

STVDIA GEOLOGICA

XII

NUMERO EXTRAORDINARIO DEDICADO A LA
IV REUNION SOBRE GEOLOGIA
DEL OESTE PENINSULAR



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1977

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (ESPAÑA)

Correspondence concerning scientific and editorial matters should be addressed to:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (SPAIN)

SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD

Apartado 20

SALAMANCA (ESPAÑA)

STVDIA GEOLOGICA
XII

A C T A S A L M A N T I C E N S I A
I V S S V S E N A T V S V N I V E R S I T A T I S E D I T A
C I E N C I A S

STVDIA GEOLOGICA

XII

NUMERO EXTRAORDINARIO DEDICADO A LA
IV REUNION SOBRE GEOLOGIA
DEL OESTE PENINSULAR



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1977

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970

Printed in Spain

GRÁFICAS CERVANTES, S.A.—Ronda Sancti-Spíritus, 9.—Salamanca, 1977



La IV reunión sobre geología del SW peninsular ha estado dedicada a Isidro Parga Pondal. Se cumple así el acuerdo tomado en la reunión anterior para testimoniar el respeto y agradecimiento que todos los integrantes del grupo le debemos.

El respeto que le profesamos nace de su dedicación al trabajo y de su espíritu abierto a todas las corrientes. Siempre le hemos visto alejado de grupos o banderías. Ha estado situado en otro plano en el que no tenían cabida las capillitas, y cualquiera podía acudir a él con la seguridad de ser atendido y escuchado. Aun cuando le gustaba exponer y defender sus propias ideas siempre analizaba los pros y los contras de cualquier otra hipótesis en contradicción. El respeto se gana a pulso, en labor callada y elegante durante muchos años y se basa en el prestigio alcanzado por la solidez del trabajo realizado.

Nuestro agradecimiento es por partida doble. Por un lado ha sido el impulsor de las investigaciones geológicas en Galicia; no sólo por su propio trabajo, si no también por la ayuda que ha prestado a tantos de nosotros en nuestras primeras andanzas en la realidad de geología. El laboratorio de Lage, ha sido fundamental en este sentido.

Por otra parte le debemos agradecimiento como grupo. Fue Parga Pondal el promotor y realizador de las reuniones sobre geología del NW peninsular. Nuestro grupo del SW ha sido en realidad una copia de aquéllos. Nacimos y crecimos a imagen y semejanza de los creados por él.

Por todo ello, la reunión celebrada entre el 4 y el 10 de julio último ha sido dedicada como un sencillo homenaje a su figura. Los trabajos que aparecen en este volumen, en unión de los que se publican en Coimbra, comprenden las comunicaciones presentadas en la IV reunión que brindamos a D. Isidro.

CARACTERIZACION GEOQUIMICA DEL PLUTONISMO POSTMETAMORFICO DEL SO DEL MACIZO HESPERICO

A. APARICIO*
J. L. BARRERA*
C. CASQUET*
M. PEINADO**
J. M. TINAO*

RESUMEN.—El plutonismo hercínico post-metamórfico y post-tectónico del suroeste español permite definir, con base en datos geoquímicos, petrográficos y de campo, dos provincias magmáticas, ambas según un “trend” evolutivo calco-alcalino. La provincia Sur (Ossa-Morena) tiene relaciones $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ y F / M más altas y tipos químicamente intermedios a básicos son comunes. Asimismo los plutones son sistemáticamente pequeños y compuestos, con disposiciones concéntricas de los tipos petrográficos. Las rocas máficas son por el contrario prácticamente inexistentes en la provincia Norte y los dos índices geoquímicos indicados dan valores más bajos. Los plutones son en esta provincia de dimensiones batolíticas y generalmente en relación con áreas de metamorfismo previo de alta temperatura. Aunque carecemos todavía de datos isotópicos y de un conocimiento detallado de muchos plutones apuntamos algunas hipótesis petrogenéticas bajo un modelo de tectónica de placas.

SUMMARY.—From geochemical, petrographic and field work the conclusion is reached that post-metamorphic and post-tectonic hercynian plutonites of South Western Spain fit into two well defined magmatic provinces, both following a calc-alkaline trend. The Southern one (Ossa-Morena) has higher $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ and F / M ratios, and intermediate to basic rocks are common. Moreover plutonic bodies are as a rule small and composite, with zonal ring-like arrangement of petrographic types. The Northern Province instead lacks mafic rocks and both geochemical ratios are lower. Plutonic bodies here are huge masses closely related to former high-temperature metamorphic areas. Although isotopic evidence is still lacking and more detailed survey will be necessary some petrogenetic hypothesis relating to a plate tectonics model are advanced.

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Instituto “Lucas Mallada”. C.S.I.C. Madrid.

** Departamento de Petrología. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.

INTRODUCCION

Este trabajo representa un primer intento de síntesis y caracterización principalmente geoquímica del plutonismo hercínico post-metamórfico del SW español, coincidente esencialmente con los Younger Granites de OEN ING SOEN (1970) y la Serie Híbrida de CAPDEVILA et al. (1973). Se persiguen pues unas primeras bases con vistas al conocimiento de la petrogénesis de los tipos magmáticos más destacables del ciclo Hercínico y su posible encuadre en un esquema geotectónico.

Geográficamente el área estudiada se sitúa entre la depresión tectónica del Tajo por el Norte y la del Guadalquivir por el Sur excluyéndose en esta primera fase el magmatismo vulcanítico del surco Sur-portugués (Fig. 1).

A efectos de sistemática y teniendo en cuenta la tendencia de los plutones a disponerse según bandas paralelas a las direcciones tectónicas regionales (NW-SE), en ocasiones claramente en relación con megaestructuras, hemos distinguido 6 alineaciones:

- a) Orgaz-Navahermosa (APARICIO, 1971).
- b) Valdepeñas-Montánchez.
- c) Pedroches-Alburquerque.
- d) Villaviciosa de Córdoba.
- e) Olivenza-Monesterio (ALIA, 1963).
- f) Aroche-Lora del Río (ALIA, 1963).

Desde el punto de vista paleogeográfico-geotectónico estas alineaciones se sitúan en las zonas Ossa Morena y Lusitana-Alcudica de LOTZE (1945), siendo la primera una zona de gran inestabilidad durante la mayor parte del paleozoico y con abundantes episodios de sedimentación carbonatada y la segunda un amplio dominio de cuenca con relleno fundamentalmente pelítico e intercalaciones cuarcíticas.

ASPECTOS GENERALES

Los plutones post-metamórficos del SW son en general stocks y batolitos tardi y post-cinemáticos, epizonales y para o discordantes (circunscritos) con relación a las estructuras encajantes (granitos G" de BARD y FABRIES, 1970).

Algunos casos concretos como Monesterio en la alineación E, Gil Már-

que en la F (plutones G' de BARD y FABRIES, 1970) *, son concordantes y presentan una marcada estructuración interna de origen tectónico. En otros casos esta orientación se manifiesta principalmente en zonas de borde y es concordante también con la estructura de la roca caja (Plutón de Miajadas en la alineación B, plutones de Constantina y Pedroso, Lineación E, plutones de La Bazana, Lineación E).

Estos plutones desarrollan aureolas de contacto bifaciáticas de tipo Comrie (REVERDATTO et al., 1970) con espesor menor de 1 Km. y desarrollo predominante de una zona externa de grado medio con andalucita-cordierita-moscovita y una interna muy delgada, a veces inexistente, en la que están presentes sillimanita, cordierita, biotita, feldespato potásico en los tipos metapelíticos. En zonas de cúpula se producen silicificación y feldespatización.

El plutonismo muestra dos rasgos fundamentales: 1.º) una brusca disminución en el tamaño de los batolitos desde la banda C (Pedroches) hacia el Sur, y 2.º) la aparición correspondiente de rocas máficas en la misma dirección definiéndose así claramente dos provincias separadas por una Línea Básica (Fig. 1). Los batolitos al Sur de dicha línea básica son compuestos, con los tipos máficos constituyendo a menudo una zona externa más antigua que los tipos sálicos "granitos sensu-lato", aunque relaciones opuestas tanto temporales como espaciales también se observan.

Un rasgo relevante del plutonismo post-metamórfico, creemos que generalizable a todo el Macizo Hespérico, es la polaridad temporal del mismo que se deduce de los datos geocronológicos publicados y de las consideraciones geológicas generales.

BARD y FABRIES (1969) sitúan el plutonismo tardío de Sierra Morena en el Westfaliense Medio teniendo en cuenta su anterioridad respecto al Westfaliense Superior de Villanueva de las Minas y el Estefaniense Inferior de la cuenca de Berlanga. GIL MÁRQUEZ, plutón pre- F_2 tendría así según estos autores una edad Tournasiense-Viseense. Desgraciadamente no se dispone de datos geocronológicos precisos que permitan confirmar estas posiciones cronoestratigráficas en Ossa Morena.

Al Norte de la Línea Básica (alineaciones A, B y C) se dispone de abundantes edades absolutas tanto para la parte española como en la continuación portuguesa. Los valores oscilan entre 280 ± 11 m.a. y 313 ± 10 m.a. disponiéndose los valores más altos hacia el SW. Estas edades corresponden aproximadamente al Westfaliense-Estefaniense (MENDES, 1968; PRIEM et al., 1967; PRIEM et al., 1970; LEUTWEIN et al., 1970; PENHA y ARRIBAS, 1974).

En el Sistema Central Español y continuación galaica del mismo (Zona B

* Plutón de Montánchez (Zona Sur) en la alineación B.

de BARD et al., 1973) las edades disponibles para el plutonismo post-metamórfico son sistemáticamente menores variando entre 251 ± 27 m.a. y 278 ± 16 m.a. Si se toman los valores centrales la edad del plutonismo sería Estefaniense-Pérmico Inferior (CAPDEVILA et al., 1965; PRIEM et al., 1965; MENDES et al., 1972).

El magmatismo tardío en el Macizo Hespérico parece variar pues entre el Carbonífero Inferior y el Pérmico Inferior abarcando un período de tiempo de 60-100 m.a.

ASPECTOS PETROGRAFICOS

La proyección Q.A.P. de 116 muestras (Fig. 2), demuestra la notable variedad de tipos petrográficos en el plutonismo sur-oriental variando desde gabro-dioritas a granitos de feldespato alcalino y cuarzosienitas a través de tipos predominantes adamellíticos, granodioríticos y graníticos.

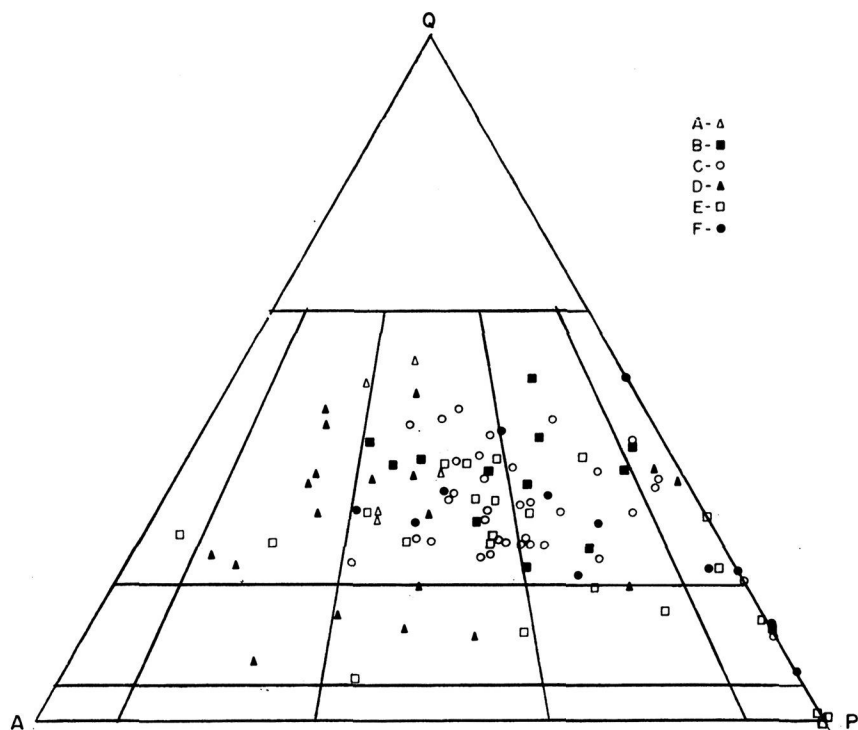


FIG. 2

Diagrama QAP

Los tipos máficos al Sur de la Línea Básica son generalmente dioritas anfibólicas y anfibólico-biotíticas consistentes en oligoclasa-andesina, raramente zonada, con una textura gabro diabásica, clinopiroxeno de composición

diopsídico, frecuentemente como núcleos residuales transformados a hornblenda marrón con una relación magnesio-hierro alta que a su vez pasa a hornblenda verde con relaciones más bajas. Un anfíbol monoclinico incoloro ($2V_{\alpha} \approx 90$) a menudo ribetea a las variedades verdes. La biotita no tiene relaciones claras con el anfíbol pareciendo unas veces más antigua y otras más reciente. Feldespato potásico, cuarzo y biotita a veces presentes con texturas blásticas o de reemplazamiento sobre las paragénesis anteriores parecen estar relacionados con el plutonismo sálico posterior. Es de destacar que tanto la biotita como el anfíbol en los tipos dioríticos proceden no sólo de la transformación de paragénesis anhidras anteriores sino que son también el resultado de la cristalización magmática directa manifestado en las relaciones texturales y en su presencia como fenocristales en los diques subvolcánicos afaníticos que atraviesan a los tipos granudos. Esto indica pues transformaciones tardimagmáticas sobre tipos esencialmente básicos y anhidros consistentes en enriquecimientos en sílice, hierro, álcalis y agua.

Las rocas máficas anhidras aparecen puntualmente dentro de los tipos dioríticos.

Gabros olivínicos con chrysolito, endiópsido-ferroaugita y labradorita se han observado en Barcarrota.

Gabros, noritas e hiperitas son también comunes. Las rocas máficas de la provincia meridional muestran caracteres parecidos a los de la Suite Appinítica de Donegal (PITCHER y BERGER, 1972).

Rocas anómalas de tendencia alcalina afloran en Barcarrota. Las rocas sálicas de este plutón son granitos hipersolvus y sienitas intrusivas en un anillo gabrodiorítico. El tamaño de grano y la tendencia de la albita a la exsolución aumenta hacia el núcleo. Tipos petrográficos similares afloran en la continuación portuguesa de la alineación E, en Santa Eulalia (GONÇALVES, PINTO COELHO, 1971).

DESCRIPCION DE LAS ALINEACIONES

Alineación A

Los plutones de esta alineación son predominantemente adamellíticos, a veces porfídicos, fluctuando por un lado hacia tipos más leucocráticos, leuco, y a granodioritas por otro. En los bordes abundan los enclaves surmicáceos con paragénesis de estadio alto (FK-Sill.).

Existen algunos afloramientos puntuales máficos gabro-dioríticos al Oeste del Plutón de Orgaz-Navahermosa en La Bastida, y en Villanueva de Bo-

gas (APARICIO, 1971), aquí como una inyección tabular tardi-tectónica en los niveles carbonatados (NAVIDAD, 1973).

Alineación B

Los plutones más orientales de esta banda son de reducida extensión (Valdepeñas, Fontanosas y Garlitos). Valdepeñas lo constituyen adamellitas cordieríticas de dos micas, a veces porfídicas mientras que Fontanosas y Garlitos son granodioríticos también con cordierita e hiperstena el segundo (tendencias charnoquíticas, BARRERA, 1974).

El resto de los plutones son esencialmente adamellíticos y leucoadamellíticos y en menor proporción granodioríticos. En las zonas de borde de Miajadas hay facies foliadas coincidentes con las estructuras de la roca de caja y localmente tipos porfídicos.

Los fenómenos de contaminación con material pelítico se manifiestan en la abundancia de andalucita, sillimanita, cordierita y enclaves surmicáceos.

Alineación C

El rasgo más significativo de esta alineación es el gran batolito de Pedroches compuesto esencialmente de adamellitas, algunas porfídicas, granodioritas y pórfidos de tendencia charnoquítica, constituyendo los dos primeros tipos un 80 % aproximadamente de la extensión total.

La distribución geográfica de las facies muestra una clara polaridad con predominio de los términos más ácidos hacia el Este y el Norte simultáneamente. Desde el punto de vista mineralógico son significativas la presencia de zonas anfibólicas (con o sin allanita) dentro de las granodioritas así como la aparición de minerales aluminicos, (andalucita y sillimanita) en los términos más diferenciados adamellíticos resultantes del endomorfismo de materiales pelíticos. Abundan los enclaves microglandulares de naturaleza cuarzo-biotítica.

En Santa Elena predominan sin embargo las tonalitas y granodioritas con proporción pequeña de tipos extremos cuarzo-dioríticos anfibólicos y adamellíticos (SÁNCHEZ CELA, APARICIO, 1969), estos últimos, como es general en el plutonismo del SW, con moscovita y silicatos aluminicos. Son frecuentes en este plutón bandeados y schlieren de biotitas así como los enclaves surmicáceos con silicoaluminatos.

La continuación oriental de Pedroches la constituye el plutón de Linares en el que hacia el Este participan tipos más básicos, tonalíticos. La abundancia de cordierita en granodiorita y adamellitas es un carácter distintivo de este plutón. Abundan los enclaves surmicáceos con granate.

Los stocks de Roca de la Sierra, Villar del Rey y plutón de Albuquerque son leuco y adamellíticos, los dos últimos porfídicos y con abundante andalucita en la zona de borde del tercero.

En los plutones de Mérida y Palomas afloran los tipos más básicos de esta alineación, esencialmente cuarzodioritas y dioritas que contactan hacia el Norte en Mérida con tipos adamellíticos a veces porfídicos. En Palomas HERRANZ (1970) deduce una zonación con los tipos leucocráticos en el centro y los diorítico-anfibólico en los bordes.

Alineación D

Es en realidad una ancha banda en la que se distinguen a su vez dos alineaciones: la constituida por el complejo plutónico-subvolcánico-volcánico de Villaviciosa de Córdoba al Sur y la definida por los plutones de Obejo y Valsequillo al Norte. El plutón de Ahillones aislado en el Sur se ha incluido también en esta alineación.

El complejo de Villaviciosa de Córdoba lo constituyen un conjunto de afloramientos plutónicos esencialmente básicos a intermedios (gabros, dioritas y cuarzodioritas) a los que se asocian tipos sálicos, leucograníticos y cuarzosieníticos con tendencia a disposiciones bandeadas. Este conjunto, localmente muy atravesado por diques sálicos se asocia a su vez con un potente complejo volcánico (complejo de Alcornocal de DELGADO QUESADA, 1971) integrado por una gran variedad de tipos cripto a microcristalinos a veces porfídicos en los que se distinguen traquitas, riolitas, andesitas y latitas. Los intensos procesos de silicificación y carbonatación posteriores han enmascarado en parte las composiciones primitivas. Las texturas observadas son variables: fluidales, esferulíticas, vacuolares, así como las estructuras, algunas tobáceas e ignimbríticas que reflejan un vulcanismo subaéreo.

