

Evolución metamórfica de las kinzigitas en facies granulita del macizo del Aglí

Metamorphic evolution of granulite facies kinzigites from Agly massif

E. Giró y G. Aliás

Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. galias@ub.edu

ABSTRACT

In the Agly massif outcrops one of the deepest parts of the Hercynian crust. Its basement is constituted by a monotonous pile of paragneisses and anatectic migmatites which presents numerous intercalations of kinzigites, marbles, calcsilicates and basic rocks. This work describes the main structural and metamorphic features of the kinzigites in order to define the P-T evolution of a granulite facies crustal segment. The main mineral metamorphic association is in equilibrium at the univariant prograde reaction biotite + sillimanite + quartz = cordierite + garnet + K-feldspar + H₂O and it is formed synchronously with the development of the regional foliation (S₂). Following this association and close to the climax, there is a slight pressure drop recorded in the formation of cordierite coronas around garnet porphyroblasts; finally there is a retrograde stage linked to a high grade extensional event (D₃). Petrographic observations in conjunction with Schreinemakers analysis and thermobarometric calculations have enable the construction of a nearly-isobaric P-T path and determine that the metamorphic peak is reached at 790 °C and 5,5 kbar by the deepest rocks. Assuming a linear gradient it is concluded that the climax is achieved at different times and at different crustal levels and that, after the climax, there is an important shortening of the lithological column consistent with an extensional unroofing.

Key words: *Agly massif, hercynian, kinzigites, granulite facies, thermobarometry*

*Geogaceta, 41 (2007), 3-6
ISSN: 0213683X*

Introducción

El macizo del Aglí (Pirineos Orientales, Francia) se encuentra situado al norte de la falla norpirenaica y se caracteriza por la exposición de uno de los segmentos más profundos de la corteza hercínica que aflora en los Pirineos. Al norte, está limitado por los materiales mesozoicos del sinclinal de St. Paul de Fenouillet y al sur por los del sinclinal de Boucheville (Fig. 1). Aunque es un macizo muy compartimentado por la tectónica alpina, existen bloques con exposición continua de la columna de materiales hercínicos en facies granulita. Este trabajo se centra en las kinzigitas intercaladas en los gneises catazonales y aporta nuevos datos referentes a las condiciones de formación y a la evolución P-T del zócalo del macizo del Aglí.

Contexto geológico

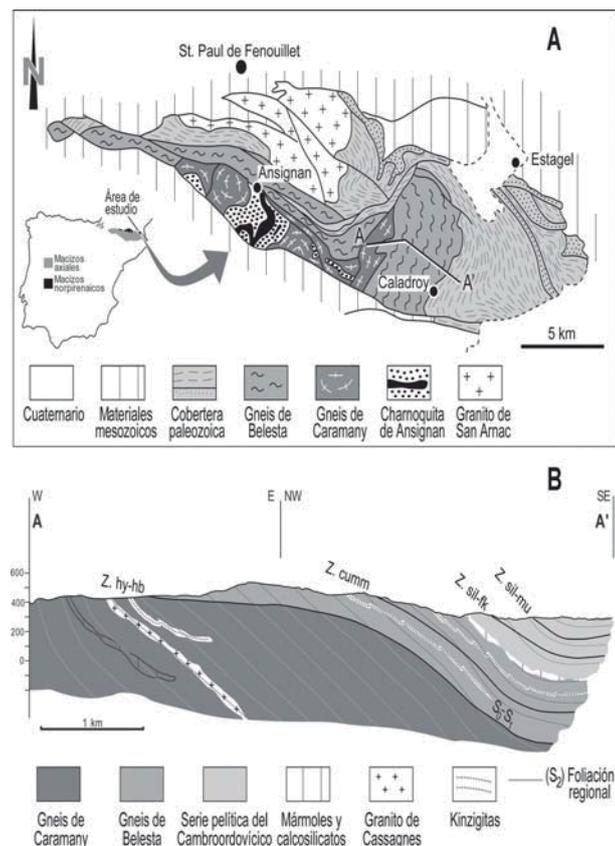
El macizo del Aglí está constituido por una cobertera (Unidad Superior) de materiales paleozoicos, de naturaleza pelítica y grauváquica, con alguna intercalación conglomerática, en cuya base se encuentra un nivel relativamente continuo carbonatado, formado por mármoles y

