

GRANITOIDES CUARZODIORITICOS Y GRANODIORITICOS EN EL SECTOR USAGRE-LLERENA

(PROVINCIA DE BADAJOZ, SW MACIZO IBERICO)

J. CHACON(✖); J.A. MARTI RUBI(✖✖)

(✖) Departamento de Geotectónica y Geomorfología. Facultad de Ciencias.
Universidad de Granada.

(✖✖) Laboratorio de Rayos X. I.G.M.E. Madrid

Resumen

Se describen varios pequeños cuerpos granitoides ubicados en las proximidades del cuerpo plutónico cuarzodiorítico de Ahillones en la región centro-septentrional de la Zona de Ossa Morena. Se componen de rocas de la serie tonalita-granodiorita-granito con biotita y/o hornblenda, atravesados por frecuentes diques de pórfidos ácidos y orlados, ocasionalmente, por microgabros. Estos cuerpos están afectados por las deformaciones de cizalla frágil y dúctil tardihercínicas y son claramente posteriores a la fase I de plegamiento y metamorfismo. Intruye en rocas epimetamórficas vulcanodetríticas y grauváquicas de edad Rifeense Superior a Vendiese. Se discute la composición química de tales cuerpos, su evolución textural y petrogenética y se postula el carácter "andino" de estos granitoides que se corresponden bien con los originados por anatexia de la corteza continental media a profunda inducida o alimentada por magma básico de procedencia oceánica o mantélica.

Abstract

Several small granitic bodies cropping out near the Ahillones quartzdiorite in the northcentral part of the Ossa Morena Zone, are described. All it belong to the tonalite-quartzdiorite-granodiorite-granite serie, hornblende and/or biotite bearing quartzdiorites and granodiorites terms being the most widespreadly represented. Dyke swarms of granite porphyry are surimposed and diabase rocks are occasionally bordering the granitic bodies. These were affected by latehercynian brittle and dusctile shear deformations and intruded after the first hercynian phase. The host rocks are mainly Upper Riphean-Vendian

aged formations composed of greywackes, spilite breccias, tuffs, conglomerates and arkoses, although Upper Carboniferous shales and conglomerates are as well limiting the intrusive bodies. The mayor elements geochemistry, textural and petrogenetic evolution are, in this paper, discussed and an "andino type" origin is postulated for these granitoids.

INTRODUCCION

La zona de Ossa-Morena ha sido caracterizada en lo que se refiere al plutonismo hercínico, por la presencia de granitoides palingenéticos posteriores a la fase I hercínica y granitoides híbridos precoces o tardíos. (Capdevila et al., 1973). Los primeros son contemporáneos del paroxismo metamórfico hercínico (sin fase I-II) y ofrecen bien cuerpos autóctonos concordantes de composición granodiorítica a cuarzodiorítica en el seno de zonas metamórficas de alto grado o bien cuerpos extravasados de composición granítica que forman pequeños stock intrusivos en las mismas en que aparecen los granitoides autóctonos. Los de la serie híbrida son esencialmente tardíos, y excepcionalmente precoces. Se componen de facies gabro-dioríticas en proporciones importantes y se ubican en niveles corticales generalmente muy elevados por lo que van frecuentemente acompañados de abundantes facies subvolcánicas.

Capdevila et al. (1973), autores de esta caracterización brevemente resumida aquí, señalan la existencia entre estos granitoides de la serie híbrida tanto de macizos básicos de composición gabro-diorítica como de macizos ácidos de grano grueso y composición granodiorítica-tonalítica en los que pueden quedar ocluidas facies gabroides o dioríticas y a los que se asocian aplitas, granitos de grano fino, microgranitos y granófidios. Estos cuerpos, alargados o circunscritos, encajan en rocas meso o

epimetamórficas, presentan ocasionalmente estructuras concéntricas y alcanzan dimensiones pequeñas o medias. Su origen podría estar ligado, según los citados autores, a "le jeu de la zone de Benioff qui a fonctionné dans cette region au Devono-Carbonifère" (Capdevila et al., 1973, pág.222); ver también (Bard, 1971) y (Calvalho, 1973). Se ha citado el posible carácter "ofiolitoide" de uno de estos cortejos híbridos: el macizo de Beja. (Andrade et al. 1976; Andrade, 1972, 1976, 1978).

Los granitoides que se describen en esta nota, definidos anteriormente como banda granodiorítica de Mosquil (Chacón, 1974) se componen de granodioritas, cuarzdioritas, granogabros y granitos con frecuentes afloramientos de microdioritas y microgabros. Se extiende desde el S de Hinojosa del Valle hasta el S de Higuera de Llerena y constituyen tres cuerpos menores de disposición alargada que en conjunto recorren unos cuarenta kilómetros de longitud con una anchura media de unos 600 m. Hacia el SW se aproximan, aunque sin llegar a unirse, al cuerpo cuarzdiorítico hornbléndico de Ahillones.

SITUACION GEOLOGICA

Los afloramientos que se describen se sitúan en el flanco meridional de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba, al SW de la falla de Azuaga y en el dominio de Sierra Albarrana (Chacón et al., 1974). Aparecen como cuerpos intrusivos en rocas epimetamórficas del Grupo de Villagarcía de la Torre (Chacón, 1981) de edad Proterozoica Superior a Terminal. Están afectados por la fase II hercínica que en esta región desarrolla una intensa tectónica de desgarres sinextrorsos y pliegues mayores subverticales de gran radio en los sedimentos tardipaleozoicos. Parecen haber intruído por tanto, en un momento intercinemático posterior a la fase I hercínica que desarrolló pliegues mayores y menores sinesquistosos N 170 de vergencia al oeste. (fig. 1).

Aunque se ha atribuido una edad tardiprecámbrica para el cuerpo de Ahillones (Delgado-Quesada, 1971), hasta el momento no se dispone de datos radiométricos o geológicos concluyentes que contradigan la aparente edad hercínica mas o menos precoz de estas intrusiones. (Chacón, 1979b, 1981).

PETROGRAFIA Y DESCRIPCION TEXTURAL

Se han diferenciado los cuerpos de El Redrojuelo, situado al NW, el Mosquil, en el centro, es el de mayor longitud y el de las Tiasas-Parrados, en el extremo SE. Mas al SE aún aparece el pequeño cuerpo plutónico de Ahillones al que se ha prestado atención con el objeto de establecer posible relaciones. (Fig. 1). La Tabla I y la fig. 2 ofrecen datos de composición modal de rocas procedentes de los tres cuerpos mencionados y el plutón de Ahillones.

Las muestras pertenecen todas ellas al cuerpo de Mosquil a excepción de la 1 que procede del plutón de Ahillones y la 10 que procede del cuerpo de las Tiasas-Parrados. Se señalan las respectivas clasificaciones según (Streckeisen, 1967,1976). La proyección de estos resultados en el triángulo Q-A-P muestra la dispersión de las muestras en un campo aproximadamente perpendicular al lado Q-A según el contenido en plagioclasa P. El cuerpo del Redrojuelo aflora en difíciles condiciones de observación, muy alterado bajo los depósitos detríticos recientes de la Tierra de Barros. Su composición parece corresponder a términos semejantes a los del cuerpo del Mosquil, aunque solo se podría confirmar mediante sondeos.

El cuerpo de las Tiasas-Parrados se compone de términos aparentemente más ácidos, granitos y granodioritas y presentan un aspecto más homogéneo.

Las muestras procedentes de los bordes de todos estos cuerpos están intensamente deformadas con desarrollo de texturas miloníticas y cataclásicas. Es necesario muestrear los núcleos de los cuerpos menores para estudiar la fábrica ígnea original. (Fig. 3).

Las características texturales de las diferentes rocas tipo establecidas tras el estudio de 120 láminas delgadas correspondientes a 68 diferentes

muestras son las siguientes:

1) GRANITOS - Son muy escasas relativamente las muestras de esta composición que se han recogido, y todas ellas aparecen cerca de los bordes de los cuerpos ígneos y, en consecuencia, están intensamente deformados. Son rocas predominantemente leucocratas con abundante cuarzo que constituye más del 30% del volumen total.

