

# Evolución tectonotermal de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes): un ejemplo de subducción eo-hercínica y descompresión sin-colisional

*Tectonothermal evolution of the Santiago Unit (Ordenes Complex): an example of eo-Hercynian subduction and syn-collisional decompression*

F.J. Rubio Pascual (\*), R. Arenas (\*) y F. Díaz García (\*\*)

(\*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España.

(\*\*) Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo, España.

## ABSTRACT

The syn- $D_2$  uplift of the Santiago Unit, immediately after of the high-pressure eo-Hercynian metamorphic event, cause a markedly decompressive-slightly prograde  $P, T, t$  path. This path very likely suggests that the majority of the rising history of the unit took place in a context of ductile extension, related to the continued underplating of the continental margin of Gondwana and compensating extension above. The actual disposition of the syn- $D_2$  metamorphic zones is inverse, with the staurolite zone (which represents the thermal peak) occupying the top of the unit.

**Key words:** high-pressure eo-Hercynian metamorphism,  $P, T, t$  evolution, inverted metamorphic gradient, Allochthonous Complexes, Galicia.

*Geogaceta*, 13 (1993), 105-109

ISSN: 0213683X

## Introducción

La Unidad de Santiago registra un episodio de metamorfismo eo-hercínico de alta presión y baja-media temperatura ( $14.7 \pm 0.7$  kbar y  $493 \pm 9^\circ\text{C}$ ; ver Rubio Pascual *et al.*, 1993, en este mismo volumen), responsable de la eclogitización de las metabasitas incluidas entre ortogneises, y del desarrollo en los esquistos de paragénesis con almandino estabilizadas a un grado inferior al de aparición de biotita. Este episodio de alta presión indica que los materiales de la unidad fueron subducidos durante la primera fase de deformación  $F_1$ .

El emplazamiento de la unidad en niveles corticales más someros durante un segundo episodio deformativo ( $F_2$ ), va acompañado del desarrollo de una intensa fábrica planolínear ( $S_2$ ) que oblitera casi totalmente las estructuras de  $F_1$ . La evolución metamórfica sin- $F_2$  (que se describe a continuación) es esencialmente descompresiva, y muestra como característica relevante el aparente desarrollo de un gradiente metamórfico inverso entre la base y el techo de la unidad.

## Metamorfismo

La progresión del metamorfismo du-

rante la segunda fase de deformación se ha subdividido en tres estadios ( $M_2$ ,  $M_3$  y  $M_4$ ), correspondientes a otros tantos episodios paragénesis reconocibles (Fig. 1). Durante  $M_2$  tiene lugar la trasposición de la esquistosidad  $S_1$  por  $S_2$ , al tiempo que comienza la cristalización generalizada de porfidoblastos de plagioclasa, aún con composición muy ácida ( $An < 3\%$ ), y de granate (granate de tipo II).

Durante el siguiente estadio metamórfico sin- $F_2$  ( $M_3$ ), se desarrolla plenamente la esquistosidad  $S_2$ . Las paragénesis, características de la zona del granate, constan de granate II + mica blanca + clorita + ilmenita + cuarzo, tanto en rocas pelíticas como semipelíticas, presentando estas últimas además la cristalización de una plagioclasa algo más cálcica (hasta un 11% de anortita). El granate forma gruesos porfidoblastos (hasta 6 mm) cuyos centros responden a una composición media de  $Alm_{(52.70)}Esp_{(26.20)}Gro_{(13.30)}And_{(4.10)}Pir_{(3.70)}$ , siendo la de sus bordes de  $Alm_{(72.20)}Pir_{(8.00)}Esp_{(7.40)}Gro_{(6.70)}And_{(5.70)}$ . Típicamente presentan dos zonas texturalmente distintas (Díaz García, 1990), un núcleo con finas inclusiones de rutilo, turmalina y mica blanca definiendo una esquistosidad interna sigmoidal, y un borde libre de inclusiones o con gruesas

inclusiones de cuarzo e ilmenita. Esta diferencia textural se manifiesta también en sus zonados progradados (Fig. 2a y 2b), siendo la variación química muy suave en los núcleos, mientras que en los bordes MgO y FeO crecen rápidamente al tiempo que decrecen el MnO y el CaO. La mica blanca (de tipo 2) es de composición fengítica (Fig. 2c), si bien más pobre en Si que la del estadio sin- $F_1$  de alta presión. En el diagrama de Miyashiro (1973) se proyectan en el campo para las zonas de la clorita, biotita y almandino (Fig. 2d).