calcosilicatos. Esta Unidad yace discordantemente sobre el zócalo precámbrico (Unidad Inferior) formado por gneises cuyo protólito se formó hace 585±25 Ma (Vitrac-Michard y Allégre, 1975). Según Fonteilles (1970) los gneises son paraderivados y se distinguen dos partes en base a su composición química y tipos de intercalaciones: el gneis de Belestá, en la parte superior, y el gneis de Caramany, en la inferior (Fig. 1A). Estos gneises incluyen bancos de kinzigitas, mármoles, gneises silicatados cálcicos, así como la intrusión de un granito con ortopiroxeno (charnoquita de Ansignan) estrechamente asociada a numerosas intrusiones básicas, de afinidad toleítica y calcoalcalina.

Todo el conjunto está afectado por un metamorfismo regional prógrado ligado a la orogenia hercínica que evoluciona de regimenes báricos de presión intermedia a baja. Se trata de un metamorfismo cuya intensidad crece desde el techo hacia la base de la serie y abarca desde la facies de los esquistos verdes hasta la facies de las granulitas. Las isógradas son, en general, paralelas a los límites litológicos. El límite de la zona sillimanita-feldespato potásico se halla a pocos metros por encima del límite cobertera-zócalo y coincide con el inicio de

la anatexia. La zonación metamórfica de la Unidad Superior está basada en el metamorfismo de las rocas de composición pelítica; en cambio, en la Unidad Inferior la zonación se establece esencialmente en base a la mineralogía de las rocas básicas ya que las rocas pelíticas no muestran cambios mineralógicos significativos en estas condiciones. Así, Fonteilles (1980) distingue en la Unidad Inferior la zona cummingtonita, la zona hiperstena-hornblenda y la zona hiperstena (Fig. 1B); es en esta última zona, ocupando los niveles más profundos del macizo, que se halla la charnoquita de Ansignan, de edad carbonífera (314 Ma, Respaut y Lancelot, 1983; 317 Ma Olivier *et al.*, 2004).

El estudio estructural revela que los materiales del macizo del Aglí han sido sometidos como mínimo a cuatro fases deformativas: D₁, D₂, D₃ y D₄. La primera fase se interpreta como un período comprensivo que se caracteriza por la formación de un clivage (S₁) subparalelo a la estratificación (S₀). La fase D₂, también de carácter comprensivo, es contemporánea al metamorfismo regional. Se caracteriza por la formación de la foliación regional (S₂) y de pliegues isoclinales de la estratificación y la foliación S₁. Posteriormente, durante la



fase deformativa D₃ se originan procesos de extensión, especialmente intensos hacia techo del zócalo gneésico, que dan lugar a bandas miloníticas y estructuras menores asociadas, con un movimiento del bloque superior hacia el este (Bouhallier *et al.*, 1991). La orogénesis alpina (D₄) es la responsable de las fallas de dirección E-W que limitan el macizo del Aglí con los sinclinales de Boucheville y de St. Paul de Fenouillet y, en consecuencia, contribuye a la compartimentación y a la deformación en forma de domo del macizo (Fig. 1).

Estudio petrográfico de las kinzigitas

Las kinzigitas son rocas de composición pelítica caracterizadas por la asociación biotita, sillimanita, cordierita, granate, feldespato potásico y cuarzo. La paragénesis kinzigítica se encuentra estrictamente a partir de la zona cummingtonita. En la zona sillimanita-feldespato potásico la asociación mineral más común es biotita, sillimanita, granate, feldespato potásico y cuarzo. A escala de afloramiento, estas rocas forman niveles centimétricos discontinuos incluidos en los gneises del zócalo y se reconocen por su color oscuro y las dimensiones de los porfiroblastos de granate y de sillimanita que llegan a alcanzar los 2 cm de diámetro y 6 cm de longitud, respectivamente. La moscovita y la andalucita están ausentes en las rocas estudiadas. Se han estudiado un total de 24 lá-