Este cuarzo presenta extinción ondulante, granulación y bandas de deformación interna. El feldespato potásico es igualmente abundante, se presenta en intersticios y corresponde a ortosa microclinizada peritítica con exsoluciones de albita en venas y películas finas. Se presenta fuertemente deformado con las líneas de exfoliación y maclas de Carlsbad y enrejado fracturadas por una microbrechificación que penetra a la escala de grano sin llegar, sin embargo, a ofrecer una orientación preferencial estadística.

La plagioclasa varía entre albita y andesita. Se encuentra siempre en forma de cristales ipidiomorfos muy alterados a epidota, calcita y sericita (saussurita) especialmente en los núcleos habitualmente indeterminables. Esto refleja una composición original en zonación directa con núcleos globalmente de andesita y bordes de albita y oligoclasa. En las muestras estudiadas aparece, como los otros feldespatos, muy deformada con trazas de exfoliación y maclas polisintéticas intensamente fracturadas.

Los melanocratas primarios han desaparecido totalmente a excepción de restos de magnetita e ilmenita rodeada de titanita que aparece fuertemente deformada igualmente y con bordes aparentemente conocidos.

Como minerales secundarios accidentales aparecen clorita, pistacita, prehnita y zeolita en filoncillos o sobre clorita y opacos en pequeña proporción.

2) GRANODIORITA - Predomina y caracteriza el cuerpo de Mosquil, es posible que también abunde en el cuerpo de Las Tiesas - Parrados.

El feldespató potásico se presenta siempre como mineral intersticial que se asocia a cuarzo formando interpenetraciones de aspecto micrográfico y corroe al resto de los minerales fundamentales, anfíboles, micas, óxidos y plagioclasas.

El feldespató potásico suele mostrar maclas en enrejado y exsoluciones peritíticas en venas, películas y manchas irregulares.

Se trata de ortosa microclinizada peritítica.

La plagioclasa se presenta zonada y con estructuras internas en que se mezclan de modo complejo zonas de diversa composición (fig. 4).

Su composición incluye términos que oscilan entre andesita, oligoclasa y albita.

En este sentido se diferencian los Granogabros en los cuales la plagioclasa oscila desde labradorita, hasta andesina, oligoclasa y albita.

Cuando los cristales de plagioclasa contactan con peritita los bordes quedan lavados de contenido cálcico y aparecen franjas de albita mientras frecuentemente se forman mirmequitas en el borde del cristal de peritita. La proporción de máficos no suele superar nunca el 50% del volumen global de la roca. Los melanocratos fundamentalmente son, en las granodioritas, anfíboles y biotita. Como accesorios aparecen apatito, titanita, ilmenita, magnetita y zircón.

Los anfíboles ofrecen una especial complejidad en su composición. Fundamentalmente parecen diferenciarse hornblenda verde con pleocroismo y birefringencia marcados y actinolita de colores de interferencia más suaves y pleocroismo menos acentuado.

En ocasiones se observan cristales de hornblenda incluidos en hornblenda pecilítica.

Por lo general los anfíboles están fuertemente alterados a clorita y epidota y presentan una marcada zonación que por lo general se expresa en márgenes de actinolita en torno a núcleos de hornblenda.

Sin un análisis microquímico se hace imposible establecer deducciones respecto a los márgenes de variación en la composición de estas hornblendas.

Los minerales accesorios presentan características notablemente regulares en los afloramientos estudiados. Así se aprecian cristales idiomórficos de apatito corroído en sus bordes, que alcanza tamaños en ocasiones de varios mm. Se observan asociaciones muy característicos de ilmenita y titanita, en granos cuyo núcleo es de ilmenita y el borde más o menos ancho de titanita finamente granulada. Con frecuencia se asocia el borde de titanita una abundante aglomeración de cristales de biotita roja. Esta biotita roja contrasta con la biotita predominantemente en las granodioritas y cuarcitas. En efecto la biotita más abundante en las granodioritas se caracteriza por la abundante proporción de agujas de rutilo que incluye. Estas secciones de biotita muestran además inclusiones de zircón con aureolas metamicticas radiactivas impresas. Esto significa también el carácter primario de esta biotita rica en rutilo.

Finalmente cabe citar entre los accesorios la presencia de ortita (alanita), epidota rica en elementos radiactivos, que se caracteriza por un fuerte pleocroísmo pardo rojizo a incoloro. También está representada en diversas muestras turmalinas ferrifera.

Los minerales accidentales aparecen en parte en relación con los procesos de alteración, deformación y neomineralización simultáneos a la milonitización de los cuerpos ígneos.

Los minerales resultantes son producto de la alteración de máficos y plagioclase cálcica como clorita, epidota, sericita, óxidos opacos, y calcita. Como relleno tardío de fracturas se observan también zeolitas de grano fino indeterminadas.

3) CUARZODIORITAS, CUARZOGABROS y GRANO GABROS

Aunque en el esquema de la Fig. 3 no se presentan CUARZOGABROS y GRANO GABROS, son varias las muestras de composición granodiorítica y cuarzo-

diorítica en que las plagioclasas presentan núcleos cuyo contenido en anortita corresponde a labradorita.

En realidad no puede decirse que la plagioclasa de tales rocas sea labradorita, ni siquiera que en el volumen total de las plagioclasas predomine esta composición. En consecuencia se aplica aquí el término Cuarzogabros y Granogabros a Cuarzodioritas y Granodioritas en que las plagioclasas complejas presentan núcleos de composición labradorita sin que en lo que en los demás difieran sustancialmente de estas.

Las Cuarzodioritas aparecen presumiblemente como el constituyente principal del plutón de Ahillones y ocupa parte, al menos, del cuerpo de Mosquil.

En el plutón de Ahillones son por lo general Cuarzodioritas con hornblenda aunque están representadas las Cuarzodioritas con hornblenda y biotita.

En el cuerpo de Mosquil están presentes Cuarzodioritas con biotita y Cuarzodioritas con piroxeno, hornblenda y biotita.

Las relaciones texturales y aspecto general de las rocas son similares a los Granodioritas si bien el porcentaje de máficos suele aumentar mientras la proporción de perfitita-cuarzo disminuye.

La diferencia más significativa se refiere a la presencia de clinopiroxeno augítico en tres de las muestras estudiadas.

En los tres casos se trata de relictos incoloros incluidos en hornblenda.

4) DIABASAS

Se trata de microgabros con texturas ofíticas, subofíticas e intersectales que presentan tamaño de grano inferior a 2 mm y composición mineralógica bastante homogénea.

Como minerales fundamentales contienen labradorita y hornblenda verde. Acompañan a estos apatitos, minerales de Ti como rutilo, titanita e ilmenita, otros opacos como óxidos y sulfuros de hierro (magnetita y pirita), y accidetnales productos de alteración como clorita, pistacita,

calcita, caolín y óxidos de hierro (oligisto-limonita).

Abundan en la envolvente del cuerpo de Las Tiesas-Parrados donde se pueden delimitar cartográficamente y de manera aparentemente dispersa en los cuerpos de Mosquil y Redrojuelo.

Presentan texturas deformadas similares a las del resto de las rocas ígneas que componen estos cuerpos deformados.

Su ubicación simultánea o no a la del conjunto cuarzodiorítico-granodiorítico, fué anterior a la deformación del complejo ígneo resultante.

5) LOS PORFIDOS GRANITICOS

El extremo meridional del cuerpo de Mosquil aparece acompañado de pórfidos cataclastizados mas o menos inensamente. También se han ocalizado pórfidos en otros puntos de este cuerpo y en el plutón de Ahillones. En todos ellos se encuentra una composición similar: fenocristales de albita, cuarzo y ortosa-micriclina peritítica en una matriz de grano fino de cuarzo, feldespatos alcalinos, apatito, epidota, ilmenita, titanita y turmalina. Ocasionalmente cuarzo y feldespatos potásicos forman en la matriz crecimientos de tipo microgranofídico. Forman diques y cuerpos menores de morfología subplanar y extensión reducida frecuentemente difíciles de observar en toda su extensión.