El Plutón de la Cardenchosa se adosa por el Sur al complejo de Villaviciosa. Lo constituyen leucoadamellitas de dos micas con un excepcional tamaño de grano y el desarrollo de una aureola hidrotermal en la roca de caja.

El plutón de Obejo lo integran trondjemitas, leucoadamellitas y tipos básicos dioríticos con relaciones confusas. En Valsequillo las dioritas se encuentran puntualmente en los bordes y la masa principal la integran granitos muy diferenciados (cuarzo-sienitas y granitos de feldespatos alcalinos). Los fenómenos de silicificación son muy manifiestos en el exocontacto.

Alineación E

De una complejidad petrográfica extraordinaria se distinguen bien dos tipos de plutones según que estén o no estructurados, en el primer grupo se

incluye Monesterio compuesto principalmente por adamellitas biotíticas algo porfídicas muy esquistosadas.

En el segundo grupo destaca Barcarrota que es en realidad un plutón central con dos stocks aledaños, Almendral y San Amaro con una disposición groseramente zonada, predominan en este complejo granitos de feldespato alcalino (tendencia nordmarquítica) hipersolvus que se hacen progresivamente más subsolvus hacia el núcleo del complejo. Los tipos máficos, gabros olivínicos, hiperitas, dioritas y cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas forman una aureola discontinua en el borde del plutón central. Este complejo que muestra petrográfica y geoquímicamente afinidades alcalinas es semejante al macizo subvolcánico de Santa Eulalia en la continuación portuguesa de esta alineación (GONÇALVES y PINTO COHELO, 1971).

Los plutones calco-alcalinos no estructurados son también compuestos y de carácter subvolcánico. Los términos sálicos son predominantemente leucadamellitas biotíticas y en menor proporción tipos de dos micas con andalucita. Se observan también granodioritas biotíticas a veces con moscovita así como diferenciados trondhjemiticos y alaskíticos. En Santa Olalla y ocupando la parte Norte del plutón afloran tonalitas biotítico-anfibólicas.

Alineación F

Tiene también una gran variedad composicional. Estructuralmente se distinguen tres conjuntos, el más antiguo dentro del proceso hercínico se restringe al stock de Gil Márquez, y afectado por fases de deformación esquistositas constituye el extremo occidental del plutón de Escalada-Zufre. Está integrado por adamellitas a granodioritas con biotita y hornblenda hastingsítica, con zircón, apatito y allanita, incluyen porciones reducidas de tonalitas biotítico-anfibólicas análogamente deformadas e inducen un metamorfismo de contacto bifacial con andalucita-sillimanita.

Otro grupo con texturas lepidoblásticas difusas y numerosísimos enclaves de material pelítico encajante constituye los stocks de Cortegana-Aracena y el de Lora del Río; están formados por adamellitas a tonalitas con cordierita, granate, sillimanita y en el primero de ellos hiperstena, serían según BARD (1969), BARD y FABRIES (1970) de origen anatéctico, consecuencia de metamorfismo regional progresivo con alto gradiente geotérmico.

El tercer grupo, volumétricamente más importante, es en general de carácter tardi a post-tectónico estando afectado alguno de sus miembros por las últimas fases deformativas. El más occidental de Aroche es un plutón compuesto que incluye un rango desde gabros con augita en vías de transformación a hornblenda marrón, dioritas anfibólicas biotíticas, tonalitas anfibólicas, adamellitas biotíticas y como elemento póstumo granófico.



Fig. 1
Mapa general

El de Escalada-Zufre, cataclástico en su zona occidental, incluye, así como los de más reducidas dimensiones de orientación paralela según las estructuras regionales, adamellitas a granodioritas biotítico-anfibólicas, que adoptan texturas subvolcánicas en sus bordes Norte y oriental. Se asocia a masas dioríticas, cuarzogabroideas y a pórfidos graníticos tardíos.

El conjunto del Berrocal-Cantillana, separado por la tectónica de desgarre en dos subconjuntos muestra en el septentrional granodioritas plagiomorfos biotíticos a biotítico hornbléndicas, con cuarzo idiomorfo, el subsector meridional muestra mayor mezcla de materiales ácidos e intermedios: leucogranodioritas con hornblenda y biotita asociadas con relaciones complejas a gabros y cuarzogabros con augita y hornblenda, habiendo facies cuarcíticas que tienen biotita.

El plutón alargado de Campofrío-Castilblanco comprende tres subsectores, el occidental evoluciona desde tonalitas anfibólico-biotíticas con augita residual al Norte, granodioritas con hiperstena a adamellitas subvolcánicas al Sur, estas últimas intercaladas con las vulcanitas ácidas de la Faja Pirítica. El sector central de Castillo de las Guardas y Valdeflores comprende granodioritas biotítico hornbléndicas y tonalitas con enclaves de gabros augíticos. En los alrededores de El Garrobo se encuentran trondhjemitas biotíticas y en el extremo oriental de Castilblanco, adamellitas biotíticas que se asocian e incluyen gabros piroxénico-anfibólicos.

GEOQUIMICA

Introducción

El tratamiento geoquímico se basa sobre un conjunto de 52 muestras, predominantemente tipos ácidos e intermedios ($\text{SiO}_2 > 52\%$) (Cuadro I). Sólo un tipo básico anómalo por su conexión genética con los skarn ferríferos de Burguillos del Cerro (Anal. 82) se ha incluido a efectos comparativos. Por razones de muestreo los tipos básicos, anhidros gabros olivínicos, y noritas de las alineaciones E y F no están incluidos en este tratamiento.

Los elementos mayores se analizaron por métodos clásicos y los menores por fluorescencia según el método de BRANDLE y CERQUEIRA (1972).

Con los datos obtenidos se calcularon los coeficientes de correlación y se construyeron diversos diagramas con vistas a discriminar las posibles tendencias evolutivas.

Elementos mayores

Los diagramas de variación lineal (Fig. 3) muestran una tendencia en conjunto calcoalcalina para todo el plutonismo del SW, caracterizada por

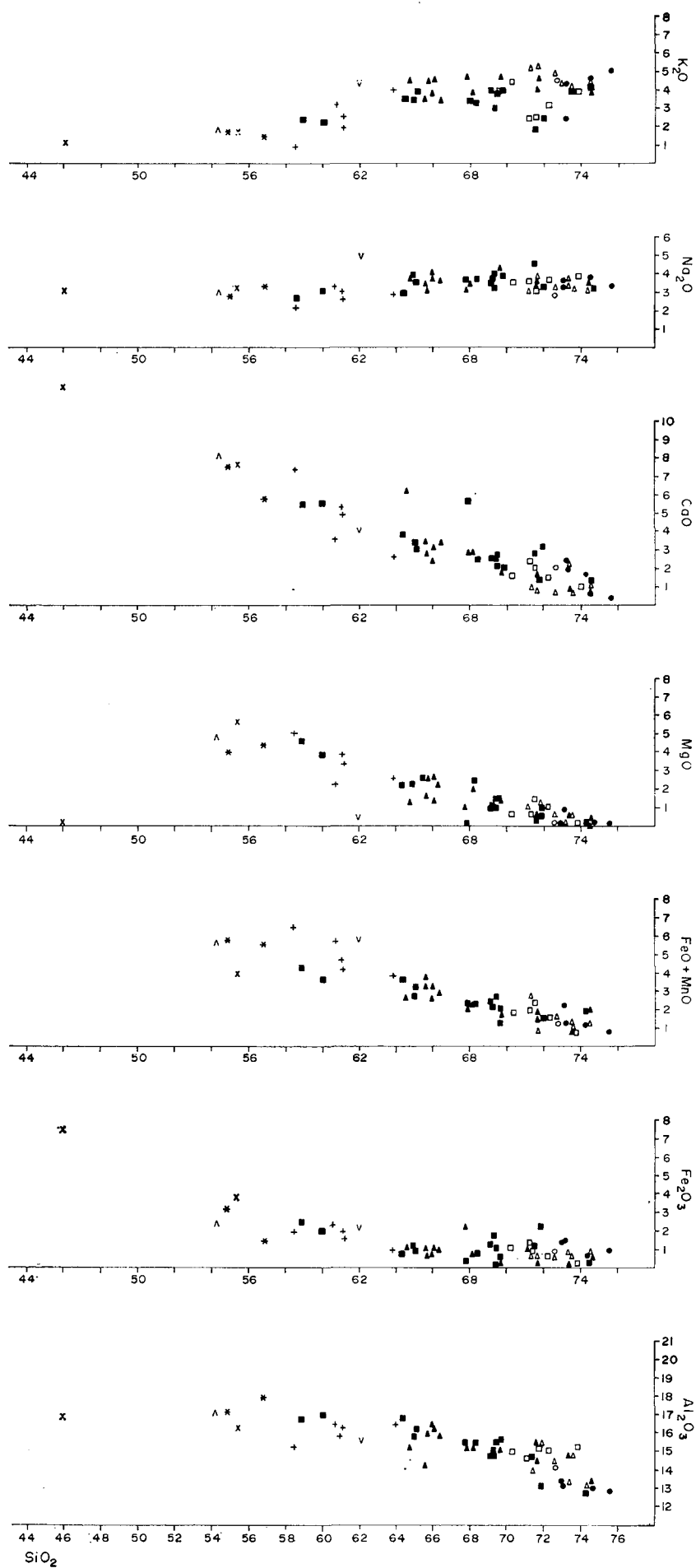


FIG. 3
Diagrama de Variación Lineal

un enriquecimiento no muy acentuado de álcalis en los términos ricos en sílice acompañado de un descenso complementario de Fe total, MgO, CaO, Al_2O_3 . Es significativo que si en estos diagramas se elimina la muestra con contenido de sílice próximo a 62 % correspondiente a una cuarzo-monzonita anfibólica de Barcarrota (Anal. 85) plutón ligeramente anómalo por su tendencia alcalina, se define un "gap" composicional entre 61-64 % de sílice.

Los diagramas de variación lineal con los datos de SAAVEDRA et al. (1975) para Pedroches y Montánchez encajan en las conclusiones anteriores con la excepción del Al_2O_3 que destaca por los valores anormalmente altos correspondientes a las leucoadamellitas foliadas. La característica resaltante en ambos casos es que los valores de SiO_2 no bajan en ningún caso del 65 % permitiéndonos así suponer la existencia de dos grupos magmáticos bien definidos que hemos denominado ácido y básico, respectivamente.

El diagrama AFM (Fig. 4) refleja de nuevo la disposición de las muestras conforme a una tendencia en conjunto calcoalcalina con algunas anomalías como el análisis 85 y 82 a los que ya nos hemos referido. Se observa además una mejor individualización del gap para valores entre $A=40-50\%$ coincidiendo ambos grupos de muestras con los grupos básico y ácido definidos anteriormente. Se observa además en este diagrama que la línea básica constituye no sólo una demarcación petrográfica sino también geoquímica entre las dos provincias. Las rocas de la provincia meridional (alineaciones D, E y F principalmente) dan valores de la relación FM superiores a los de

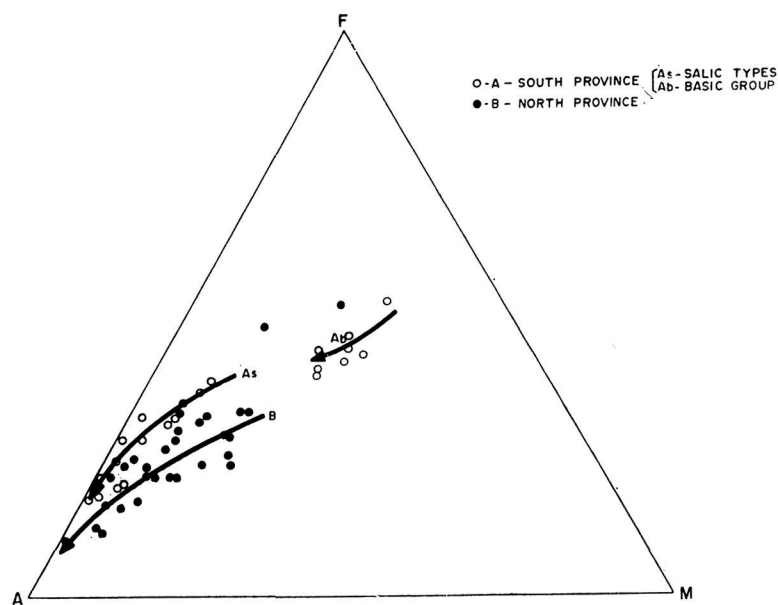


FIG. 4

Diagrama AFM

la septentrional solapándose con los mismos en sus términos más diferenciados, que en esta última se extienden además hasta la proximidad del vértice A. Aunque se dispone de pocos datos se adivina que esta polaridad geográfica se mantiene en la provincia meridional con valores en aumento de F/M hacia el Sur. Concluimos pues que por lo menos las dos provincias petrográficas y probablemente dentro de la meridional las diferentes alineaciones son geoquímicamente diferentes aunque en todas ellas la tendencia es calcoalcalina.

Es interesante destacar que al Norte del área investigada, en el Sistema Central Español la Suite calcoalcalina (APARICIO et al., 1975) comprende términos dentro del gap no existiendo, sin embargo, con la excepción de alguna diorita, composiciones dentro del grupo básico.

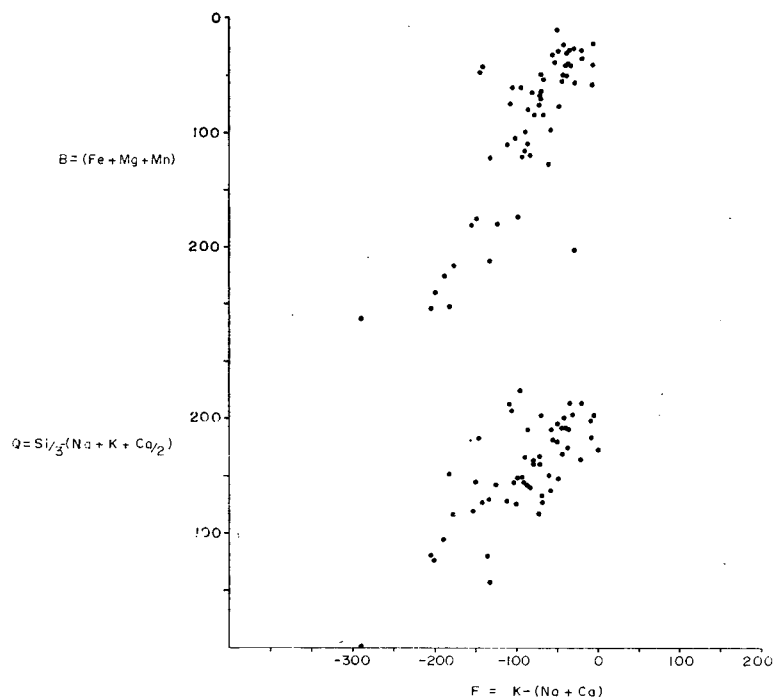


FIG. 5

Diagrama de La Roche

Los diagramas de La Roche (Fig. 5) confirman la tendencia calcoalcalina. En el subdiagrama F-B el gap vuelve a hacerse patente en el intervalo $B=125-175$ aproximadamente. En el subdiagrama F-Q el gap no está discriminado destacando, sin embargo, una cierta tendencia dispersiva hacia términos silíceos para valores intermedios entre $F=-150$ a -50 .

La cuarzomonzonita anfibólica de Barcarrota, único análisis de que se dispone del plutón, se desplaza hacia una tendencia alcalina sodo-potásica.

En esta roca $\text{Na} + \text{K} = 240$ en el resto los valores son inferiores generalmente a 200.

La relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ para el grupo ácido se correlaciona positivamente con el SiO_2 y con el índice de diferenciación (Fig. 6). Los valores altos en Villaviciosa y Gil Márquez son coherentes con sus altos contenidos en sílice y encajan en el trend normal de diferenciación calcoalcalina. Barcarrota sin embargo se desplaza hacia valores altos de la relación ($=57.6$) para un valor relativamente bajo del índice de diferenciación ($=73-74$), indicando así su carácter más alcalino.

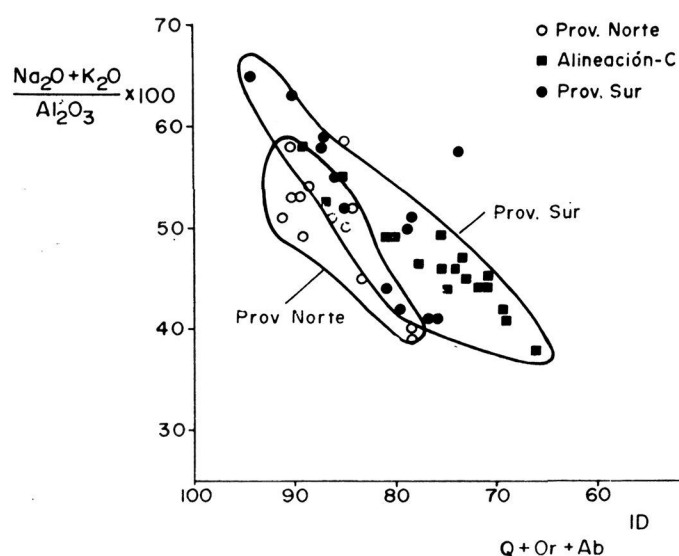


FIG. 6

Relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$.—Índice de Diferenciación

BARD y FABRIES (1970) aún reconociendo la falta generalizada de tipos alcalinos en el SW español distinguen a Barcarrota como una excepción.

En el Cuadro II se representan los contenidos de Na_2O y K_2O del Grupo ácido en cada alineación, normalizados a un 65 % de SiO_2 , así como la relación $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$. Se excluye la alineación D por escasez de datos. Para la obtención de estos valores se han utilizado un gran número de análisis publicados (BARD, 1969; FABRIES, 1963; SAAVEDRA et al., 1975; APARICIO et al., 1975). Hay que tener en cuenta no obstante que el intervalo composicional de las muestras utilizadas es muy pequeño ($\text{SiO}_2 = 64-75\%$) y que los coeficientes de correlación son por ello bajos.

El K_2O aumenta de una manera progresiva hacia el Norte hasta la alineación A para experimentar un descenso en el Sistema Central. El Na_2O aumenta claramente en el mismo sentido, aunque más irregularmente pues en

CUADRO II

	A L I N E A C I O N					
	F	E	C	B	A	S. CENTRAL
K ₂ O	3,03	3,65	3,65	3,71	4,31	3,40
Na ₂ O	2,93	3,68	3,33	3,40	3,81	3,48
K ₂ O / Na ₂ O	1,03	0,99	1,09	1,09	1,13	0,97

Valores normalizados a 65 % SiO₂.

la alineación E se encuentra un máximo. La relación de los dos óxidos no parece presentar una tendencia clara. Las mismas variaciones en los contenidos de estos óxidos se observan con valores normalizados a 60 % de SiO₂ (Cuadro II).

El aumento de Na₂O y K₂O hacia el Norte así como el valor en descenso de Na₂O+K₂/Al₂O₃ en el mismo sentido (Fig. 6) indican un aumento de la alúmina en la provincia septentrional visualizable de acuerdo con la frecuencia en estas rocas de silicatos aluminicos.

