

CONTRIBUCION PARA EL CONOCIMIENTO
DEL BATOLITO DE CABEZA DE ARAYA
(CACERES-ESPAÑA): EL MICROGRANITO
GRANATIFERO - CORDIERITICO CON
MEGACRISTALES FELDESPATICOS

L. G. CORRETGÉ*

RESUMEN.—En este trabajo se describe una formación fisural de granito granatífero-cordierítico con caracteres petrográficos micrograníticos pero con la particularidad de presentar grandes megacrístales de feldespato, que pueden alcanzar varios centímetros de longitud. Se distinguen varias generaciones de minerales y se sugiere una cristalización ortomagmática parcial o total del granate y de la cordierita. Adoptando un esquema anatético se llega a la conclusión de que estos granitoides han debido de ascender, con pérdida de presión muy rápida, desde una profundidad comprendida entre los 13-20 Km. de profundidad, hasta prácticamente la superficie actual.

SUMMARY.—An elongated body of megacrist-bearing garnet-cordierite microgranite with potash feldspar megacrist up to several cm. in length, is described. Different mineral parageneses can be separated with partly or wholly crystallitation of garnet and cordierite in orthomagmatic phase. With an anatectic model in mind is concluded that the granitoid has been emplaced from a depth between 13 and 20 Km. almost up to the present surface with a fast pressure release.

INTRODUCCION

Características.—Esta interesante formación situada al sur de Garrovillas (provincia de Cáceres) presenta todas las características de una intrusión fisural postectónica, emplazada dentro del gran batolito granítico de Cabeza de Araya que ha actuado de roca encajante.

El microgranito (1) está alineado en dirección N 30 W formando una estrecha banda, prácticamente continua, de 21 Km. de longitud; su anchura

* Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

(1) El empleo de este término puede resultar equívoco en el caso del microgranito de Garrovillas ya que éste es, macroscópicamente, un granito porfídico. He preferido sustituir el nombre de granito por el de microgranito para hacer resaltar la presencia de grandes fenocristales automorfos flotando en una pasta granítica, a veces casi afanítica, con elevado poder corrosivo.

máxima llega, en algunos casos, a 900 m., aunque por lo general nunca suele sobrepasar los 400-500 m. Otro de los aspectos que interesa destacar, es la existencia de una estrecha banda de aspecto aplítico ligada al microgranito a lo largo de todo su flanco S. Esta banda tiene poco espesor (20-25 m.), es bastante continua y se vuelve irregular al SE, donde forma pequeños manchones, bien en contacto con el microgranito, bien alejado de él. En la terminación oriental de la formación microgranítica el aspecto cartográfico se complica notablemente debido a la acción de la gran fractura de Plasencia-Odemira.

La morfología del microgranito es completamente diferente de las otras rocas graníticas del batolito de Cabeza de Araya. La única formación que se le asemeja es la cuarzodiorita de Zarza la Mayor (CORRETGÉ 1969-1971) (G. DE FIGUEROLA, CORRETGÉ, SUÁREZ 1971), cuya erosión en pequeños bloques residuales esféricos es similar a la del microgranito; no obstante, en esta última formación, las bolas son mucho más perfectas y destacan claramente en el paisaje.

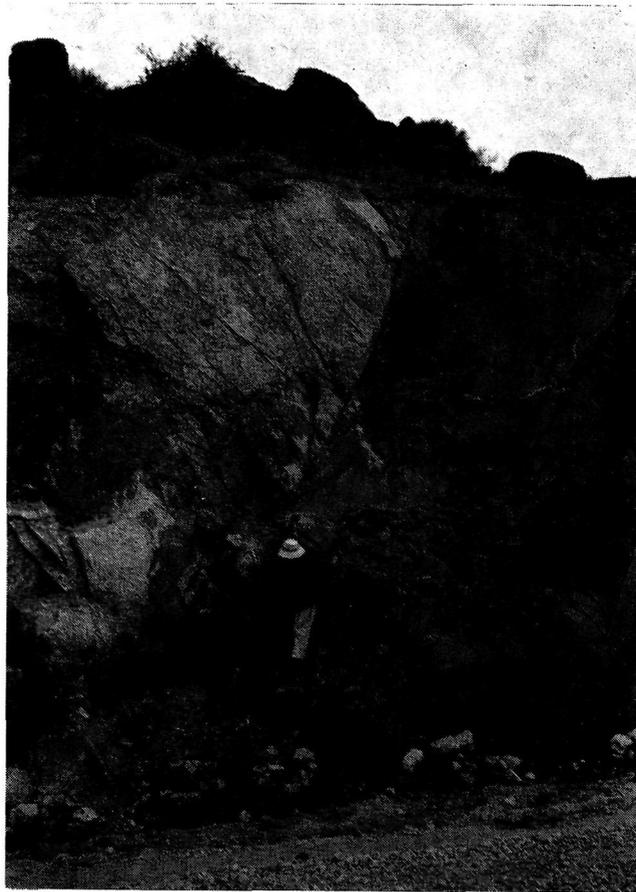


FIG. 1

Contacto del microgranito de megacrystales con las pizarras del complejo esquisto-grauwáquico

El contacto con el granito de Cabeza de Araya y las facies cataclástico-ortoneísicas de Garrovillas es muy neto y de plano subvertical.

En el único lugar en que el microgranito corta a las pizarras del complejo esquisto-grauváquico, se observa una inversión del plano de contacto que

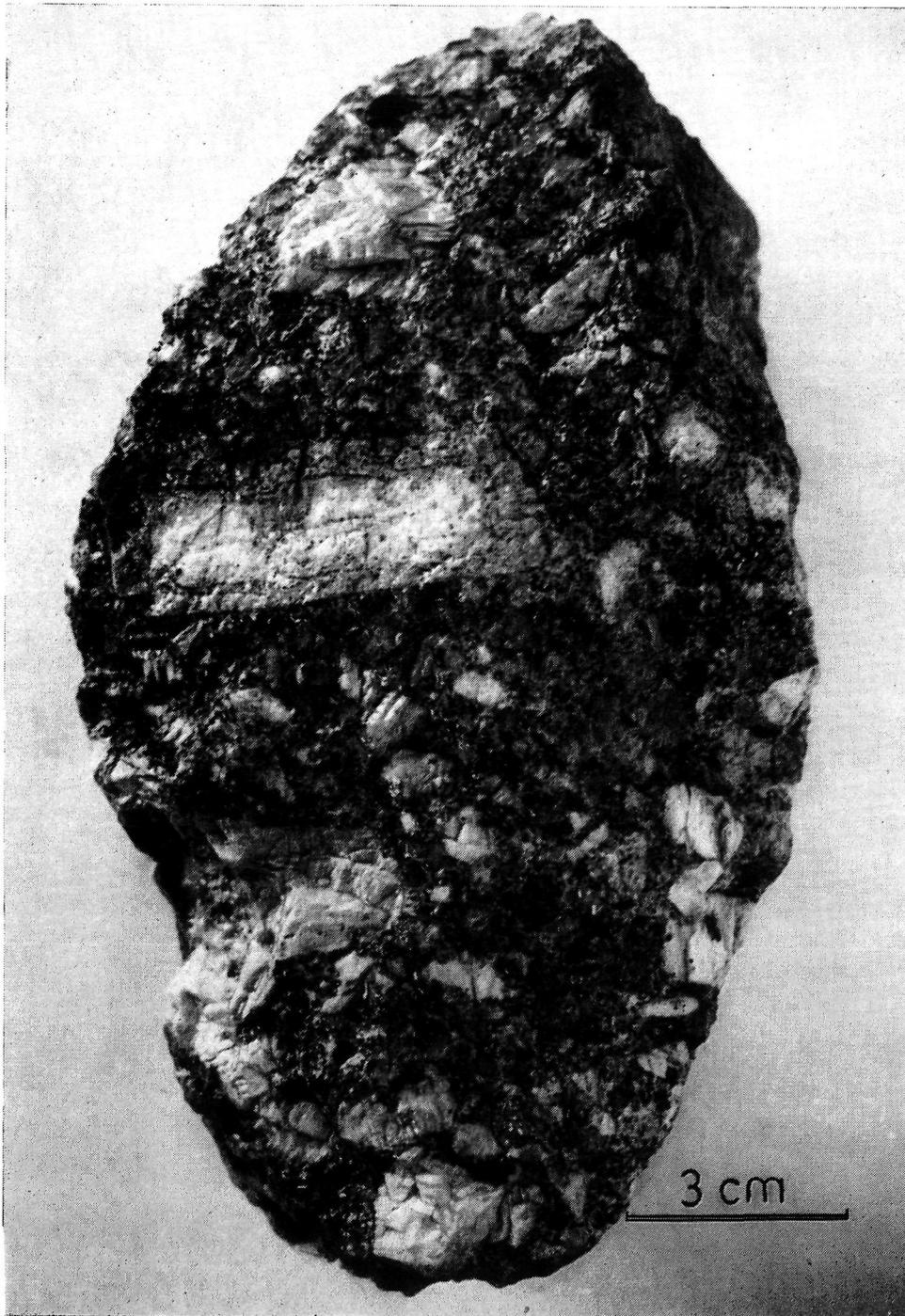


FIG. 2

Aspecto macroscópico de la facies común del "microgranito"

suele buzcar hacia el S (figura 1). Este fenómeno es bastante general en todo el borde septentrional del batolito de Cabeza de Araya.