minas delgadas de sectores donde los procesos de migmatización son prácticamente inexistentes con el objetivo de establecer las relaciones de blastesis-deformación y las texturas de reacción. Se ha determinado que las kinzigitas del basamento han seguido tres etapas de cristalización (M): la primera etapa (M₁) tiene lugar durante la primera fase de deformación (D₁) con la cristalización de sillimanita, biotita e ilmenita orientadas paralelamente a S₁. La segunda etapa (M₂) se corresponde con la fase principal de deformación D₂. Durante ésta, cristalizan porfiroblastos de granate, cordierita y feldespato potásico entorno a los cuales se amolda la foliación principal (S₂) definida por biotita y sillimanita. Como tendencia general, la sillimanita es el mineral más abundante en todas las zonas metamórficas, en cambio la biotita disminuye drásticamente al incrementar el grado metamórfico; por lo que respecta a la cordierita y el cuarzo, estos aumentan en proporción. El granate es subidioblástico y en ocasiones xenoblástico, de forma redondeada a elongada. Su tamaño aumenta al incrementar el grado metamórfico y varía entre los 2 y 20 mm. Contiene inclusiones de feldespatos y cuarzos (pre-D₁), inferiores a 1 mm de diámetro, con bordes de grano muy corroídos, fibrolita que en algunos casos forma una foliación interna (S₁) y, en menor proporción, biotita de formas redondeadas y de medidas inferiores a 0,1 mm. En algunos cristales se observa una zonación

marcada por un núcleo rico en inclusiones de sillimanita, ilmenita y cuarzo. El feldespato potásico se encuentra como porfiroclasto, generalmente microclina, y como porfidoblasto de ortosa con abundantes perfitas; localmente, este mineral ocupa los bordes corroídos de biotita intercrecida con sillimanita. La cordierita forma pequeños porfidoblastos milimétricos limpios de inclusiones y se encuentra en contacto con la biotita y sillimanita. También es muy frecuente en la zona hiperstena-hornblenda la presencia de cordierita formando coronas parciales entorno a granate (Fig. 2A). Duran-

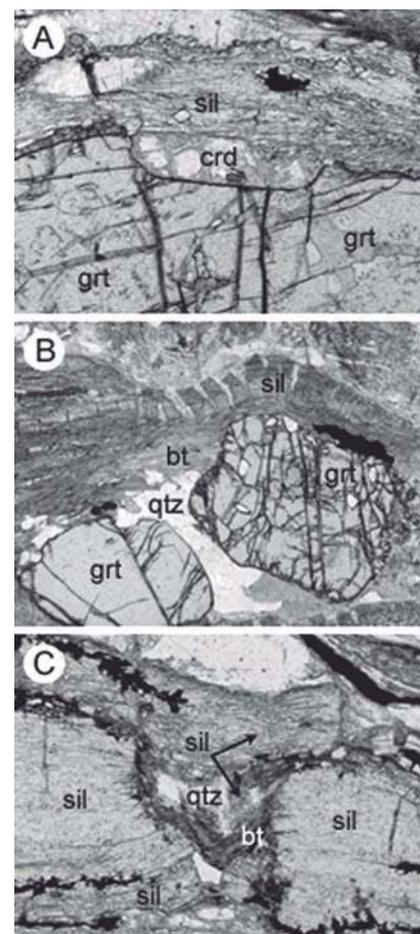


Fig. 2.- Microphotographs of the kinzigites of the Agly massif. A) Replacement of corroded garnet porphyroblast by cordierite. Width of field = 0,4 mm. B) Sillimanite with pull-apart zones adapted to a garnet porphyroblast. Width of field = 0,8 mm. C) Detail of a pull-apart sillimanite refilled within quartz + biotite + small crystals of sillimanite. Width of field = 0,4 mm.

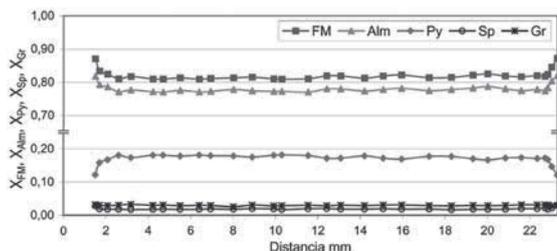


Fig. 3.- Perfil de zonación de granate de la zona hiperstena-hornblenda.