ELEMENTOS MENORES

Níquel

Las correlaciones del Ni con el resto de los elementos son en general bajas a excepción del Sr y CaO con los que presenta valores superiores a 0.5 indicando así su introducción en minerales con alto contenido en estos componentes.

La dispersión de los valores de Ni aumenta al disminuir el índice de diferenciación (Fig. 7), no obstante y con la excepción de dos valores erráticos

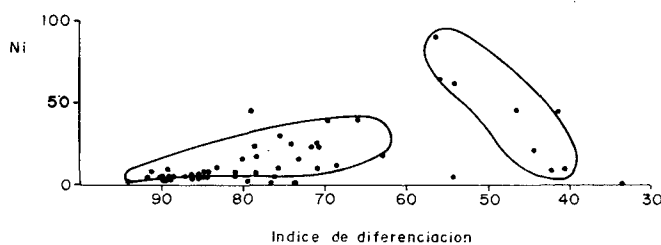


FIG. 7

Níquel.—Indice de Diferenciación

de más de 2.000 ppm en Pedroches la concentración en el grupo ácido se mantiene por debajo de las 50 ppm. En el grupo básico se alcanzan concentraciones entre 50-100 ppm, observándose una correlación negativa con el I.D. de tal forma que los tipos más básicos (I.D. aproximadamente 40) tienen los valores de Ni de más bajo ppm. La anfibolita de skarn da un valor 0.

El diagrama Ni-mg (VAN DE KAMP, 1969) muestra un aumento muy rápido del Ni al aumentar ligeramente el mg (Fig. 8). Parece pues que las rocas con más bajo I.D. y más bajo Ni son las que tienen la relación Mg/Fe más baja, sugiriendo como posible explicación el enriquecimiento tardimagmático de Fe.

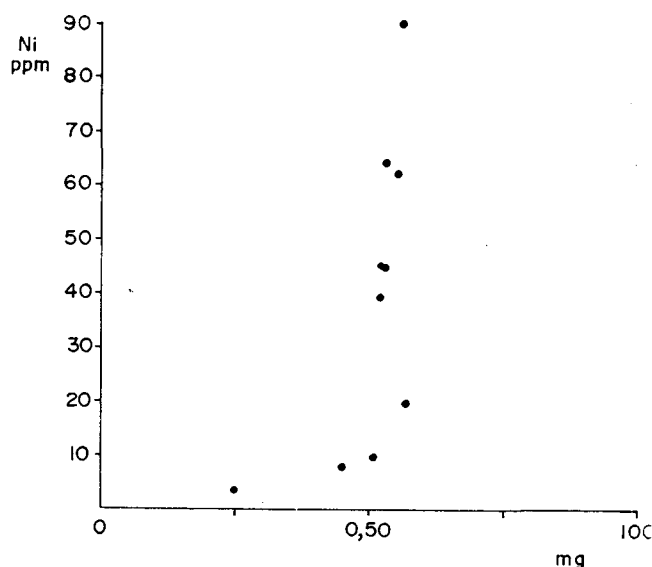


FIG. 8

Diagrama Ni-mg.

El contenido en Ni de los tipos básicos anhidros concretamente de un gabro olivínico y de una hiperita de la alineación E son muy próximos a las 100 ppm. Aunque no se dispone de los análisis de elementos mayores de dichas rocas las composiciones mineralógicas indican valores muy bajos del I.D. Debemos por lo tanto suponer una nueva discontinuidad al pasar de los tipos hidratados dioríticos a los tipos básicos anhidros.

Cobalto

Sus concentraciones oscilan entre 0-50 ppm. Presenta correlaciones bajas con todos los elementos pues los valores más altos coesponden al SiO₂, MgO, CaO, Sr, indicando así su inclusión en los minerales máficos.

La comparación con el índice de diferenciación (Fig. 9) demuestran que las concentraciones máximas se dan en las rocas intermedias de la provincia meridional. Los valores mínimos se localizan igualmente en esta provincia pero dentro de los tipos extremos ácidos (leucogranitos, leucoadamellitas y esporádicamente en algunas granodioritas). A estos valores mínimos corresponden también la casi totalidad de las muestras de la provincia septentrional.

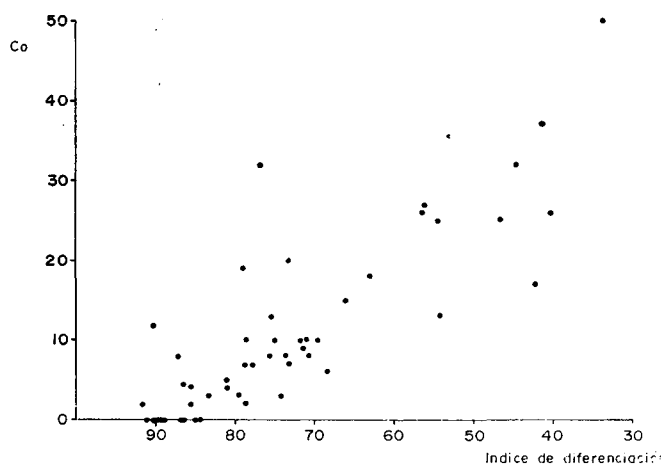


FIG. 9

Diagrama Cobalto.—Índice de Diferenciación

El trend del Co en el grupo básico muestra, a diferencia del Ni, continuidad con los valores del grupo ácido aunque con mayor dispersión.

Rubidio

Se correlaciona con el K_2O , SiO_2 y Pb, localizándose en los minerales feldespáticos. En la figura 10 la relación SiO_2 —Rb presenta una amplia dispersión para valores de la sílice superiores al 70 %.

Las concentraciones de Rb en general son las normales para los diferentes tipos litológicos analizados.

Cesio

Tiene una alta correlación con el feldespato y el Rb principalmente en las alineaciones A y B (bandas más sálicas) donde se superan valores de 30 ppm.

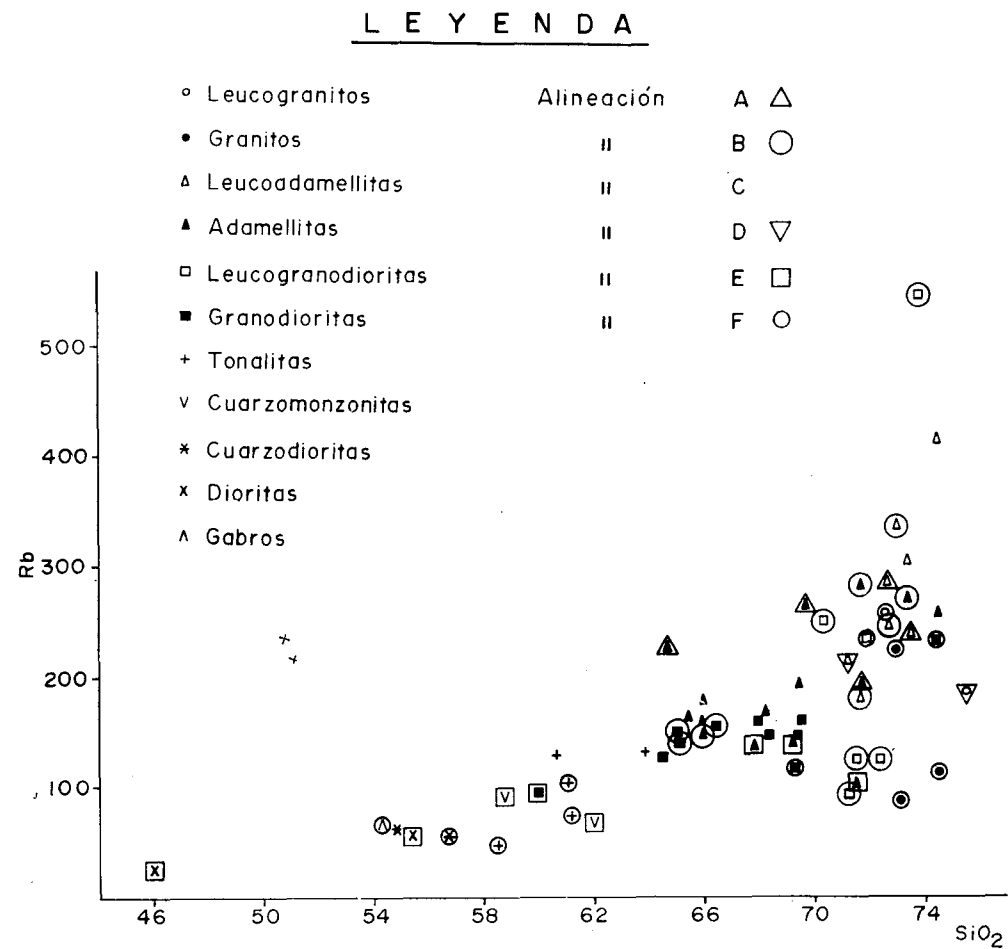


FIG. 10
Relación SiO_2 - Rb

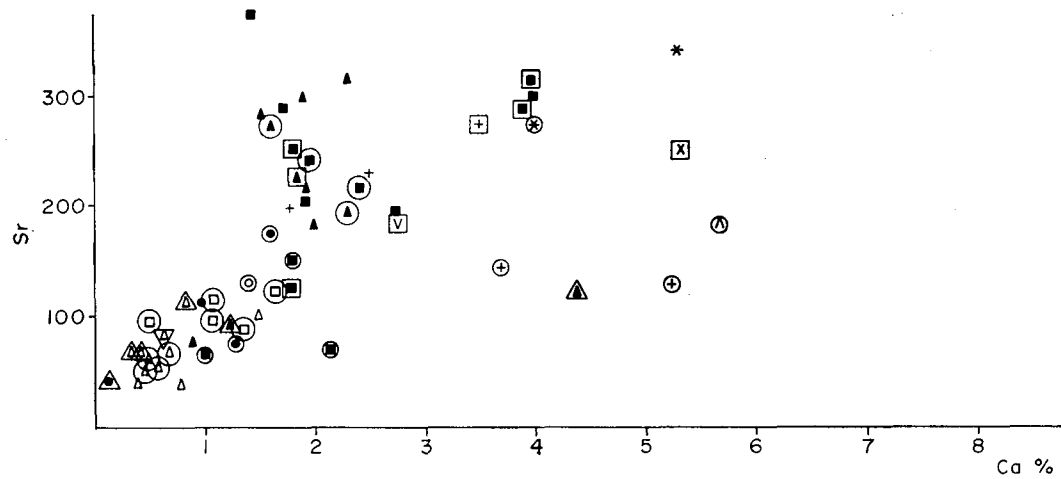


FIG. 11
Relación Sr - Ca

Estroncio

Muestra correlación positiva con Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO y en menor proporción con el Zn. La relación Sr-Ca (Fig. 11) se mantiene con carácter lineal hasta valores próximos a 3 % de Ca y 250 ppm de Sr. Para valores de Ca superiores (Grupo Básico) se observa una notable dispersión.

Este elemento presenta máximos a lo largo de todo el macizo de Los Pedroches y en la banda E con valores medios más altos.

Torio

Manifiesta un comportamiento diferente al Ca según la provincia petrográfica. La correlación entre ambos elementos es fuerte en la provincia meridional y negativa, y algo más débil y de signo positivo, o bien independiente del contenido de Ca, en la septentrional.

Valores altos (30 ppm) se encuentran en Pedroches, Gil Márquez y Villaviciosa. Los máximos de este elemento podrían relacionarse con el contenido de allanita (p.e. Gil Márquez).

Zinc

La correlación con otros elementos es débil. Valores máximos se dan con el CaO, FeO y Pb.

Independientemente de la composición de la roca sus valores fluctúan muy poco entre 70-85 ppm.

Los valores mínimos se presentan en las alineaciones A y B.

Los valores más altos de Zn se han observado en Barcarrota y más débilmente en Montánchez-Trujillo.

Zirconio

Muestra buena dependencia con el FeO.

El enfrentamiento Ti-Zr es significativo fundamentalmente en la alineación B donde la correlación es alta y positiva. En las alineaciones meridionales E y F el coeficiente de correlación es bajo y negativo. En el resto de las alineaciones no se observan tendencias definidas.

Con relación al I.D. el Grupo Básico muestra correlación positiva bien definida con valores entre 75-250 ppm, aproximadamente, para valores del I.D. entre 40-60, respectivamente. En el grupo ácido la correlación cambia de signo descendiendo la concentración desde 300 ppm a valores próximos a 100 ppm en los términos más diferenciados con una notable dispersión.

Las concentraciones más altas de Zr se localizan en las alineaciones C y E.

Plomo

Muestra fuerte correlación con el K_2O y por lo tanto tendencia a concentrarse en los términos más diferenciados. Consecuentemente los máximos se encuentran en la provincia septentrional (Garlitos, Santa Elena, Linares y Pedroches) donde el carácter sálico es más manifiesto.

Ytrio

Varía prácticamente entre 10-60 ppm. Los valores más altos se asocian a las rocas con valores de $Na_2O + K_2O / Al_2O_3$ más altos correspondientes generalmente a un mayor grado de diferenciación (Villaviciosa, Gil Márquez, Norte de Mérida y Barcarrota).

Lantano

Se concentra en granodioritas y adamellitas disminuyendo en los términos leuco. Las concentraciones más altas se han observado en Villaviciosa, Barcarrota, Santa Elena y Linares con valores en general superiores a las 45 ppm.

Cobre

Aumenta claramente en la provincia meridional con valores por encima de 10 ppm y máximos no superiores a 60 ppm. Muestra correlación positiva con Sr y Ni y más débilmente con Al_2O_3 , FeO, MgO, localizándose pues en los minerales ferromagnesianos.

Galio

Fuerte correlación con Cs y Rb lo que implica su localización en los feldspatos y por ello su mayor abundancia en los tipos más diferenciados. Lógicamente los valores más altos se localizan en la provincia septentrional.

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES PETROGENETICAS

El tratamiento geoquímico de los elementos mayores y menores confirman las conclusiones obtenidas de la petrografía y de las consideraciones geológicas generales: la existencia de dos provincias petrográficas y magmáticas, la meridional y septentrional separadas por la Línea Básica y ajustadas ambas a un trend calcoalcalino. Del tratamiento comparativo se deduce además que la provincia meridional (alineaciones D, E y F) da relaciones F/M

más altas principalmente para los términos del Grupo Acido con I.D. intermedio a bajo. La alineación C (Pedroches) tiene un carácter transicional entre ambas provincias.

Los trends del Cs, Th, Cu y Ga confirman esta distinción regional.

El segundo rasgo distintivo del plutonismo suroccidental es el aumento progresivo de K_2O y Na_2O que se manifiesta hacia el Norte en dirección transversal a las estructuras y el carácter más alumínico que esto implica teniendo en cuenta la disminución de la relación $Na_2O + K_2O / Al_2O_3$ en el mismo sentido.

El tercer rasgo significativo es la existencia en la Provincia Meridional de un gap composicional entre los términos sálicos (Grupo Acido) con $SiO_2 > 64\%$ y los tipos intermedio-básicos* (Grupo Básico) aunque ambos alineados según un trend calcoalcalino. Algunos elementos menores como Ni y Zr confirman este gap.

Destacan asimismo en la provincia meridional algunos términos anómalos de tendencia más alcalina como Barcarrota.

Teniendo en cuenta los modelos globales que han sido propuestos recientemente para el SW español (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; BARD et al., 1973) según los cuales el Frente de Aracena sería un borde continental de tipo andino con una zona de consunción de corteza oceánica localizada al Sur del mismo, en el Surco Surportugués y un plano de Benioff dirigido hacia el Norte, resulta fundamental comparar las características del plutonismo tardío calcoalcalino de este sector del Hercínico con las de otros bordes activos reconocidos.

Efectivamente el aumento en K_2O bien definido hacia el interior continental, la presencia de rocas básicas-intermedias, fundamentalmente dioríticas, en la zona próxima y la polaridad temporal del magmatismo en sentido transversal a las estructuras con actividad más reciente cuanto más alejado del margen y abarcando a su vez un amplio período de tiempo (unos 100 m.a.) son rasgos característicos de otros bordes activos actuales y pasados (BROWN, 1973; CONDIE, 1973).

Existe por otro lado un amplio consenso sobre el origen cortical de este plutonismo tardío que en nuestro caso y a falta de datos isotópicos que lo confirmen, se hace más evidente cuanto más al Norte al ser progresivamente mayores los plutones y contradictoriamente más profundo el plano de sub-

* La existencia de magmas básicos primarios y cualquier cuadro evolutivo o genético que de ello se derive no es compartida por uno de los autores de este trabajo (A. APARICIO) que considera las rocas básicas como productos de transformación de series sedimentarias carbonáticas a partir de magmas de composición intermedia según esquemas presentados en anteriores trabajos (SÁNCHEZ CELA, 1971; SÁNCHEZ CELA, APARICIO, 1972; y APARICIO, SÁNCHEZ CELA, 1972).

ducción. En el Sistema Central a casi 500 Km. del borde, un origen subcrustal para las ingentes masas graníticas aflorantes resulta poco probable.

En la provincia meridional la estrecha asociación espacial y temporal entre el plutonismo básico-intermedio y el sálico sugieren una relación de causa y efecto, máxime cuando los magmas han utilizado los mismos conductos para su ascenso. La presencia de tipos anhidros como gabros olivínicos, gabros, hiperitas y noritas, esto es, paragénesis granulíticas, son compatibles con una generación en el manto superior o corteza inferior (RINGWOOD, 1975). Los datos geoquímicos y petrográficos indican además que estos magmas sufrieron durante su ascenso un enriquecimiento en agua, álcalis, y hierro transformándose en los tipos dioríticos y anfibólico-biotíticos predominantes en la provincia. El ascenso de estos magmas a niveles superficiales se vería facilitado por la probable delgadez de la corteza continental en esta zona característica de los bordes activos. Los magmas sálicos de la provincia meridional por otro lado son probablemente el resultado de la fusión inducida infracrustal al paso de los magmas básicos. La generación de los magmas del Grupo Acido y Básico a distintas profundidades es consecuente con el Gap composicional existente entre ambos.

El mecanismo de fusión puntual inducida al paso de los magmas básicos, compatible para los pequeños plutones meridionales es inaceptable en la provincia septentrional dado el tamaño que adquieren las masas graníticas y la prácticamente inexistencia de tipos básicos. Los enclaves microgranudos no son en nuestra opinión prueba concluyente de precursores magmáticos básicos (APARICIO et al., 1975). En el Sistema Central y alineación A se aprecia por el contrario una notable correspondencia entre el metamorfismo regional intermedio de baja presión y el plutonismo sálico, relación que ha sido puesta de manifiesto entre otros por CAPDEVILA et al. (1973), FUSTER et al. (1974) y APARICIO et al. (1975). Parece pues que ambos fenómenos, magmatismo y metamorfismo, son aquí el producto simultáneo de anomalías térmicas que han elevado las isogeotermas a escala regional. Teniendo en cuenta que los posibles efectos térmicos en relación con el plano de subducción o con magmas profundos parecen aquí poco probables han de buscarse las fuentes del calor en otros mecanismos, probablemente engrosamiento cortical o convección en el manto superior.

