVO
 - Cuarcitas
 - Esq. Riás (Grupo Paraño)
- Grupo Nogueira
- AUTÓCTONO (Aguéira)
 - (Luarca)
 - Sta. Justa
 - (Cabos) (Cándana)
- Grupo del Douro
 - O. San Adrián

- Granitoides
 - Granodiorita Baio-Vigo
 - Granitos de dos micas orientados
 - Granodioritas tardías
 - Granitos tardíos
 - Otros granitoides
- Falla, cabalgamiento, fuera de secuencia
- Contacto litológico
- Foliación y lineación
- Foliación y lineación (MAGNA)
- Planos de cizalla

SITUACIÓN EN LA CORDILLERA VARISCA IBERICA



CARTOGRAFÍAS PREVIAS

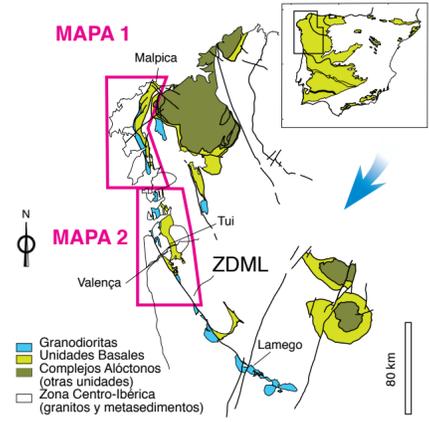


- Parga Pordal (1954)
- 1:400.000
- von Raumer (1962)
- 1:200.000
- Escuela de Leiden (décadas 60-70)
- 1:250.000
- Cartografía Plan MAGNA (IGME)
- 1:250.000
- Cartografía Servizos Geológicos de Portugal
- 1:250.000
- Tesis Doctorales
- Universidad de Oviedo
- Zona cartografiada por el autor
- 1:250.000 (actual)

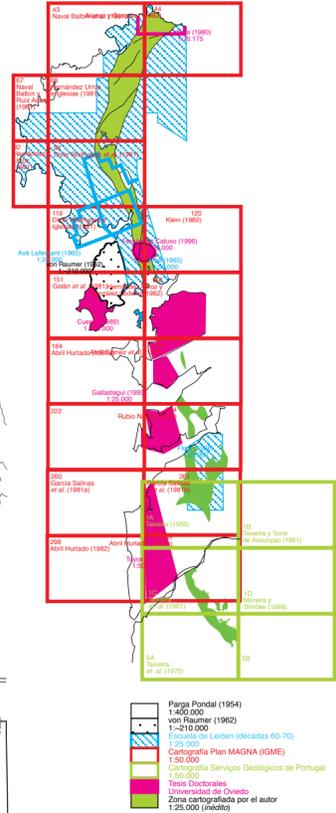
MAPA GEOLÓGICO DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI (Mapa 2, sector meridional)