PETROGENESIS

Se han realizado 9 análisis de elementos mayores de granodioritas(4), cuarzodioritas (1,2,3), granitos (5 y 9), dioritas (8) y tonalitas (6 y 7) procedentes de los cuerpos de Mosquil (1,2,3,6,7 y 8), las Tiesas-Parrados (5) y Ahillones (9 y 4) (Tabla II). Se han calculado las mesonormas según el método de Mielke y Winkler (1979) adecuado a las rocas graníticas. A partir de estos datos se ha aplicado el criterio de origen

magmático de Winkler y Breitbar 1978, que permite determinar si la composición de la roca granítica expresada por la relación normativa Qz:Ab.Or.An se sitúa sobre o cerca de alguna de las tres superficies cotécticas isobáricas (a 5 kb) en el sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O. En caso positivo dicha composición permitiría afirmar la procedencia magmática de la roca y estimar, con referencia a los datos teóricos y experimentales obtenidos por (Winkler y Breitbar, 1978) para diversas muestras de rocas graníticas, granodioríticas y tonalíticas, la temperatura liquidus a 5 kb en el margen comprendido entre 640 y 730^oC, límites experimentales del trabajo referido.

Normalmente la composición normativa de la muestra no está sobre una de las superficies cotécticas y en este caso se determina la distancia a la misma expresada en tanto por ciento de Q o An (en los casos aquí considerados). Se considera que si la cantidad de An, Or o Qz que ha de ser sustraída para llevar la muestra a la superficie cotéctica (distancia a la superficie) no es superior a un 10% de An y Qz o 20% de Or, se puede admitir el origen magmático como seguro y la temperatura señalada por la isoterma más próxima a la proyección de la composición de la muestra sobre la superficie cotéctica, puede considerarse indicativa de la temperatura liquidus. Los referidos autores consiguen resultados convergentes mediante los estudios teóricos y experimentales de muestras de composición similar a las descritas de este trabajo por lo que sus conclusiones servirán de estrecha referencia para analizar someramente la petrogénesis de los cuerpos estudiados. Si los excedentes de los minerales normativos indicados superan notablemente los porcentajes citados el origen a partir de magma granítico podría ser puesto en duda, especialmente cuando la composición normativa no se proyectará cerca de la región de temperaturas (entre 640 y 730^oC) de los triángulos Ab-Or-Qz y Ab-Or-An (Fig. II), y en tal caso podría postularse una procedencia metasomática o lo que es mas interesante en este trabajo, se podría pensar que temperaturas líqui-

dus tan inusitadamente altas indicarían condiciones similares a las que prevalecen en "the generation of a granitic magma by crystallization differentiation from gabbroic magma or might prevail during anatexis within a very early Archaean crust having a high thermal gradient". (Winkler and Breitbar 1978, pág. 473).

Los resultados obtenidos al analizar las muestras estudiadas son los siguientes:

MUESTRAS 1,2,6 y 8.- Se trata de granodioritas y granogabros situados en el espacio de la plagioclasa a distancias de la superficie cotéctica Qz-Plg-L-V que oscila entre 0 y 10% de Qz (defecto) y 4 a 6 % de An (exceso), es decir relativamente próximas a dicha superficie. (Fig.V). La cristalización se iniciaría, por tanto, por la plagioclasa y la composición evolucionaría hacia la proximidad de la superficie cotéctica mientras el fundido se empobrecería en An. Muestras de composición similar a estas analizadas experimental y teóricamente por Winkler y Breitbar (1978, muestras nº 4 y 5, pág. 475-477, Tb. 5, Fig. 2), presentaron temperaturas solidus de 645^o C/ 5 kb mientras que cuarzo y plagioclasa fundieron totalmente a 680-695^o C y 695 a mas de 730^o C, respectivamente. Sin embargo estas rocas son ligeramente mas pobres en An (12-14.5%) que las estudiadas en este trabajo cuyo contenido normativo en An oscila alrededor del 17%. Por esta razón cabría esperar una temperatrua solidus algo superior, quizás unos 10^o C, siguiendo estimaciones similares que se indican en el referido trabajo, mientras Qz y plagioclasa desaparecerían probablemente a temperaturas en torno a 690^o C y 710^o C, puesto que los contenido normativos en estos minerales de las muestras 1,2,6 y 8 se aproximan al de la muestra Nº 4 de Winkler y Breitbar (1978) y los contenidos en plagioclasa total (Ab + An), que en las muestras en estudio varían entre el 46 y 53% son igualmente ligeramente inferiores al de la muestra Nº 5 de los autores alemanes (58%).

ROCA Nº 3.- Su composición normativa Q:Ab:Or:An la sitúa en el campo de la plagioclasa del tetraedro, a pesar de que su proyección sobre el plano Ab-Qz-Or aparezca en el campo Plg+Alk+L+V. Se encuentra a una distancia del 10% de An de la superficie cotéctica Plg+Alk+L+V y el 13% de Qz de la superficie cotéctica Plg+Qz+L+V, de manera que su vía de cristalización se iniciaría con la precipitación de plagioclasa que la haría aproximarse a la superficie cotéctica Plg + Alk + L + V cerca de la línea cotéctica P-E₅. Se asemeja a la muestra Nº 3 experimentada por Winkler y Breitbar (1978) correspondiente a un granito-granodiorita intrusivo de contenido ligeramente mas pobre en An (10%) y en plagioclasa total (Ab+An = 49) que la muestra que aquí analizamos (16% y 52%) correspondiente a una granodiorita con hornblenda.

La temperatura solidus calculada experimentalmente por Winkler y Breitbar (1978) es de 650° C/ 5 kb, y la de fusión total con plagioclasa out de 750° C/5kb. Es de esperar que en el caso de la muestra que nos ocupa estas temperaturas fueran ligeramente superiores aunque no superarían en ningún caso los 750° C/5 kb.

ROCA Nº 4.- Corresponde a una cuarzdiorita rica en plagioclasa normativa (Ab + An = 55%) y en An (19%) que se sitúa en el interior del campo de la plagioclasa, en la proximidad del margen de temperaturas elevadas de la superficie cotéctica Plg + Qz + L + V de la que sitaría distancias equivalentes a + 2% Qz y 5% de An. (Fig. V). Consecuentemente cabría esperar la cristalización inicial de plagioclasa en pequeñas cantidades necesarias para alcanzar después la precipitación conjunta de Qz y Plg que proseguiría hasta alcanzar la línea P-E₅.

La composición Qz:Ab:Or:An de esta roca es 41:36:4:19 que recuerda a la Nº 7 dd Winkler y Breitbar (1978) una tonalita arcaica de composición normativa 31:46:5:18 cuyas temperaturas solidus y plagioclasa out a 5 kb resultaron ser de 655° C y algo superior a 730° C respectivamente. Estos datos pueden ser orientativos para la cuarzdiorita que aquí se estudia.

ROCA Nº 5.- De composición normativa 41:24:10:25, la mas rica en An y Plg y pobre en Or de las estudiadas, corresponde a un cuarzogabro del cuerpo del Mosquil. Su proyección se sitúa en el superior del campo de la Plg a distancia de la superficie cotéctica Plg + Qz + L + V, en su margen de temperaturas superiores a 730^o C. La distancia a esta superficie es equivalente a + 4% de Qz y -10% An aproximadamente. (Fig.V) Consecuentemente la cristalización se iniciaría primero con plagioclasa, después con cuarzo y finalmente (plagioclasa)-cuarzo-ortosa en un magma enriquecido ya en alcalis.