En lo que respecta a la polaridad composicional, el aumento de los álcalis y de la alúmina hacia el Norte sugiere la participación de niveles crustales más diferenciados (más altos) de acuerdo a su vez con la elevación regional de las isogeotermas. También como propone BROWN (1973) la participación de sedimentos más maduros, esencialmente pelíticos, hacia el interior continental contribuiría también al aumento de álcalis y alúmina observados.

Los diferentes tipos magmáticos de la provincia septentrional constituyen

una serie continua de diferenciación en la que la cristalización fraccionada y la transferencia de volátiles en zonas localizadas de las cámaras magmáticas han jugado un papel petrogenético fundamental (CORRETGÉ, 1969; APARICIO et al., 1975).

En la provincia meridional por el contrario los rasgos geoquímicos del plutonismo sálico son coherentes con un origen cortical más profundo, con posible hibridación con los magmas básicos ascendentes o fusión sobre los materiales menos evolucionados y más heterogéneos de este área que ha funcionado como geanticlinal inestable durante la mayor parte del Paleozoico Inferior (PARGA, 1969). La diferenciación tardía es un fenómeno constatable en el propio terreno.

Es destacable el enriquecimiento relativo en hierro en la provincia meridional que podría tener implicaciones sobre la génesis de los yacimientos ferríferos de esta zona (Cinturón Pirítico y Cinturón Magnetítico).

BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963): *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 61, 247-262.
- APARICIO, A. (1971): *Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo*. Estudios Geol., 27, 361-414.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M. (1975): *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. I. G. M. E., 88, 145 pp.
- APARICIO, A. y SÁNCHEZ CELA, V. (1972): *Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 70, 139-152.
- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierra d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-iberique*. These Fac. Sci. Montpellier, 398 pp.
- (1971): *Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogenes ortho-tectoniques*. Bol. Geol. Min., 82, 324-345.
- BARD, J. P. y FABRIES, J. (1970): *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)*. Bol. I. G. M. E., 81, 112-127.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1973): *Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen*. Nature Phys. Sc., 241, 50-52.
- BARRERA MORATE, J. L. (1974): *El stock granodiorítico con hiperstena de Garlitos y el problema charnoquítico*. Bol. Geol. Min., 85-86, 718-724.
- BRANDLE, J. L. y CERQUEIRA, I. (1972): *Determinación de elementos menores en rocas silicatadas por fluorescencia de rayos X*. Estudios Geol., 28, 445-451.
- BROWN, G. C. (1973): *Evolution of granite magmas of destructive Plate Margins*. Nature Phys. Sc., 241, 26-28.

- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, G. y FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Geol. France, 15, 209-228.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1965): *Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)*. C. R. Ac. Sc. Paris, 260, 5081-5083.
- CARVALHO, D. DE (1972): *The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal*. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., 20, 297-320.
- CONDIE, K. C. (1973): *Archean magmatism and crustal thickening*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2981-2992.
- CORRETGÉ, L. G. (1969): *Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor-Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética*. Acta Geol. Hispánica, 4, 119-123.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja n.º 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 82-3-4, 277-286.
- FABRIES, J. (1963): *Les formations cristallines et métamorphiques du nord-est de la province de Seville (Espagne)*. These Univ. Nancy, 262 pp.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974): *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 85, 595-600.
- GONÇALVES, F. y PINTO COELHO, A. V. I. (1971): *Nota prévia sobre o provável caracteres subvulcanico do maciço granítico de Santa Eulalia (Alto Alentejo)*. Bol. Geol. Min., 82, 291-298.
- HERRANZ, P. (1970): *Nota preliminar sobre el estudio geológico de las sierras paleozoicas entre Oliva de Mérida y Hornachos (Badajoz)*. Sem. Estratigrafía, 6.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SONET, J. y BOUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorita de Fontanosas*. Geol. Mijnbouw, 49 (4), 297-304.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geol. Forsch., 6, 78-92.
- NAVIDAD, M. (1973): *Petrogénesis de las rocas básicas de Villanueva de Bogas (Toledo)*. Estudios Geol., 29, 543-548.
- OENING SOEN (1970): *Granite Intrusion, folding and metamorphism in Central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., 81, 157-184.
- PARGA, J. R. (1970): *Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas*. Bol. Geol. Min., 81, 115-143.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H. y HEBEDA, E. H. (1967): *Isotopic age determinations on granitic rocks in Northern Portugal*. Geol. Mijnbouw, 46, 369-373.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. y VIRDURMEN, E. A. th. (1970): *Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula*. Ecl. Geol. Helvetiae, 63, 255-274.
- PENHA, M. H. y ARRIBAS, A. (1974): *Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles*. Bol. Geol. Min., 85, 271-273.
- PITCHER, W. S. y BERGER, A. R. (1972): *The Geology of Donegal: An study of granite emplacement and unroofing*. Wiley-Interscience, 435 pp.

- REVERDATTO, V. V.; SHARAPOV, V. N. y MELAMED, V. G. (1970): *The controls and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation*. Contr. Mineral. Petrol., 29, 310-337.
- RINGWOOD, A. E. (1975): *Composition and petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill. Inc. New York, 618 pp.
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; BERZAS, J.; HERRERO, J. y RODRÍGUEZ, S. (1975): *Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 72, 173-190.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1971): *Consideraciones petrogenéticas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida*. Estudios Geol., 27, 305-310.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO YAGÜE, A. (1969): *Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)*. Bol. Geol. Min., 80, 344-351.
- (1972): *Petrogénesis de las rocas básicas del SW de España*. Bol. Geol. Min., 83, 402-406.
- SCHEMERHORN, L. J. G. (1975): *Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt: some comments*. Geol. Mijnbouw, 54, 23-35.
- VAN DE KAMP (1969): *Origin of Amphibolites in the Beartooth Mountains, Wyoming and Montana, New data and interpretation*. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1127-1136.

CUADRO I

	MEGA ESTRUCTURA									
	A					B				
	NUMERO DE MUESTRA									
	104	105	53	54	55	74	73	72	71	70
SiO ₂	64,70	69,75	71,70	72,60	73,50	66,00	66,40	65,10	71,70	65,00
Al ₂ O ₃	15,17	15,03	14,46	14,39	14,64	16,00	15,61	16,00	15,22	15,61
Fe ₂ O ₃	0,97	0,30	0,52	0,44	0,58	0,76	0,85	0,87	0,20	1,02
FeO	2,40	1,72	1,80	1,56	1,17	2,45	2,70	3,10	1,41	2,55
MnO	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05
MgO	1,11	1,00	0,75	0,49	0,45	2,42	2,02	2,32	0,70	2,22
CaO	6,17	1,68	1,20	0,55	0,53	2,24	3,23	2,80	1,26	3,36
Na ₂ O	3,56	4,20	3,30	3,00	3,07	3,77	3,55	3,42	3,42	3,77
K ₂ O	4,24	4,60	3,92	4,73	4,14	3,56	3,32	3,64	4,57	3,32
TiO ₂	0,45	0,32	0,41	0,34	0,31	0,58	0,56	0,72	0,26	0,60
P ₂ O ₅	0,22	0,24	0,29	0,41	0,43	0,19	0,19	0,19	0,35	0,23
H ₂ O	0,93	0,88	1,46	1,09	1,22	1,65	1,26	1,61	0,90	1,93
	99,97	99,75	99,85	99,63	100,08	99,65	99,73	99,81	100,01	99,66

MEGA ESTRUCTURA										
	B									C
	NUMERO DE MUESTRA									
	59	60	61	56	57	58	62	63	64	109
SiO ₂	72,20	71,50	71,20	73,00	73,80	73,40	71,70	70,30	72,70	60,70
Al ₂ O ₃	14,89	14,26	14,53	14,51	15,14	14,64	15,04	14,78	14,27	16,32
Fe ₂ O ₃	0,58	0,95	1,21	0,46	0,10	0,14	0,46	0,98	0,74	2,14
FeO	1,39	2,17	1,80	1,07	0,71	0,98	0,72	1,61	1,42	5,53
MnO	0,03	0,05	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05	0,05	0,08
MgO	0,91	1,21	0,70	0,40	0,10	0,40	0,60	0,50	0,81	2,12
CaO	1,40	1,96	2,38	0,84	0,70	0,70	0,70	1,54	0,98	3,52
Na ₂ O	3,50	3,29	3,45	3,50	3,77	3,67	3,61	3,40	3,29	3,20
K ₂ O	3,18	2,41	2,26	4,23	3,95	4,14	5,10	4,38	3,95	3,18
TiO ₂	0,25	0,42	0,43	0,25	0,06	0,15	0,14	0,40	0,31	1,15
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,14	0,42	0,54	0,41	0,37	0,33	0,25	0,34
H ₂ O	1,25	1,51	1,95	1,17	1,03	1,26	1,46	1,59	1,19	1,90
	99,72	99,85	100,10	99,87	99,92	99,90	99,92	99,86	99,96	100,18

MEGA ESTRUCTURA										
	C									
	NUMERO DE MUESTRA									
	110	106	107	108	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	65,70	64,40	66,00	63,90	65,60	73,30	68,18	68,30	69,43	67,90
Al ₂ O ₃	15,87	16,67	16,10	16,32	15,80	13,25	15,14	15,29	15,40	15,29
Fe ₂ O ₃	0,50	0,66	0,67	0,78	0,92	0,67	0,49	0,55	0,19	0,39
FeO	3,40	3,42	3,04	3,55	3,04	1,31	2,13	2,13	2,58	2,20
MnO	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
MgO	1,48	2,11	1,11	2,43	2,42	0,20	1,81	2,33	0,91	0,10
CaO	2,73	3,83	2,81	2,53	3,22	2,10	2,66	2,40	2,66	5,60
Na ₂ O	3,15	2,94	3,46	2,92	3,29	3,24	3,34	3,56	3,45	3,50
K ₂ O	4,36	3,40	4,44	3,74	3,32	4,05	3,66	3,18	3,71	3,32
TiO ₂	0,53	0,63	0,59	0,62	0,72	0,30	0,52	0,51	0,40	0,51
P ₂ O ₅	0,21	0,16	0,21	0,15	0,21	0,21	0,21	0,17	0,14	0,19
H ₂ O	1,73	1,50	1,58	2,49	1,27	1,13	1,42	1,33	1,05	0,96
	99,76	99,78	100,06	99,40	99,88	99,80	99,59	99,77	99,94	99,99

	MEGA E S T R U C T U R A									
	C					D		E		
	N U M E R O D E M U E S T R A									
	37	83	65	67	66	0	79	80	81	77
SiO ₂	69,80	69,43	74,50	54,90	74,50	75,60	71,30	69,20	58,80	67,80
Al ₂ O ₃	15,55	14,89	13,00	17,08	13,12	12,75	14,34	14,63	16,69	15,14
Fe ₂ O ₃	0,51	0,82	0,74	3,18	0,53	0,95	0,73	1,10	2,39	2,04
FeO	1,80	1,38	1,16	5,49	1,75	0,79	2,37	2,36	4,17	1,85
MnO	0,02	0,05	0,04	0,19	0,07	0,04	0,05	0,05	0,11	0,03
MgO	1,31	1,31	0,10	3,93	0,36	0,05	0,49	0,80	4,53	0,89
CaO	1,96	2,10	1,12	7,43	0,56	0,20	0,93	2,52	5,46	2,63
Na ₂ O	3,72	3,50	3,18	2,75	3,35	3,33	2,95	3,39	2,58	3,07
K ₂ O	3,90	3,76	4,38	1,54	3,96	5,00	4,93	3,95	2,31	4,62
TiO ₂	0,43	0,48	0,18	0,68	0,30	0,12	0,44	0,54	0,92	0,51
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,10	0,18	0,32	0,02	0,14	0,17	0,24	0,13
H ₂ O	1,06	1,67	1,26	2,50	0,87	0,98	1,22	1,34	1,84	1,14
	100,16	99,61	99,76	99,85	99,69	99,83	99,89	100,05	100,04	99,85

	MEGA E S T R U C T U R A									
	E						F			
	N U M E R O D E M U E S T R A									
	78	84	76	75	82	85	26	21	23	25
SiO ₂	61,10	60,00	55,40	71,50	46,00	62,00	69,30	71,95	58,50	61,10
Al ₂ O ₃	16,15	16,91	16,31	14,54	16,82	15,39	14,65	13,13	15,14	15,78
Fe ₂ O ₃	1,78	2,06	3,69	1,02	7,44	1,93	1,74	2,14	1,86	1,63
FeO	3,96	3,62	3,85	1,96	9,79	5,57	2,12	1,61	6,44	4,40
MnO	0,07	0,09	0,13	0,04	0,22	0,13	0,05	0,05	0,13	0,11
MgO	3,63	3,79	5,54	0,20	0,10	0,20	1,01	1,01	4,89	3,33
CaO	4,91	5,55	7,57	2,50	11,78	3,88	2,52	3,08	7,35	5,19
Na ₂ O	2,70	3,13	3,18	4,42	3,12	4,69	3,18	3,13	2,10	2,91
K ₂ O	2,41	2,16	1,59	1,97	1,01	4,18	2,89	2,26	0,81	1,78
TiO ₂	0,90	0,83	1,29	0,34	1,64	0,92	0,46	0,40	0,98	0,78
P ₂ O ₅	0,25	0,27	0,22	0,14	0,44	0,25	0,11	0,06	0,17	0,11
H ₂ O	1,78	1,55	1,24	1,10	1,56	0,79	2,03	1,02	1,60	2,71
	99,64	99,96	100,01	99,73	99,92	99,93	100,06	99,84	99,97	99,83

MEGAESTRUCTURA							
F							
NUMERO DE MUESTRA							
	27	20	22	24	28	18	19
SiO ₂	73,10	73,10	74,50	54,30	74,40	56,80	72,60
Al ₂ O ₃	13,25	13,13	13,00	17,08	12,87	17,84	14,01
Fe ₂ O ₃	0,99	1,22	0,65	2,35	0,53	1,43	0,68
FeO	2,09	1,24	1,17	5,45	1,93	5,44	1,25
MnO	0,07	0,04	0,03	0,14	0,04	0,13	0,02
MgO	0,70	0,20	0,20	4,64	0,30	4,39	0,10
CaO	2,24	1,82	1,40	7,99	1,40	5,61	1,96
Na ₂ O	3,24	3,45	3,72	2,91	3,24	3,23	2,91
K ₂ O	2,31	4,29	4,52	1,73	4,19	1,30	4,43
TiO ₂	0,34	0,31	0,22	1,30	0,24	0,89	0,24
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,17	0,06	0,18	0,14
H ₂ O	1,62	1,16	0,53	1,91	0,73	2,73	1,56
	100,01	100,03	99,99	99,97	99,93	99,97	99,90

MEGA E S T R U C T U R A										
A					B					
N U M E R O D E M U E S T R A										
	104	105	53	54	55	74	73	72	71	70
Cu	4	6	6	7	6	8	8	17	5	22
Ga	18	20	20	21	20	20	20	20	22	20
La	18	15	24	28	0	17	24	24	11	14
Ni	10	8	4	6	4	25	29	26	4	22
Pb	29	39	23	56	38	38	32	41	45	111
Rb	226	264	190	284	235	150	145	140	281	148
Sr	123	94	115	69	66	274	197	242	78	218
Th	8	14	25	36	21	28	23	24	25	23
Y	22	16	21	20	19	18	16	19	11	19
Zn	60	53	50	74	55	79	80	78	82	78
Zr	127	90	158	168	122	156	139	164	107	147
Cs	—	—	6	25	19	29	9	9	24	13
Co	—	—	0	0	0	3	10	11	0	8
Ca	4,38	1,19	0,85	0,39	0,37	1,59	2,29	1,98	0,89	2,38
K	1,73	1,88	1,60	1,93	1,69	1,45	1,36	1,49	1,87	1,36
Ca/Sr	356	126	73	56	56	58	116	81	114	109
K/Rb	76	71	84	67	71	96	93	106	66	91

MEGA E S T R U C T U R A										
B										C
N U M E R O D E M U E S T R A										
	59	60	61	56	57	58	62	63	64	109
Cu	7	14	11	6	9	20	7	10	3	20
Ga	18	18	19	22	22	21	18	20	21	19
La	6	16	11	13	22	0	0	23	3	66
Ni	11	17	24	9	8	4	5	8	6	18
Pb	30	19	23	47	67	49	39	48	43	37
Rb	124	123	94	334	543	265	188	248	245	128
Sr	111	89	125	56	96	62	59	96	69	229
Th	19	24	27	29	11	22	19	22	20	30
Y	24	20	26	12	2	10	14	16	14	25
Zn	73	82	80	85	83	83	77	83	81	88
Zr	129	181	187	134	46	91	89	172	120	326
Cs	3	4	0	34	181	30	12	18	23	13
Co	3	7	2	0	0	0	2	0	0	18
Ca	0,99	1,39	1,68	0,59	0,49	0,49	0,49	1,09	0,69	2,49
K	1,30	0,98	0,92	1,73	1,61	1,69	2,09	1,79	1,61	1,30
Ca/Sr	89	156	134	105	51	79	83	113	100	108
K/Rb	104	79	97	51	29	63	111	72	65	101

MEGA E S T R U C T U R A										
C										
N U M E R O D E M U E S T R A										
	110	106	107	108	30	31	32	33	34	35
Cu	13	11	14	25	5	5	32	14	38	57
Ga	20	21	21	19	21	21	20	19	20	19
La	38	46	46	36	31	22	33	39	23	22
Ni	15	39	10	11	39	6	30	2414	2495	32
Pb	56	46	35	26	42	45	44	36	43	57
Rb	157	152	176	130	160	299	163	149	159	160
Sr	219	197	183	201	318	104	301	292	204	302
Th	31	26	28	24	41	31	32	31	28	25
Y	27	23	30	26	20	15	18	17	23	16
Zn	82	82	83	82	79	80	79	77	79	81
Zr	236	165	253	223	179	160	164	145	161	152
Cs	5	16	7	1	8	19	9	10	9	10
Co	20	15	8	8	10	2	13	10	7	7
Ca	1,93	2,71	1,99	1,79	2,28	1,49	1,88	1,70	1,88	3,97
K	1,78	1,39	1,82	1,53	1,36	1,66	1,50	1,30	1,52	1,36
Ca/Sr	88	137	108	89	71	143	62	58	92	131
K/Rb	113	91	103	117	85	55	92	87	95	85

MEGAESTRUCTURA										
C						D		E		
NUMERO DE MUESTRA										
	37	83	65	67	66	0	79	80	81	77
Cu	47	16	3	26	0	5	4	15	32	13
Ga	20	20	22	16	21	20	20	21	19	20
La	22	31	18	8	18	75	35	32	32	31
Ni	7	17	5	8	3	2	6	40	90	7
Pb	57	43	33	11	33	9	20	47	17	21
Rb	149	190	415	61	243	184	210	142	90	136
Sr	379	286	39	342	44	39	81	250	290	226
Th	26	28	32	15	23	49	29	26	23	27
Y	16	14	56	19	22	54	45	23	21	33
Zn	80	77	79	80	61	10	26	83	78	73
Zr	178	134	175	74	173	165	197	174	199	305
Cs	10	19	28	1	17	1	6	10	2	5
Co	5	384	0	17	0	0	4	71	133	10
Ca	1,39	1,49	0,79	5,27	0,39	0,14	0,66	1,78	3,87	1,86
K	1,59	1,54	1,79	0,63	1,62	2,05	2,04	1,61	0,94	1,89
Ca/Sr	36	52	202	154	88	35	81	71	133	82
K/Rb	106	81	43	103	66	111	97	113	104	138