Sergio LLANA FÚNEZ
1999

SITUACIÓN EN LA CORDILLERA VARISCA IBERICA



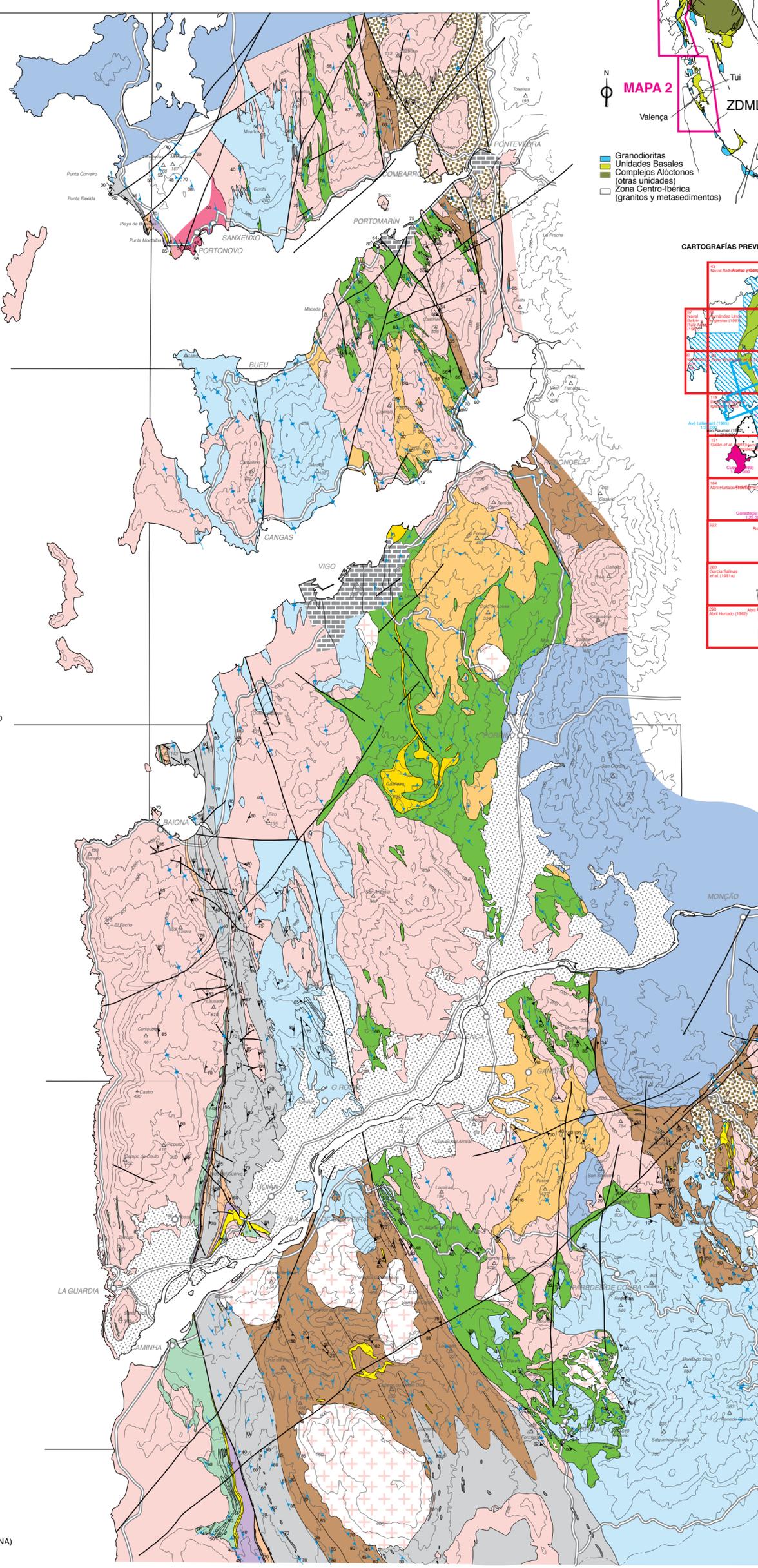
CARTOGRAFÍAS PREVIAS



- U. MALPICA-TUI
- Esq. Ceán
- Anf. Cambre
- O. Molinos
- O. Borneiro
- Serie Xareira
- O. peralcalinos
- Paraneises Beo
- AUTÓCTONO RELATIVO
- Cuarzitos
- Esq. Riás (Grupo Pararío)
- Grupo Nogueira
- AUTÓCTONO (Agüeira)
- (Luarca)
- Sta. Justa
- (Cabos) (Cándana)
- Grupo del Douro
- O. San Adrián