Esta evolución comenzaría a temperaturas superiores a 730^oC (Plg-out) para solidificar probablemente a temperaturas próximas a 650^oC a 5 kb de presión.

En general, las rocas analizadas se sitúan mas bien en las proximidades de la superficie cotéctica Qz +plg+L+V y en el interior del campo correspondiente a la plagioclasa. No hay duda de un origen magmático compatible con la cristalización fraccionada a partir de un magma granítico, en sentido lato, durante el enfriamiento y separación de fases cristalinas en un líquido progresivamente mas rico en álcalis. Este proceso pudo realizarse a temperaturas bajas en un magma totalmente líquido probablemente a menos de 750^oC / 5 kb y completamente cristalizado a unos 650^oC / 5 kb. Si esta presión se estima excesiva para las condiciones de intrusión en niveles corticales someros las temperaturas podrían haber sido aún más bajas.

Estas conclusiones no desestiman, sin embargo, la posibilidad de que el fundido inicial procediera de la hibridación de magma básico (gabroico) original. En este sentido la muestra Nº 5 podría representar el producto de un magma mas básico emparentado mas directamente con la posible fuente magmático gabroica tal como se ha establecido en el estudio del complejo ácido básico de Burguillos del Cerro-Salvatierra de los Barros (PONS 1982).

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Las cuarzodioritas y granodioritas con hornblenda y/o biotita descritas expresan una composición química y evolución textural propia de los batolitos tonalíticos de tipo I (Chapell & White 1974), de los granitos de la serie con magnetita (Ishihara 1977) o de las intrusiones graníticas de tipo "Andino" (Pitcher 1979). Se trata de cuerpos ricos en melanocratas en los que la proporción Fe total/Mg oscila entre 3 y 6, la relación $Ca^{++} + Mg^{++} / K^{+} + Na^{+}$ entre 0.3 y 3 y el contenido en TiO_2 entre 0.6 y 1.4%. Esta variabilidad en la composición química se refleja igualmente en la aparente cristalización de un fundido granítico rico en cuarzo y feldespato alcalino en los intersticios de fases cristalinas más o menos abundantes compuestas por plagioclasa (andasina-labradorita), clinopiroxeno, hornblenda y magnetita-titanita (ilmenita). La presencia de aureolas reaccionales de titanita en torno de núcleos de magnetita revelaría una disminución de la fugacidad de oxígeno en magma procedente de la fusión parcial de la base de la corteza, eventualmente inducida por magmas procedentes del manto o de la corteza oceánica. (Ishihara 1977). La asociación inicial plagioclasa cálcica-clinopiroxeno podría significar alguna relación con magma básico (Willie et al. 1976; Wyllie 1981).

Sin embargo los datos experimentales soportarían también la hipótesis de un origen por anatexia de corteza continental compuesta por gneises pobres en K_2O con plagioclasa-cuarzo -biotita cuya fusión, independiente de la cantidad de agua, se iniciaría ya a partir de temperaturas tan bajas como $650^{\circ}C$ o $700^{\circ}C$ a 5 kb. (Winkler 1979).

Las temperaturas teóricas calculadas para los cotéticos de las diferentes muestras analizadas (TABLA II), oscilan entre 650 y $730^{\circ}C$ a 5 kb de presión de H_2O . Esto coincide con los datos de Stern et al. (1975) que señalan una temperatura solidus de unos $680^{\circ}C$ a 5 kb para magmas tonalíticos con exceso de H_2O y unos $990^{\circ}C$ para la temperatura liquidus a

igual presión. En ausencia de H_2O el liquidus se elevaría unos $100^{\circ}C$. Las temperaturas calculadas aquí, en base a los datos experimentales y métodos propuestos por (Winkler y Breitbar, 1978) son igualmente compatibles con los de Wyllie et al. (1976), (Yyllie, 1981) etc. La mayor o menor participación de magma de procedencia mantélica o de corteza oceánica subducida podría discernirse mediante análisis de lantánidos y otras tierras raras puesto que sus variaciones tipifican la evolución y procedencia petrogenética y geotectónica de los magmas. Así se ha podido postular la generación de magma cuarzodiorítico por hibridación o contaminación siálica de magma mantélico (de Albuquerque, 1977; Anderson & Culler, 1978); Scott and Vogel, 1980; Fourcade et Allegre, 1981). En este sentido se ha afirmado también que cuanto mayor es la proporción de rocas cuarzodioríticas en un granitoide mayor es la posibilidad de parentesco con magma de procedencia infracortical (Brown et al. 1981).

Exista o no este parentesco, la procedencia cortical mas bien profunda parece estar asegurada aun cuando su origen esté ligado a una anatexia de rocas gneísicas de composición tonalítica independientemente de la proximidad de magma básico. Una temperatura suficientemente elevado del magma originado por encima de la temperatura solidus permitiría su ascensión hasta las zonas epimetamórficas de la corteza y su contaminación siálica hacia composición granodioríticas y graníticas. El hecho de que la mayor abundancia de granitos se ubique en el exterior del cuerpo de Ahillones podría ser indicativa a este respecto. Estos granitoides de tipo Andino o I (Pitcher 1979; Chappel & White 1974) se consideran anteriores a la fase II hercínica y posteriores, al menos en su intrusión a niveles epizonales, a la fase I y ello podría explicarse en el marco geotectónico de un margen cintinental activo como ya se ha señalado. La abundancia, tanto en la Zona de Ossa Morena como en la Zona Centro-Ibérica, de granitoides tipo S hercínico que intruyeron con posterioridad a la fase II reflejaría un aumento en el espesor cortical que se podría explicar como resultado de la colisión posterior al cierre de la zona de convergencia de placas, como se ha postulado en diversos modelos geotec-

tónicos para el SW del Macizo Ibérico. (Capdevila et al., 1973; Aparicio et al. 1977; Saavedra 1979, Chacón et al. 1983).

Por otra parte, se ha puesto de manifiesto recientemente la existencia de un magmatismo básico toleítico de tipo intraplaca (comparable al tipo Haway) en el origen, por diferenciación mediante cristalización fraccionada en un "trend" calcoalcalino, de magmas de composición basáltica, granodiorítica y granítica, que constituirían los macizos ígneos de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Salvatierra de los Barros durante la I fase hercínica, o ligeramente después como en el caso del macizo de Brovales (Pons 1982). La edad de este magmatismo establecida sobre biotitas y mediante el método Ar/K serían de 431^{+50} M.A. (Salvatierra). 423^{+30} M.A. (Burguillos) a 339^{+50} M.A. (Valencia del Ventoso), mientras que los granodioríticos que cortan el macizo de Burguillos ofrecerían 328^{+10} M.A. (Pons 1982). El conjunto, por tanto, edades comprendidas entre el Silúrico Inferior y el Viseense.