El emplazamiento del microgranito con megacristales no ha producido distorsión en las pizarras, aunque en algunos puntos se observan con claridad inyecciones tabulares de masas micrograníticas siguiendo los planos de esquistosidad de las rocas termometamórficas.

No existen fenómenos de feldespatización importantes. No obstante, observando los contactos granito-pizarra con mucha atención, pueden observarse contaminaciones feldespáticas dentro de las pizarras. Esta zona mixta y discontinua apenas tiene 2-3 cm. de grosor suele apreciarse bien en los tabiques pizarrosos aislados dentro de las inyecciones graníticas.

Caracteres macroscópicos.—El microgranito de granate-cordierita es una roca de color ceniciento, masiva, en la que se observan megacristales de feldespato que a veces alcanzan 6 cm. de longitud (figuras 2 y 3). Su hábito es diferente al del feldespato de los granitos biotíticos con megacristales de la facies común del batolito de Cabeza de Araya. En el primero, los megacristales son más voluminosos, con una relación longitud/anchura mucho menor que en los granitos del segundo grupo en que la morfología de los feldespatos es similar a la de los "dents à cheval". Los cristales de cuarzo tienen también en el microgranito categoría de megacristales, si bien es cierto que su tamaño es mucho menor (raramente sobrepasan los 5 mm.). Junto con estos minerales se observan en la roca cantidades variables de biotita, granates redondeados y euhedrales en proceso de biotización-cloritización (figura 4) y prismas cortos de cordierita. Estos dos últimos silicatos casi nunca suelen encontrarse incluidos en los megacristales.

Petrografía.—La formación tiene una notable uniformidad petrográfica. Exceptuando variaciones locales en la proporción megacristales/mesostasis, no se registran en el interior de este microgranito grandes cambios; hay por lo tanto una sola facies común. Sin embargo, es interesante la formación marginal de grano fino que puede considerarse como una facies de mesostasis granítica diferenciada con carácter aplítico.

La facies normal (común) está constituida por megacristales, por cristales de 4 a 5 mm. de longitud y una mesostasis holocristalina de grano variable (figura 5); muy fino en el NW de la formación. Los megacristales son de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo (\pm granate \pm cordierita), el fémico representativo es la biotita y la mesostasis panxenomórfica está formada por: plagioclasa, biotita, feldespato potásico, circón, apatito y moscovita, caracterizados por sus hábitos poiquilíticos y su acción corrosiva sobre minerales de paragénesis anteriores.

El carácter mineralógico y textural de estas rocas es consecuencia de una cristalización primaria de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita



FIG. 3

Afloramientos de la ribera de Araya (carretera nueva de Garrovillas). Obsérvese el tamaño de los megacristales de feldespato



FIG. 4

Afloramientos de la ribera de Araya. Los puntos negros corresponden a cristales de granate y a prismas idiomorfos de cordierita

y una cristalización posterior de los minerales de la pasta que corroe a los fenocristales. No obstante, además de este efecto corrosivo, en gran parte de las preparaciones y de manera especial en las más típicamente porfídicas de la terminación septentrional, la mesostasis penetra a veces en los megacristales de cuarzo y feldespato a través de fracturas.

Feldespato potásico.—Es el mineral más abundante en estas rocas. Corresponde por lo menos a dos generaciones muy claras. La primera forma grandes fenocristales subidiomórficos o alotriomorfos de ortosa pertítica, a veces con estructura Rapakivi. No suele ser rico en inclusiones. El tipo de pertitización es variable y de génesis algo problemática, ya que en la misma preparación pueden encontrarse pertitas típicas con morfología similar a la “string-perthite” y feldespatos potásicos con pertitas similares a las de sustitución. Con frecuencia se observan maclas de Karlsbad. El ángulo de los ejes ópticos es bastante grande, con valores $2V_x = 74 \pm 2^\circ$.

El feldespato potásico de generación tardía se caracteriza por su menor tamaño, su aspecto anhedral y su tendencia marcadamente blástica. Se trata por consiguiente de un mineral relativamente póstumo. Es pertítico como los fenocristales aludidos anteriormente, muy rico en inclusiones y algunas veces, está parcialmente microclinizado. No obstante la microclinización no es un fenómeno privativo de los feldespatos de la mesostasis. Muchos de los cristales de tamaño intermedio presentan señales de microclinización irregular. Tanto unos como otros suelen estar poco alterados. En los fenocristales es frecuente observar un enturbiamiento general y en el feldespato mesostático una sustitución por moscovita tardía blástica.

Plagioclasas.—Corresponden a dos generaciones: la primera formada por grandes fenocristales idiomorfos o subidiomorfos con zonado continuo, a veces casi imperceptible. La composición de las zonas del núcleo más básicas oscila entre 27 y 31 % An. Las zonas periféricas, algo más ácidas, tienen composiciones comprendidas entre 22 y 25 % An. Es por tanto una zonación muy débil. Tienen inclusiones de cuarzo, biotita y circón y suelen presentar una alteración muy irregular con zonas sericítico-caoliníticas difusas. Las leyes de macla más frecuentes son albita y albita-carlsbad.

La plagioclase II se caracteriza por un hábito más anhedral y por ser más rica en inclusiones que la plagioclase I; fenómeno lógico, ya que su cristalización es simultánea a la de la mayoría de los cristales de la mesostasis. Su alteración es siempre mucho menor y la basicidad oscila entre 22 % An (núcleos básicos de la mesostasis) y 9 % An en la periferia. Este fenómeno corresponde a una albitización tardía.