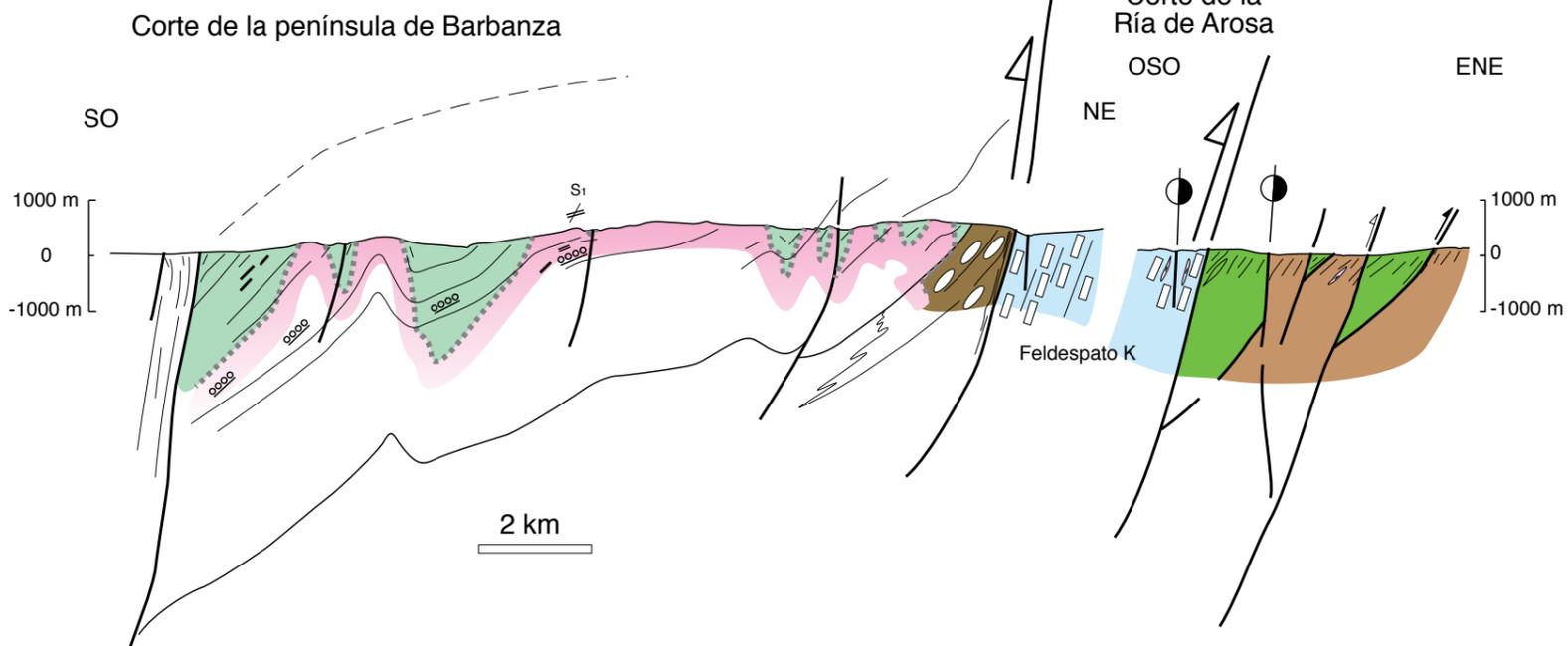
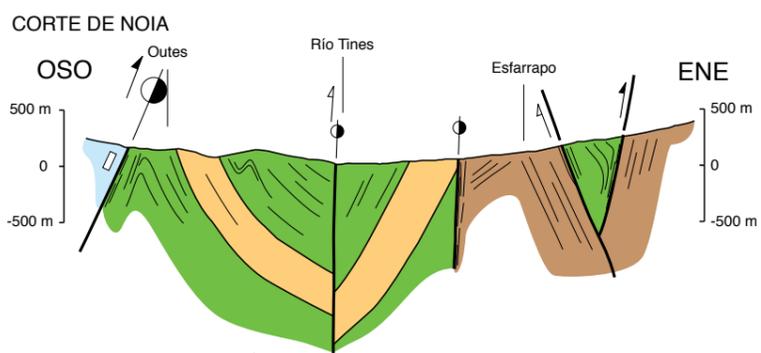
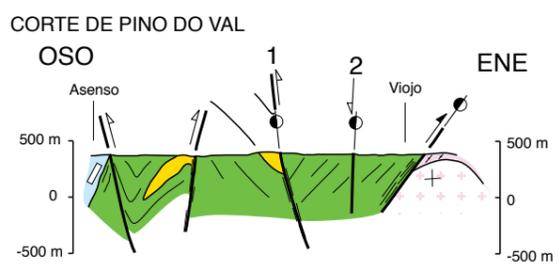
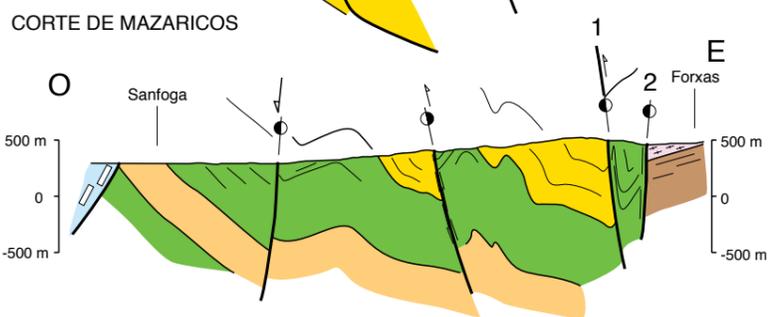
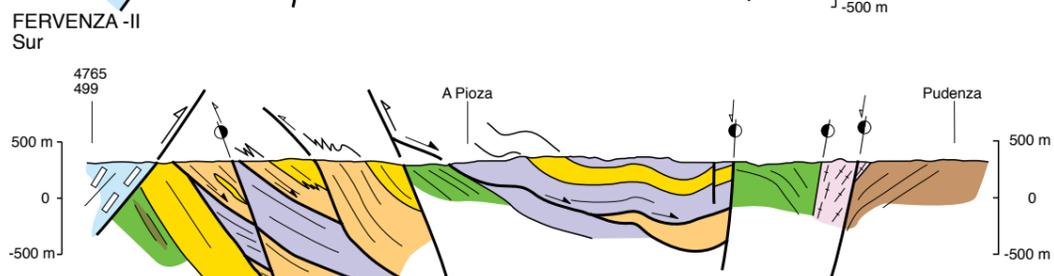