Fig. 3.- Garnet zoning profile from the hyperstene-hornblende zone.

te la etapa extensiva que da lugar a las milonitas tiene lugar un metamorfismo de grado alto (M_3). El cuarzo se deforma dúctilmente mientras que el granate y la sillimanita lo hacen frágilmente (Fig. 2B). Así, en las particiones de sillimanita y fracturas de granate cristalizan biotita, sillimanita de medidas inferiores a 0,02 mm y cuarzo (Fig. 2C), y esporádicamente moscovita. Estos minerales se encuentran también en los planos de las cizallas extensivas.

Geotermobarometría

La presencia de granate, biotita, cordierita y plagioclasa ha permitido utilizar los geotermómetros y geobarómetros convencionales y escoger aquellos que han dado los resultados más coherentes (Ferry y Spear, 1978; Holdaway y Lee, 1977; Hodges y Spear, 1982; Perchuck y Lavrent'eva, 1983; Ganguly y Saxena, 1984; Newton y Haselton, 1981; Hodges y Crowley, 1985; Koziol, 1989; Koziol y Newton 1988; Thompson, 1976). A este efecto, estos minerales han sido analizados (Tabla 1) en la microsonda electrónica Cameca SX50 de la Universidad de Barcelona.

El granate es de composición almandínica, con una composición media de $Alm_{79}Py_{12}Sp_7Gr_2$ para la zona sillimanita-feldespatos potásico y de $Alm_{78}Py_{17}Sp_2Gr_3$ para la zona hiperstena-hornblenda; se observa que con el incremento del grado metamórfico el contenido de piropero aumenta a la vez que disminuye el de espesartina. Los perfiles trazados a lo largo del granate muestran una morfología en meseta (Fig. 3), con algunas pequeñas irregularidades debidas a la presencia de inclusiones minerales o fracturas. En los bordes, se define una estrecha franja de 0,2-0,4 mm donde aumenta claramente la relación FM y de Fe y disminuye la de Mg. Este tipo de perfil indica, por un lado, que el granate no ha preservado el perfil de crecimiento sino que está totalmente homogeneizado, por lo que se han sobrepasado los 650 °C, y por otro, que solamente en los bordes se han manifestado los procesos de reequilibrio.

La biotita muestra una gran variedad textural y una cierta variación composicional según la posición estructural en la que se encuentre. La X_{Fe} oscila entre 0,66 y 0,50 y los contenidos de Ti son relativamente elevados,

propios de la facies granulita. Se pone de manifiesto que los contenidos de Ti son mayores en las biotitas de matriz que en las biotitas incluidas en granate o cristalizadas en planos de cizalla (D_3) o en las fracturas de granate y sillimanita. Esta substitución del Ti pone de manifiesto los cambios de temperatura en función de las diferentes fases deformativas.

La cordierita es muy rara en la zona sillimanita-feldespatos potásico, en cambio en la zona hiperstena-hornblenda es muy común. Tiene una relación $X_{Fe} = 0,38$.

Las plagioclasas son mayoritariamente de tipo oligoclasa, aunque también hay alguna andesina. El contenido de anortita en la plagioclasa aumenta desde las inclusiones que se hallan en el centro del granate hasta las que se encuentran en la matriz, este hecho sugiere una disminución de la presión durante la formación del granate.

Para este trabajo se han estimado las temperaturas de las zonas sillimanita-feldespatos potásico e hiperstena-hornblenda para las condiciones del clímax metamórfico mediante la aplicación del termómetro granate-biotita. En el primer caso, las temperaturas obtenidas varían entre

625-700 °C y en el segundo entre 650-840 °C. Las presiones obtenidas a partir del barómetro GASP y granate-cordierita-aluminosilicato-cuarzo se sitúan alrededor de los $4,5 \pm 1$ kbar para la zona sillimanita-feldespatos potásico y $5 \pm 1,5$ kbar para la zona hiperstena-hornblenda. Las temperaturas de retrogradación son muy similares en ambos casos y se concentran en una banda comprendida entre los 550 y 620 °C.