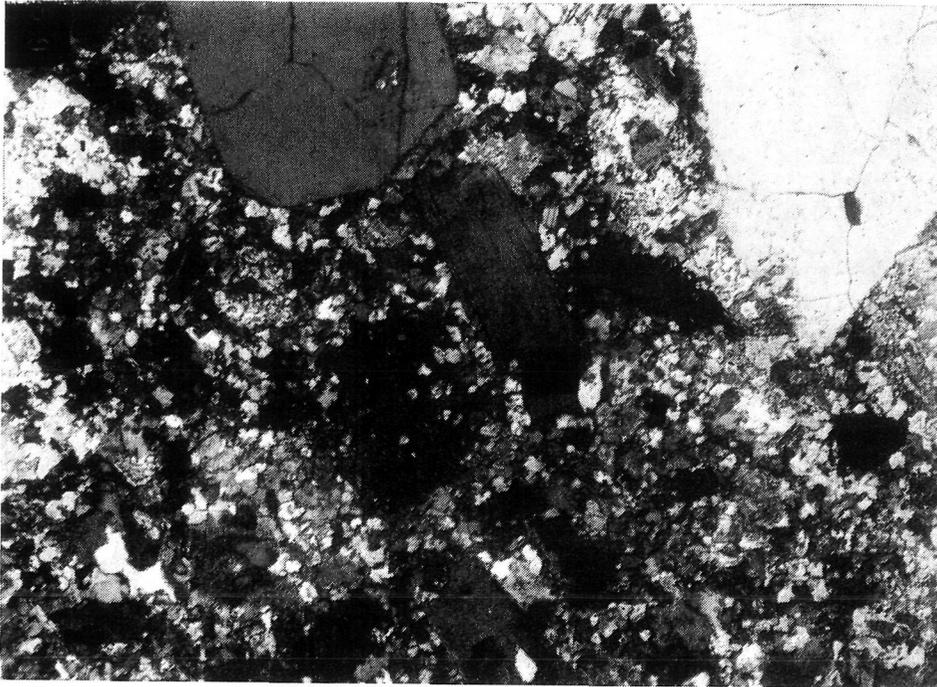


FIG. 5

*Microgranito granatífero. Facies común.
x 33, Nic. X*

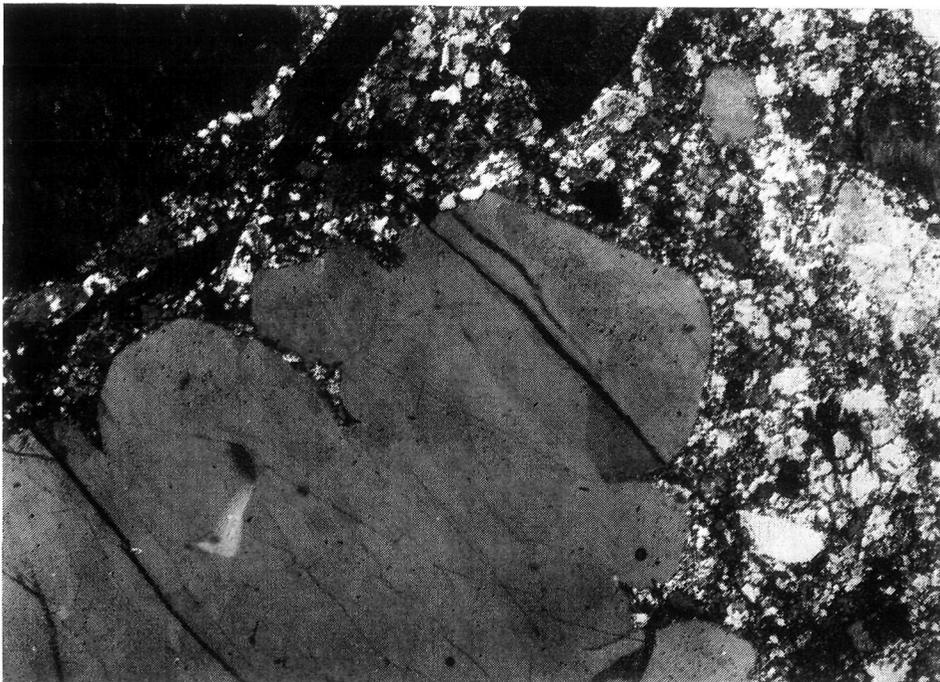


FIG. 6

*Detalle de los golfos de corrosión en los cristales de cuarzo.
x 33, Nic. X*

Cuarzo.—Pueden distinguirse perfectamente tres tipos de cuarzo:

- I. Cuarzo porfídico idiomorfo-subidiomorfo
- II. Cuarzo alotriomorfo subredondeado
- III. Cuarzo alotriomorfo blástico

El cuarzo I es de alta temperatura invertido. Es siempre euhedral o subhedral con superficies totalmente marcadas por grietas que en ocasiones han servido como vías de acceso a la mesostasis. No es raro encontrar cristales con abundantes golfos de corrosión, especialmente en la parte nor-occidental de la formación microgranítica (figuras 6 y 7). Su color es aceitoso, a veces posee ligeros tonos azulados y rosáceos. Son pobres en inclusiones.

Dentro de la roca, el cuarzo I tiene disposición irregular, observándose sineusis entre ellos con cierta frecuencia. Esto parece indicar que al contrario de lo que ocurre en rocas graníticas normales, el cuarzo ha cristalizado inicialmente en un medio de baja viscosidad.

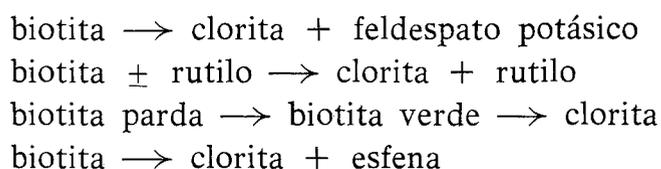
El cuarzo II forma parte de la mesostasis, es anhedral o subhedral. También se encuentra con relativa frecuencia incluido en los bordes de las plagioclasas y feldespatos potásicos de primera generación.

Por último el cuarzo III es de mayor tamaño que el cuarzo II y sus bordes no son curvados como los de aquel sino irregulares. Su proporción es muy variable e incluso llega a desaparecer en algunas muestras. Tiene un marcado carácter blástico, englobando cuarzo II, feldespato potásico II y plagioclasa II.

Biotita.—Aunque el tamaño de las láminas de biotita sea mucho mayor que el de los cristales de la "pasta", debe considerarse como mineral de mesostasis, no obstante haber cristalizado en una fase muy temprana, anterior incluso a los megacristales. Su color es n_x =gris amarillento y $n_y=n_z$ =pardo oscuro, algo rojizo.

Conserva el idiomorfismo muy difícilmente, ya que es corroída parcialmente por cuarzo II. La corrosión comienza a realizarse con preferencia según planos perpendiculares a [001]. Otro de los rasgos característicos de las biotitas de esta formación es la abundancia de inclusiones aciculares de rutilo con disposición sagenítica junto a inclusiones muy abundantes de circón \pm apatito e ilmenita.

Entre los procesos de transformación más notables registrados en las biotitas de este granitoide destacan los siguientes:



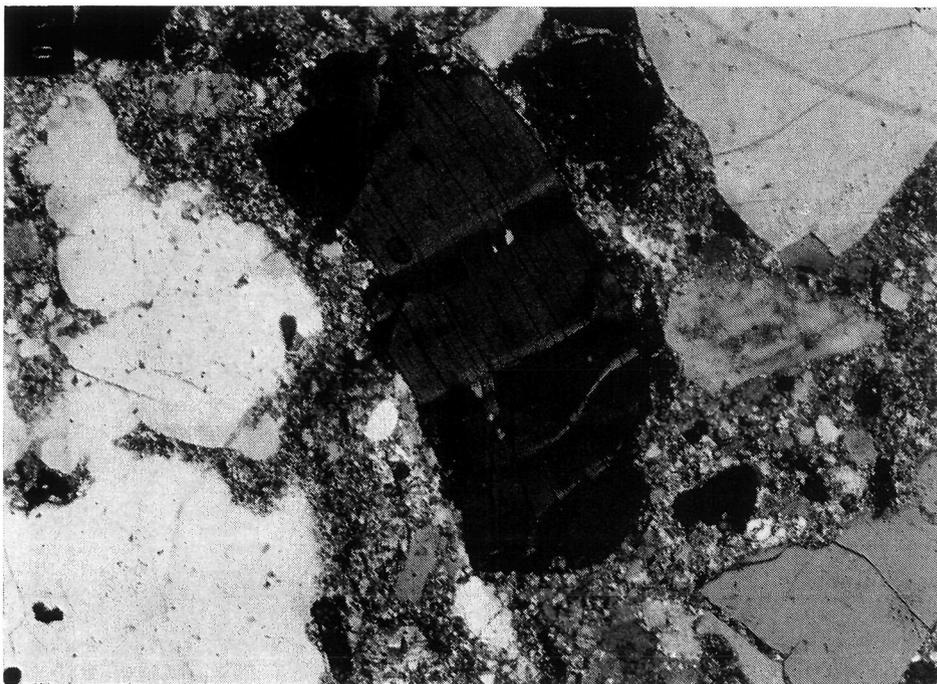


FIG. 7

Microondulaciones y "Kink bands" en las biotitas del microgranito. Obsérvese igualmente el aspecto de los cristales de cuarzo y feldespato, de tamaño medio y de la pasta afanítica. x 33, Nic. X

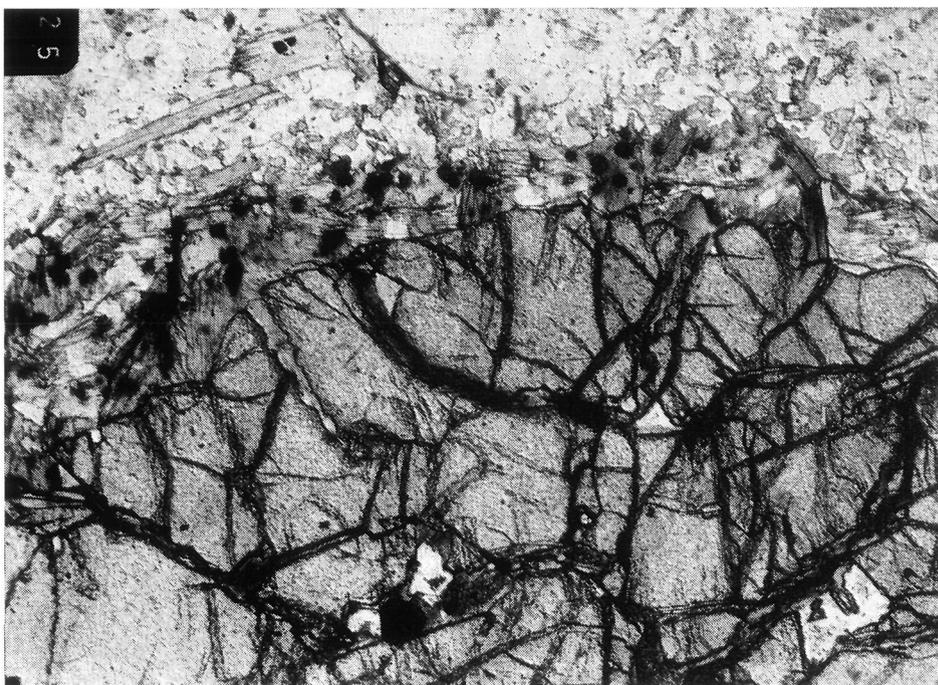


FIG. 8

Detalle de los granates del microgranito rodeado de biotita-clorita con halos pleocroicos y pequeños gránulos de cordierita. x 33, Nic. //

Un aspecto microestructural interesante en la morfología de la biotita es la intensa y constante de crenulación y "kink bands" encontradas en un alto porcentaje de láminas (figura 7). Esta deformación se ha realizado por completo dentro del campo de estabilidad de la biotita, ya que no produce en manera alguna transformaciones minerales importantes. Los planos de kinking y microcrenulaciones en las diversas láminas no guardan ningún tipo de paralelismo y parecen independientes de la tectónica regional.