Este modelo, avalado por abundantes datos geoquímicos de elementos mayores y menores (Tierras Raras), podrían servir de base igualmente para explicar la procedencia magmática de los cuerpos descritos en este trabajo que podrían haber resultado de la cristalización fraccionada de magma ya diferenciado de composición diorítica, como en el estadio intermedio establecido por Pons (1982). Esto recoge la hipótesis propuesta por Bard (1969), y recordada por Pons (1982), de la existencia en el SW del Macizo Ibérico durante el Paleozoico Superior de una "province tholéitique dont une partie des produits aurait été contaminée pour donner des matériaux calco-alcalins s.l.", aunque Pons (1982) atribuye el establecimiento de la evolución calcoalcalina a la naturaleza hidratada del magma toleítico original.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, J.L. & CULLERS, R.L. (1978) - Geochemistry and evolution of the Wolf River Batholith, A Late Precambrian Rapakivi Massif in North Wisconsin, USA. Precambrian Research 7, 287-324.
- ANDRADE, A.A.S. (1972) - Problème géologique et métallogéniques de l'Alentejo Central (Portugal). Mem. e Not. Publ.Mus.Lab.Mineral.Geol. Univ. Coimbra, 71, 48-56.
- ANDRADE A.A.S. (1977) - The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary description. Mem.e Not. Univ. Coimbra.
- ANDRADE A.A.S.; PINTO A.F.F. & CONDE, L.E.N. (1976) - Sur la géologie du Massif de Berja: observations sur la transversale d'Odivelas. Com.Serv. Geol.Portugal. 60, 171-202.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1977) - El plutonismo hercínico postmetamórfico en el SW del Macizo Hespérico. (España). B.G.M., 88,6, 497-500.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. (1972) - Quartz Diorites Derived by Partial Melting of Eclogite or Amphibolite at Mantle Depths. Cont.Mineral and Petrol., 37, 161-174.
- BARD, J.P. (1967) - Le metamorphism regional progressif de Dierra d'Aracena en Andalousie Occidental (Espagne). Thèse Doct.Fac.Sc. Université de Montpellier.
- BARD, J.P. (1971) - Sur l'alternance de zones métamorphiques et granitiques dans le segmente hercynien sud-ibérique. Comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de las zones avec les orogénèses "orthotectoniques". B.G.M. 32,33,34; 321-345.
- BROWN, G.C.; LEAKE B.E. & HALLIDAY A.N. (1980) - The origin of Granite magmas. A Discussion. J.Geol.Soc.London 137, 93-95.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. et FLOOR, P. (1973) - Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull.Soc.Geol.France, 15, 3-4, 209-228.

CARVALHO, D. (1972) - The metallogenetic consequences of Plate Tectonics and the Upper Paleozoic evolution of Southern Portugal. Est.Not. Trab. Soc.Min., 20, 3-4, 297-320.

CHACON, J. (1974) - Metamorfismo dinámico de la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (Badajoz). B.G.M., 95-96, 700-712.

CHACON, J. (1979) - Estudio geológico del sector central del anticlinorio Badajoz-Córdoba). Tesis Doctoral. Fac.Ciencias.Univ. Granada, 728 pág.

CHACON, J. (1981) - Superposición de zonas de cizalla en la Formación de las Grullas. (Grupo de Azuaga, Anticlinorio Badajoz-Córdoba). Com. VII Reunión Geología W Peninsular. Madrid. Cuadernos de Geología Ibérica, 7, 489-507. Madrid.

CHACON, J. (1982) - El límite entre las Zonas de Ossa Morena y Centro-Ibérica al Este de la Tierra de Barros. (Badajoz, España). Cuadernos do Laboratorio Xeologico de Laxe 3, 163-182.

CHACON, J.; DELGADO-QUESADA, M. y GARROTE, A. (1974) - Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). B.G.M. 85-86, 713-7.

CHACON, J.; OLIVEIRA, V., RIBERIO, A. y OLIVEIRA J.T. (1983) - La estructura de la Zona Ossa-Morena. Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España, Tomo I, 490-503.

- CHAPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. Pacific Geol. 8, pag. 173-4
- DE ALBURQUERQUE, M. (1977) - Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia Southern Plutons. Geochem.Cosmochem.Acta 41, 1-13.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971) - Esquema geológico de la Hoja nº 878 de Azuaga. B.G.M., 82,83,94.; 277-286.
- DUPONT, R. et ZIMMERMANN, J.L. (1981) - Datations pour la méthode K-Ar des dykes de microsyénite d'Alconera, Sierra Morena Occidentale (province de Badajoz, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, 293,II, pag. 393-396.
- DUPONT, R.; LINARES, E. et PONS, J. (1981) - Première datations radiométriques des granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale. (Province de Badajoz, Espagne). Conséquences géologiques et metallogéniques. B.G.M. 92, V, pag. 30-34.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C.J. (1981) - Trace element Behaviour in Granite Genesis: A case study the calc-alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). Contrib.Mineral.Petrol. 76, pag. 177-195.
- ISHIHARAS, S. (1977) - The Magnetite-series and ilmenite-series Granitic Rocks. Mining Geology, 27, pag. 293-305.
- KILINC, I.Z. (1979) - Melting Relations in the quartz diorite-H₂O and quartz diorite-H₂O-CO₂ systems. N.Jb.Mineral.Mh.2, pag. 62-72.
- MIELKE, P. und WINKLER, H.G.F. (1979) - Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. N. Jb.Mineral.Mh. H 10, pag. 471-480.

- PITCHER W.S. (1979) - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J.Geol.Soc.London, 136, 627-662.
- PONS, J. (1982) - Un mocele d'evolution de complexes plutoniques: Gabbros et granitoides de la Sierra Morena occidentale. (Espagne). Travaux du Lab.Geol.Petrol.Université Paul Sabatier. Thèse Sciences. 451 pág.
- SAAVEDRA, J. (1979) - Aspectos geológico del plutonismo geoquímicamente especializado en Extremadura Central (Oeste de España). B.G.M, 90, 3, pág. 253-74.
- SCOTT, G.B. and VOGEL, T.A. (1980) - The origin of the Acidic and basic rocks of the Tichka Massif, Morocco. Based on Rare Earth elements. Contrib.Mineral.Petrol., 75, 89-95.
- STRECKEISEN, A. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. N.Jb.Mineral.Abh., 107, pág. 144-240.
- STRECKEISEN, A. (1976) - To each plutonic rocks its proper name. Earth Sc. Review, 12, pág. 1-33.
- WINKLER, H.G.K. & BREITBAR, R. (1978) - New aspects of granitic magmas. N.Jb.Min.Mh., 10, pág. 463-480.
- WYLLIE, P.J. (1981) - Plate tectonics and Magma Genesis. Geologische Rundschau, 70, 1, pág. 128-153.
- WYLLIE, P.J.; HUANG, W.L.; STERN, Ch.R. and MAALOE, S. (1976) - Granitic Magmas: Possible and impossible source, water contents and crystallization sequences. Can.J.Earth Sci., 13, pág. 1007-1091.

TABLA I. COMPOSICIONES MODALES Y CLASIFICACION SEGUN STRECKEISEN (1967-1976)

Nº PUNTOS	2000	1000	710	1260	674	3000	4000	1600	1000	1000	1500
MUESTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CUARZO	26,3	33,1	12	-	6,7	17	4	-	20,8	-	8,1
PLAGIOCLASA	31,3	41,5	31	33,7	46,7	30	39	24,5	36,4	33,7	42,9
FELDESPATO K	17,2	22,9	22	-	5,9	27	8	-	17	-	16,1
BIOTITA	14,6	1,6	7	-	-	16,5	28	-	9,6	-	1,9
HORNBLENDA	-	-	6	33	27,2	6,5	-	54,5	10,9	33	16,8
ZIRCON	0,4	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-
APATITO	0,4	-	-	1	0,4	0,2	2	0,5	0,1	2	0,7
TITANITA	2,2	0,2	4	3,4	1	0,5	-	5,5	2,7	3,4	2,5
RUTILO	0,2	-	-	-	-	-	8	-	0,1	-	-
EPIDOTA	3,4	-	3	13,8	5,9	-	-	12,4	2,9	13,8	3,8
SERICITA	0,9	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-
CLORITA	1,3	0,6	14	11,4	3,9	-	-	1,6	0,4	11,4	5,9
CALCITA	0,7	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OXIDOS Fe	-	-	1	4	1,3	-	-	1	-	4	1,5
TURMALINA	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	0,2
ZEOLITA	-	-	-	-	0,9	0,3	-	-	-	-	-
TOTAL	100	100,1	100,2	100,3	99,9	100	100	100	101	100,3	100,4
Q	35	34	19	22	11	23	8	-	23	-	12
A	23	23	34	-	10	36	16	-	49	-	29
P	42	43	47	79	79	41	76	100	28	100	64
CLASIFICACION	GRANODIORITA	GRANITO	GRANITO CUARZO	TONALITA	CUARZO MONZO GABRO	GRANITO	CUARZO MONZO GABRO	DIABASA	GRANITO	DIABASA	CUARZO MONZO GABRO