Evolución P-T

Las rocas de la zona hiperstena-hornblenda son las más idóneas para establecer la evolución P-T más completa ya que son las que preservan mayor información petrogenética. Con el fin de determinar los cambios relativos de las condiciones de P y T de las kinzigitas, se ha partido del análisis del método de Schreinemaker aplicado a la asociación kinzigítica biotita-sillimanita-cordierita-granate-cuarzo-feldespatos potásico (sistema KFMASH) de las rocas pelíticas. Esta asociación se relaciona mediante el equilibrio univariante biotita + sillimanita + cuarzo = granate + cordierita + feldespatos potásico + H_2O a partir del cual derivan otras reacciones divariantes (Fig. 4A).

Antes de intersectar el equilibrio univariante, y atendiendo a la topología de las reacciones, las rocas pasan por la reacción cordierita ausente [crd]: sillimanita + biotita + cuarzo = granate + feldespatos potásico + H_2O que permitiría la formación de una primera generación de granate se-

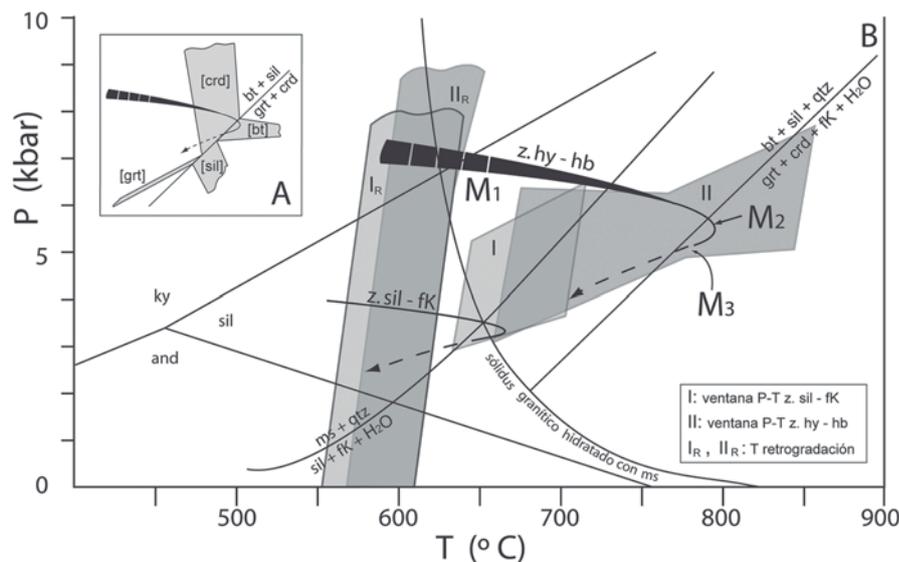


Fig. 4.- A) Conjunto de reacciones divariantes alrededor del equilibrio univariante y trayectoria metamórfica inferida para las rocas de la zona hiperstena-hornblenda. La pendiente de las reacciones está basada en los cálculos de White et al. (2001). B) Diagrama P-T y evolución metamórfica para las kinzigitas del macizo del Agly.

Fig. 4.- A) Schreinemakers bundle around univariant reaction and inferred metamorphic path for hyperstene-hornblende zone rocks. The slope of the reactions is based in White et al. (2001). B) P-T diagram and metamorphic evolution for the kinzigites of Agly massif.

gún prueban las inclusiones de sillimanita, cuarzo e ilmenita. Seguidamente se alcanza el equilibrio univariante mediante un ligero descenso de la presión patente en la variación de la composición de las plagioclasas que van incrementando su contenido en Ca. La temperatura sigue aumentando hasta agotar prácticamente la biotita y se entra en la reacción biotita ausente [bt]: sillimanita + granate + cuarzo + H₂O = cordierita con la formación de coronas de cordierita alrededor de los porfidoblastos de granate. Se trata de una reacción no completada ya que en la roca persisten de manera abundante el granate y la sillimanita. Por ello, se concluye que las rocas vuelven a pasar inmediatamente a la reacción univariante pero en sentido retrógrado, tal y como apoyan las observaciones petrográficas de una nueva generación de sillimanita, biotita y cuarzo en la roca durante la fase deformativa D₃. Se infiere una evolución casi-isobárica, determinada por un aumento de la temperatura acompañado por una leve disminución de la presión, seguido de una disminución de la temperatura y de la presión.

