

apatito; All: Allanita; B: Britholita-
(Y); Bio: Biotita; Chl: Clorita; Ep:
Epidota; PP: Pumpellyita; Pr: Preh-
nita; Q: Cuarzo; Th: Urano-Thoria-
nita; Ti: Esfena; U: Uraninita; X: Xe-
notima; Z: Circón, y *: pseudomorfo
hidratado de allanita.

Referencias

Casillas, R. (1990): Tesis doctoral. Univ.
Compl. de Madrid, 316 pp.

Casillas, R; Brändle, J. L.; Huertas, M. J.;
Pérez-Soba, C.; Peinado, M. & Villa-
seca, C. (en prensa): *Revista de la So-
ciedad Española de Mineralogía*.

Cuesta, A. & Corretgé, G. (1988): *Geoga-
ceta*, 5, 63-66.

Maruejol, P.; Cuney, M. & Turpin, L.
(1990): *Contrib. Mineral Petrol.*, 104,
668-680.

Omori, K. & Hasegawa, P. (1953): *Sci.
Pept. Tohoku Univ.*, Ser. 3, 4, nº 3, 151-155.

Pletneva, N. I.; Elina, N. A.; Denisov, A.
P. & Gavrillov, A. P. (1962): *Materialy*

*Mineral. Kol'sk Poluostrova. Akad.
Nauk SSSR. Kol'sk Filial* 2, 123-32.
(Chem. Abs. 59, 9678h. 1963).

Panto, G. Y. (1975): *Acta Geologica
Acad. Sci. Hungaricae*, 19 (1-2), 59-63.

Pupin, J. P. (1980): *Contrib. Mineral Pe-
trol.*, 73, 207-220.

Sawka, W. N.; Chapell, B. W. & Kistler,
R. W. (1990): *Journal of Petrology*, 31,
519-555.

Recibido el 25 de septiembre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990

Significado de los cuerpos de leucogranitos y de los «gneises cordieríticos con litoclastos» asociados en la Unidad de Guadiza (Alpujárrides occidentales, Béticas)

Significance of leucogranite bodies and associated «cordierite-gneisses with lithoclasts» in the Guadiza unit (Western Alpujarrides, Betic Cordillera)

M. Muñoz*

* Dpto. Petrología. Fac. C. Geológicas Univ. Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The relationships and significant petrological features of the rock succession in the Guadiza Unit, are described. According to these data, the «cordierite gneisses with lithoclasts» appear as an extensional tectonic breccia, which results from a low T mylonitic deformation event subsequent to LP-HT alpine regional metamorphism. Simultaneous to this extensional event, the emplacement of intrusives type leucogranite bodies occurs. These bodies cause contact metamorphism and contamination phenomena in the host brecciated rocks, configuring their present textural and compositional features.

Key words: *alpine extensional leucogranites, Western Alpujarride Units, Betic Cordillera.*

Geogaceta, 9 (1991), 10-13.

Introducción

Las sucesiones litológicas infraya-
centes a la losa de peridotitas de la
Serranía de Ronda fueron definidas
por Mollat (1968) como Unidad de
Blanca. Navarro Vilá y Tubia (1983)
diferencian en ella los mantos Ojén
(inferior) y Guadiza.

Las litologías de la Unidad de
Guadiza han sido materia de debate,
especialmente en relación con los ma-
teriales aquí redefinidos como «gnei-
ses cordieríticos con litoclastos» y
leucogranitos. Loomis (1972), que
advierte su estructura brechoide, los
incluye en las «hornfels Series», in-
terpretándolos como debidos al efecto
térmico de las peridotitas sobre la que
yacerían como «roof pendants». Lun-

deen (1978), se refiere a ellos bajo la
denominación de «cordierite gneisses
with lithic inclusions», considerándo-
los como brechas tectónicas produci-
das por el cabalgamiento primario en
caliente de las peridotitas. Torres Rol-
dán (1983) los interpreta como mig-
matitas (movilizados graníticos con
enclaves y sin enclaves), producidas
por la «intrusión peridotítica». Esta
interpretación es asumida por Tubia
(1985) quien distingue «Migmatitas
del Hoyo del Bote» (superiores) y
«Migmatitas de Istán» (inferiores),
aunque, a diferencia del autor ante-
rior, admite un efecto dinamo-térmico
en su generación relacionado con el
cabalgamiento de la peridotitas.