TABLA II COMPOSICION QUIMICA Y PARAMETROS COMPARATIVOS DE NUEVE ROCAS DEL SECTOR ESTUDIADO.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	63,51	65,19	63,67	63,53	58,88	65,66	52,92	67,70	68,23
Al ₂ O ₃	13,98	13,99	14,61	13,32	12,45	14,04	13,99	13,40	15,66
Fe ₂ O ₃	6,48	7,72	5,89	6,87	13,85	5,98	12,60	5,63	4,89
TiO ₂	0,73	0,69	0,60	0,81	1,37	0,70	1,40	0,66	0,62
MnO	0,076	0,066	0,068	0,088	0,102	0,072	0,14	0,075	0,047
CaO	2,84	2,92	4,64	2,77	3,74	4,25	8,39	4,16	1,42
K ₂ O	3,15	2,13	3,06	2,47	2,50	2,72	2,65	2,60	4,52
Na ₂ O	3,22	3,14	3,23	3,16	2,10	2,99	1,99	2,74	2,76
MgO	2,12	2,27	1,80	2,48	2,53	2,07	4,07	2,13	0,84
P.P.C.	3,79	1,79	2,18	4,33	2,35	1,35	1,67	0,84	0,99
TOTAL	99,896	99,906	99,748	99,828	99,872	99,832	99,82	99,935	99,977
K ₂ O/Na ₂ O	0,99	0,68	0,95	0,78	1,20	0,91	1,33	0,95	1,64
$\frac{Al_2O_3 + CaO + Alk^*}{Al_2O_3 + CaO - Alk}$	1,9	1,9	1,9	1,9	1,80	1,91	1,5	1,9	2,4
Fe TOTAL/MgO	3	3,5	3,5	3	6	3	3	3	6
$\frac{CaO + MgO}{K_2O + Na_2O}$	0,8	1	1	1	1,5	1,1	3	1,1	0,3

* INDICE ALCALINIDAD

TABLA III

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Q	26,63	28,64	18,85	29,75	29,09	26,03	7	30,18	31,82
OR	10,00	10,44	17,41	2,97	7,41	13,06	15	11,55	22,42
AB	27,27	26,60	27,36	26,77	17,78	25,33	20	23,21	23,38
AN	14,09	14,48	12,67	13,74	18,55	12,57	22,5	12,50	7,04
BI	13,88	12,89	1,23	17,37	11,05	4,63	-----	5,71	6,98
HB	-----	-----	10,53	-----	-----	13,44	-----	12,88	-----
C	0,10	0,11	5,98	0,40	-----	-----	-----	-----	3,65
IL	1,40	0,65	0,57	0,78	1,27	0,67	2	0,63	0,59
MT	3,87	5,86	3,89	3,55	13,27	3,32	6	2,65	-----
R	3,24	1,27	1,72	3,65	1,87	0,88	-----	0,32	0,09
PLAG	Ab ₆₆ Am ₃₄	Ab ₆₅ An ₃₅	Ab ₆₈ An ₃₂	Ab ₆₆ An ₃₄	Ab ₄₉ An ₅₁	Ab ₆₇ An ₃₃	Ab ₄₇ An ₅₃	Ab ₆₅ An ₃₅	Ab ₇₇ An ₂₃
HY	-----	-----	-----	-----	-----	-----	9	-----	-----
DI	-----	-----	-----	-----	-----	-----	18	-----	-----
HN	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	3,39
TOTAL	100,48	100,94	100,21	98,98	100,29	99,93	99,5	99,63	99,36
Q/Or/Ab/An	34:13:35:18	36:13:33:18	25:23:36:16	41: 4:36:19	41:10:24:25	34:17:33:16		39:15:30:16	38:26:28:8
Q/Or/Ab (An)	41:16:43(18)	44:16:40(18)	30:27:43(16)	51: 5:44(19)	55:13:32(25)	41:20:39(16)	HUTCHINSON	46:18:36(16)	41:28:31(8)
Or/Ab/An(Qz)	20:53:27(34)	20:52:28(36)	31:48:21(25)	7:61:32(41)	17:41:42(41)	26:50:24(34)		25:49:26(39)	42:45:13(38)

TABLA III. Mesonorma de Rocas Graníticas según el método de MIELKE y WINKLER (1979) a excepción de la muestra 7, una diabasa, a la que se aplicó el método de HUTCKINSON (1974). Se incluyen las proporciones normativas Q/Or/Ab/An y Q/Or/Ab-Or/Ab/An útiles para las proyecciones y estimaciones petrogenéticas.

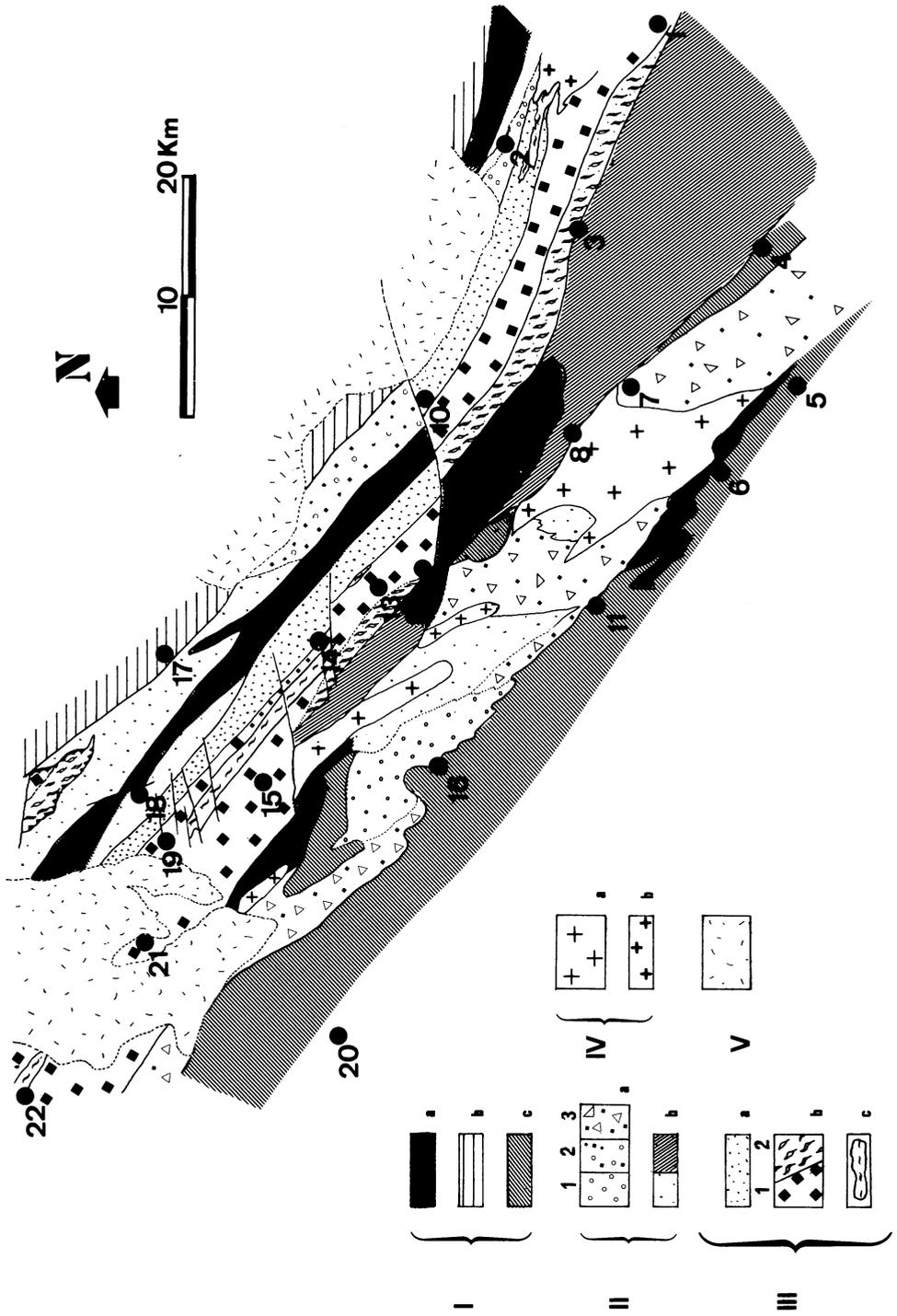


Fig. 1.- Esquema Geologico del Sector Central del Anticlinorio Badajoz-Cordoba.