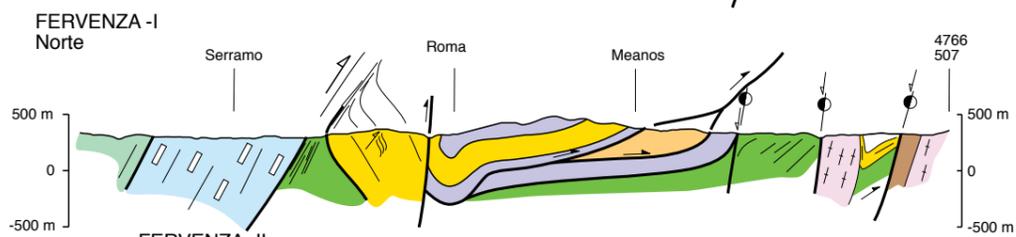
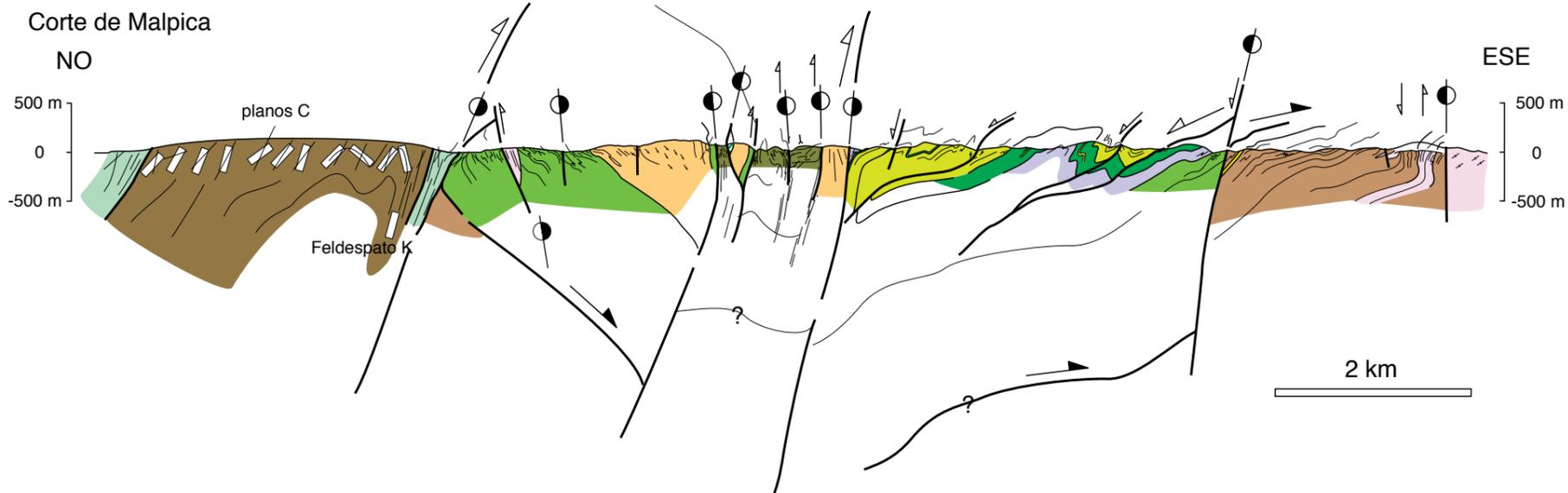
- Granitoides
- Granodiorita Baio-Vigo
- Granitos de dos micas orientados
- Granodioritas tardías
- Granitos tardíos
- Otros granitoides