Durante el siguiente estadio metamórfico ( $M_4$ ) se desarrolla un gradiente térmico en la unidad, alcanzándose condiciones de mayor temperatura en los niveles situados hacia el techo actual de la Unidad de Santiago, sucesivamente en zona de la biotita (con una banda superior de estabilidad de cloritoide en pelitas de elevada relación Fe/Mg) y en zona de la estaurolita. El granate de tipo II que crece durante  $M_4$  puede alcanzar hasta 1 cm de diámetro, no mostrando diferencias químicas apreciables con el de la zona del granate (por debajo de la isograda biotita +). La mica blanca (de tipo 3) es una moscovita más paragonítica en pelitas que en semipelitas, que suele proyectarse en el campo de mayor temperatura del diagrama de Miyashiro

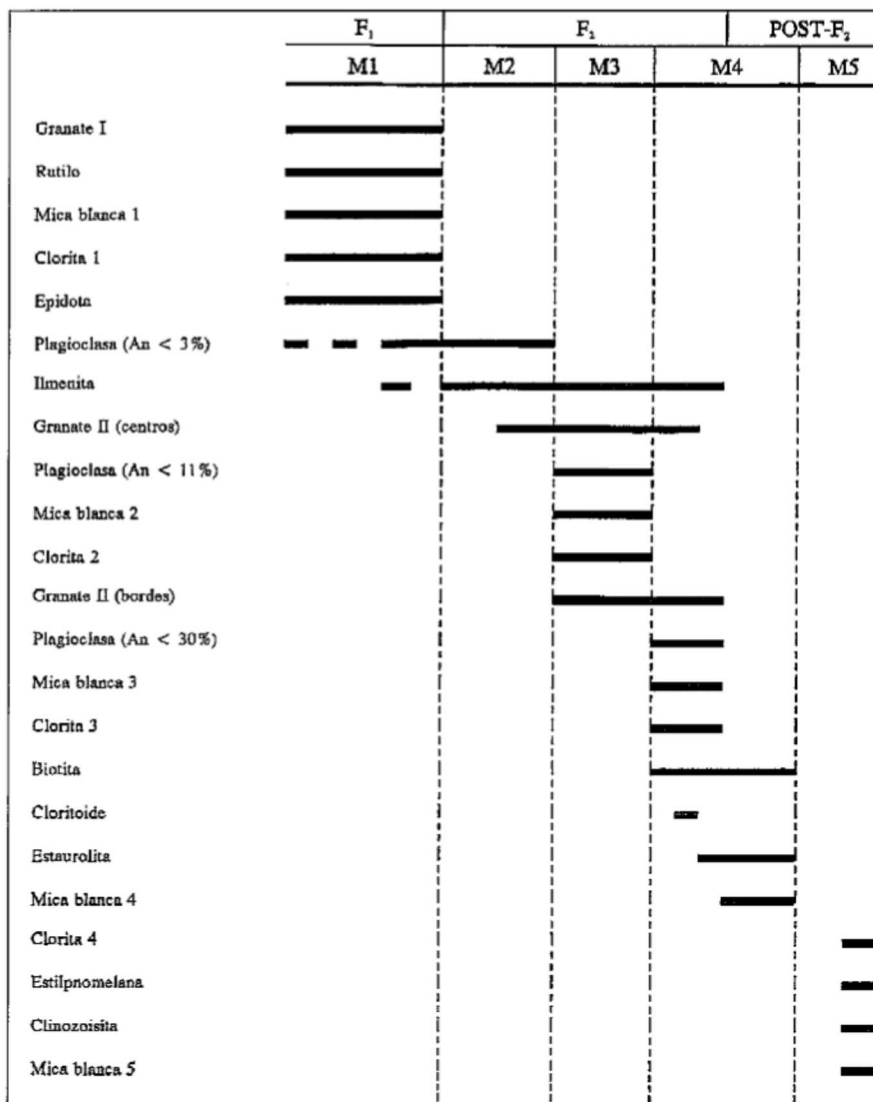


Fig. 1. — Diagrama cristalización - deformación para los esquistos de la Unidad de Santiago.

Fig. 1. — Crystallization - deformation diagram for the schists of the Santiago Unit.

(1973)(Fig. 2d). La plagioclasa es también de mayor temperatura, apareciendo hacia los niveles superiores de la unidad en porfidoblastos carentes de esquistosidad interna y con un contenido en molécula de anortita de hasta 30 moles %. El cloritoide es moderadamente rico en Fe<sup>2+</sup>, mientras que la estaurolita es particularmente ferrosa, con relaciones Fe/(Fe+Mg) variables entre 0.88 y 0.93; no aparecen asociados a biotita salvo al mayor grado (Fig. 3), lo que sugiere que la ruptura del par granate-clorita se produce a mayor grado que la aparición de estaurolita, normalmente a presiones superiores a los 6-7 kbar (Wang y Spear, 1990 y Spear y Cheney, 1989, respectivamente).

Como queda reflejado en el mapa de la figura 4, la disposición de las zonas