I. Series Paleozoicas. a) Carbonifero b) Ordovicico c) Cámbrico

II. Series del Proterozoico Superior y Terminal.

a) Series Terminales. 1. Arcosas y Conglomerados 2. Esquistos y Cuar-
citas 3. Metaespilitas, tobas, aglomerados, brechas y conglomerados

b) Series Superiores. Metagrauvas, cuarcitas y lilitas negras, mar-
moles y anfibolitas.

III. Banda Metamorfica Badajoz-Cordoba.

a) Metapelitas con Granate y Estaurolita

b) Grupo de Azuaga. 1. Anfibolitas, Serpentinias, paragneises y orto-
gneises alcalinos. 2. Milonitas cuarzofeldespatico s.l.

c) Ortogneis granitico de Ribera del Fresno.

IV. Intrusiones Posthercinicas.

a) Cuerpos granodioriticos y cuarzodioriticos de Redrojuelo, Mosquil
, Tiesas-Parrados y Ahillones.

b) Eje magmatico La Granada-Villaviciosa.

V. Cubierta cenozoica a reciente de Tierra de Barros.

LOCALIDADES. 1. Argallón 2. Granja de Torrehermosa 3. Azuaga. 4. Malcoci-
nado. 5. Fuente del Arco. 6. Reina 7. Valverde de Llerena 8. Ahillones
9. Berlanga 10. Maguilla. 11. Llerena 12. Higuera de Llerena 13. Valencia
de las Torres 14. Llera 15. Hinojosa del Valle. 16. Usagre 17. Hornachos
18. Puebla del Prior. 19. Ribera del Fresno. 20. Zafra 21. Villafranca
de los Barros. 22. Aceuchal.

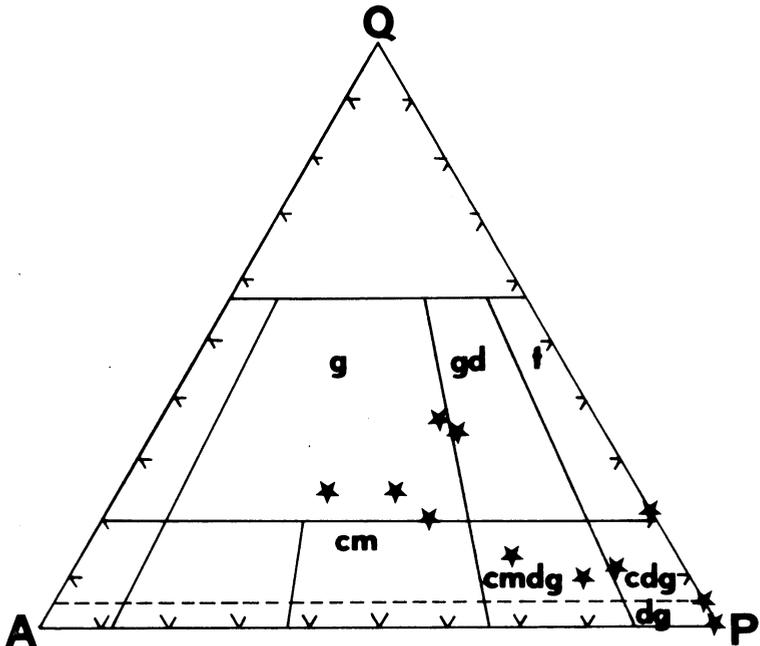


Fig. 2. Proyección de composiciones modales en el triángulo AQP de clasificación de rocas graníticas (STRECKEISEN 1967, 1976). Ver Tabla I. g-Granito, gd-Granodiorita, cm-Cuarzomonzonita, cmdg-Cuarzomonzodiorita ó Gabro, cdg-Cuarzodiorita ó Gabro, dg-Diorita ó Gabro (Diabasas).

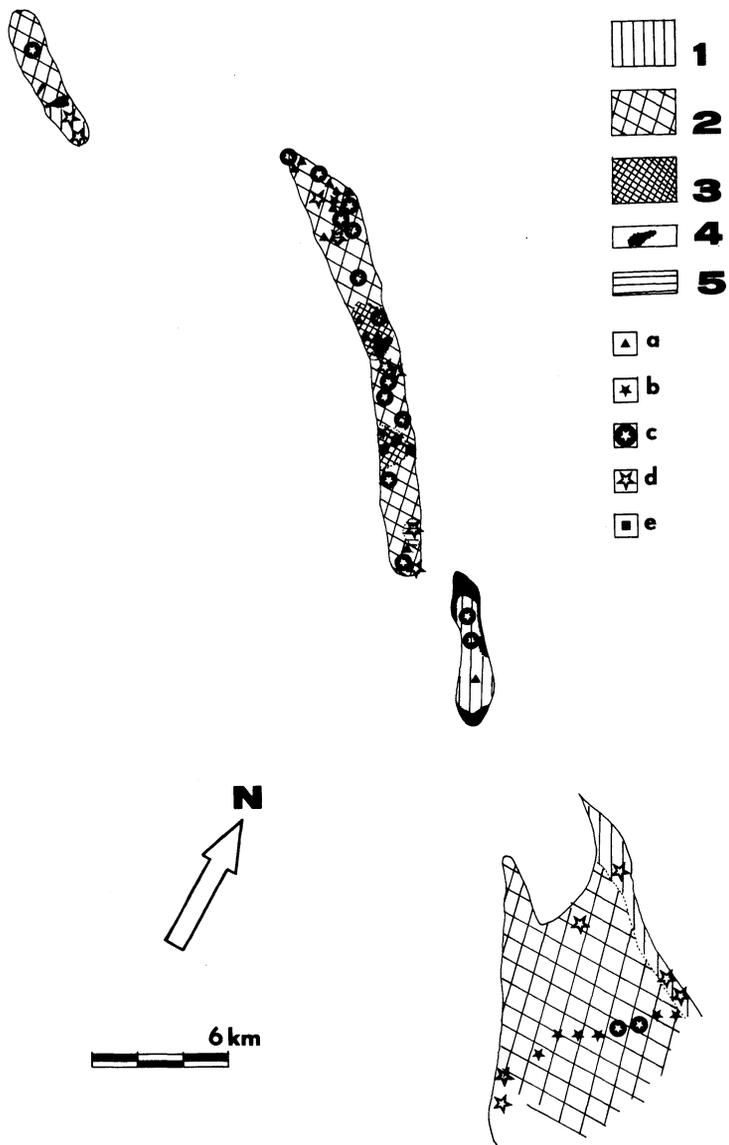


Fig. 3. Distribución Composicional y minerales indicativos en los cuerpos de El Redrojuelo, Mosquil, Los Tiesas-Parrados y Anhillones. 1)GRANITOS 2)GRANODIORITAS-CUARZODIORITAS 3)CUARZOGABROS-CUARZO MONZOGABROS-TONALITAS 4)DIABASAS 5)PORFIDOS ACIDOS. Minerales: a)Biotita b)Hornblenda c)Hornblenda + Biotita d)Sin Hornblenda ni Biotita e)Clinopiroxeno + Hornblenda + Biotita.