- Falla, cabalgamiento, fuera de secuencia
- Contacto litológico
- Foliación y lineación
- Foliación y lineación (MAGNA)
- Planos de cizalla

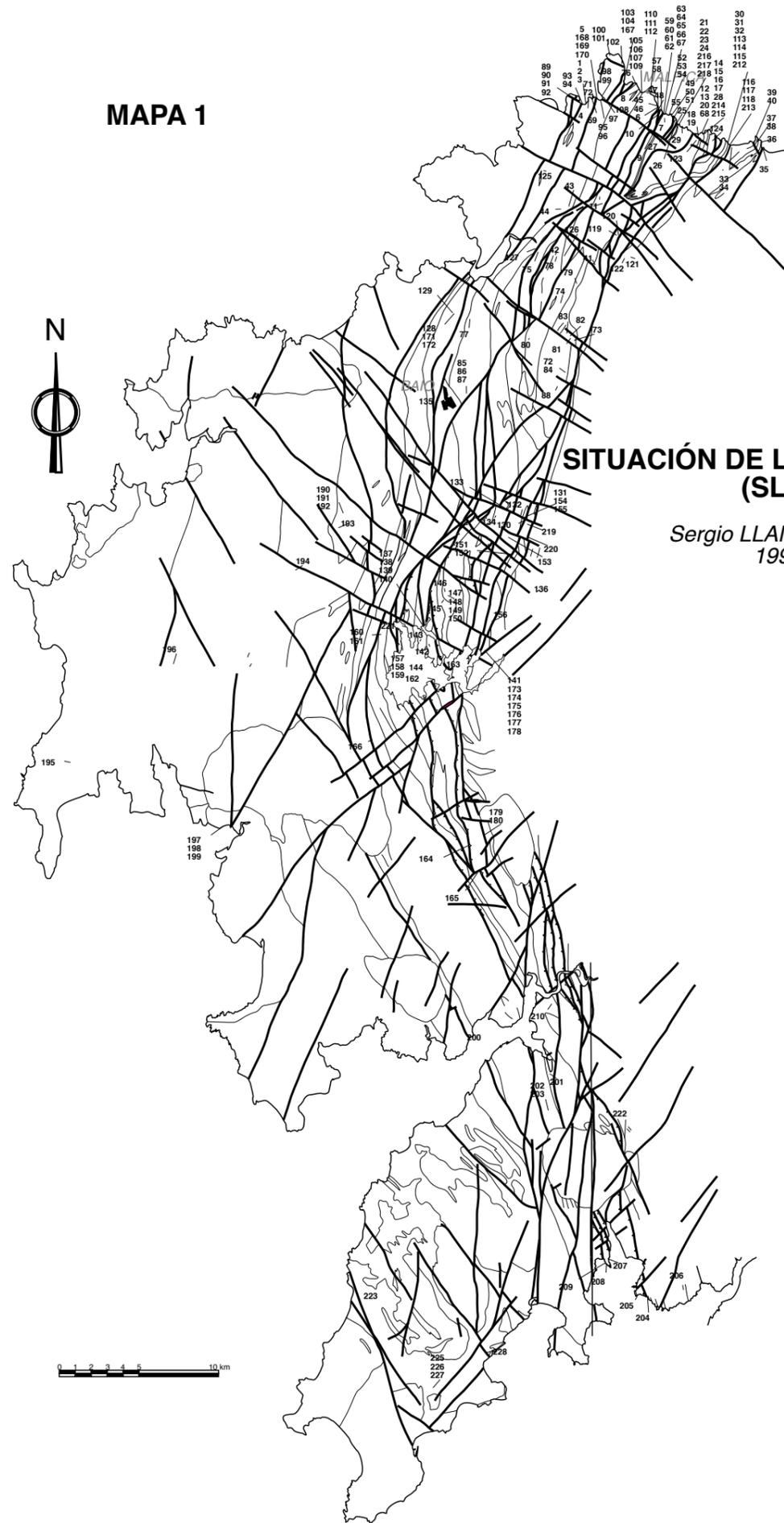


CORTES GEOLÓGICOS DE LA UNIDAD DE MALPICA-TUI