metamórficas sin-F<sub>2</sub> (de menor a mayor grado: zona del granate, zona de la biotita y zona de la estaurolita, con una subzona o banda con cloritoide entre las dos últimas zonas) se encuentra invertida en relación a un gradiente metamórfico normal. Las hipótesis que se han considerado como posibles causantes de esta estructuración metamórfica son esencialmente dos, análogas a las utilizadas clásicamente para explicar ejemplos comparables: 1) desarrollo de una aureola dinamo-térmica bajo las rocas máficas y ultramáficas retrogranulíticas de la unidad suprayacente y 2) rotación post-F<sub>2</sub> de las isogradas. La primera de las hipótesis, la inversión real del gradiente metamórfico, ha sido ampliamente documentada bajo láminas ofiolíticas (Williams y Smyth, 1973; Searle

y Malpas, 1980; Peacock y Norris, 1989); en el caso de la Unidad de Santiago, su posicionamiento bajo una lámina de naturaleza probablemente ofiolítica (Martínez Catalán *et al.*, 1984; Arenas *et al.*, 1986) podría favorecer esta hipótesis. Sin embargo, los datos actuales no permiten descartar la segunda de las posibilidades, que también ha sido reconocida en contextos similares al descrito (Andreasson y Lagerblad, 1980; Mason, 1984; Banno *et al.*, 1986).

Finalmente, después de la segunda fase de deformación, los materiales experimentan una retrogradación en facies de los esquistos verdes (M5), en condiciones de estilpnomelana estable.

### Termobarometría

Las temperaturas más consistentes con los datos petrográficos de los estadios M3 y M4, son las obtenidas con la calibración de Hynes y Forest (1988) del termómetro granate-moscovita, en concreto con su formulación dependiente de la presión; empleándose pares de granate de tipo II (composición de borde = T max.; composición intermedia = T mín.) y la mica blanca en equilibrio (del tipo 2 ó del tipo 3). Las temperaturas obtenidas de M3 (Fig. 5) son consistentes con los valores mínimos de 450-470°C del solvus paragonita-moscovita de Eugster *et al.* (1972). La estrecha banda de temperaturas definida para M4, es compatible con los termómetros granate-clorita (clorita de tipo 3, más aluminica que la de tipo 2 del estadio M3) de Ghent *et al.* (1987) y granate-biotita de Hoinkes (1986) (Fig. 6).