Granate.—Aunque debido a su tamaño y dispersión no suele aparecer con excesiva frecuencia en láminas delgadas, en el campo es abundantísimo. El tamaño medio oscila entre los 5 a 8 mm. de diámetro, aunque se llegan a encontrar algunos cristales de 10 a 12 mm. Se alteran con facilidad, pasando a productos micáceos (biotita-clorita) (figuras 8 y 9).

Mediante Rayos X se ha obtenido un parámetro de celdilla $a=11.529$. Este valor y las intensidades relativas de las reflexiones más fuertes se acercan mucho a la composición ideal del almandino. No tienen muchas inclusiones; suelen encontrarse con relativa frecuencia cristales de apatito, circón, biotita y opacos.

Cordierita.—Es idiomorfa o subidiomorfa, con hábito hexagonal marcado. Normalmente se transforma en pinnita verdosa y en una sustancia amarillento-parduzca casi isótropa surcada por venillas de hábito serpentínico. La pinnitización parece ser un proceso de alteración más avanzado que el anterior. Los análisis de difracción de Rayos X que hemos realizado sobre cordieritas alteradas ponen de manifiesto la existencia de una mezcla de moscovita-clorita, siendo la primera mucho más abundante que la segunda.

Esfena.—Abunda en las rocas algo alteradas en las que se produce transformación de biotita a clorita. El titanio contenido en las agujas de rutilo y en los bastones de ilmenita pasa íntegramente a formar cristales anhedrales de esfena débilmente pleocroica.

Consideraciones paragenéticas.—En todas las rocas de carácter porfídico hay que tener en cuenta en primer lugar la existencia de dos episodios distintos en la cristalización de dichas rocas:

- a) cristalización de fenocristales
- b) cristalización de mesostasis

dichos episodios se suceden sin solución de continuidad, debido posiblemente a cambios bruscos en las condiciones de presión. A las fases de cristalización ortomagmática hay que añadir una última fase tardía posmagmática en la que adquieren especial interés una serie de cristalizaciones blásticas tales como las de la moscovita, feldespatos potásico tardío, albita y cuarzo III?

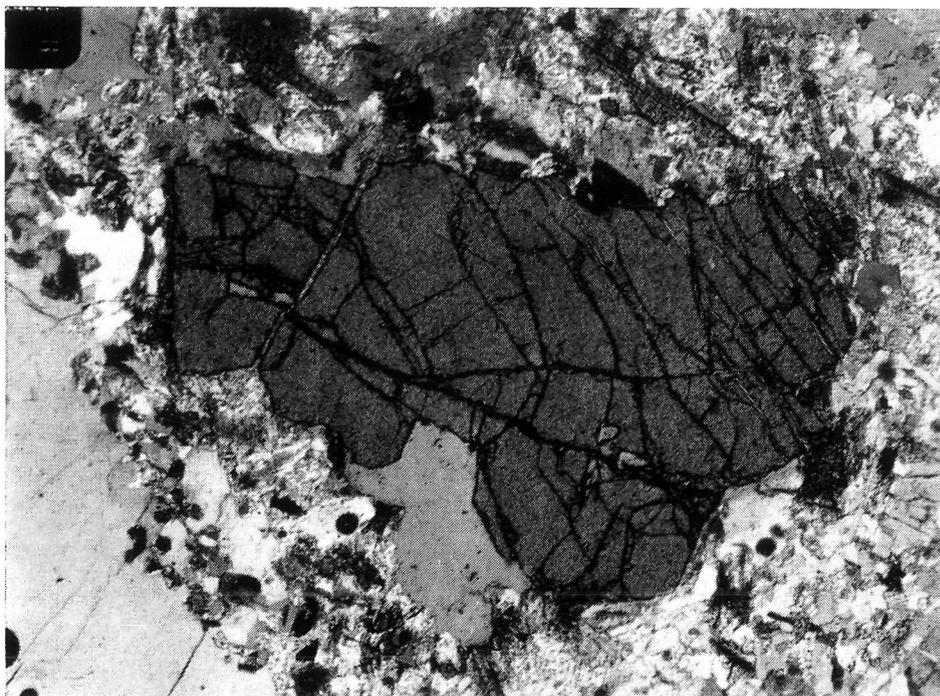


FIG. 9

*Aspecto de un granate anhedreal, corroído parcialmente por los minerales de la pasta.
x 33, Nic. parcialmente cruzados*

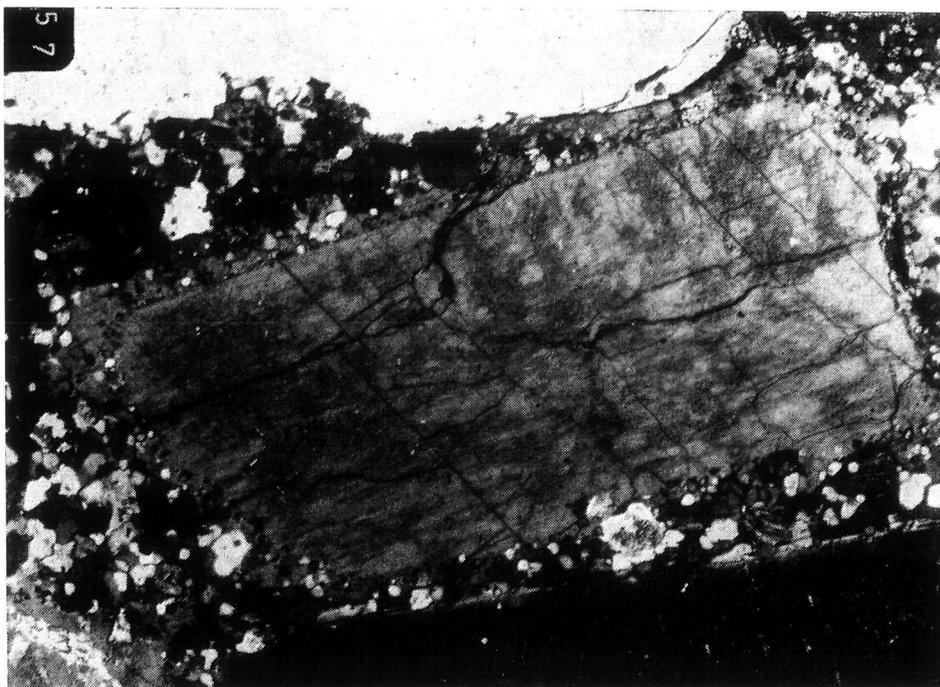


FIG. 10

*Cristal de feldespato potásico perítico con aureola feldespática repleta de cristalitos
de cuarzo. x 45, Nic. X*

La cristalización de la fase ortomagmática comienza con los minerales accesorios circón y apatito. Aunque existe un cierto solapamiento en la cristalización de estos dos minerales, es un hecho que la cristalización principal del apatito se ha realizado algo más tarde que la del circón, ya que lo incluye con cierta frecuencia.

En el esquema adjunto pueden apreciarse de forma esquemática las sucesiones minerales deducidas por las relaciones espaciales entre los minerales de la roca.

ORDEN DE CRISTALIZACION

	Fases ortomagmáticas	Fases postmagmáticas
Circón
Apatito
Biotita
Granate
Cordierita
Plagioclasa I	An ₃₀ An ₂₀
Cuarzo I
Feldespato potásico I
Plagioclasa II An ₂₂ An ₉
Feldespato potásico II
Cuarzo II
Cuarzo III
Moscovita
Turmalina

La fase ortomagmática se caracteriza por una cristalización muy temprana de cuarzo y feldespato potásico, seguida por un nuevo ciclo de cristalización de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico realizado bajo nuevas condiciones de P y/o T. La cristalización ortomagmática del feldespato potásico parece que no ofrece lugar a dudas, sobre todo en los cristales de mediano tamaño en los que se observa una aureola feldespática repleta de cristalitas de cuarzo II que ha comenzado a cristalizar simultáneamente con las fases finales del feldespato potásico I (figuras 10 y 11). Esta aureola e incluso el interior del cristal es corroida por cuarzo III blástico.