MEGA ESTRUCTURA										
E							F			
NUMERO DE MUESTRA										
	78	84	76	75	82	85	26	21	23	25
Cu	15	29	21	17	23	17	12	0	18	22
Ga	19	19	18	20	17	21	20	20	17	18
La	36	38	28	34	37	48	19	35	1	7
Ni	64	62	20	6	0	0	4	1	10	4
Pb	13	16	16	22	25	20	20	31	12	17
Rb	105	93	56	99	24	69	115	236	47	73
Sr	278	314	253	126	1835	189	155	72	128	145
Th	25	25	24	33	18	23	30	28	15	23
Y	22	25	25	32	40	36	34	25	19	27
Zn	76	77	80	77	76	91	77	76	80	80
Zr	240	177	156	186	145	846	225	184	80	136
Cs	5	4	0	3	0	0	2	13	0	0
Co	27	25	32	4	50	8	9	0	26	13
Ca	3,48	3,94	5,37	1,77	8,36	2,75	1,78	2,18	5,21	3,68
K	0,98	0,88	0,65	0,80	0,41	1,71	1,16	0,92	0,33	0,72
Ca/Sr	125	125	212	140	45	145	114	302	407	253
K/Rb	93	94	116	80	170	247	100	38	70	98

MEGA ESTRUCTURA							
F							
NUMERO DE MUESTRA							
	27	20	22	24	28	18	19
Cu	13	20	30	47	12	46	29
Ga	20	21	18	18	21	18	19
La	19	25	21	16	18	1	17
Ni	2	6	4	45	6	45	6
Pb	26	35	11	13	34	11	50
Rb	84	222	111	68	232	57	251
Sr	177	80	114	185	66	274	134
Th	26	38	25	23	35	19	30
Y	33	34	31	25	49	19	21
Zn	81	79	78	81	80	81	81
Zr	212	226	201	143	202	107	138
Cs	2	28	4	2	12	42	7
Co	3	0	12	37	8	25	0
Ca	1,59	1,29	0,99	5,67	0,99	3,98	1,39
K	0,94	1,75	1,85	0,70	1,71	0,53	1,81
Ca/Sr	89	161	86	306	150	145	103
K/Rb	111	78	166	102	73	92	72

N U M E R O D E M U E S T R A										
	104	105	53	54	55	74	73	72	71	70
Q	22,18	15,67	33,58	35,37	38,56	21,21	22,09	20,58	30,63	19,15
Or	17,18	25,06	23,17	27,95	24,47	21,04	19,62	21,51	27,01	19,62
Ab	35,54	30,13	27,92	25,39	25,98	31,90	30,04	28,94	28,94	31,90
An	6,77	12,89	4,06	0,05	—	9,87	14,78	12,65	3,97	15,17
Hy	4,93	—	4,14	3,22	2,35	9,00	8,44	9,64	3,78	8,47
Dy	—	11,52	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,43	1,41	0,75	0,64	0,84	1,10	1,23	1,26	0,29	1,48
Π	0,61	0,85	0,78	0,65	0,59	1,10	1,06	1,37	0,49	1,14
Ap	0,56	0,51	0,67	0,95	3,11	0,44	0,44	0,44	0,81	0,53
C	0,66	—	3,30	4,32	5,11	2,33	0,76	1,80	3,19	0,26
Z	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Indice TT.	84,91	70,85	84,67	88,71	89,00	74,15	71,75	71,04	86,57	70,68
A	74,45	63,52	70,17	75,64	76,72	56,56	55,23	52,88	77,57	55,05
F	17,09	27,44	22,55	19,57	18,60	24,77	28,54	29,74	15,63	27,72
M	8,46	9,04	7,29	4,79	4,78	18,67	16,24	17,38	6,80	17,24

N U M E R O D E M U E S T R A										
	59	60	61	56	57	58	62	63	64	109
Q	34,92	36,28	35,95	34,68	36,07	34,60	29,48	29,91	35,12	17,13
Or	18,79	14,24	13,36	25,00	23,34	24,47	30,14	29,88	23,34	18,79
Ab	29,62	27,84	29,19	29,62	31,90	31,06	30,55	28,77	27,84	27,08
An	6,03	8,94	10,89	1,43	—	0,80	1,06	5,49	3,23	15,24
Hy	3,98	5,61	3,43	2,21	1,41	2,45	2,24	2,82	3,59	11,92
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,84	1,38	1,75	0,67	0,14	0,20	0,67	1,42	1,07	3,10
Π	0,47	0,80	0,82	0,47	0,11	0,28	0,27	0,76	0,59	2,18
Ap	0,32	0,28	0,32	0,97	4,11	0,95	0,86	0,76	0,58	0,79
C	3,48	2,96	2,42	3,65	4,66	3,83	3,19	2,44	3,40	2,03
Z	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,07
Indice TT.	83,33	78,36	78,50	89,29	91,32	90,12	90,17	84,57	86,30	63,00
A	69,87	56,83	60,62	80,02	89,46	83,71	83,03	71,57	70,91	39,46
F	20,61	31,11	31,95	15,84	9,39	12,00	11,25	23,83	21,16	47,43
M	9,52	12,06	7,43	4,14	1,16	4,29	5,72	4,60	7,93	13,11

N U M E R O D E M U E S T R A										
	110	106	107	108	30	31	32	33	34	35
Q	20,91	21,18	19,89	21,70	22,11	34,08	25,69	26,07	26,69	24,11
Or	25,77	20,09	26,24	22,10	19,62	23,93	21,63	18,79	21,93	19,62
Ab	26,66	24,88	29,28	24,71	27,84	27,42	28,26	30,13	29,19	29,62
An	12,17	17,96	12,57	11,57	14,60	9,05	11,83	10,80	12,28	16,21
Hy	8,73	10,06	6,91	11,01	9,79	1,93	7,21	8,45	6,22	—
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,05
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,45
Mt	0,72	0,96	0,97	1,13	1,33	0,97	0,71	0,80	0,28	0,57
Π	1,01	1,20	1,12	1,18	1,37	0,57	0,99	0,97	0,76	0,97
Ap	0,49	0,37	0,49	0,35	0,49	0,49	0,49	0,39	0,32	0,44
C	1,51	1,57	1,00	3,23	1,44	0,22	1,35	2,03	1,21	—
Z	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Indice TT.	73,33	66,16	75,41	68,52	69,57	85,43	75,59	74,98	77,82	85,43
A	58,26	50,60	62,11	49,63	50,89	76,98	61,24	57,36	66,05	76,98
F	30,26	32,56	29,17	32,27	30,48	20,91	22,92	22,81	22,55	20,91
M	11,48	16,84	8,73	18,11	18,63	2,11	15,84	19,83	8,39	2,11

N U M E R O D E M U E S T R A										
	37	83	65	67	66	0	79	80	81	77
Q	26,53	28,31	36,37	9,98	37,91	36,39	31,51	27,04	15,17	25,22
Or	23,05	22,22	25,88	9,10	23,40	29,55	29,14	23,34	13,65	27,30
Ab	31,48	29,62	26,91	23,27	28,35	28,18	24,96	28,69	21,83	25,98
An	8,42	8,98	4,90	29,71	0,69	0,86	3,70	11,39	25,52	12,20
Hy	5,47	4,42	1,54	14,08	3,31	0,67	4,34	4,62	15,65	3,14
Dy	—	—	—	4,88	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,74	1,19	1,07	4,61	0,77	1,38	1,06	1,59	3,47	2,96
Il	0,82	0,91	0,34	1,29	0,57	0,23	0,84	1,03	1,75	0,97
Ap	0,46	0,51	0,23	0,42	0,74	0,05	0,32	0,39	0,56	0,30
C	2,12	1,77	1,23	—	3,07	1,54	2,80	0,60	0,59	0,62
Z	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06
Indice TT.	81,05	80,15	89,16	42,35	89,66	94,12	85,61	79,07	50,66	78,50
A	67,79	67,41	79,08	25,40	73,47	82,31	68,70	63,28	30,60	61,67
F	20,55	20,43	19,87	51,33	22,91	17,19	27,03	29,83	41,05	31,19
M	11,65	12,16	1,05	23,27	3,62	0,49	4,27	6,90	28,35	7,14

N U M E R O D E M U E S T R A										
	78	84	76	75	82	85	26	21	23	25
Q	18,90	15,04	8,26	31,94	1,24	9,35	32,32	36,86	17,83	19,07
Or	14,24	12,77	9,40	11,64	5,97	24,70	17,08	13,36	4,79	10,52
Ab	22,85	26,49	26,91	37,40	26,40	39,69	26,91	26,49	17,77	24,62
An	22,73	25,71	25,53	11,49	28,91	8,60	11,78	14,89	29,49	24,74
Hy	13,49	13,16	11,98	2,77	—	3,66	4,30	3,14	18,74	13,83
Dy	—	0,05	8,37	—	18,46	7,96	—	—	4,80	0,24
Wo	—	—	—	—	2,45	—	—	—	—	—
Mt	2,58	2,99	5,35	1,48	10,79	2,80	2,52	3,10	2,70	2,36
Il	1,71	1,58	2,45	0,65	3,11	1,75	0,87	0,76	1,86	1,48
Ap	0,58	0,63	0,51	0,32	1,02	0,58	0,25	0,14	0,39	0,25
C	0,77	—	—	0,93	—	0,17	1,97	0,08	—	—
Z	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	—	0,05	0,04	0,02	0,03
Indice TT.	55,99	54,29	44,57	80,99	33,61	73,74	76,30	76,70	40,38	54,21
A	35,29	35,84	26,72	66,77	19,25	53,53	55,48	53,10	18,07	33,38
F	39,64	38,48	42,24	31,14	80,29	45,26	35,28	36,95	51,55	42,29
M	25,07	25,68	31,04	2,09	0,47	1,21	9,23	9,95	30,37	23,70

N U M E R O D E M U E S T R A							
	27	20	22	24	28	18	19
Q	38,54	32,41	32,05	6,55	34,96	11,52	34,13
Or	13,65	25,35	26,71	10,22	24,76	7,68	26,18
Ab	27,42	29,19	31,48	24,62	27,42	27,33	24,62
An	10,72	7,67	5,42	28,43	6,55	26,66	8,81
Hy	4,33	0,95	1,28	13,76	3,53	18,51	1,62
Dy	—	0,76	1,02	8,19	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—
Mt	1,44	1,77	0,94	3,41	0,77	2,07	0,99
Il	0,65	0,59	0,42	2,47	0,46	1,69	0,46
Ap	0,14	0,16	0,12	0,39	0,14	0,42	0,32
C	1,49	—	—	—	0,60	1,35	1,20
Z	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03
Indice TT.	79,61	86,96	90,25	41,40	87,14	46,53	84,93
A	59,49	74,72	80,31	27,17	72,91	28,69	78,34
F	33,01	23,65	17,74	45,67	24,14	43,51	20,60
M	7,50	1,92	1,95	27,17	2,94	27,80	1,07

PRECISIONES SOBRE LA FALLA BETICA AL NORTE DE CORDOBA

R. CABANÁS

RESUMEN.—La controvertida línea tectónica del Guadalquivir en su tramo al N de Córdoba presenta particularidades que ponen de manifiesto su gran complejidad. Se distinguen aquí dos sistemas de fracturas, uno de dirección (WSW - ENE) y otro NS con inclinación variable a E u W.

El primero está representado principalmente por dos tramos, al E y W de Córdoba, y del segundo el mejor ejemplo es la falla NNE que desde el cerro de las Ermitas se dirige al vértice de Torre Arboles. Al E de esta última fractura, en el bloque hundido, se han producido otras dos con dirección bética, que lo dividen en una gradería de tres escalones.

Todos estos accidentes quedan confirmados topográfica, paleontológica y morfológicamente.

SUMMARY.—The controverted fault of River Guadalquivir, just in its length standing on the North of Córdoba, shows some particularities which are an evidence of its extreme complexity. Two systems of fractures are to be distinguished here, the one along the Betica trend (WSW - ENE) and the other with an inclination changing to the East or West.

The former is represented principally by two lengths to the East and West of Córdoba, being the best example of the latter the NNE fault which runs out from the Ermitas (Hermitage) to the Peak of Torre Arboles. To the East of this last fracture, in the sunken bulk, two others have been produced in a Betica trend, which divides it into a flight of three steps.

All these accidents are evidenced in a topographical as well as in paleontological and morphological ways.

El accidente tectónico que jalona por el S. el borde de la Meseta Ibérica frente a las tierras del valle bético, ha sido motivo de discusiones desde que fue dado a conocer por MACPHERSON ahora hace un siglo.

A la primitiva hipótesis de una enorme fractura de cientos de kilómetros de larga y cientos de metros de salto, de los geólogos españoles, se opuso el "ennoyage de plis" de GROTH y otros, y la polémica adquirió tonos de gran apasionamiento.

Observaciones posteriores permitieron un conocimiento más exacto del

fenómeno, lo que dio lugar a opiniones más objetivas, y en la actualidad, superados los radicalismos exagerados de primera hora se admite que, como es lógico en un accidente de tal magnitud, que afecta a materiales de constitución y características mecánicas tan heterogéneas, la dislocación presenta aspectos diferentes a lo largo de su recorrido. Unos tramos son, en efecto, una flexión más o menos suave de los depósitos paleozoicos; en otros es una falla, un gran tajo de tres o cuatrocientos metros de salto y en otros la fractura única se resuelve en graderías sintéticas o antitéticas o en un sistema de fallas en relevo.

El carácter variable del accidente, además de con factores litológicos y estructurales, parece estar en relación con su arrumbamiento. BRINKMAMN y GALLWITZ tras destacar la gran complejidad de la dislocación citan la constancia en ella de flexuras en los tramos de rumbo E-W y de fallas típicas verticales y subverticales o desenganches horizontales en los tramos NE y NNE.

Sean cualesquiera las opiniones de los diferentes especialistas, todos coinciden en que en los alrededores de Córdoba el accidente es una falla típica. Un estudio de campo más detenido, sin embargo, revela la existencia de particularidades que complican la aparente sencillez del fenómeno.

Por formar parte de la gran dislocación del Guadalquivir participa igualmente del carácter variado que esta muestra a lo largo de su recorrido.

Al N. de Córdoba el Paleozoico plegado durante la orogenia hercínica, se encuentra afectado por una serie de fracturas de magnitudes y rumbos diferentes y con edades que van desde comienzos del Trásico hasta fines del Mioceno. Estos accidentes rompen y trastornan la continuidad y posición de los materiales, poniendo en contacto formaciones muy distantes cronológicamente con lo que el conocimiento de la estratigrafía y tectónica de la zona resulta muy complicado, lo que explica en parte algunos de los errores que se advierten en la cartografía geológica.

La principal de estas fracturas se arrumba de WSW a ENE y aparece dividida en dos segmentos cuyos extremos más próximos a Córdoba se hallan al NE en los relieves inmediatos al Cortijo de Navalagrulla y al NW en el cerro de las Ermitas. El escarpe de 300-400 metros de altura constituye el rasgo topográfico y morfológico más importante de la zona, pero entre los puntos anteriormente citados desaparece en una distancia de 8-9 kilómetros. Esta desaparición no significa que no exista la fractura sino que su evidencia morfológica se ha perdido; sondeos practicados en esta zona a corta distancia de las calizas y pizarras cámbricas, cortaron los materiales del Bunter a 130 metros de profundidad.

En el cerro de las Ermitas la fractura principal se bifurca dando una rama que se arrumba al NNE formando con la anterior un ángulo de unos

40° con vértice en el cerro citado. El frente de esta falla describe un arco muy abierto que, abarrancado y modelado por la erosión, ha recibido el nombre de sierra de Córdoba.

Antes de alcanzar el caserío de los Villares, la traza de la falla se hace muy confusa perdiéndose definitivamente en las proximidades de la mancha andesítica de Torre Arboles.

Desde este lugar hasta el comienzo del segmento oriental de la falla principal no se aprecia la existencia de otras fracturas sino, una serie de pliegues paralelos con orientación NW-SE, de los que los más conspicuos son los anticlinales de Carrasquilla - Capellanía y la loma del Algarrobillo, entre los que se aloja el valle sinclinal del arroyo Guadalbarbo.

Estos pliegues y la falla norteada anteriormente citada limitan, al N de Córdoba, un bloque hundido que forma un seno de contorno groseramente triangular en el que sobre los materiales paleozoicos plegados, yacen discordantes coberteras tabulares de caliza helveciense y en algunos lugares pequeños retazos de conglomerado y arenisca del Bunter.

Este compartimiento hundido está dividido de S a N en una serie escalonada por líneas de fractura secundarias cuyas trazas son más o menos paralelas a la de la falla principal. La primera de ellas es la que con dirección bética cruza el valle del arroyo de Pedroches, poco aguas abajo de su confluencia con el de Barrio Nuevo, y siguiendo hacia el Este cruza la carretera N-432 y el ferrocarril Córdoba-Almorchón entre sus kilómetros 7 y 8 y por el pie del cerro de San Fernando se prolonga hasta unirse al segmento oriental de la falla principal.

Más al N corre otra fractura, algo divergente por el E, cuya traza queda jalonada en el terreno por una alineación de collados, fraguados en las estrechas y largas tablas de caliza helvética que coronan las lomas de los Almendralejos, Albarizas, Mesa de los Escalones y otras.

Los hechos que prueban la existencia de estos accidentes así como de la falla principal son muy variados, y han sido aducidos por cuantos se ocuparon del problema; todos los que sin prejuicios lo estudiaron sobre el terreno no dejaron de referirse al brusco escalón que separa el llano aluvial del valle bético de la arista paleozoica del borde de la Meseta. Desde Córdoba este escalón de 400 metros de altura aparece como una barrera en cuyo escarpe la erosión ha modelado una morfología serreña.

CARBONELL analizando los aspectos topográficos de la falla cita el paso de la isohipsa de 500 metros a sólo unos 5 Km. al N del casco urbano de Córdoba mientras que por el S la misma curva habría que buscarla hacia Baena y Nueva Carteya, a distancias superiores a 40 Km.

En la fractura de rumbo NNE, la curva de nivel citada sigue con gran constancia el borde superior del bloque elevado saliendo de la hoja topográfica por el vértice geodésico de Torre Arboles. El valor medio del salto es en esta falla, de unos 250 metros, variando mucho la pendiente de su frente por diferencias litológicas.

En el bloque hundido al E de la falla, las dos fracturas secundarias que lo atraviesa no dan contrastes topográficos tan acusados. La magnitud del salto en ambas es mucho más modesta y la erosión ha podido borrarlo dejando sólo algún pequeño testigo. Quedan, sin embargo, otras evidencias como la extensa zona milonitizada del Kilómetro 264 de la carretera N-432 o la espectacular falla de la boca N del túnel de los Pradillos, pero el argumento incuestionable es, sin duda, la disposición de los retazos de caliza helveciense.