La barometría basada en el contenido en Si de la mica blanca potásica (Massone y Schreyer, 1987) aporta únicamente valores mínimos, tanto con micas blancas de tipo 2 como de tipo 3. Los mejores resultados para M3 se obtienen con la intersección de los barómetros GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986) y diversas calibraciones del GASP (Ghent, 1976; Hodges y Spear, 1982 y Newton y Haselton, 1981, con la corrección de Koziol y Newton, 1988), si bien hay que tener en cuenta que la ausencia de rutilo en la paragénesis obliga a tomar como máximos los resultados con GRIPS. Los valores finales del polígono de error para M3 son: presiones mínimas de 10.0-10.7 kbar a 490 y 527°C, respectivamente, y máximas de 11.6 - 12.6 kbar a 495 y 532°C (Fig. 5).

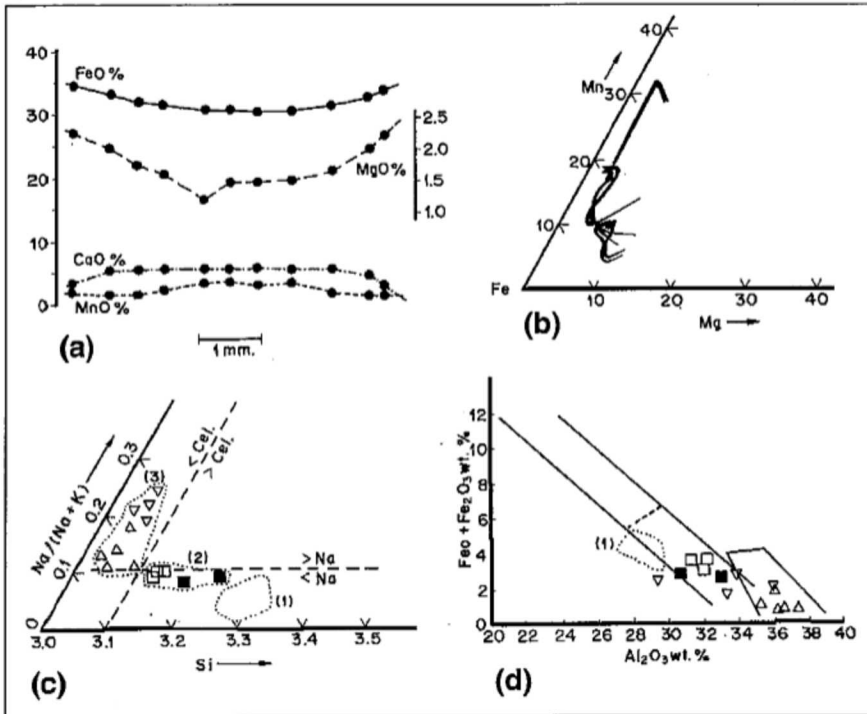


Fig.2. — a) Perfil composicional de un porfiroblasto de granate de tipo II. b) Diagrama Mn-Fe-Mg mostrando pautas de evolución de granates de tipo II (las flechas dobles corresponden a perfiles completos). c) Diagrama Si-Na/(Na+K) para las micas blancas (MB) de la Unidad de Santiago. Cuadrados en blanco, MB de tipo 2 de semipelitas; cuadrados en negro, MB de tipo 2 de pelitas; triángulos, MB de tipo 3 de semipelitas; triángulos inversos, MB de tipo 3 en pelitas. Se muestra asimismo el campo de proyección de las fengitas de alta presión (tipo 1). d) Diagrama de Miyashiro (1973) mostrando la proyección de las micas blancas sin-F2. Símbolos como en el diagrama anterior.