El feldespato potásico ha comenzado a cristalizar algo más tarde que la plagioclasa I, biotita y cuarzo I de alta temperatura, que muchas veces se presentan como inclusiones dentro del mismo. No obstante, en toda esta

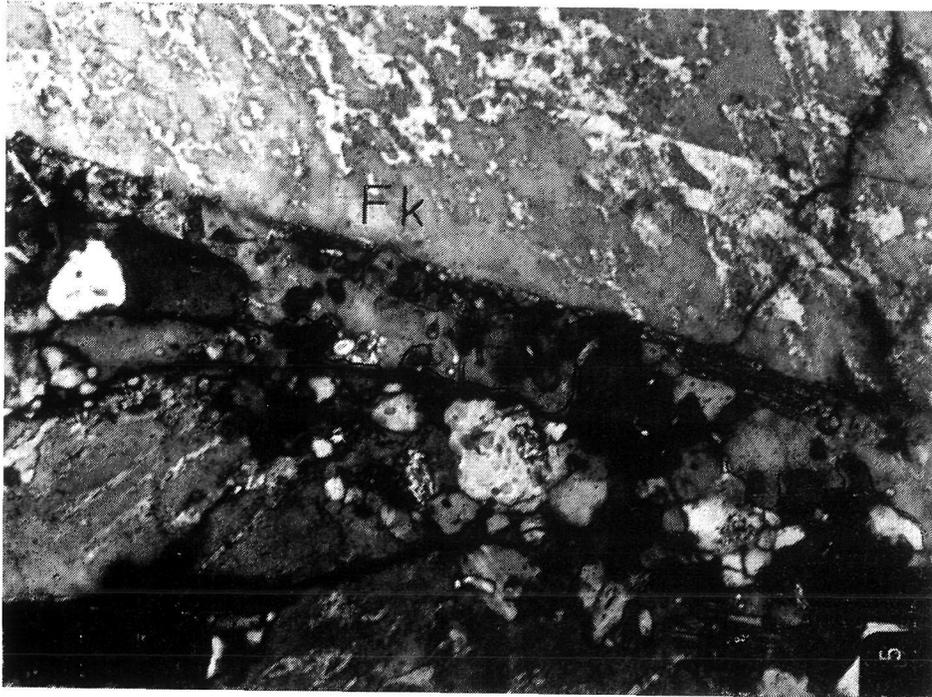


FIG. 11

Detalle de una de las aureolas feldespáticas con inclusiones de la pasta. El contorno sinuoso de la aureola ha sido resaltado con un trozo negro. x 125, Nic. X

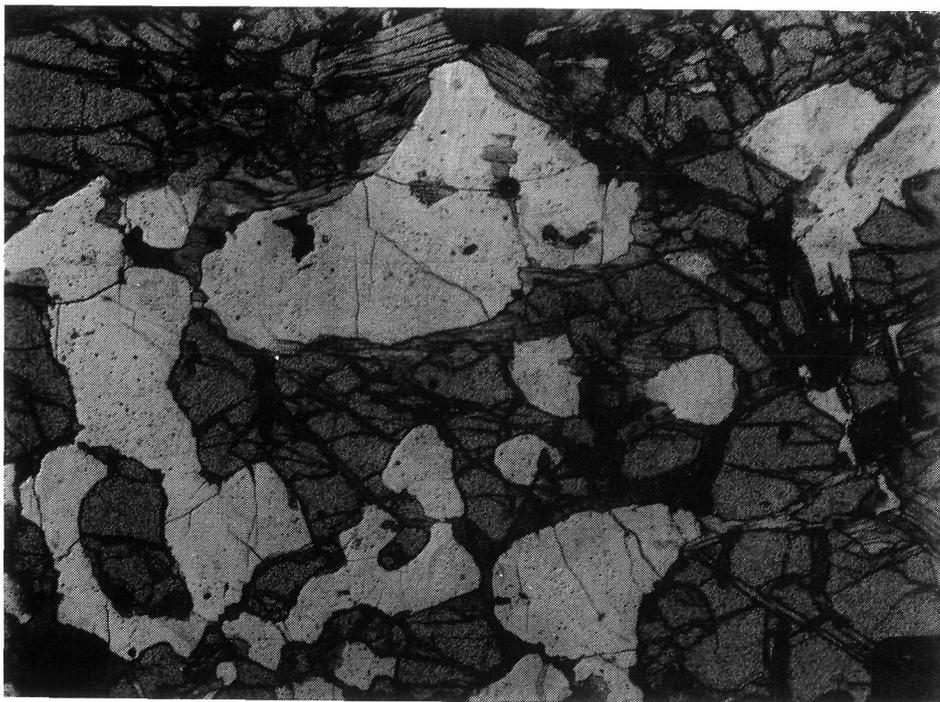


FIG. 12

Aspecto parcial de un cristal de granate con inclusiones poiquilíticas de cuarzo. Obsérvese también la transformación del granate en biotita en algunas grietas y en los contactos cuarzo-granate. x 33, Nic. //

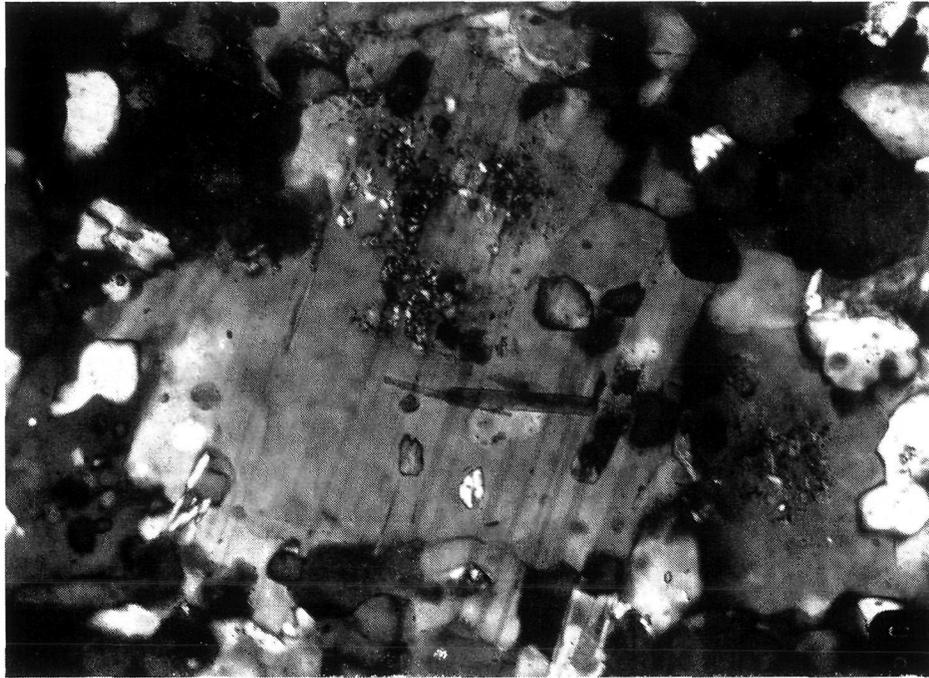


FIG. 13

Plagioclasa ácida de segunda generación englobando a los restantes minerales de la pasta. x 325, Nic. X

cos de segunda generación se observa mayor proporción de microclinas típicas y las plagioclasas II tienen un zonado discontinuo con cambios muy bruscos de basicidad, con núcleos más o menos uniformes de 20-22 % An y una estrecha banda periférica con zonado continuo mucho más ácido, con con-

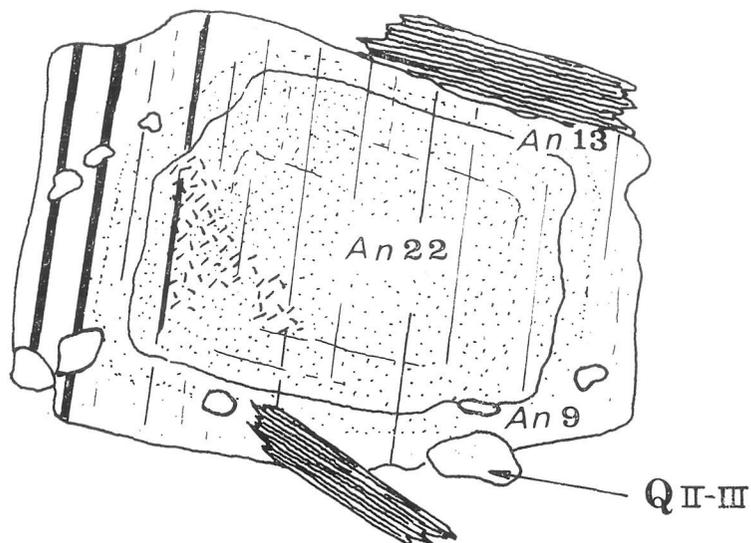


FIG. 14

Plagioclasa, débilmente zonada, con corona albítica

tenidos de anortita comprendidos entre 13 % An en la parte interna a 9 % An en la periferia. Esta segunda banda se ha formado parcialmente al mismo tiempo que el Cuarzo II, tratándose de una corona de acidificación parcialmente blástica ligada a los fenómenos de transición de estadio magmático a postmagmático (figura 14).

Los últimos procesos claramente blásticos son, sucesivamente, cristalización de cuarzo III, que corroe intensamente los minerales de la mesotaxis cuarzo feldespática, moscovitización caracterizada por la presencia de moscovita anhedral, posterior a los anteriores minerales y localizada casi exclusivamente en la pasta. La escasa moscovita-sericita observada en los fenocristales se debe a procesos de sericitización de temperatura más baja. La turmalina subhedral o anhedral es prácticamente el último mineral de la fase postmagmática con el que se cierra el ciclo evolutivo principal de la roca.