Los datos que se aportan en esta nota
demuestran el carácter de elemento ex-

tensional de la Unidad de Guadiza.
Esta afirmación parece confirmada por
los datos estructurales, a partir de los
cuales se definen las Unidades exten-
sionales de Ojén y de Guadiza (Ba-
lanya y García Dueñas, 1991).

En dicho contexto, se pretende es-
clarecer aspectos sobre la naturaleza
de las rocas que contactan con las pe-
ridotitas, sus relaciones e interaccio-
nes mutuas y las condiciones en que
se generaron y emplazaron.

Los tipos litológicos de la Sucesión de Guadiza y sus relaciones

Uno de los aspectos más destaca-
dos de la sucesión de la Unidad de
Guadiza (fig. 1 a y b), no resaltado

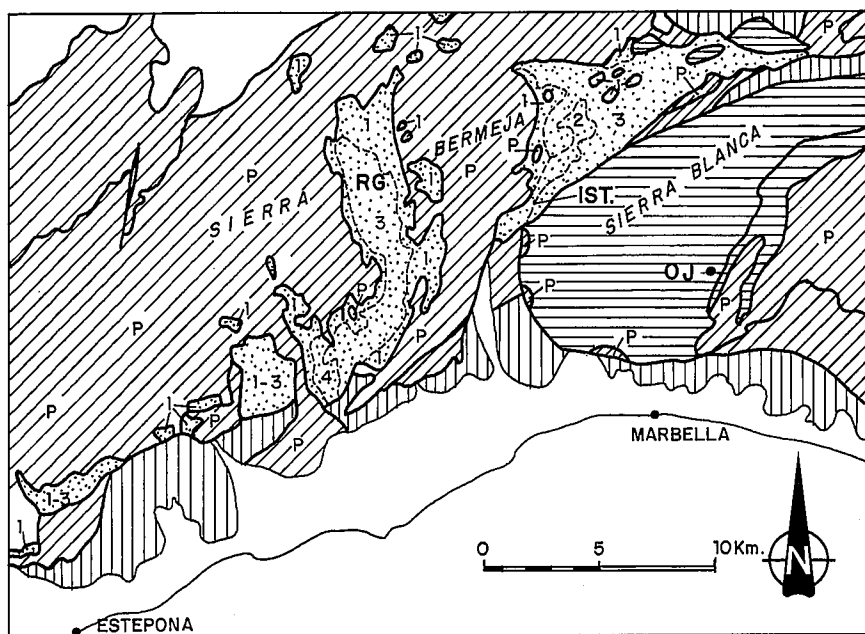


Fig. 1.—a) Distribución de los afloramientos de la Unidad de Guadiza (punteado) en relación con las otras Sucesiones alpujárrides (modificado de Lundeen, 1978 y Tubías, 1985): rayado horizontal=sucesión de Ojén; rayado oblicuo=Mantos de Los Reales (Balanya et al., 1987). P=peridotitas. Rayado vertical=sucesiones Malaquides. Límites de trazo grueso=contactos tectónicos; de trazo fino=contactos con depósitos de Mioceno Superior y Cuaternario (sin trama). Trazo discontinuo=contactos litológicos en la Unidad de Guadiza: 1=gneises cordieríticos con litoclastos (G.C.L.)+leucogranitos indiferenciados; 2=leucogranitos; 3=esquistos/gneises sillimanita y andalucita y cuarcitas; 4=mármoles. R.G.=Río Guadiza; IST=Istán; OJ.=Ojén. b) Columna de la Sucesión litológica en la Unidad de Guadiza: 1=G.C.L.; 2=Leucogranitos (cruces simétricas=facies aplíticas, cruces asimétricas=facies megacríticas); 3=metapelitas y cuarcitas. P=peridotitas.