Fig.2. — a) Concentration profile of a type II garnet porphyroblast. b) Mn-Fe-Mg diagram showing compositional trends of type II garnets (double arrows come from rim-rim profiles). c) Si-Na/(Na+K) diagram for white micas (WM) of the Santiago Unit. White squares, type 2 WM in semipelites; black squares, type 2 WM in pelites; triangles, type 3 WM in semipelites; inverted triangles, type 3 WM in pelites. The projection area of the high-pressure phengites (type 1) is also shown. d) Syn-D2 white micas projected in the diagram of Miyashiro (1973). Legend as in the former diagram

ZONAS METAMÓRFICAS	ASOCIACIONES	
	Semipelitas	Pelitas
Granate	1. Plag+M.B. +Clo±Epi	1. M.B. +Clo±Epi
	2. Gr+Plag+M.B. +Clo±Epi	2. Gr+M.B. +Clo
Biotita	3. Plag+M.B. +Clo+Bt±Epi	3. M.B. +Clo+Bt
	4. Gr+Plag+M.B. +Clo+Bt	4. Gr+M.B. +Clo+Bt
		5. Gr+M.B. +Clo+Ctd
Estaurolita	5. Gr+Plag+M.B. +Bt±Clo	6. Gr+M.B. +Clo+Ctd+St
		7. M.B. +Clo+Ctd+St
		8. Gr+M.B. +Clo+St
		9. Gr+M.B. +Clo+Bt+St

Fig.3. — Paragénesis minerales de las zonas de metamorfismo sin-F2 de la Unidad de Santiago. Todas las paragénesis incluyen ilmenita + cuarzo.

Fig.3. — Mineral assemblages of the syn-D2 metamorphic zones of the Santiago Unit. All the assemblages include ilmenite + quartz.

En el estadio M4 se emplearon además los seis geobarómetros granate-plagioclasa - biotita - moscovita - cuarzo de Hoisch (1990), resultando probablemente el método de mayor precisión utilizado. El polígono de error para M4 queda definido entre 6.5-6.9 kbar a 513-517°C, para el límite inferior del termómetro, y 6.8-7.3 kbar a 532-535°C, para el superior (Fig. 6).

Discusión

La evolución tectonotermal sin-F2 de la Unidad de Santiago describe una trayectoria P,T,t fuertemente descompresiva y ligeramente progradada, desde el máximo bórico alcanzado durante la primera fase de deformación (M1: 14.7 ± 0.7 kbar y 493 ± 9°C; Rubio Pascual et al., 1993). Esta trayectoria pasa por los estadios M3: 11.2 ± 0.8 kbar y 512 ± 15°C y M4: 6.9 ± 0.2 kbar y 525 ± 9°C, en el que la unidad alcanza su máximo térmico (Fig. 7). El tránsito desde F1 hasta F2 se realiza sin una etapa de relajamiento termal, lo que indica que la unidad comienza su emplazamiento hacia niveles corticales más someros inmediatamente después de haber subducido hasta su máxima profundidad. Trayectorias sintectónicas fuertemente descompresivas y casi isotérmicas, como la seguida por la Unidad de Santiago durante F2, que conducen a una retrogradación final prácticamente isobárica a bajas presiones, pueden explicarse tanto en contextos extensionales (England, 1987) como en ciertos supuestos de tectónica contractiva. Teniendo en cuenta la evolución metamórfica que se registra en la unidad y la probable correspondencia de la misma con un fragmento del margen de Gondwana, lo más probable es que la mayor parte de su historia ascensional tuviese lugar en un contexto de subducción progresiva del margen continental bajo un conjunto superior sometido inicialmente a extensión, siguiendo un modelo análogo al descrito por Platt (1986).

La disposición actual en la unidad de las zonas metamórficas sin-F2 se encuentra invertida en relación a un gradiente normal. Sin embargo, los datos disponibles no permiten resolver si existe una verdadera inversión del gradiente metamórfico (descompresión bajo una lámina caliente), o si se ha producido una rotación post-F2 de las isogradas.