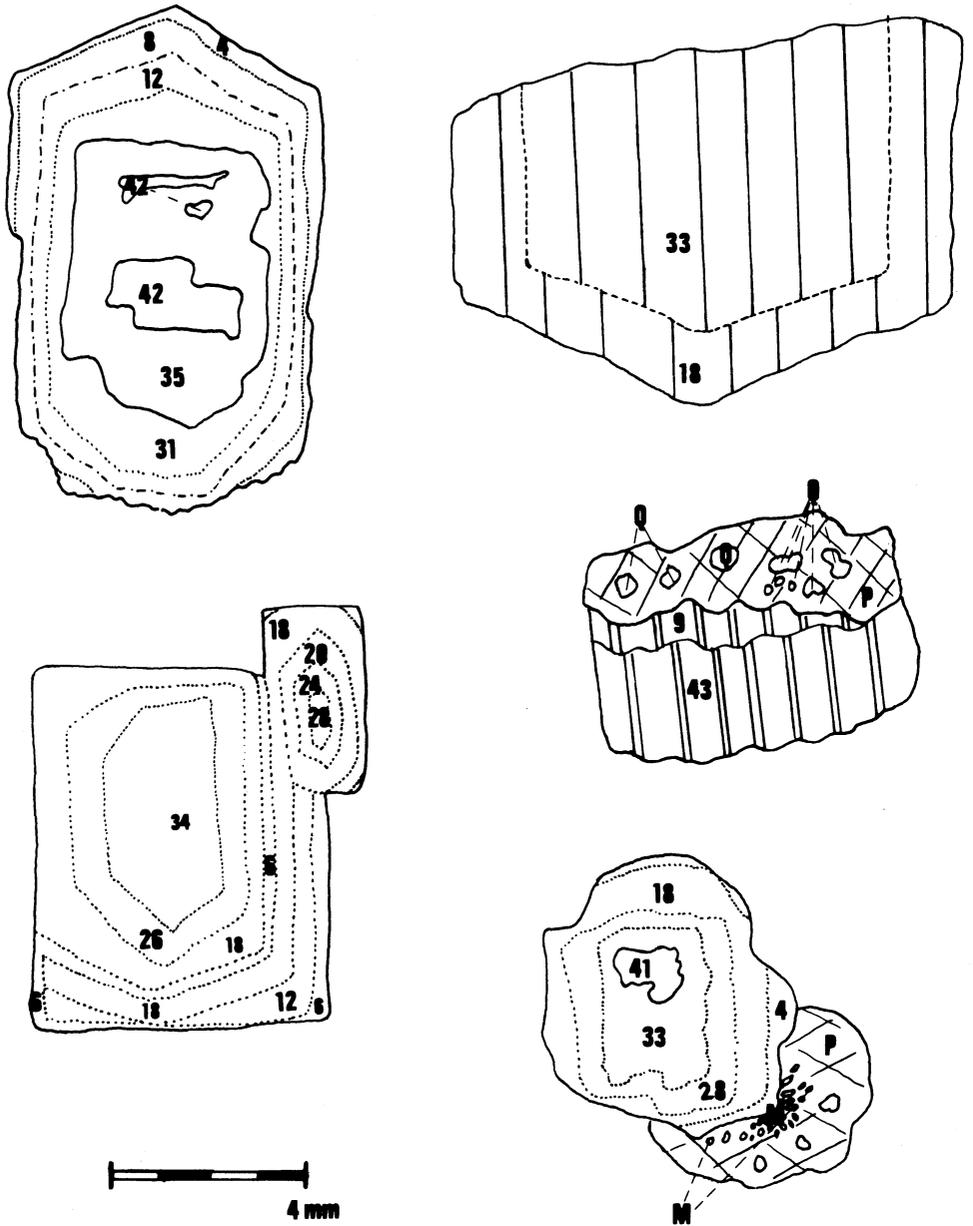
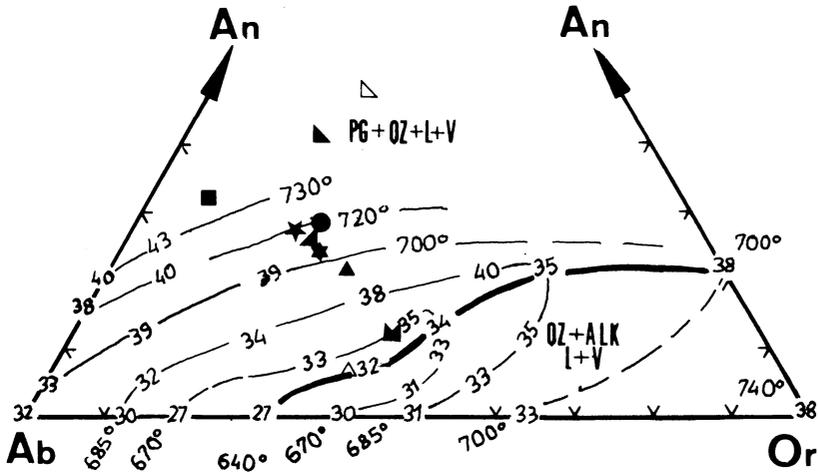
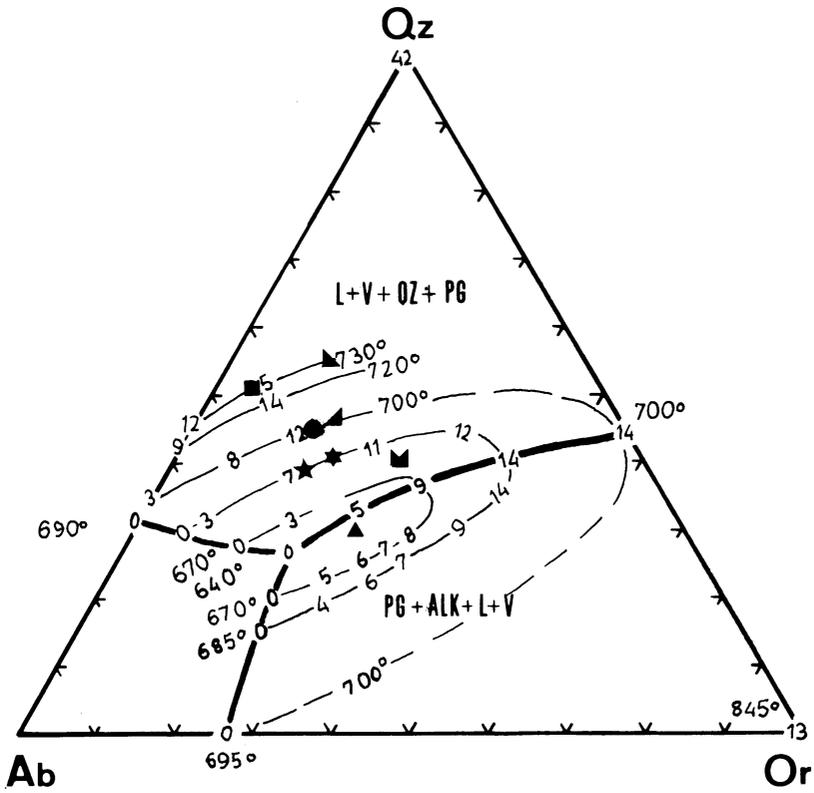


Fig. 4. Ejemplos de Zonaciones y Aureolas en cristales de Biotita, Q-Cuarzo, M-Mirmequitas, P-Pertita. Los números indican contenido en An de los diferentes ritmos de las zonaciones.



- 1 ★ 2 ● 3 ▲ 4 ■ 5 ▼ 6 ★
 7 8 ▲ 9 ▼

Fig. 5. Proyección de las composiciones normativas de las muestras estudiadas (Ver Tabla IV) en los triángulos Or/Ab/Qz y An/Ab/Or de WINKLER (1976). Se representan las líneas cotécticas isobaricas e isotermas sobre las tres superficies cotécticas isobáricas del sistema Qz-Ab-Or-An-H₂O proyectadas en dichos triángulos. Los datos corresponden a 5 Kb de presión. Los números indican porcentajes de An y Qz de los fundidos correspondientes. Ver explicación en texto y WINKLER (1976), WINKLER y BREITBAR (1978).