Este material que inicialmente constituía una espesa cobertera continua sobre la superficie del compartimiento hundido, se encuentra actualmente dividido en tres escalones cuyas huellas son el llano del Majano, limitado por la isohipsa de 160 metros, las plataformas de las mesas de los Pradillos, el Mono y San Cebrián entre 300 y 350 metros y las de San Enrique y Mesa de los Escalones a 420 - 450 metros.

El llano del Majano es una extensa "tabla" horizontal en la que las calizas se explotan para la fabricación de cemento y se prolonga al E y W de Córdoba por decenas de kilómetros formando una faja larga y estrecha al pie del escarpe de la falla.

El escalón inmediato superior se halla a una altitud de 320-350 metros y está cubierto por la formación tabular miocena cuyos estratos presentan buzamiento meridional de 5°-6° por término medio. En este escalón y en el siguiente los topónimos de "mesa" son abundantísimos y aluden a la morfología de las tablas calizas, de 30-40 metros de espesor, con bordes cortados a pico, que coronan las lomas. La falla que separa este escalón del siguiente ha provocado su basculamiento hacia el S por lo que en el collado que da paso a la carretera N-432 y en su Km. 262 el conglomerado basal de la formación miocena se encuentra en el bloque meridional entre 25-30 metros más elevado que en el septentrional.

La cobertera miocena en el más elevado de los tres escalones, con rasgos morfológicos análogos, llega hasta la curva de 450 metros aunque muy erosionada y reducida a manchitas de poca extensión y con solo unos decímetros de potencia.

La realidad de los accidentes descritos viene también confirmada por datos paleontológicos; en las calizas helvéticas de las "mesas" y el Majano se encuentra la misma fauna de braquiópodos, equínidos, bivalvos y peces,

y las de arqueociatidos que en el cerro de las Ermitas están a cota superior a los 400 metros se hallan, con fauna y facies idénticas en el viaducto del ferrocarril Córdoba-Almorchón y en el Km. 268'150 de la carretera N-432 casi 300 metros más bajas, en el bloque oriental de la falla NNE.

El escarpe de falla especialmente en las de gran salto que son, a la vez, las más antiguas, está muy modificado por la erosión, no obstante, todavía es posible reconocer en él restos de las típicas facetas triangulares que identifican estos accidentes. En la de orientación bética (WSW-ENE) el segmento oriental muestra cuatro de estas caras entre el cortijo de Navalagrulla y el valle del arroyo Guadalbarbo y al W de Córdoba, entre los cortijos de la Jarilla y Cuevas Altas se encuentran otras tres que por su mejor conservación se reconocen incluso en la cartografía a escala 1/50.000 (hoja 922).

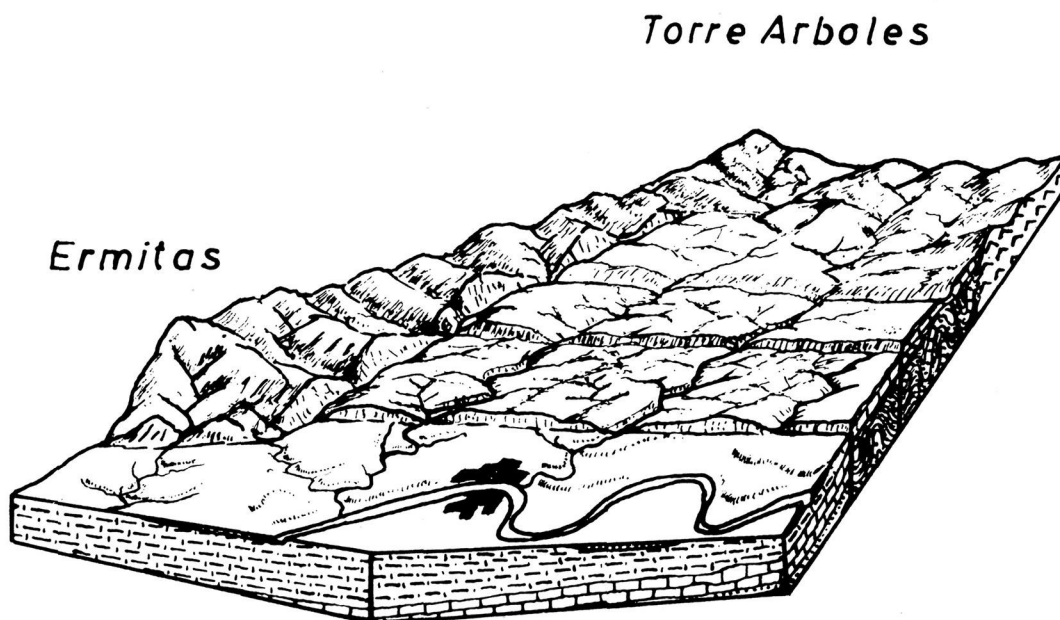


FIG. 1

Block-diagrama tectónico del N de Córdoba

BIBLIOGRAFIA

- ALVARADO, A. (1923): *Región Este de Sierra Morena*. Bol. I.G.M.E.; 44; Madrid.
- BRINKMANN, R. y GALLWITZ, H. (1950): *El borde externo de las cadenas béticas en el Sureste de España*. Inst. "Lucas Mallada" C.S.I.C. Madrid.
- CABANÁS, R. (1960): *Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba*. Not. y Comun. I.G.M.E. Madrid.
- CARANDELL, J. (1921): *Breves apuntes acerca del curso del Guadalquivir entre Villa del Río y Alcolea*. Ibérica, n.º 365.

- CARBONELL, A. (1926): *La línea tectónica del Guadalquivir*. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- FONTBOTÉ, J. M. (1970): *La depresión del Guadalquivir*. En explicación mapa geológico de España y Portugal. Escala 1:1.250.000. Ed. Paraninfo. Madrid.
- (1971): *Explicación de la hoja n.º 76, Córdoba, del mapa geológico de síntesis a escala 1:200.000*. Madrid.
- GROTH, J. (1913-14): *Sur la bordure méridionale de la Meseta Ibérique*. C. R. Ac. Sc. París.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1917): *Año y medio de investigaciones geológicas*. Asoc. Esp. Progr. Cienc., 2.
- MALLADA, L. (1880): *Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba*. Bol. I.G.M.E., 7. Madrid.

GEOLOGIA DEL AREA GRANITICA Y METAMORFICA AL OESTE DE CIUDAD RODRIGO (SALAMANCA): II. LAS ROCAS GRANITICAS

L. G. CORRETGÉ*
M. LÓPEZ-PLAZA*

RESUMEN.—En este trabajo se da una visión general sobre la petrografía, quimismo y petrogénesis de los materiales graníticos al Oeste de Ciudad Rodrigo. Se han reconocido ocho facies graníticas diferentes, algunas de las cuales forman la siguiente secuencia de diferenciación: granodioritas - granitos monzoníticos - leucogranitos.

La característica petrográfica más marcada es la existencia de fenómenos de moscovitización, silicificación y algunos tipos de albitización originados por procesos tardimagmáticos - postmagmáticos, generalizados en todo el área estudiada.

Desde el punto de vista geoquímico se observan fuertes anomalías en el contenido de elementos traza significativos: Li, Rb, Sr y Ba. Dichas anomalías se explican a la luz del comportamiento de tales elementos durante la fusión parcial, cristalización fraccionada y fenómenos pegmatítico - neumatolíticos.

Petrogenéticamente puede considerarse a toda la serie granítica como granitos epizonales, muy evolucionados a partir de una serie calcoalcalina contaminada por material mesocortical, y con quimismo muy transformado por los procesos postmagmáticos.

SUMMARY.—This paper deals with the petrography, geochemistry and petrogenesis in an area localized in the west side of Ciudad Rodrigo (Salamanca).

Eight different facies were found, some of them showed the following differentiation suite: granodiorite - monzonitic granite - leucogranite.

Muscovitization, silicification and some type of albitization phenomena originated by late and postmagmatic processes are the more remarkable petrographic aspects.

From a geochemical point of view marked anomalies in the amount of such trace element as Li, Rb, Sr y Ba were found. Because of the behaviour of these elements during the partial melting, fractional cristallization and pegmatitic - neumatolytic processes, those anomalies could be explained.

The whole granitic series may be considered as a very evolved epizonal granites belonging to a calcoalcaline suite contaminated by mesocrustal rocks and very transformed by postmagmatic processes.

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

INTRODUCCION

El área granítica estudiada se encuentra en la zona Galaico-Castellana definida por LOTZE (1945), más concretamente en la zona III (Duero Inferior) establecida por MATTE (1968). Constituye la parte oriental del gran batolito de Guarda (Portugal), considerado como "Younger Hercynian Granite" por SCHERMERHORN (1956), WESTERWELD (1956) y OEN (1958, 1960, 1962, 1968, 1970).

Petrográfica y geoquímicamente estos granitos "younger" están formados predominantemente por granitos y granodioritas de carácter calcoalcalino y en menor proporción por granitos de feldespato alcalino o de tendencia alcalina, entendiéndose por tales los que presentan bajo contenido en CaO (plagioclasa normativa de composición próxima a la transición albita-oligoclasa).

El sector oriental del batolito de Guarda (área Vilar Formoso-Fuentes de Oñoro), objeto de este trabajo, tiene todas las características anteriormente apuntadas; la petrografía y quimismo presentan, sin embargo, ciertas particularidades de interés que hemos querido dar a conocer en vista a encuadrar los granitos de este sector en uno de los cinco tipos de la serie "younger" establecidos por OEN (1970) y otros investigadores como WESTERWELD (op. cit.), SCHERMERHORN (1955, 1956, 1962), BRINK (1960), PRIEM (1962), SLUYK (1963), DE BOORDER (1965) y MAIJER (1965). El interés es evidente dado que en ocasiones es muy difícil diferenciar los granitos del grupo III de los del grupo IV, así como definir el carácter alcalino o calcoalcalino de la serie que obedece a diferentes condicionantes petrogenéticos (CAPDEVILA & FLOOR, 1970; CORRETGÉ, 1971; CAPDEVILA et al., 1973; UGIDOS, 1973; UGIDOS & BEA, 1976; CORRETGÉ et al., in litt).

ANTECEDENTES

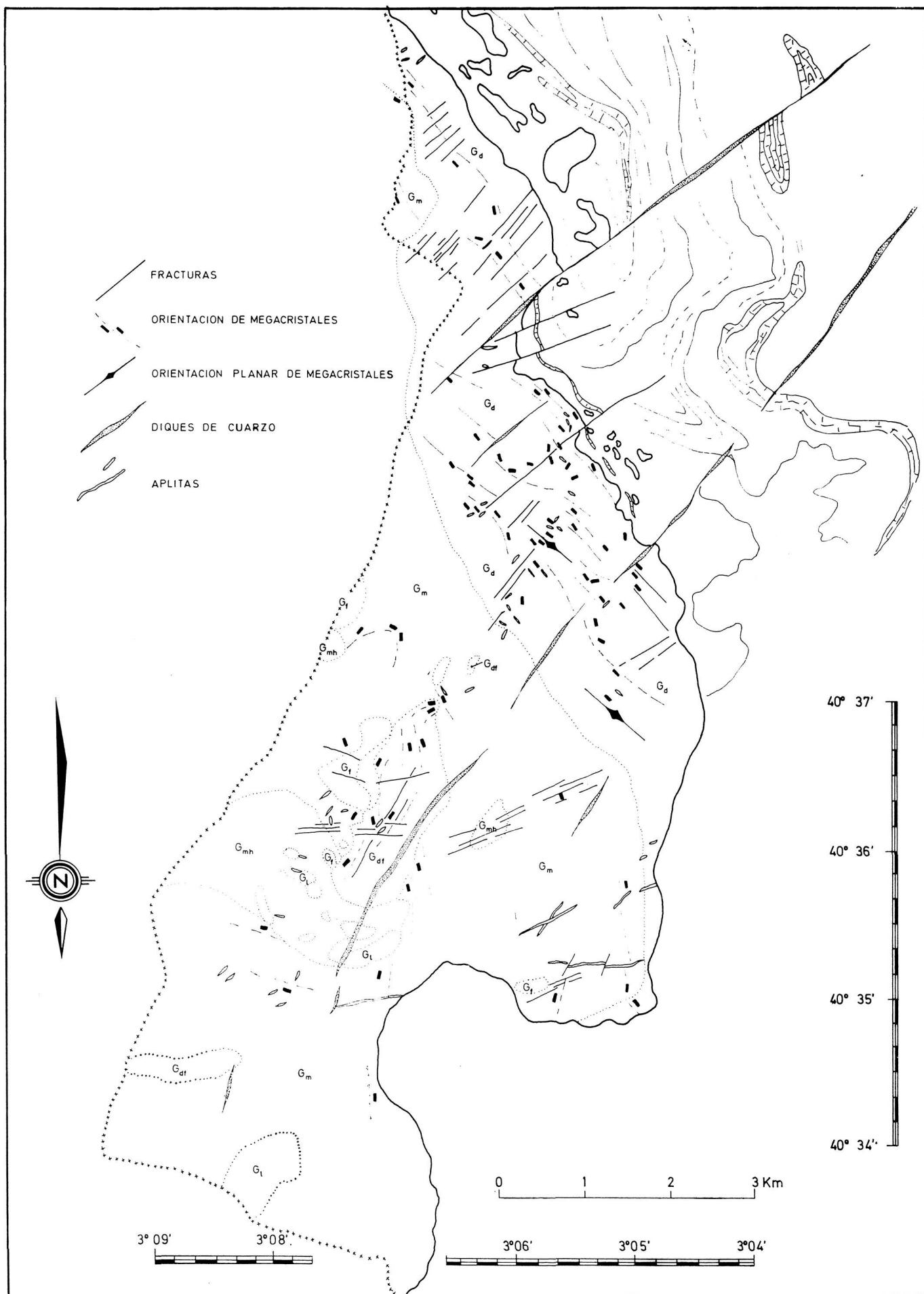
Los autores que se han ocupado del estudio geológico y petrográfico del área de Fuentes de Oñoro son escasos. Aunque en los dominios metasedi-

FIG. 1

FIG. 1.—Esquema geológico del área granítica de Fuentes de Oñoro.

- G_{df} Granodioritas y granitos de grano fino profídicos.
- G_d Granodioritas y granitos porfídicos.
- G_m Granitos monzoníticos (facies común).
- G_{mh} Granitos monzoníticos heterogéneos.
- G_l Leucogranitos aplo-pegmatíticos.
- G_f Granitos de grano fino.

→



mentarios de la zona se realizó una intensa investigación por geólogos, ingenieros y prospectores de la Junta de Energía Nuclear durante la década 1960-1970, hay muy pocos datos puramente geológicos publicados.

Los primeros datos de tipo general han sido aportados por SCHMIDT-THOME (1945) que además de establecer una clasificación de los granitos en la provincia de Salamanca y norte de Cáceres, esboza una cartografía de la zona aquí estudiada sin establecer distinción de los tipos graníticos.

En las zonas adyacentes de Portugal (Vilar Formoso, Almeida, Naves...) situadas en la misma unidad granítica se han cartografiado cinco tipos de granito (TEIXEIRA et al., 1959). Posteriormente, ARRIBAS (1962) describe someramente algunas rocas graníticas de la zona, en especial las que se encuentran más al norte del área estudiada. Por último, MINGARRO et al. (1971) realizan una cartografía del área sin establecer facies graníticas.

PETROLOGIA

Generalidades

En el mapa geológico adjunto se pueden observar las características generales del área que han sido ampliamente expuestas en una publicación anterior (CORRETGE & LÓPEZ-PLAZA, 1976).

Respecto a las rocas graníticas puede decirse que predominan los granitos de grano grueso más o menos porfídicos. En las zonas de contacto con los metasedimentos del complejo esquisto grauváquico los granitos están enriquecidos en biotita y presentan mayor proporción de megacristales de feldespato potásico que manifiestan una fluidaridad planar a veces paralela y otras débilmente oblicua al contacto (Fig. 1). En el stock situado al SE de Gallegos de Argañán la orientación planar de los megacristales es totalmente paralela a los contactos, pero sufre variaciones apreciables de buzamiento y tiende a esbozar una incipiente estructura dómica. Los contactos son siempre muy netos y generalmente verticales, abundando en dichas zonas los enclaves de naturaleza pelítica que tienden a estar orientados paralelamente al contacto. Los enclaves de naturaleza granodiorítica-tonalítica aparecen diseminados en las granodioritas y en los granitos monzónicos, o bien concentrados en pasillos (Fig. 2).

Próximos a la masa granítica principal aparecen numerosos stocks y apófisis. Petrográfica y texturalmente son diferentes a la facies común del batolito, pero semejantes a las facies más evolucionadas (leucogranitos y granitos de grano fino). La ausencia de contactos entre estas apófisis y pequeños stocks, que poseen a veces carácter paraconcordante con la esquistosidad principal y fábrica cataclástica, y el batolito nos plantea serias dudas sobre la cronología relativa de estas formaciones.



FIG. 2

Pasillo de enclaves tonalíticos en las granodioritas y granitos monzoníticos

Se han distinguido en total ocho tipos de granitoides. Los términos más básicos que corresponden a facies de borde son granodioritas y granitos porfídicos. Los más ácidos están formados por granitos de grano fino y leucogranitos moscovíticos, situados en la masa principal o en las apófisis graníticas.

Las granodioritas y granitos de grano fino porfídicos parecen ser ligeramente anteriores a la masa principal de granitos monzoníticos. En cuanto a las restantes facies puede afirmarse que se trata de un fenómeno general de diferenciación, en el que algunas facies intruyen en otras mediante contactos netos.

Desde el punto de vista evolutivo podemos estudiar los diferentes tipos según su secuencia temporal, estableciendo un grupo aparte para las apófisis:

- a) Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos.
- b) Granodioritas y granitos porfídicos.
- c) Granitos monzoníticos (facies común).
- d) Granitos monzoníticos heterogéneos.
- e) Leucogranitos aplo-pegmatíticos.
- f) Granitos de grano fino.
- g) Apófisis: leucogranitos turmaliníferos o moscovíticos.

Consideraciones acerca de su clasificación

La mayor parte del área estudiada se encuentra constituida por granitos monzoníticos. También hay algunas facies que entran dentro del campo granodiorítico con una proporción de plagioclasas superior al 65 % del total de feldespatos.

Es evidente que la clasificación de STRECKEISEN (1967) y I. U. G. S. (1973) es perfectamente clara cuando en los granitos monzoníticos o granodioritas, según los casos, la plagioclasa es relativamente básica (oligoclasa-andesina). El problema realmente se presenta con algunos granitos de esta zona con plagioclasas de bajo contenido en anortita, menor de An_{11} y frecuentemente menor de An_{05} , que debieran clasificarse, en realidad, especialmente en el segundo caso, como granitos de feldespato alcalino. Este problema lo hemos solventado en parte empleando como criterio de separación la plagioclasa de composición An_{10} .