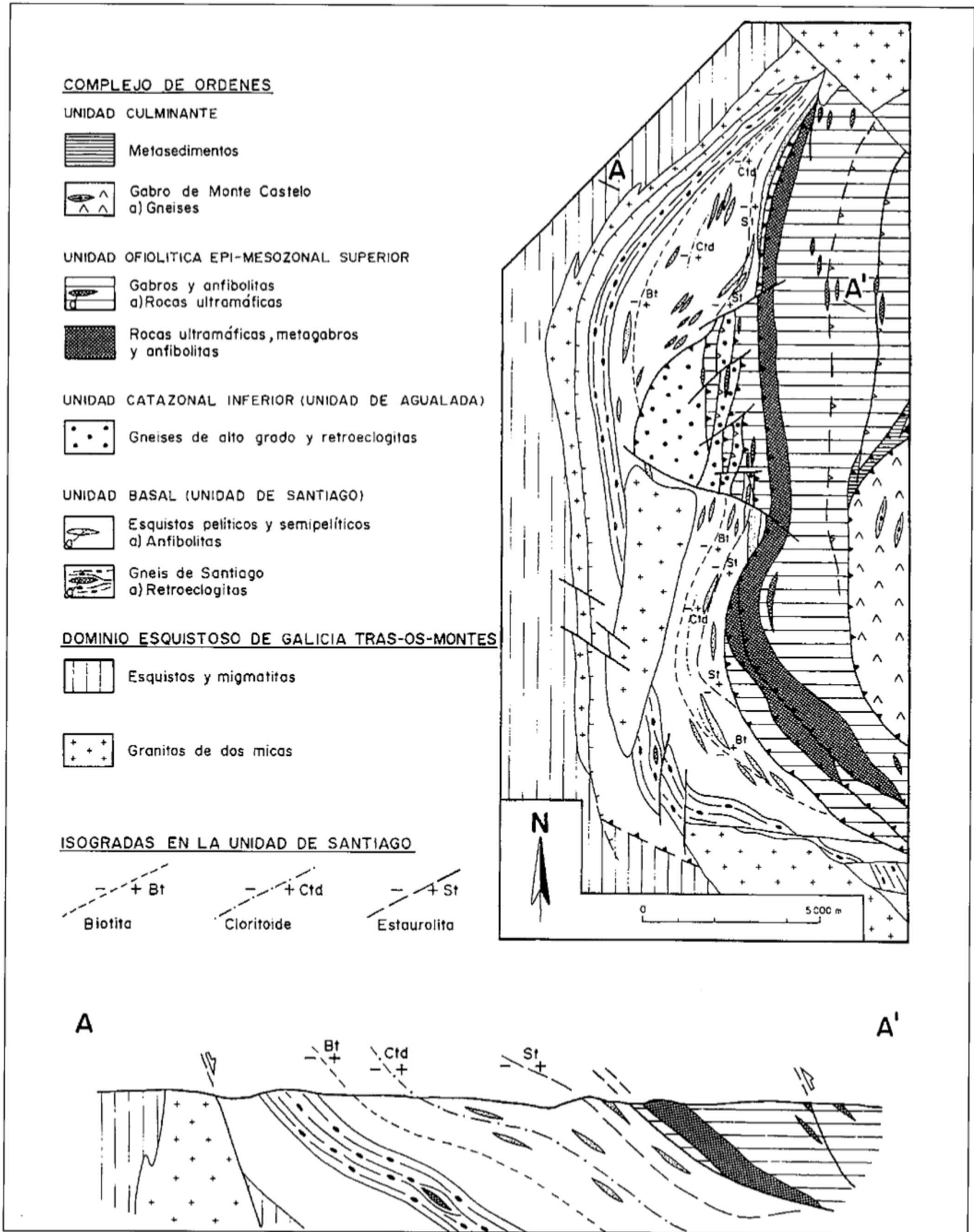


Fig.4: Mapa de isogradas del metamorfismo sin-F2 de la Unidad de Santiago. Geología y tectonoestratigrafía según Díaz García (1990) y Arenas et al. (1986), respectivamente.