A partir de la confrontación de las ventanas P-T obtenidas para las rocas estudiadas situadas en un diagrama de fases y la morfología de la trayectoria metamórfica obtenida se pone de manifiesto que las rocas de zona hiperstena-hornblenda alcanzan el clímax metamórfico a 790 °C y 5,5 kbar, en la facies granulita de presión intermedia (Fig. 4B). Por lo que respecta a las rocas de la zona sillimanita-feldespatos potásico se ha trazado una trayectoria análoga a la anterior que cruzaría la intersección de la reacción de la desaparición de la moscovita y la del solidus granítico hasta alcanzar la ventana P-T obtenida con las calibraciones termobarométricas. Así, las rocas de esta zona alcanzan el clímax metamórfico a 665 °C y 3,3 kbar. Todos estos valores son ligeramente superiores a los obtenidos por Barbosa y Fontelles (1984) y próximos a los estimados por Andrieux (1982).

En resumen, estos resultados indican: a) que la corteza hercínica evolucionó de un gradiente de 40 °C/km a otro de 56 °C/km; b) que las zocas más profundas (zona hiperstena-hornblenda) alcanzaron el clímax térmico (M₂) antes que las suprayacentes (zona sillimanita-feldespatos potásico), c) que la exhumación y enfriamiento de las rocas fueron coetáneos al evento extensional que dio lugar a las milonitas y fallas de bajo ángulo (D₃) en condiciones de la facies de las granulitas y la parte alta de las amfibolitas (M₃). Varios autores apoyan esta fase extensional de edad hercínica (Althoff *et al.*, 1994; Bouhallier *et al.*, 1991; Olivier *et al.*, 2004);

en cambio, Paquet y Mansy (1991) defienden una edad cretácica.

Conclusiones

El estudio petrográfico y geotermobarométrico de las intercalaciones kinzigíticas en los gneises del zócalo del macizo del Aglí ha permitido definir el tipo de trayectoria metamórfica P-T y las condiciones de formación de estas rocas a diferentes niveles de la corteza hercínica. Las rocas del zócalo han seguido una evolución casi-isobárica alcanzándose el clímax metamórfico a 665 °C y 3,3 kbar para las rocas de la zona sillimanita-feldespatos potásico y a 790 °C y 5,5 kbar para las rocas de la zona hiperstena-hornblenda. El incremento de la temperatura, acorde con una ligera disminución de la presión, es coherente con un aumento progresivo de los valores de los gradientes geotérmicos que pasan de 40 a 56 °C/km. Durante el camino hacia el clímax, la columna de materiales se exhuma levemente y tiene lugar la principal fase deformativa D₂ que da lugar a la foliación regional. Posteriormente, las rocas se enfrían y exhuman a la vez que la corteza se adelgaza a través de importantes bandas miloníticas extensivas.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos BTE2003-08653-CO2-02 y CGL2006-04860.

Referencias

- Andrieux, P. (1982). *Bulletin Minéralogique*, 105, 253-266.
- Althoff, F., Barbey, P. y Pons, J. (1994). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 319, (II), 239-246.
- Barbosa, J. y Fontelles, M. (1986). *Bulletin Minéralogique*, 109, 359-376.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. y Balleve, M. (1991). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 312, (II), 647-654.
- Ferry, J.M. y Spear, F.S. (1978). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, (2), 113-117.
- Fontelles, M. (1970). *Bulletin du BRGM*, II, section IV, 3, 21-72.
- Ganguly, G. y Saxena, S.K. (1984). *American Mineralogist*, 69, 1-2, 88-97.
- Hodges, K.V. y Crowley, P.D. (1985). *American Mineralogist*, 70, (7-8), 702-709.
- Hodges, K.V. y Spear, F.S. (1982). *American Mineralogist*, 67, (11-12), 1118-1134.
- Holdaway, M.J. y Lee, S.M. (1977). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, (2), 175-198.