El razonamiento de STRECKEISEN para tomar An_{05} como límite en su clasificación es mineralógicamente más válido, pero petrográficamente más confuso, ya que en tipos de rocas pertenecientes a una misma familia y a la misma secuencia petrogenética y con plagioclasas cuyo contenido en anortita es menor de An_{10} - An_{12} (como ocurre en esta zona y en otras del Macizo Hespérico) se observan frecuentemente rocas con plagioclasas inferiores a An_{05} . En consecuencia, es necesario establecer una discontinuidad gráfica que no tiene ninguna significación petrogenética (Fig. 3).

La clasificación de JOHANNSEN (1932) al introducir en el vértice P toda la serie de las plagioclasas incluso albita (An_{00} - An_{10}), aunque no elimi-

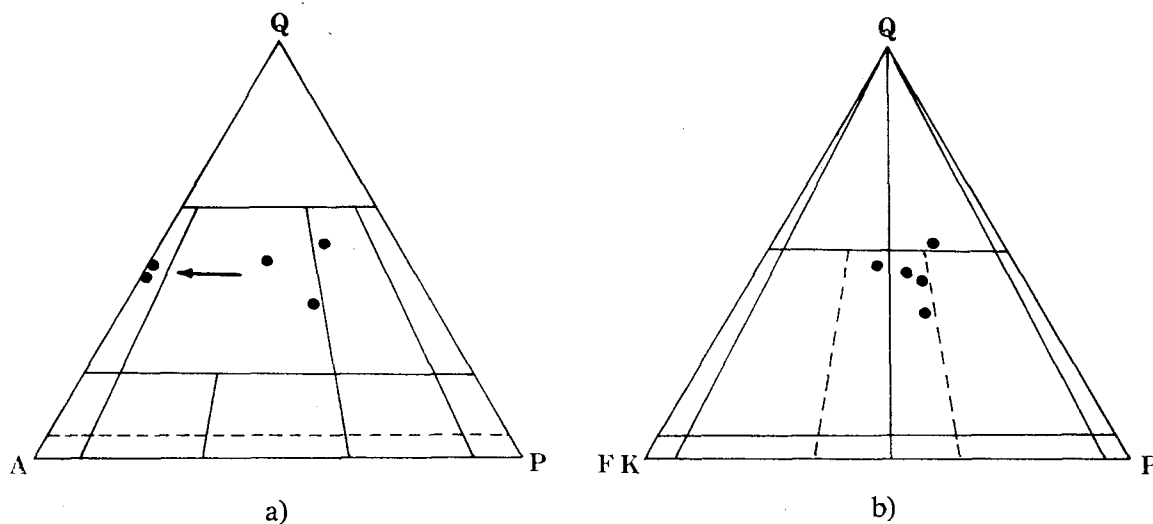


FIG. 3

Representación gráfica de los leucogranitos según los criterios de:

a) STRECKEISEN - I.U.G.S. y b) JOHANNSEN

na el problema de la discontinuidad lo resuelve parcialmente, puesto que en los diversos tipos establecidos en su clasificación se tiene en cuenta simultáneamente el contenido en anortita de las plagioclasas. Igualmente, el índice de color, utilizado por el autor referido, nos permite emplear en la clasificación prefijos de indudable valor sistemático.

Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos

En la zona estudiada constituyen tres afloramientos, dos de ellos alargados en dirección NNE. Topográficamente están situados a niveles más bajos que los granitos monzoníticos encajantes y sus contactos son netos.

El tamaño de grano es fino o medio. Contienen siempre dos micas, aunque el porcentaje de biotita es algo mayor. Presentan megacrystales de feldespato idiomorfo en proporción inferior al 10 % de la roca, con una longitud máxima de 4-5 cms., con orientación planar y prismas de cordierita milimétricos, relativamente abundantes e incluidos en ocasiones en los megacrystales de feldespato potásico (Fig. 4).



FIG. 4

Granodiorita de grano fino porfídica. Obsérvense los prismas de cordierita incluidos en el feldespato potásico

En cuanto a sus características microscópicas hay que destacar varios aspectos:

El feldespato potásico suele presentarse en forma de megacrystales idiomorfos fuertemente pertitzados y maclados según la ley de Carlsbad, o bien en cristales anhedrales formando parte de la mesostasis.

El cuarzo aparece algunas veces en forma de cristales globulosos de tendencia microporfídica. No obstante, tales cuarzos no son excesivamente abundantes.

Las plagioclasas se presentan normalmente zonadas. Los núcleos alcanzan la composición de An_{32} , observándose una disminución progresiva hasta la periferia donde la composición llega a An_{11} .

Además de la biotita, bastante cloritizada, y la moscovita, se observa circón, rutilo y apatito relativamente abundante.

Granodioritas y granitos porfídicos (grano grueso)

Aparecen únicamente en la zona marginal del batolito, alcanzando una anchura máxima de 1,5 a 2 Km. Están en contacto con los granitos monzoníticos a los que se pasa de una forma gradual e insensible.

El tamaño de grano es grueso o muy grueso. Presentan grandes cristales de feldespato de tamaño máximo de 10-12 cms., orientados subparalelamente al borde del batolito. Se suelen observar esporádicamente zonas de ortoacumulados feldespáticos junto a acumulados biotíticos, dispuestos ambos en forma de schlieren.

La mica predominante es la biotita. La moscovita o está ausente por completo o es relativamente abundante en zonas que han sufrido intensa acción deutérica.

Suele observarse cordierita en prismas idiomorfos de 2 a 3 cms. de longitud totalmente pinnitizados.

Sus características microscópicas son análogas a los granitos monzoníticos que describiremos a continuación.

Granitos monzoníticos

Constituyen la mayor parte del área estudiada, por lo que hemos creído conveniente denominarlos con el nombre de facies común. El contacto con las granodioritas y granitos de grano fino porfídicos y con los leucogranitos es neto.

Granulométricamente son de grano medio a grueso, a veces porfídicos debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico que son de menor tamaño que los de la facies de borde. Raramente superan los 5-6 cms. de longitud.

Microscópicamente estos granitos tienen textura inequigranular, porfídica e hipidiomórfica.

El feldespato potásico suele aparecer en cristales porfídicos maclados según Carlsbad con pertitas tipo "film perthite" (ALLING, 1938). Al disminuir su tamaño pasa de ser idiomórfico-subidiomórfico a xenomórfico. Son frecuentes las inclusiones de biotita y plagioclasa.

Las plagioclasas son normalmente subidiomórficas, especialmente las que se encuentran incluidas en el feldespato potásico. Están casi siempre zonadas con núcleos de composición An_{32} - An_{26} y zonas periféricas que llegan a An_{12} - An_{08} (Fig. 5).

Entre los minerales accesorios se encuentran la esfena e ilmenita.

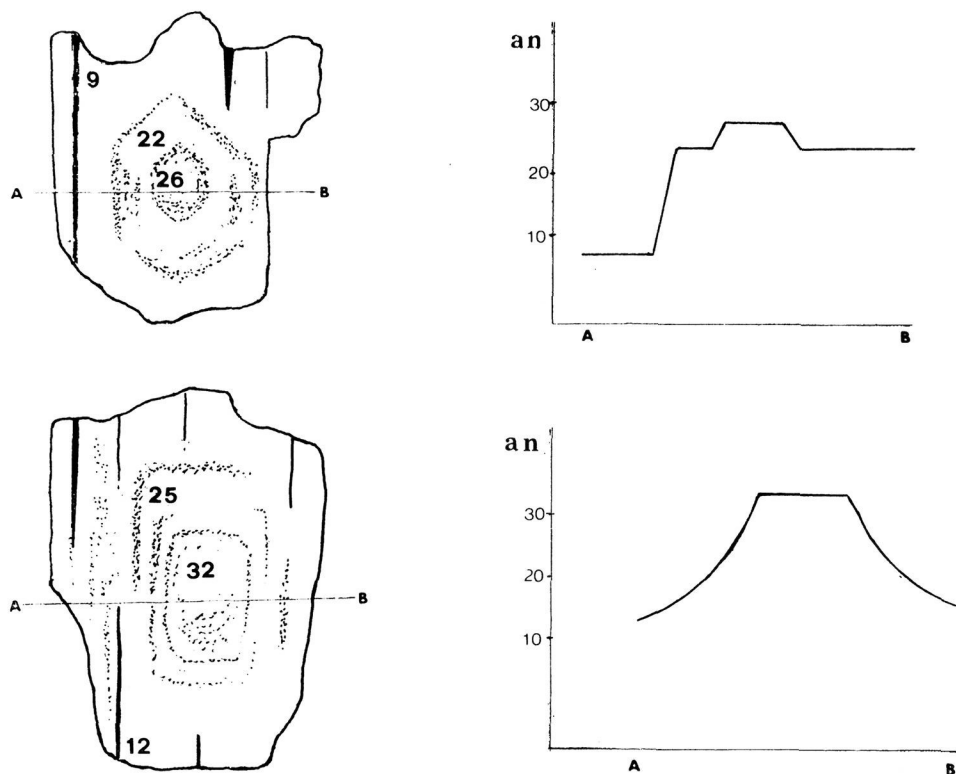


FIG. 5

Plagioclasas zonadas en los granitos monzoníticos

Granitos monzoníticos heterogéneos

Denominamos así a los granitos monzoníticos que se presentan en los alrededores de Fuentes de Oñoro, con una heterogeneidad tanto textural como mineralógica bastante manifiesta.

Fundamentalmente son granitos de dos micas con predominio acusado de la moscovita. Esta característica los diferencia de los granitos monzoníticos encajantes de los que son una simple subfacies entre los que existe una transición gradual.

El tamaño de grano es variable: fino, grueso y a veces muy grueso en las zonas pegmatoides.

En torno a los cristales de feldespato potásico porfídicos se observan fenómenos de albitización.

Las plagioclasas suelen ser subidiomórficas y de composición albítica $An_{06}-An_{08}$. Aunque la zonación no es un fenómeno normal en estos tipos de granitos se observan en ocasiones cristales débilmente zonados con saussuritización en las zonas centrales del cristal.

La moscovita suele ser muy abundante; es claramente histerógena cuando rodea a los cristales de andalucita con borde fibroítico. En este caso la proporción volumétrica de moscovita puede superar el 17 % del volumen total de la roca (por ej. muestra 3 c de la tabla I). A veces se observan nidos de andalucita y probables agujas de sillimanita rodeadas ambas por moscovita.

Leucogranitos aplo-pegmatíticos

Se presentan de múltiples formas y con una estructura no bien definida, aunque frecuentemente tienen formas alargadas similares a diques. El contacto con la roca encajante es neto y bastante irregular.

Microscópicamente son granitos totalmente leucocráticos, con tamaño de grano variable, en general, de medio a fino. Nunca tienen megacristales feldespáticos.

Su textura es holocristalina, equigranular. Los feldespatos potásicos alcanzan frecuentemente un alto grado de idiomorfismo con bordes rectos y netos y con abundancia de micropertitas.

Las plagioclasas son francamente albiticas, con una composición media de An_{05} , aunque a veces se encuentran valores ligeramente superiores sin llegar nunca a composición oligoclásica. Nunca presentan zonación. Los fenómenos de albitización son intensos. Se pueden reconocer tres generaciones: una primera de albita subidiomórfica incluida en feldespato potásico, la segunda de albita subidiomórfica o xenomórfica que corroe blásticamente a la ortosa, y por último, la tercera generación formada por albita coalescente con morfología peculiar.

El cuarzo se presenta igualmente en varias generaciones. La primera forma las placas alotriomorfas y la generación más tardía es simultánea a la albita coalescente a la que acompaña.

Referente la moscovita también es posible diferenciar varios tipos morfológicos perfectamente definidos y genéticamente distintos: moscovita con hábito tabular relacionada estrechamente con la albita principal; moscovita en forma dactilítica o de palmera ("palmike structure"), y por último, una moscovita sumamente blástica, claramente hysteroégena e intercrecida con la albita coalescente y con el cuarzo tardío.

Granitos de grano fino

En determinadas zonas (ver mapa adjunto) se observan algunas diferenciaciones de grano fino sin megacristales que corresponden a granitos normales de plagioclasa albitica y de dos micas, con apatito y topacio como accesorios principales.

Estas facies se presentan en lugares topográficamente altos, cabe pensar, por lo tanto, sin poderlo afirmar taxativamente, que se trata de diferenciaciones cupuliformes por analogía de facies con otras áreas graníticas (CORRETGE, 1969, 1971; G. DE FIGUEROLA, et al., 1971).

Apófisis graníticas

Se trata de apuntamientos graníticos situados a una distancia máxima del batolito de 1 Km. Sus superficies oscilan desde varias decenas de metros cuadrados hasta 2 Km.² Cartográficamente se han delimitado zonas y stocks con mayor o menor proporción de turmalina, sin que se trate por ello de granitos genéticamente diferentes, observándose transiciones laterales de unos a otros.



FIG. 6

Aspecto de la textura de los leucogranitos en las apófisis

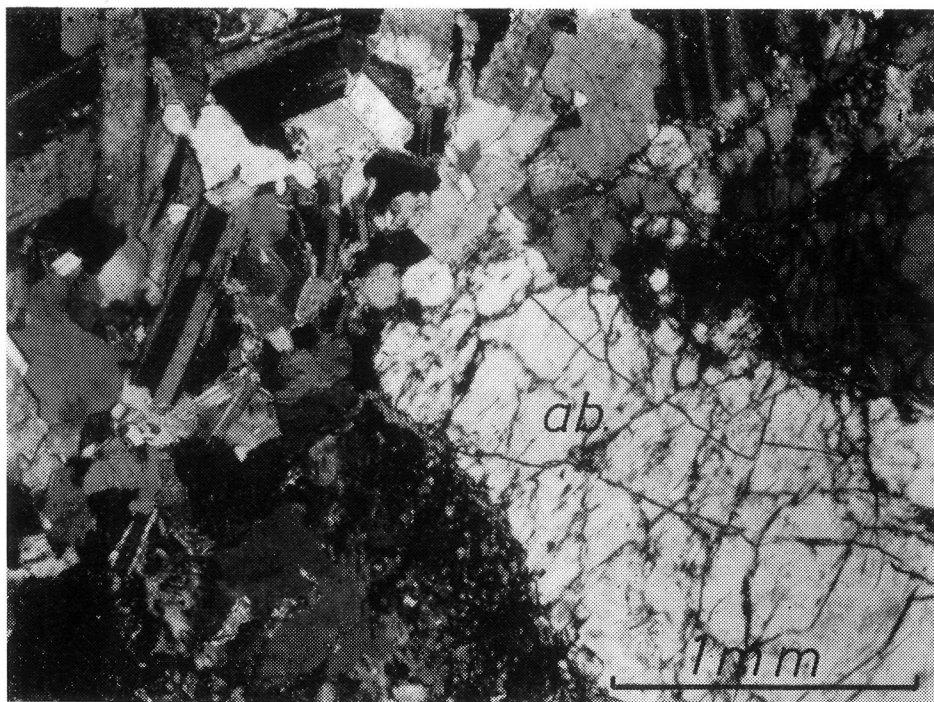


FIG. 7

Aspecto de las dos generaciones de albita en los leucogranitos de las apófisis

El tamaño de grano es de medio a fino. No presentan megacristales y la mica predominante es la moscovita. La biotita está prácticamente ausente en las facies con turmalina y aumenta de proporción al disminuir esta última.

La textura es variable. Junto a rocas claramente granudas se observan granitos inequigranulares con texturas alotriomórficas y panidiomórficas (Fig. 6).

Las plagioclasas son ácidas, oscilan entre An_{05} y An_{10} . Se observan dos tipos de albita. La primera generación está formada por albita subidiomórfica maclada, de pequeño tamaño, y la segunda, por grandes placas alotriomórficas sin maclar o escasamente macladas, con ángulo $2V_z = 84 \pm 4$ y menor índice de refracción que la albita anterior (Fig. 7).

El feldespato potásico presenta hábito anhedral, con marcado carácter blástico, observándose fenómenos de intercrecimiento con la albita.

Como minerales accesorios aparece xenotima, topacio, casiterita y lepidolita. En varias apófisis se encuentra gran cantidad de ambligonita-montebrazita, que se presenta formando cristales (Fig. 8) o masas alotriomórficas asociada a la segunda generación de albita.

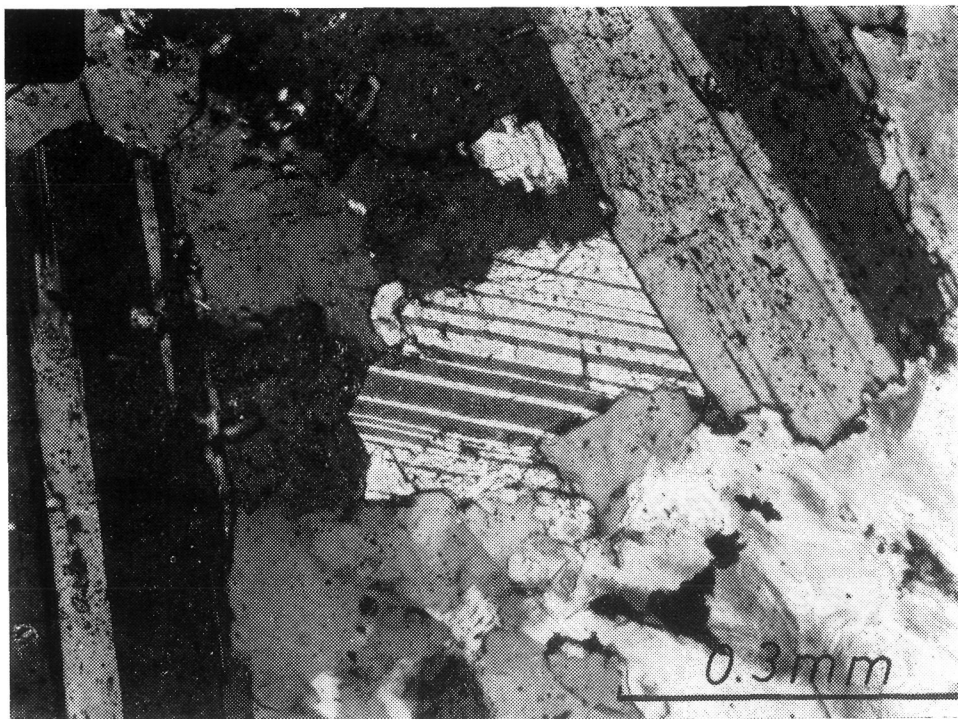


FIG. 8

Montebrasita maclada polisintéticamente (centro de la figura) en los leucogranitos de las apófisis

Diques aplíticos

Existe una serie de diques aplíticos encajados en el granito con una potencia que oscila entre 10 y 20 metros. Longitudinalmente, pueden alcanzar distancias de más de 1 Km. Su dirección es NE y ENE.

Texturalmente son de grano muy fino y están constituidos esencialmente por cuarzo, algo de moscovita, biotita, clorita, abundante sericita, cristales de microclina y plagioclasa (albita-oligoclasa).

Además, existe otra serie de diques aplo-pegmatíticos de menor potencia (desde 30-40 cms. hasta 2-3 ms.) localizados principalmente en las granodioritas y granitos porfídicos del borde del batolito. Su dirección es variable, si bien, predomina una al NO coincidiendo a grandes rasgos con el borde, y otra casi perpendicular (N 20 E - N 30 E). En las rocas metamórficas próximas al contacto los diques se emplazan a veces concordantes con la esquistosidad principal. Su mineralogía es típicamente granítica con plagioclasas de composición An_{06} .