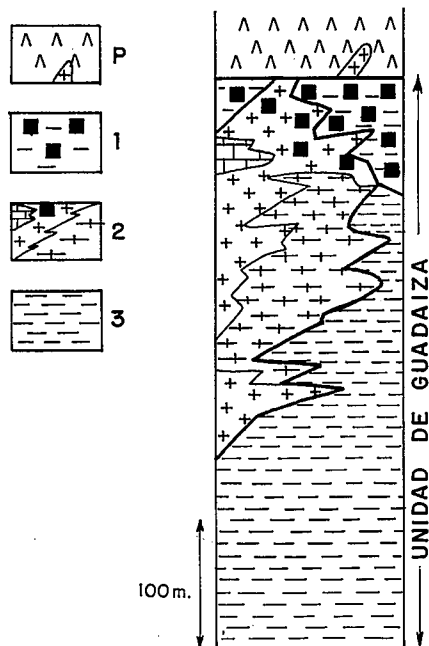


Fig. 1.—a) Outcrops of the Guadiza Unit (dotted) with respect to the other Alpujárride successions: horizontal ruling=Ojén Succession; oblique ruling=Los Reales Nappe (P=Peridotites). Vertical ruling=Malaquide Successions. Bold contour lines=tectonic contacts; thin contour lines=limits of Upper Miocene and Quaternary deposits. Discontinuous lines=lithological contacts within the Guadiza Unit: 1, cordierite gneisses with lithoclasts (G.C.L.); 2, leucogranites; 3, sillimanite-andalucite bearing schists and gneisses; 4, marbles. RG=Guadiza River; IST=Istán; OJ.=Ojén. b) Lithological succession of the Guadiza Unit: 1=G.C.L.; 2=leucogranites (symmetrical crosses=aplite facies; asymmetrical crosses=megacrystic facies); 3=metapelites and quartzites. P=peridotites.

en trabajos anteriores, es la constatación de existencia de cuerpos ígneos leucograníticos, intrusivos en los restantes materiales de la sucesión (fig. 1b): «gneises cordieríticos con litoclastos» (G.C.L.) y esquistos-gneises con sillimanita y andalucita.

Inmediatamente debajo de la peridotitas, en general supertinizadas en su base, se encuentra una banda continua (30-150 m. de potencia) con ca-

rácter de brecha polimíctica, con fragmentos líticos (0,5 cm.-30 cm.) angulosos, englobados en una matriz, sin deformar, feldespática y rica en cordierita (G.C.L.). Esta roca aparece intruida (figs. 2 y 3) y aislada en bloques métricos («roof pendants») por apófisis de leucogranitos con la fábrica ígnea conservada. Como consecuencia de ello, los G.C.L. presentan aspecto de roca corneánica y mues-



Fig. 2.—Contacto intrusivo de leucogranitos (en claro) en los G.C.L. (color oscuro).

Fig. 2.—Intrusive contact between the leucogranite (light tone) and the CGL (dark tone).



Fig. 3.—Detalle del contacto entre leucogranitos y G.C.L.; adviértanse los fenómenos de impregnación feldespática (contaminación) en las proximidades a la vena leucogranítica, así como los fragmentos en los G.C.L.

Fig. 3.—Detail of the intrusive contact. Note the feldspathic impregnation near the leucogranite vein.

tras de contaminación (fig. 3), a la vez que conserva su carácter de brecha inicial. En el contacto, el leucogranito contiene enclaves (fig. 4) de la roca brechoide que calienta, digiere y asimila, y cuyo resultado final son las formas nodulares y lenticulares de cordierita (1-3 cm.). En el afloramiento de Istán (fig. 1a), donde el leucogranito tiene un mayor desarrollo superficial, se observa como la facies contaminada desaparece a unos 30-40 m. del contacto. En los restantes afloramientos sólo están presente como apófisis, de la variedad contaminada, inyectados en los G.C.L. Las diferentes denominaciones e interpretaciones se refieren a este tipo de afloramientos.

Asociados a los G.C.L. hay bloques de mármoles métricos y hectométricos que suelen aparecer también ligados a los leucogranitos, bien en el contacto o como enclaves de dimensiones centimétricas.