CARACTERES PETROQUIMICOS

En el cuadro I se presentan cuatro análisis, los tres primeros corresponden a la facies común y el CG-141 a la facies de grano fino de tendencia aplítica. Químicamente son rocas semisálicas, de alcalinidad intermedia y pobres en "c". El análisis de la muestra CG-141 tiene valores de "fm" considerablemente bajos ya que la facies aplitoide es pobre en fémcicos. En conjunto tienen bastantes afinidades con los magmas de tipo trondjemítico. Las diferencias químicas con respecto a los granitos de megacristales feldespáticos de Cabeza de Araya son pequeñas (CORRETGE 1971).

RELACIONES FELDESPATO POTASICO-PLAGIOCLASA Y PROCESOS DE FELDESPATIZACION

En la petrografía del microgranito de megacristales, el objeto de este estudio, es necesario destacar dos aspectos importantes:

- 1.º Relación feldespato potásico-plagioclasa
- 2.º Coexistencia de almandino-cordierita

Respecto al primer punto el principal problema presentado es la presencia de varios tipos de feldespato, concretamente cuatro, pertenecientes como mínimo a dos generaciones:

- a) Megacristales de feldespato potásico con zonado débil, pertíticos y con inclusiones de plagioclasa-biotita.

- b) Fenocristales de feldespato potásico, con pertitización tipo "strings".
- c) Feldespato potásico similar al anterior pero con pertitización de sustitución.
- d) Feldespato potásico anhedral y blástico localizado en la mesostasis.

MICROGRANITOS GRANATIFEROS DE MEGACRISTALES

Localidad: Sur de Garrovillas (Cáceres)

	NUMERO DE MUESTRA			
	CG - 184	CG - 185	CG - 141	CG - 192
SiO ₂	68,45	71,06	70,50	72,96
Al ₂ O ₃	14,99	14,48	15,12	14,75
Fe ₂ O ₃	5,27	3,84	3,72	0,82
FeO	1,00	0,88	0,96	0,66
MnO	0,10	0,06	0,08	0,06
MgO	1,17	1,30	1,00	0,76
CaO	0,60	0,82	0,56	0,36
Na ₂ O	3,10	3,41	2,93	3,32
K ₂ O	4,73	3,47	4,48	4,09
TiO ₂	0,31	0,29	0,32	0,13
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,21	0,19
P. C.	0,80	1,07	0,96	0,94
TOTAL.....	100,71	100,86	100,74	99,04
si	335,89	382,03	373,57	452, 62
al	43,33	45,86	47,20	53,91
fm	32,52	30,16	27,33	14,58
c	3,15	4,72	3,17	2,39
alk	29,53	29,65	30,17	36,13
mg	0,26	0,34	0,29	0,49

Analista: Dr. J. Saavedra y col. Sección de Mineralogía, I.O.A.T.O. Salamanca.

CUADRO I

Los cristales de tamaño medio (b) con morfología típica de pertita de sustitución presentan todas las características de una plagioclasa sustituida paulatinamente por feldespato potásico. El contenido en anortita de la plagioclasa "pertítica" llega a alcanzar una basicidad de 25 % An. No se trata, por tanto, de una fase albítica procedente de una desmezcla simple de un feldespato alcalino originariamente hipersolvus, sino de una feldespatización. Como se ha dicho anteriormente coexisten dos tipos de fenocristales, junto con otros de extraordinarias dimensiones, a los que damos una denominación distinta: megacristales. De los dos primeros uno de ellos es pertítico ("strings albíticos"), idiomorfo o subidiomorfo y débilmente corroído por la pasta. El otro es similar al anterior pero con gran cantidad de plagioclasa monomineral y morfología en cierto modo similar a la de las pertitas de sustitución. No existe ninguna evidencia de que la asociación íntima feldespato potásico-plagioclasa (pertita de sustitución) se haya producido por sustitución tardía de las plagioclasas por feldespato potásico de la mesostasis. En apoyo de esta idea está el hecho de que existen muchísimos fenocristales de plagioclasas sin el menor signo de feldespatización, a pesar de estar rodeadas por abundante feldespato potásico tipo (d) (anhedral-blástico). No parece, por tanto, probable, que una feldespatización tardía haya respetado caprichosamente algunos fenocristales de plagioclasa y sustituido al resto casi por completo. La sustitución por ello se ha debido realizar antes que las asociaciones minerales de la mesostasis comenzasen a actuar de forma activa, con procesos corrosivos ortomagmáticos y postmagmáticos. El mecanismo de esta sustitución es difícil de investigar. Una hipótesis inicial que resuelve algunos puntos, pero deja sin explicar otros, es admitir que el feldespato potásico y la plagioclasa comienzan a cristalizar prácticamente a la vez, sin producirse sineusis notables entre estos dos minerales. En este caso el feldespato cristaliza como un feldespato potásico normal, que sufre una pertitización tipo "string" en una fase más tardía. En el caso de una cristalización próxima o íntima de plagioclasa y feldespato potásico motivada por sineusis entre estos minerales se produce una fuerte sustitución de plagioclasa por feldespato (morfología similar a las pertitas de sustitución).

Estos cristales de feldespato potásico-plagioclasa suelen tener formas similares a las plagioclasas I y son más idiomorfas que los feldespatos simplemente pertíticos. Dicha sustitución o intercrecimiento precoz significaría un cierto desequilibrio en la fase de cristalización ortomagmática de estos minerales.

Otra explicación posible, con algunos matices algo diferentes, sobre la hipótesis anteriormente expuesta, es considerar las asociaciones plagioclasa-feldespato potásico como relación epitáxica, tal como proponen KRAUT, TERMIER y TERMIER (1967) en su estudio petrográfico de los granitos anfibólicos

del macizo de Tichka (Marruecos). En efecto el microgranito de Bou-Mater, que describen con detalle, tiene algunos aspectos petrográficos muy similares al microgranito con megacrystalas de Garrovillas. En ambos, el feldespato potásico (microclina en el microgranito de Bou-Mater) tiene los límites jaloados por cristales de la pasta. Más tarde el feldespato continúa creciendo como porfidoblasto durante sus fases finales y de mesostasis. También se observan en los dos las interesantes asociaciones de plagioclasa y microclina

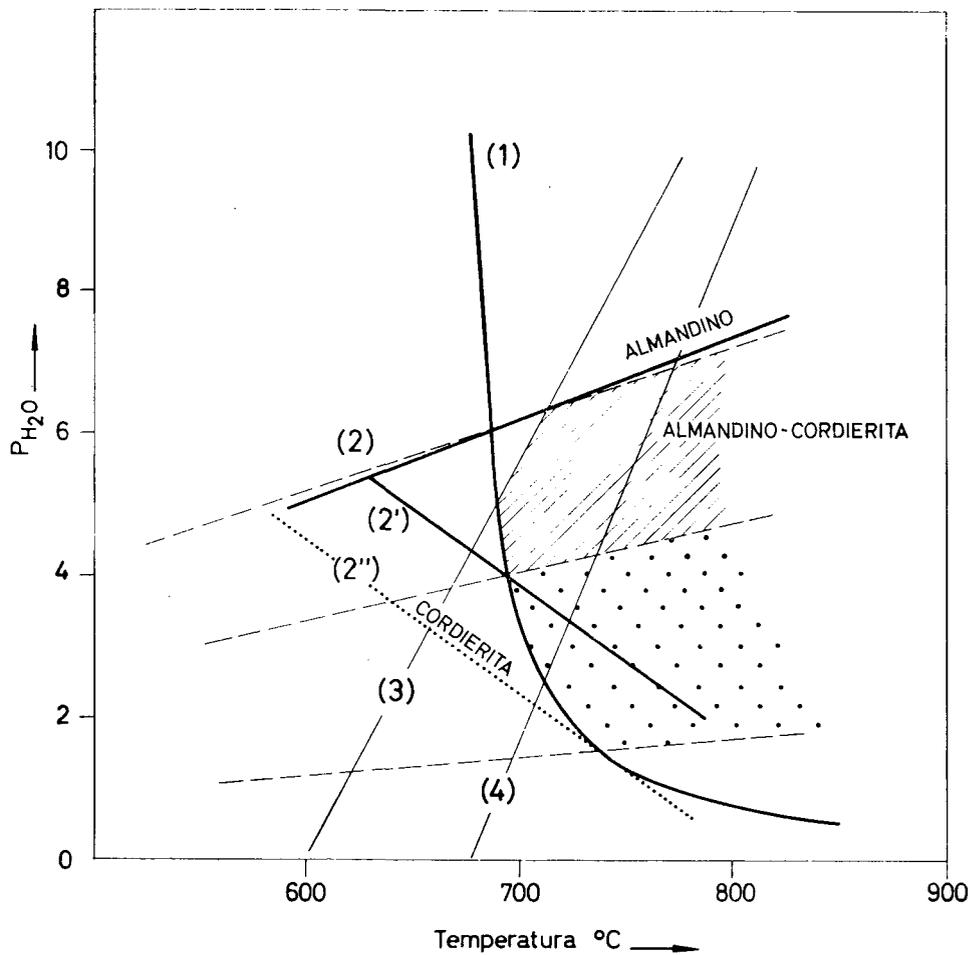


FIG. 15

Rayado: límite teórico probable en la formación del granitoide Bi - Cor - Alm de Garrovillas.