Fig.4: Map of the syn-D2 metamorphic isograds of the Santiago Unit. Geology and tectonostratigraphy according to Díaz García (1990) and Arenas et al. (1986), respectively.

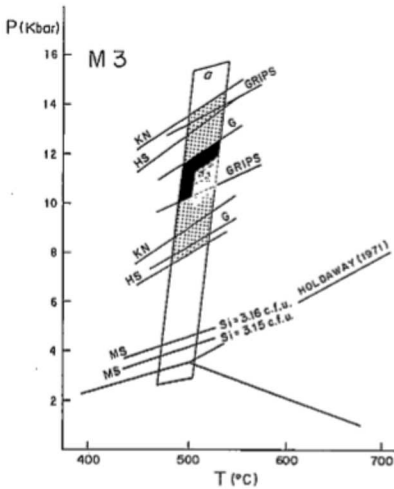


Fig.5. — Termobarometría del estadio metamórfico M3. Termómetro: a, granate-moscovita de Hynes y Forest (1988). Barómetros: MS, Massone y Schreyer (1987); GRIPS, Bohlen y Liotta (1986); G, Ghent (1976) (GASP); HS, Hodges y Spear (1982) (GASP); KN, Newton y Haselton (1981) con la corrección de Koziol y Newton (1988) (GASP).

Fig.5. — Thermobarometry of the metamorphic stage M3. Thermometer: a, garnet-muscovite of Hynes and Forest (1988). Barometers: MS, Massone and Schreyer (1987); GRIPS, Bohlen y Liotta (1986); G, Ghent (1976) (GASP); HS, Hodges and Spear (1982) (GASP); KN, Newton and Haselton (1981) with the correction of Koziol and Newton (1988) (GASP).

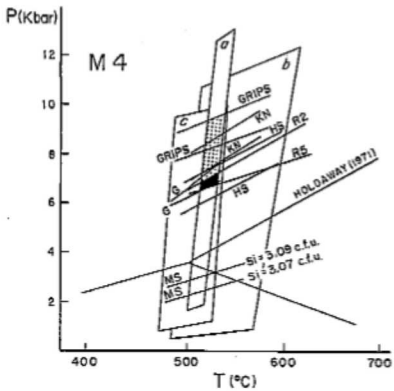


Fig.6. — Termobarometría del estadio metamórfico M4. Termómetros: a, granate-moscovita (Hynes y Forest, 1988); b, granate-biotita (Hoinkes, 1986); c, granate-clorita (Ghent et al., 1987). Barómetros: R2 y R5 de Hoisch (1990); el resto como en la figura 5. Los otros cuatro barómetros de Hoisch (1990) no se han representado por quedar comprendidos en un haz entre R2 y R5.

Fig.6. — Thermobarometry of the metamorphic stage M4. Thermometers: a, garnet-muscovite (Hynes and Forest, 1988); b, garnet-biotite (Hoinkes, 1986); c, garnet-chlorite (Ghent et al., 1987). Barometers: R2 and R5 from Hoisch (1990); others are as in Fig. 5. The remainders four barometers of Hoish (1990) have not been included because they plot between R2 and R5.

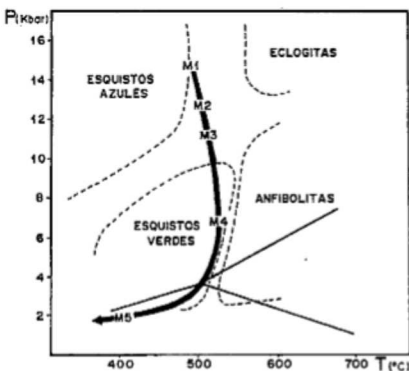


Fig.7. — Trayectoria PTt de la Unidad de Santiago. Facies metamórficas según Yardley (1989); campo de estabilidad de los polimorfos de silicato aluminico según Holdaway (1971).

Fig.7. — PTt path of the Santiago Unit. Metamorphic facies according to Yardley (1989); aluminium silicate triple point from Holdaway (1971).