Las relaciones intrusivas con la se-

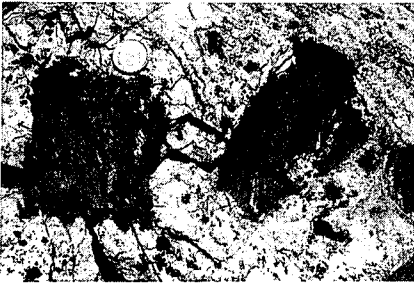


Fig. 4.—Enclaves de G.C.L. en el leucogranito. Obsérvese la interrupción de bordes de los mismos y los nódulos cordieríticos.

Fig. 4.—Inclusions of the CGL in the leucogranite. Note the disruption in the inclusion borders and the nodules of cordierite.

cuencia metapelítica inferior (esquistos/gneises sillimaníticos con andalucita y cuarcitas) son también claras en el área de Istán. En este contacto el granito suele presentar facies con megacrístales y estructuras en Schlieren por interrupción de enclaves de la roca de caja, y una disposición plano-paralela de los agregados biotíticos, que es concordante con la foliación milonítica de la roca de caja.

En los esquistos, gneises y cuarcitas inferiores, la mineralogía inicial (biotita+sillimanita+andalucita±estaurolita±granate±plagioclasa), de grado medio-BP, sin y post-esquistosidad principal (Sp), aparece retrogradada, por una deformación milonítica de baja T. Esta genera una esquistosidad post-Sp, definida por lechos de un agregado sericítico, clorita y óxidos metálicos intercalados con venas o formas lenticulares de agregados de cuarzo exsudado. Esta foliación es concordante con la de las serpentinitas, cuya asociación (antigorita+crisotilo y antigorita±brucita) supone una T=300-400°C que está de acuerdo con la de la mineralogía retrometamórfica de los esquistos. Esta deformación de baja T, posterior a la blastesis más tardía (andalucita post-Sp), genera una brecha tectónica extensional (estructura inicial de los G.C.L.).

Los «gneises cordieríticos con litoclastos», procesos genéticos y significado

Las elevadas proporciones de fragmentos líticos (cuadro I) frente a las de los componentes que constituyen la matriz de los G.C.L. reflejan su

Cuadro I.—Análisis modal, vol. %.						
	Leucogranitos				G.C.L.	
	1	2	3	4		
Cuarzo	27,0	30,0	36,0	28,5	Cuarzo (Neoblastos)	5,0
Feldespato K	39,0	46,0	24,5	39,5	Feldespato K	5,5
Plagioclasa	16,0	20,0	19,0	25,0	Plagioclasa	3,0
Biotita	3,0	3,0	2,0	2,0	Biotita	3,5
Moscovita	tr	tr	6,5	4,0	Cordierita	20,0
Cordierita (nodular)	4,0	tr	11,0	tr	Fragmentos líticos	42,5
Accesorio	1,0	1,0	1,0	1,0	Fragmentos cuarzo	20,5
Accesorios=opacos, sillimanita, turmalina, apatito, zircón, dumortierita, granate.						
Leucogranito: 1 y 2, con megacrístales, 2, y 4 aplíticas (micrograníticas).						
G.C.L.: Media de una superficie ≈ 400 cm. ² , con fragmentos <1 cm.						

procedencia inicial brechoide. Los fragmentos son angulosos y excepcionalmente subredondeados. Los tipos representados son:

a) Fragmentos de esquistos/gneises con sillimanita y andalucita de la sucesión inferior (los más abundantes de los metapelíticos, 80-90%, en el cuadro I y del total de fragmentos de la roca). Conservan vestigios de la deformación de baja T, a la vez que muestran, en grado variable, síntomas de metamorfismo de contacto posterior: cristales de andalucita con reborde sericítico, transformándose en coronas de espinela±sillimanita, en ocasiones, rodeadas a su vez por, feldespato potásico+plagioclasa+cordierita+biotita+magnetita; simultáneamente, placas de biotita mimetizan la foliación retromórfica de sericita; los fragmentos menores de 0,5 cm. aparecen totalmente recrystalizados a un agregado poligonal de feldespato potásico+plagioclasa+cordierita+magnetita+biotita, que se integran en el conjunto de matriz.