Punteado: efecto del [OMn] en el campo p_{H2O} - T. El campo de estabilidad del granitoide queda ampliado hasta 1.5 kb p_{H2O}.

- (1): Curva de fusión de las granodioritas con oligoclasa-andesina. (WINKLER, 1965; PIWINSKI y WYLLIE, 1968).
- (2 y 2'): El área limitada por estas dos curvas corresponde al campo de estabilidad de (biot. - alm. - cord. - Al₂SiO₅ - H₂O), para una relación Fe²⁺ / Fe²⁺ + Mg = 0.8 (HIRSCHBERG y WINKLER, 1968).
- (2''): Descenso hipotético del límite inferior de estabilidad de los granates con aumento de OMn en el sistema.
- (3): Inversión cuarzo α - cuarzo β (YODER, 1950).
- (4): Línea crítica Ab-Or (MORSE, 1970).

(o feldespato potásico) que acabamos de estudiar. El hecho de que al observar las preparaciones al microscopio con compensador se aprecie una orientación óptica prácticamente idéntica en las plagioclasas-feldespatos potásicos asociados ha sido interpretado como intercrecimiento epitáxico por estos autores franceses.

Coexistencia de Almandino y Cordierita.—Las relaciones de estabilidad de la cordierita y el almandino durante el metamorfismo no se han conocido plenamente hasta la publicación del trabajo experimental de HISCBERG y WINKLER (1968). En él se demuestra que existe un campo, limitado por dos curvas, en el que son estables las siguientes fases: almandino + biotita + cordierita + Al_2SiO_5 (figura 15). El diagrama adjunto se ha realizado para un sistema en el que la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ es igual a 0,8. Con pequeñas adiciones de MnO el campo de estabilidad cordierita-cordierita + almandino disminuye notablemente.

Las asociaciones de cordierita-biotita-granate parecen desarrollarse siempre en rocas con una relación Mg/Fe/Al completamente diferente de las asociaciones cordierita-biotita-hiperstena (BARD, 1969). En este sentido es muy probable que la composición de las biotitas controla directamente la aparición de asociaciones de uno de estos dos tipos:

- a) Cordierita-granate
- b) Cordierita-hipertena

A título de ejemplo comparativo podemos presentar el diagrama AFM realizado con algunas asociaciones mineralógicas en los neises silíceo-alumínicos y en los charnockíticos de la zona C del metamorfismo de Aracena (BARD, 1969). En este diagrama (figura 16) realizado según los métodos de REINHARDT (1968) Bard comprueba cómo las biotitas magnesianas con proporciones $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ comprendidas entre 0,24 y 0,28 no están en equilibrio con almandinos sino con ortopiroxenos, mientras que en caso de la biotita ferrífera, con proporciones $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ igual a 0,37 o mayores, la fase estable es el almandino.

El "granito" de Bi+Al+Cor, de Garrovillas, la biotita es muy rica en Fe, según hemos comprobado por métodos difractométricos. Por lo tanto el campo de estabilidad de las asociaciones félicas de esta roca está de acuerdo con el esquema metamórfico de Bard.

Consideraciones generales sobre el granitoide.—Aunque la lógica obliga a pensar que el proceso de fusión crustal no excluye otros procesos de formación de granitos, ampliamente observados y estudiados, mantenemos la idea de que la fusión a niveles profundos es el factor más importante en el proceso de removilización de zócalos.

Los datos petrográficos confirman que la cristalización de Almadino-Cordierita es una cristalización, al menos en gran parte, pirogénica; realizada prácticamente al mismo tiempo que el Cuarzo I y la Plagioclasa I. Por ello la coexistencia del almandino + cordierita como tales fases ortomagmáticas demuestra que la mezcla granítica, formada y localizada en la corteza, ha estado sometida posiblemente a un sobrecalentamiento supletorio por encima de la curva de fusión mínima de las granodioritas WINKLER (1965), PIWINSKI y WYLLIE (1968). Se pueden aportar varias razones:

1. Cristalización inicial de cuarzo como fase de alta temperatura.
2. Cristalización de feldespato potásico hipersolvus.
3. Evidencia de una homogeneización de la mezcla granítica ya que no hay ni estructuras anatécicas ni restos de rocas metamórficas de medio o alto grado sin "digerir".

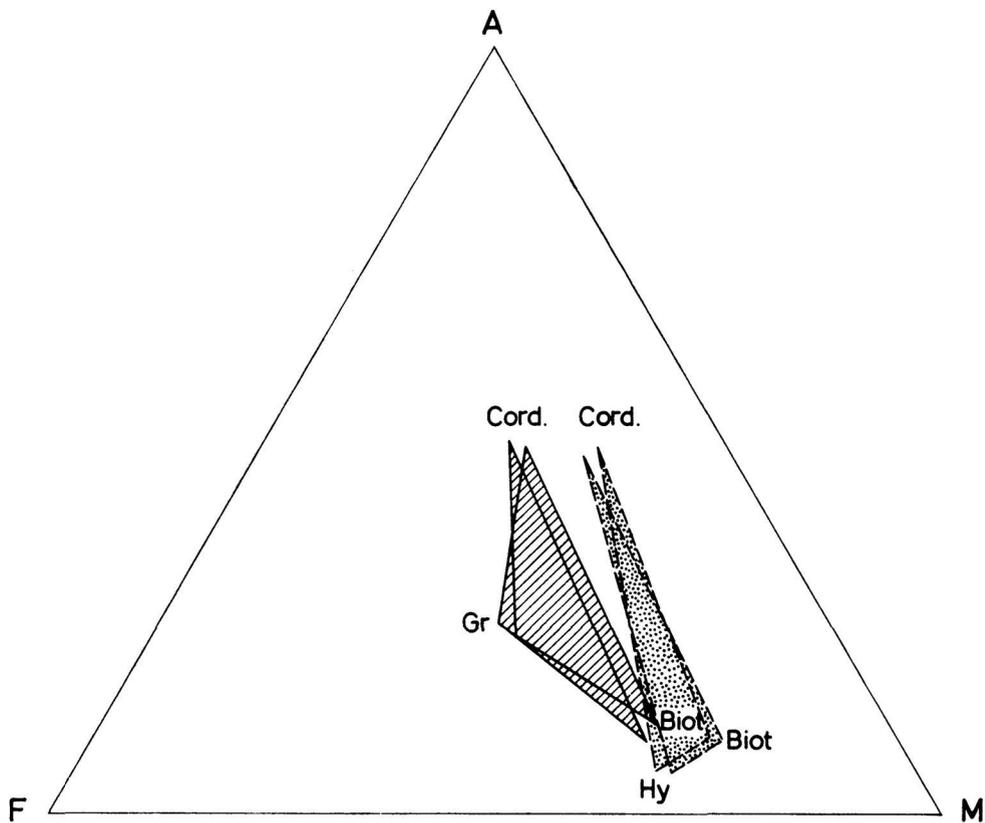


FIG. 16

Diagrama AFM y relaciones de fase entre Biotita, Cordierita, Hyperstena y granate en los neises silíceo-alumínicos y neis charnoquíticos de la zona C (Metamorfismo de Aracena). Según BARD (1969)

Atendiendo exclusivamente a las curvas de fusión de granodioritas de WINKLER, PIWINSKI y WYLLIE (op. cit.) y las de HISCBERG y WINKLER (1968)

vemos que el granitoide ha podido formarse por fusión anatética o asimilación con fusión total de rocas de corteza en un campo geotérmico comprendido entre los límites aproximados $60^{\circ}/\text{Km.}$ y $73^{\circ}/\text{Km.}$, es decir, equivalente a condiciones metamórficas de alto grado, desarrolladas en un amplio campo de presiones similar a los existentes entre los metamorfismos Buchan y Abukuma-Ryoke como casos límites. Ello significa que las bolsadas magmáticas han podido formarse entre los 20 y 13 Km. de profundidad si el contenido en agua es alto y prescindiendo de la proporción de Mn en los almandinos. (En realidad la composición de los granates estudiados es $\text{Al}_{75}\text{Py}_{20}\text{Sp}_5$, este contenido en espersantina puede bajar el límite inferior de estabilidad del almandino incluso varios Kb, con lo que el límite superior de 13 Km.—3,9 Kb es totalmente insatisfactorio). Naturalmente la cantidad disponible de agua y otros volátiles regula la proporción de líquido formado a una profundidad determinada una vez alcanzado el punto mínimo de fusión. El único handicap para una fusión total es la cantidad de volátiles disponibles en el sistema granítico. Sabemos por los trabajos de TUTTLE y BOWEN (1958) que para que una roca funda completamente deberá existir una cantidad de agua, como volátil más influyente, superior al 8-9 %. Esta cantidad de agua influye de tal manera que si sólo se dispone de un 0,1 % el porcentaje de roca fundida será únicamente de un 1 %. Como es natural un sistema granítico en esas condiciones no puede ascender y se limita a cristalizar in situ. En cambio si el gradiente de T/P sigue actuando en el sistema granítico por encima de la curva de fusión mínima hacia la curva de fusión total, el porcentaje de líquido aumentará y podrá ascender por la corteza ("Theoretically only a granit liquid whose temperature is 960° or higher could reach the surface as liquid". TUTTLE y BOWEN, 1958, pág. 125).