**Agradecimientos**

Los autores agradecen a Alberto Marcos (Univ. de Oviedo) y a Jose Ramón Martínez Catalán (Univ. de Salamanca) la revisión crítica de los dos trabajos que se incluyen en este volumen sobre la evolución tectonotermal

de la Unidad de Santiago. La financiación de los mismos se ha realizado con cargo a los proyectos PB 88-0145-C02 y GEO 89-0372-C02 de la DGICYT, y a la Acción Integrada Hispano - Francesa 61 A (1991).

**Referencias**

Andreasson, P.G. & Lagerblad, B. (1980): *Jour. Geol. Soc. London*, 137, 219 - 230.  
 Arenas, R.; Gil Ibarguchi, J.I.; González Lodeiro, F.; Klein, E.; Martínez Catalán, J.R.; Ortega Girones, E.; Pablo Maciá, J.G. de & Peinado, M. (1986): *Hercynica*, II, 2, 87 - 110.  
 Banno, S.; Sakai, C. & Higashino, T. (1986): *Lithos*, 19, 51 - 63.  
 Bohlen, S.R. & Liotta, J.J. (1986): *Jour. Petrol.*, 27, 5, 1025 - 1034.  
 Díaz García, F. (1990): *Nova Terra, Eds. do Castro, Sada, La Coruña*, 3, 230 p.  
 England, P.C. (1987): *Phil. Trans. R. Soc. London*, A321, 3 - 22.  
 Eugster, H.D.; Albee, A.L.; Bence, A.E.; Thompson, J.B. Jr. & Waldbaum, D.R. (1972): *Jour. Petrol.*, 13, 1, 147 - 179.  
 Ghent, E.D. (1976): *Amer. Miner.*, 61, 710 - 714.  
 Ghent, E.D.; Stoutz, M.Z.; Black, P.M. & Brothers, R.N. (1987): *Jour. Metamorphic Geology*, 5, 239 - 254.  
 Hodges, K.V. & Spear, F.S. (1982): *Amer. Miner.*, 67, 1118 - 1134.  
 Hoinkes, G. (1986): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 393 - 399.  
 Hoisch, T.D. (1990): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225 - 234.  
 Holdaway, M.J. (1971): *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97 - 131.  
 Hynes, A. & Forest, R.C. (1988): *Jour. Metamorphic Geology*, 6, 297 - 309.  
 Koziol, A.M. & Newton, R.C. (1988): *Amer. Miner.*, 73, 216 - 223.  
 Martínez Catalán, J.R.; Klein, E.; Pablo Maciá, J.G. de & González Lodeiro, F. (1984): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 139 - 210.  
 Mason, R. (1984): *Jour. Metamorphic Geology*, 2, 77 - 82.  
 Massone, H.J. & Schreyer, W. (1987): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212 - 224.  
 Miyashiro, A. (1973): *George Allen & Unwin Ltd., London*, 492 p.  
 Newton, R.C. & Haselton, H.T. (1981): In: *Newton, R.C.; Navrotsky, A.; Wood, B.J. (Edits.). Springer - Verlag, New York*, 131 - 147.  
 Peacock, S.M. & Norris, P.J. (1989): *Jour. Metamorphic Geology*, 7, 191 - 209.  
 Platt, J.P. (1986): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037 - 1053.  
 Rubio Pascual, F.J.; Arenas, R. & Díaz García, F. (1993): *Geogaceta*, 13.  
 Searle, M.P. & Malpas, J. (1980): *Phil. Trans. R. Soc. Edinburg*, 71, 213 - 228.  
 Spear, F.S. & Cheney, J.T. (1989): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 149 - 164.  
 Wang, P. & Spear, F.S. (1990): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 217 - 235.  
 Williams, H. & Smyth, W.R. (1973): *Amer. Jour. Sci.*, 275A, 1 - 44.  
 Yardley, B.W.D. (1989): *Longman, London*, 248 p.