b) Fragmentos, de cuarcitas, de agregados de cuarzo de exudación de las metapelitas y de cristales de cuarzo individuales, con deformación intracrystalina.

c) Fragmentos de gneises granatíferos y gneises bandeados (con feldespato potásico+sillimanita) aparecen esporádicamente. Los primeros se corresponden con los gneises granatíferos superiores de la sucesión de Ojén (gneises milonítico-kinzigíticos de Westerhof, 1975, y milonitas de la Alburquería de Tubia, 1985); los segundos se corresponden con los gneises del conjunto metapelítico inferior de dicha sucesión. Estos fragmentos no presentan modificaciones impor-

tantes salvo síntomas de recuperación.

Los fragmentos aparecen empastados por una matriz granular (cuadro I), no deformada, feldespática, con biotita subordinada y rica en cordierita; a excepción del cuarzo fragmentario englobado, esta matriz es el resultado de procesos combinados:

a) Metamorfismo de contacto de la fracción fragmentaria fina metapelítica (zonas milimétricas formadas por agregado poligonal de, cordierita+feldespato potásico+plagioclasa+biotita+magnetita); cristales milimétricos de cordierita que incluyen biotita y cuarzo).

b) Contaminación (feldespatización) por infiltración (fig. 4) de fundidos graníticos (fenocristales de feldespato alcalino con borde incluyendo cordierita+plagioclasa+biotita+cuarzo; fenocristales de plagioclasa con zonado recurrente y núcleo más albitico; fenocristales de plagioclasa atravesando bordes de fragmentos metapelíticos o alrededor de ellos).

Las paragénesis debidas al efecto de contacto (a) corresponden a las facies de las corneanas piroxénicas, lo que coincide con las estimaciones (P=3kb, y T=700°C) de Torres Roldán (1983) para la matriz de estas rocas (en su interpretación, «movilizados graníticos en enclaves»).

En resumen, los aspectos estructurales, texturales y composicionales de los G.C.L., indican que se trata de una brecha tectónica, generada durante la deformación milonítica de B.T., posteriormente recrystalizada y contaminada por los fundidos graníticos intrusivos.

Leucogranitos: génesis y emplazamiento

En el afloramiento, más extenso (Istán, fig. 1a), los tipos de facies representados son: facies aplíticas (micrograníticas) de dos micas (moscovita dominante) y facies de megacrístales con biotita. En uno y otro caso, las facies de contacto contienen nódulos de cordierita y enclaves de la roca de caja (preferentemente como Schlieren en las facies con megacrístales y como fragmentos angulosos en las facies aplíticas). Entre microenclaves y nódulos hay tránsitos morfológicos (fig. 4) y composicionales, por lo que estos últimos se interpretan como microenclaves asimilados. En las facies aplíticas los nódulos cordieríticos, aparecen rodeados de grandes placas de moscovita, con numerosas inclusiones de cuarzo y reemplazando a biotita. De manera similar, micronódulos de sillimanita, aparecen rodeados e incluidos en placas de moscovita. Ambos aspectos advierten del carácter retrógrado de la moscovita, generado en un sistema saturado de H_2O , a expensas de cordierita, biotita, sillimanita y feldespato potásico, y con cuarzo como producto resultante. Esto explica las diferencias de composición mineralógica (cuadro I) entre las facies aplíticas con y sin nódulos y entre estas y las facies con megacrístales, en las cuales la menor concentración de H_2O inhibe la formación de moscovita. Ambas facies corresponden a granitos y monzogranitos.

Las facies con megacrístales muestran una foliación grosera definida por agregados biotíticos que le confiere la apariencia de «augengneises». Sin embargo, la ausencia de deformación intracrystalina en los componentes cuarzo-feldespáticos (salvo algunas plagiocasas), indica que solo una pequeña porción (<40%) del fundido habría cristalizado (biotita±plagioclasa) coincidiendo con esfuerzos dirigidos (deformación milonítica de baja T). Las facies aplíticas, tienen fábrica isotropa correspondiente a una cristali-

zación más tardía a partir de fundidos enriquecidos en H_2O por lo que se muestran como cuerpos autointrusivos en las facies con megacrístales.