Sergio LLANA FÚNEZ
1999



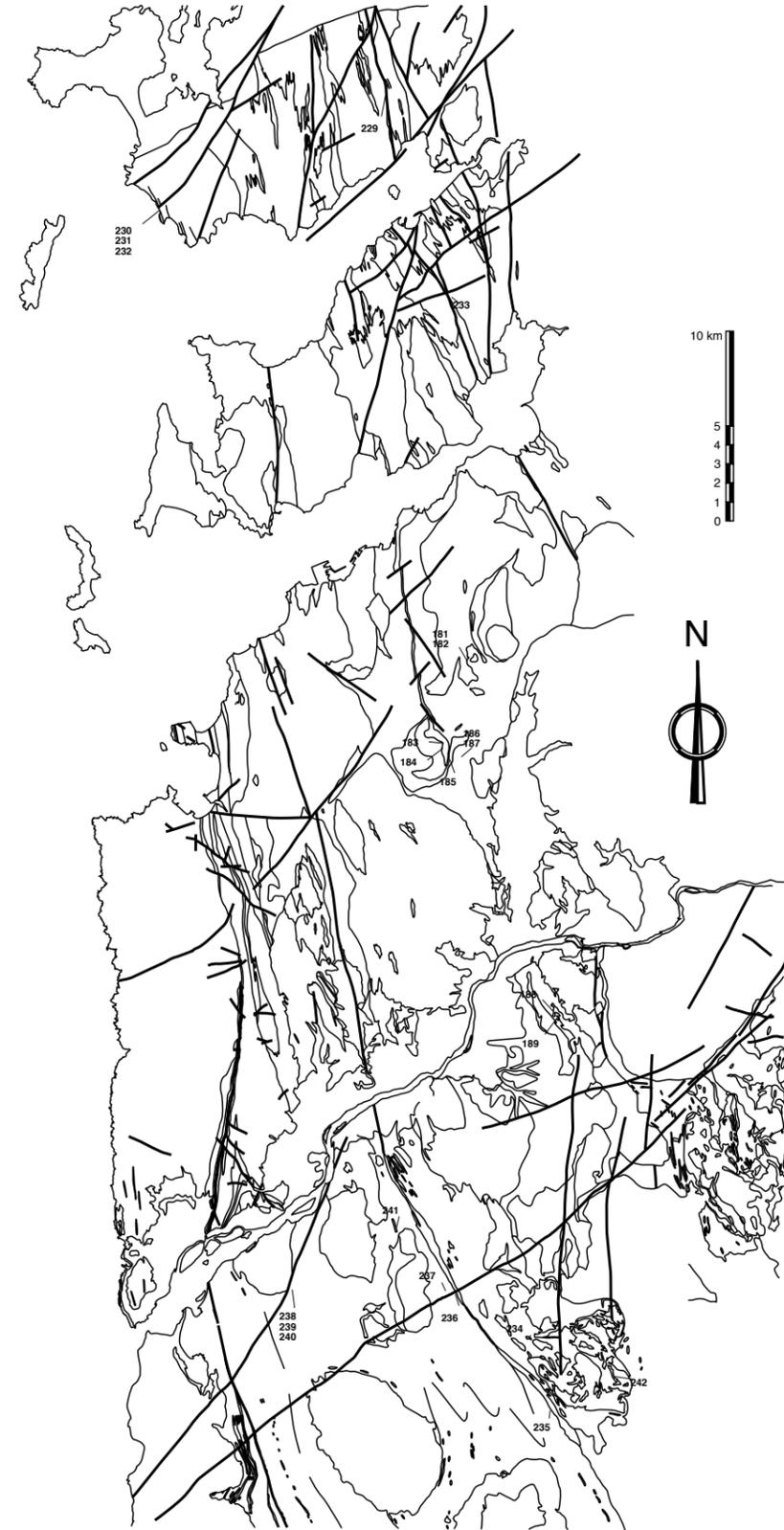
MAPA 1



SITUACIÓN DE LAS MUESTRAS (SLF-)

Sergio LLANA FÚNEZ
1999

MAPA 2



SITUACIÓN DE LAS MUESTRAS (EO-)

Sergio LLANA FÚNEZ
1999

Xeiruga - Molinos de Ceán