Mineral Análisis	grt	grt	crd	bt	bt	fd
	3-gt-31 borde	3-gt-29 centro	3-cd-1 matriz	3-bi-2 matriz	3-bi-9 borde grt	3-fd-1 matriz
SiO ₂	36,26	36,12	47,87	33,48	34,32	58,47
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	4,51	3,44	0,00
Al ₂ O ₃	21,18	21,31	32,76	17,25	17,92	24,78
Cr ₂ O ₃	0,06	0,16	0,05	0,10	0,09	—
FeO	36,83	35,48	8,49	21,00	20,51	0,00
MnO	1,31	0,98	0,07	0,04	0,01	—
MgO	3,01	4,40	8,29	8,32	8,64	0,00
CaO	1,06	1,13	0,00	0,01	0,00	6,73
Na ₂ O	—	—	0,10	0,08	0,09	6,77
K ₂ O	—	—	0,00	9,39	9,12	0,24
ZnO	—	—	—	0,00	0,02	—
H ₂ O(c)	—	—	—	3,83	3,86	—
Total	99,88	99,87	97,83	98,02	98,01	96,99
Cationes	12 O	12 O	18 O	24 O	24 O	8 O
Si	2,94	2,90	4,95	5,24	5,33	2,68
Ti	0,00	0,00	0,00	0,53	0,40	0,00
Al	2,02	2,02	3,99	3,19	3,28	1,34
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	—
Fe	2,48	2,37	0,72	2,75	2,67	0,00
Mn	0,09	0,07	0,01	0,01	0,00	—
Mg	0,36	0,53	1,28	1,94	2,00	0,00
Ca	0,09	0,10	0,00	0,00	0,00	0,33
Na	—	—	0,02	0,03	0,03	0,60
K	—	—	0,00	1,88	1,81	0,01
Zn	—	—	—	0,00	0,00	—
OH	—	—	—	4,00	4,00	—
FM	0,87	0,82	0,36	0,59	0,57	—
AL	0,82	0,77	—	—	—	—
PY	0,12	0,17	—	—	—	—
SP	0,03	0,02	—	—	—	—
GR	0,03	0,03	—	—	—	—
Al ^{IV}	0,06	0,10	1,05	2,76	2,67	—
Al ^{VI}	1,96	1,92	2,94	0,43	0,62	—
Ab	—	—	—	—	—	63,60
An	—	—	—	—	—	34,92
Or	—	—	—	—	—	1,48

Tabla I.- Análisis representativos de los minerales de las kinzigitas del macizo del Aglí.

Table I.- Representative analysis of minerals from the Agly kinzigites.

- Kornprobst, J. (1994). *Les roques metamorphiques et leur signification geodynamique*. Masson, 224 p.
- Koziol, A.M. (1989). *EOS*, 70, 15, 493.
- Koziol, A.M. y Newton, R.C. (1988). *American Mineralogist*, 73, (3-4), 216-223.
- Newton, R.C. y Haselton, H.T. (1981). En: *Thermodynamics of minerals and melts* (Newton, R.C., Navrotsky, A. y Wood, B.J., Eds.). Springer-Verlag, 131-147.
- Olivier, Ph., Gleizes, G. y Paquette, J.L. (2004). En: *Gneiss Domes in Orogeny* (Whitney, D.L., Teyssier, C. y Siddoway, C.S., Eds.). Geological Society of America, Special Paper 380, 229-242.
- Paquet, J. y Mansy, J.L. (1991). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 312, (II), 913-919.
- Perchuck, L.L. y Lavrent'eva, I.V. (1983). En: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (Saxena S. K., Ed.). Springer Verlag, 199-239.
- Respaut, J.P. y Lancelot, J.R. (1983). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 147, 21-34.
- Thompson, A.B. (1976). *American Journal of Science*, 276, 401-424.
- Vitrach Michard, A. y Allègre, J. (1975). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50, 257-285.
- White, R.W., Powell, R. y Holland, J.B. (2001). *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 139-153.