La composición mineralógica y química (Priem *et al.*, 1979; Torres Roldán, 1983; Muñoz, en preparación) de ambas facies, es característica de granitos peralumínicos (A.S.I.: 1,1-1,5), de tipo S, y de origen anatóctico. El emplazamiento alóctono impide ligar su origen anatóctico con las metapelitas encajantes, de condiciones iniciales demasiado bajas (T 525-550°C). Indicios de fusión parcial se advierten en las sucesiones metapelíticas suprayacentes e infrayacentes a las peridotitas. Esta migmatización representa el máximo del metamorfismo prógrado de BP-AT (post-Sp), concomitante con la etapa contractiva en que se produce el cabalgamiento de las peridotitas (Tubia 1985); esta fusión incipiente se produce entrada la segunda isograda de la sillimanita, en unas condiciones globales de $T \approx 750^\circ C$ y $P \approx 4$ Kb (Westerhof, 1975; Tubia, 1985) y una $P \approx 5.5$ Kb es calculada por Westerhof (1975) para el comienzo de la misma. La recrystalización de los G.C.L. ($T \approx 700^\circ C$, $P \approx 3$ Kb) está ligada al emplazamiento de los cuerpos leucograníticos, los cuales contienen como enclaves litoclastos con Sp microplegada (fig. 4) y con foliación de crenulación. Como esta foliación se formó a T más baja que la Sp, los leucogranitos no estarían relacionados con la evolución metamórfica que conduce a la migmatización referida. Por lo tanto, el emplazamiento y la cristalización de los fundidos leucograníticos ocurrió tras un adelgazamiento cortical (descenso de presión) posterior al climax metamórfico.

Los cuerpos filonianos leucograníticos que intruyen en las peridotitas a favor de planos de serpentización se corresponden con los aquí descritos. Las edades calculadas para ellos (22 ± 4 m.a., Priem *et al.*, 1979) y para otros cuerpos correlacionables (21 ± 2 m.a., Zeck *et al.*, 1989) datan un episodio extensional con adelgazamiento cortical.

Conclusiones

Durante un proceso extensional desarrollado durante el Mioceno inferior se produce la serpentización de la parte basal de las peridotitas y se genera una brecha tectónica en las rocas subyacentes. Ambos hechos son concomitantes con el desarrollo de una foliación milonítica retrometamórfica. Asimismo, algunos paquetes de la sucesión litológica original son eliminados, quedando parte de ellos representado como fragmentos en la brecha. La intrusión subsiguiente de cuerpos leucograníticos, emplazados en el mismo régimen extensional, provocaría metamorfismo y feldespatización en la brecha tectónica, dando lugar a los gneises cordieríticos con litoclastos». Las edades absolutas de los leucogranitos y de los G.C.L. encajantes (Priem *et al.*, 1979, 22 ± 4 m.a., y Zeck *et al.*, 21 ± 2 m.a.) apoyan estas conclusiones y datan el episodio extensional.

Trabajo financiado por el proyecto PB 87-0461-02 (CICYT).

Referencias

- Balanya, J. C.; Campos, J.; García Dueñas, V.; Orozco, M. y Simancas, F. (1987): *Geogaceta*, 2, 51-53.
- Balanya, J. C. y García Dueñas, V. (1991): *Geogaceta*, 9, 30-33.
- Loomis, T. P. (1972, b): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 2497-2498.
- Lundeen, M. T. (1978): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 172-180.
- Mollat, H. (1968): *Geol. Jb.*, 86, 471-532.
- Navarro Vila, F. y Tubia, J. M. (1983): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 111-114.
- Priem, H. N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H.; Oen, I. S.; Verdumen, E. A. th. y Verschure, R. H. (1979): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 103-109.
- Torres Roldán, R. L. (1983): *Tectonophysics*, 96, 95-123.
- Tubia, J. M. (1985): Tesis Univ. País Vasco, 263 pp.
- Westerhof, A. B. (1975): G.U.A. papers, 6, 1-216.

Recibido el 1 de octubre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990