El sobrecalentamiento de una bolsada de magma ácido es un factor difícil de valorar ya que la forma de la curva de fusión "mínimum" del sistema granítico, viene controlada por la riqueza en agua en el sistema. En condiciones muy deficitarias en H_2O ésta estará localizada en los minerales con grupos $(\text{OH})^-$, moscovita y biotita en los metasedimentos pelíticos y hornblenda en los de composición básica. Entonces el agua necesaria para la anatexia de la roca será aportada exclusivamente por los hidratos y por consiguiente la curva "mínimum" de fusión dependerá de la forma y de la posición de la curva de equilibrio de esos hidratos FYFE (1970), BROWN y FYFE (1970).

Si ha existido tal deficiencia en H_2O , la curva "mínimum" tendría pendiente positiva a presiones intermedias y altas y aunque la anatexia tendría lugar a temperaturas más altas. El problema de sobrecalentamiento no existiría ya que la roca fundida puede ascender sin cristalizar, con una pérdida de presión muy grande, hasta niveles muy altos. Como los gradientes térmi-

cos de los metamorfismos hercínicos son altos, la presión en el punto mínimo de fusión variará poco, aunque el trazado de la curva "mínimum" se aleje bastante de la del sistema granítico de TUTTLE y BOWEN (op. cit.).

La consecuencia inmediata que se saca es que el "líquido" microgranítico ha debido ascender desde 13-20 Km. (5,3 Km.-20 Km., en el caso extremo de influencia de MnO) hasta prácticamente la superficie actual, ya que paleogeográficamente el área de Cabeza de Araya estaba estabilizada a comienzos del Mesozoico.

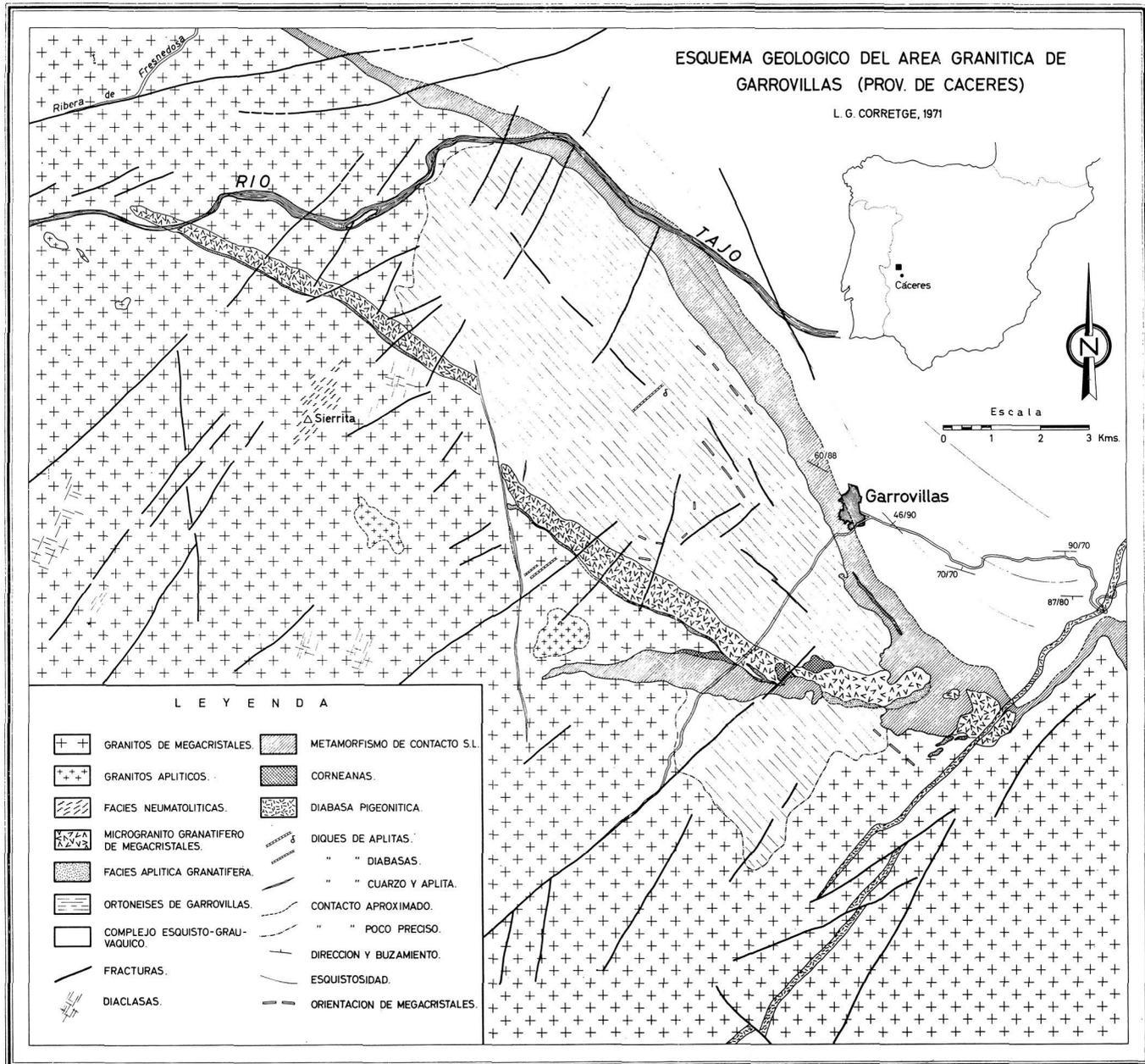
BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif de la sierra d'Aracena (Andalousie occidentale)*. Thèse, Montpellier.
- BROWN, G. C. y FYFE, W. S. (1970): *The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism*. Cont. Mineral. and Petrol., 28, pp. 310-318.
- CORRETGÉ, L. G. (1969): *Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor - Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética*. Acta Geológica Hispánica, T. IV, n.º 5, pp. 119-123.
- (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis, Universidad de Salamanca.
- FYFE, W. S. (1970): *Some thoughts on granitic magmas*. In Mechanism of Igneous Intrusion, G. Newal & N. Rast (Editores).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGÉ, L. G. y SUÁREZ, O. (1971): *Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Provincia de Cáceres)*. Boletín Geológico y Minero, T. LXXXII-III-IV, pp. 217-233.
- HIRSCHBERG, A. y WINKLER, H. (1968): *Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose*. Contr. Mineral. and Petrol., 18, pp. 17-42.
- KRAUT, M. M. F.; TERMIER, H. y TERMIER, G. (1967): *Etude pétrographique des granites à amphibole du massif du Tichka (Maroc)*. Bull. Soc. Fr. Mineralog. Cristallog., XC, pp. 90-96.
- PIWINSKI, A. J. y WYLLIE, P. J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon*. Oregon. Ibid., 76, 2, pp. 205-234.
- REINHARDT, E. W. (1968): *Phase relations in cordierite bearing gneiss from the Gananoque area, Ontario*. Canad. J. Earth. Sc. 5, 3, pp. 455-482.
- TUTTLE, O. F. y BOWEN, N. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system: Na Al Si₃O₈—K Al Si₃O₈—Si O₂—H₂O*. Geol. Soc. Am., Mem. 74, pp. 1-153.
- WINKLER, H. G. F. (1965 - 1967): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 2 ed. Springer, Berlin, 218 pp.

(Recibido el 5-III-72)

ESQUEMA GEOLOGICO DEL AREA GRANITICA DE
GARROVILLAS (PROV. DE CACERES)

L. G. CORRETGE, 1971



LEYENDA

- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------|
| | GRANITOS DE MEGACRISTALES. | | METAMORFISMO DE CONTACTO S.L. |
| | GRANITOS APLITICOS. | | CORNEANAS. |
| | FACIES NEUMATOLITICAS. | | DIABASA PIGEONITICA. |
| | MICROGRANITO GRANATIFERO DE MEGACRISTALES. | | DIQUES DE APLITAS. |
| | FACIES APLITICA GRANATIFERA. | | " " DIABASAS. |
| | ORTONEISES DE GARROVILLAS. | | " " CUARZO Y APLITA. |
| | COMPLEJO ESQUISTO-GRANUVAQUICO. | | CONTACTO APROXIMADO. |
| | FRACTURAS. | | " " POCO PRECISO. |
| | DIACLASAS. | | DIRECCION Y BUZAMIENTO. |
| | | | ESQUISTOSIDAD. |
| | | | ORIENTACION DE MEGACRISTALES. |