Felsitas

Sólo se ha localizado un dique de 40-60 metros de potencia y 2 Kms. de longitud al sur de Gallegos de Argañán.

Se trata de una roca leucocrática, de grano fino, no porfídica, con textura felsítica-esferulítica y constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albitica y moscovita. Dadas estas características y según el criterio de MOORHOUSE (1959) hemos preferido denominarla felsita en lugar de riolita (MINGARRO et al., op. cit.).

Enclaves

En general, en la zona estudiada no hay abundancia de enclaves básicos, pero se puede decir que existen zonas favorables para su localización, tales como en el contacto de la facies de borde con la facies común, encontrándose concentraciones de enclaves dispuestos en pasillos (Fig. 2).

Su composición es granodiorítica-tonalítica y están constituidos por cuarzo, biotita, plagioclasa (en zonación desde An_{45} - An_{40} hasta An_{20} y a veces en *synneusis*) y circón, moscovita, cordierita que puede ser bastante abundante, apatito y rutilo, como minerales accesorios.

Se observan fenómenos de coalescencia en el borde del enclave al reaccionar con la fase más ácida del granito como si se tratara de verdaderas emulsiones ("emulsion rock").

También se encuentran distribuidos muy próximos al borde del batolito otra serie de enclaves de naturaleza pelítica conservando la deformación interna y un "flattening" coincidente con la dirección del contacto.

Composición modal de los granitoides

Como resumen de la breve descripción petrográfica de las diferentes facies graníticas, podemos observar las composiciones modales de estas rocas. En el cuadro adjunto (Tabla I) se incluyen las composiciones de las facies normales y algunas particulares que presentan composiciones sensiblemente diferentes originadas por procesos de transformación postmagmática. Igualmente, se han utilizado a efectos comparativos las dos clasificaciones STRECKEISEN (op. cit.)-I. U. G. S. (op. cit.) y JOHANNSEN (op. cit.).

TABLA I

COMPONENTES	1	2			3			4	5	
		a	b	c	a	b	c		a	b
Cuarzo	39,18	44,26	46,16	33,52	25,40	39,13	41,86	38,35	39,31	33,18
Feldespato K.	14,10	15,86	14,73	25,47	39,81	24,05	11,40	17,73	20,86	22,50
Plagioclasa ...	31,14	25,80	22,96	33,33	27,44	21,32	27,96	31,80	28,24	37,75
Biotita	6,68	3,45	8,26	3,21	2,71		0,47			
Moscovita	6,48	9,40	4,85	4,15	4,15	14,85	17,65	11,37	8,72	1,40
Accesorios	2,42	1,23	3,04	0,32	0,49	0,65	0,66	0,75	2,02	0,97
Turmalina									0,85	4,70

1. Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos: Granodiorita de dos micas.
2. Granitos monzoníticos:
 - a) Granito monzonítico.
 - b) Granito monzonítico.
 - c) Granito monzonítico (leuco adamellita).
3. Granitos heterogéneos:
 - a) Granito.
 - b) Granito monzonítico (leuco adamellita sódica).
 - c) Granodiorita (?).
4. Leucogranitos aplo-pegmatíticos: Granito de feldespato alcalino (leuco adamellita sódica).
5. Apófisis graníticas:
 - a) Granito de feldespato alcalino (leuco adamellita sódica).
 - b) Granito monzonítico (leuco adamellita sódica).

Los procesos tardimagmáticos y postmagmáticos

Una de las constantes petrográficas observadas prácticamente en todos los granitos del área es la importancia de estos procesos tardíos que dan lugar a una serie de fenómenos tales como moscovitización, albitización secundaria y silicificación.

Al hablar de procesos tardimagmáticos y postmagmáticos no pretendemos separar claramente los dos tipos. Tanto la albitización secundaria como la moscovitización y silicificación tuvieron lugar cuando las fases principales



FIG. 9

*Moscovita blástica que corroe al feldespato potásico.
(Granitos monzoníticos heterogéneos)*

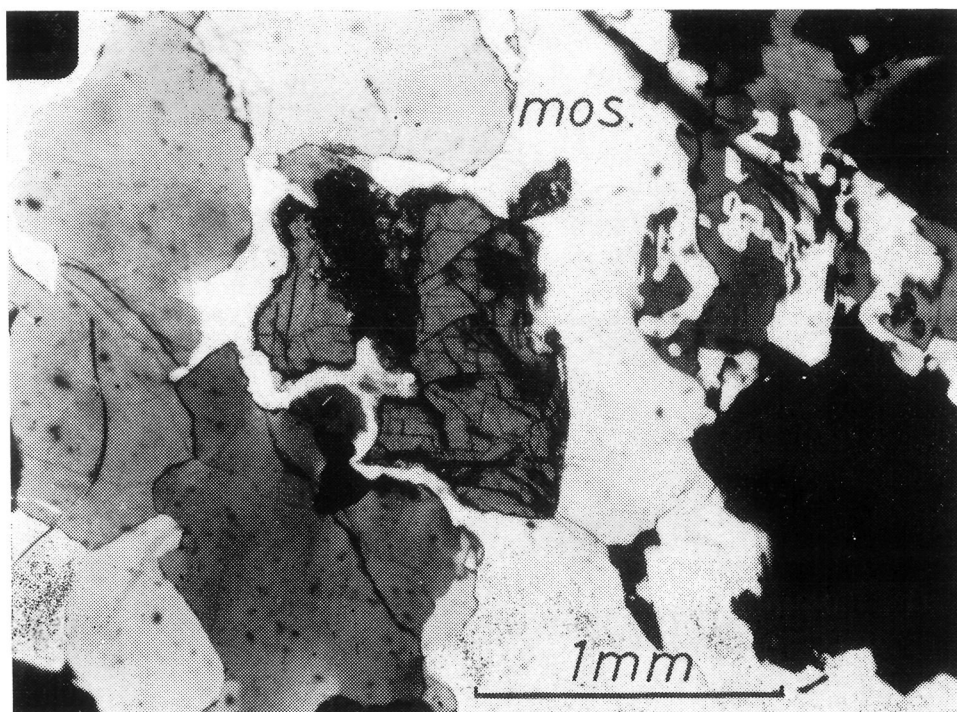


FIG. 10

*Andalucita corroída por moscovita blástica.
(Granitos monzoníticos heterogéneos)*

estaban completamente formadas, pero carecemos de evidencias sobre la posible existencia en esos momentos de fases fundidas residuales que al reaccionar con las fases cristalizadas anteriormente pudieran dar lugar a nuevas fases tardimagmáticas.

Texturalmente, se observan en los granitos del área varios tipos de moscovita; todas ellas tardías en la paragénesis. La más precoz tiene hábito tabular subidiomórfico y nunca tiene carácter blástico, pudiera corresponder, por lo tanto, a un tipo de moscovita tardimagmática. La más tardía, por el contrario, es sumamente blástica, corroee a todos los minerales de la roca y, en consecuencia, hay que pensar que se ha formado en una etapa deutérica postmagmática.

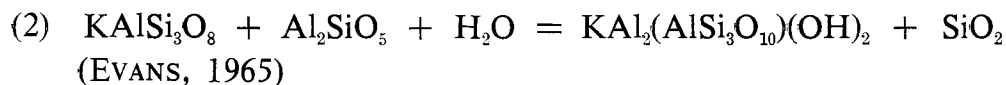
Una de las evidencias texturales más claras en estas rocas es la asociación de moscovita deutérica (hysterógena) con cualquiera de los siguientes minerales: feldespato potásico, andalucita, albita y cuarzo con los que claramente está relacionada por asociaciones de reacción.

Respecto a los mecanismos de sustitución, de acuerdo con las evidencias texturales, se constata que:

a) La moscovitización deutérica es un fenómeno unitario que afecta a la vez a las fases feldespáticas y a los silicatos aluminicos, corroídos ambos por dicha moscovita (Figs. 9 y 10).

b) La moscovitización implica una correlación con el contenido en cuarzo así como con la riqueza en sodio.

Cualquiera de las reacciones propuestas para los fenómenos de moscovitización pueden ser adecuadas, especialmente las siguientes:



La elevada proporción de moscovita en algunas facies (ver muestra 3 c, Tabla I) ricas en andalucita moscovitizada (Fig. 10) nos hace aceptar la idea apuntada para el batolito de Cabeza de Araya que gran parte de la andalucita ha sido moscovitizada, requiriéndose en consecuencia K_2O (CORRETGE, 1971; KWAK, 1971). Este potasio se logra considerando la hidratación del feldespato potásico según la reacción (1), de acuerdo con una de las posibilidades apuntadas por SCHERMERHORN (op. cit.) y HEMLEY (op. cit.). La segunda posibilidad (reacción 2) es aceptable para explicar la moscovitización en general, pero la presencia de andalucita moscovitizada incluida en las plagioclasas (Fig. 11) nos inclina a aceptar como más probable la reacción (1).

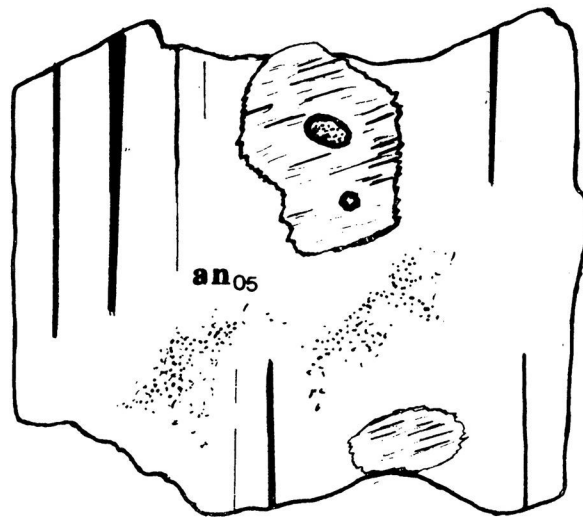
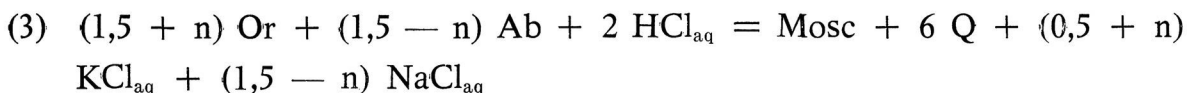


FIG. 11

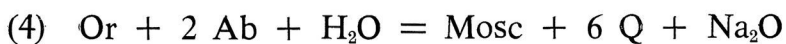
Andalucita moscovitizada incluida en las plagioclasas. (Dique de granito aplítico encajado en los granitos monzoníticos)

En los leucogranitos aplo-pegmatíticos la moscovita hysteroégena está estrechamente asociada a albita coalescente y cuarzo tardío. Las posibilidades reaccionales, en consecuencia, se amplían al entrar en el proceso reccional la albita.

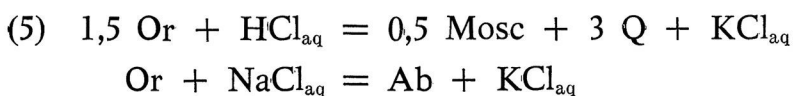
En el caso de una reacción de transferencia general por alteración hidrotermal con intervención de una solución acuosa con cierta cantidad de ClH (WEISBROD & POTY, 1975) se establece la siguiente reacción:



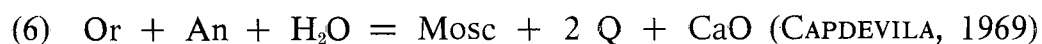
que es similar a la de hidratación normal propuesta por LAMEYRE (1966):



De estas reacciones que expresan transferencia química entre sólidos y fluidos durante el proceso hidrotermal se deduce que la moscovitización se realiza con aparición de cuarzo excedentario, fenómeno que puede explicarse por las reacciones de hidratación del feldespato potásico referidas anteriormente (1) y (2). Sin embargo, la reacción (3) permite explicar fenómenos de albitización inducidos como consecuencia de la moscovitización por el ClNa_{aq} que aparece en la roca. En efecto, la reacción (3) puede ser reemplazada por las siguientes:



Deduciendo de esto que no es necesario que exista una sodificación general de tipo metasomático para que exista albitización; albitización que, por otra parte, puede realizarse parcialmente, y de hecho se realiza por los procesos de sericitización, por descalcificación de anortita partiendo de la reacción global teórica:



Según nuestras observaciones la albitización no depende exclusivamente de la moscovitización ya que la moscovita hystérógena ataca a plagioclasas albiticas, sin embargo, las albitizaciones muy tardías como la albita coalescente anteriormente descrita o la intergranular, "chess board", etc. (CORRETGE & MARTÍNEZ, 1975) pudieran muy bien ser consecuencia de reacciones del tipo (5).

En los leucogranitos aplo-pegmatíticos (muestra n.º 4, Tabla I) hemos obtenido la relación volumétrica del cuarzo con respecto a la moscovita. También hemos obtenido dicha relación partiendo de la reacción (3) y utilizando los volúmenes molares según ROBIE & WALDBAUM (1968). Es decir:

Relación real en la roca: $\text{Q/Mosc} = 3,3$

Relación a partir de la reacción (3): $\text{Q/Mosc} = 0,96$

Evidentemente la mayor parte del cuarzo existente es anterior al proceso de alteración hidrotermal, pero si la reacción de moscovitización es del tipo (3) prácticamente 1/3 del cuarzo total ha de proceder de dicha reacción. Sin embargo, esa silicificación a nuestro parecer es excesiva pues microscópicamente no se observa una tan alta proporción de cuarzos intersticiales ("net like").

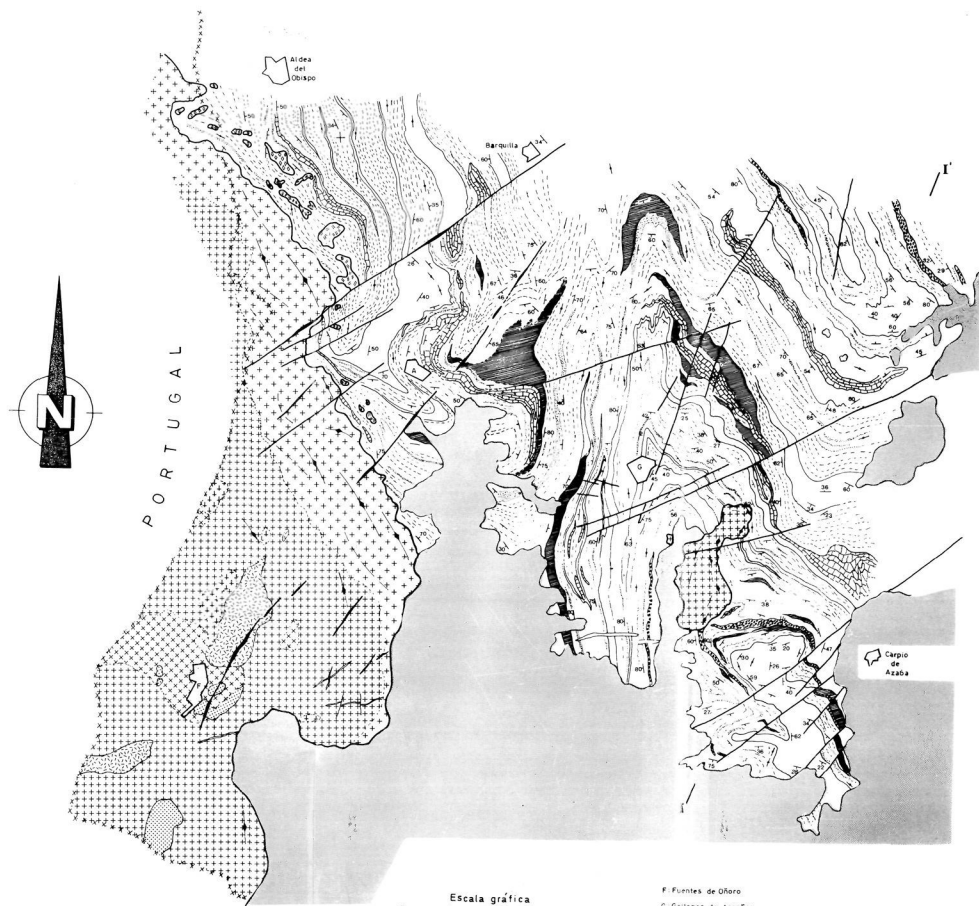
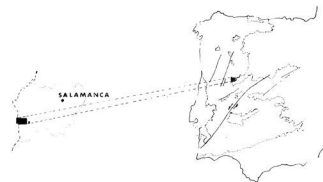
GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

Los análisis químicos realizados ponen de manifiesto el aumento progresivo de sílice hacia el interior del batolito, así como una escasez general en calcio, excepto en la granodiorita porfídica de borde (Tabla II). Este último factor viene claramente expresado por la exigua cantidad de anortita normativa (Tabla III).

En todas las facies se observa corindón en las normas C. I. P. W. Esta expresión de la alúmina excendentaria corresponde principalmente a la moscovita y en menor proporción a los minerales alumínicos observados (cordierita y andalucita). Como la moscovita en estas rocas es un mineral tardi-postmagmático hemos saturado el exceso de alúmina que aparece tanto en

MAPA GEOLOGICO DEL AREA CIUDAD RODRIGO - FUENTES DE OÑORO (SALAMANCA)

L. G. CORRETGE Y M. LOPEZ PLAZA, 1976



ROCAS GRANITICAS

- Granodioritas y granitos porfídicos
- Granitos monzoníticos
- Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos
- Granitos monzoníticos heterogéneos ricos en moscovitas
- Leucogranitos aplo-pegmatíticos
- Granitos de grano fino
- Granitos de grano fino moscovíticos turmalíferos

ROCAS SEDIMENTARIAS Y METAMORFICAS

- Cobertura terciaria (arcosas, limos...)
- Pizarras negras / Grauwacas
- Pizarras psamíticas, protocuarzitas y areniscas
- Pizarras listadas satinadas
- Conglomerados subarcóicos
- Calizas

ROCAS FILONIANAS

- APLITAS
- DIQUES Y SIERRAS DE CUARZO
- FELSITAS

ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- FALLAS
- DIRECCION Y BUZAMIENTO DE LAS CAPAS
- FOLIACION DEL GRANITO (ORIENTACION PLANAR DE FELDSPATOS Y BIOTITAS)

Escala gráfica
0 1 2 3 4 Km.

F. Fuentes de Oñoro
G. Gileiros de Argañán
A. Alameda de Garoñ

TABLA II
ANALISIS QUIMICOS

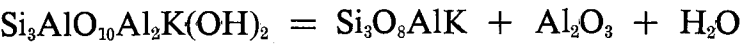
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	70,27	73,10	74,00	74,03	74,61	72,14	74,42	74,36
Al ₂ O ₃	14,14	14,11	13,81	14,70	14,92	13,98	14,63	14,82
Fe ₂ O ₃	3,19	1,96	1,49	0,93	0,82	1,98	0,86	0,93
MgO	0,83	0,34	0,20	0,08	0,02	0,42	0,10	0,08
CaO	1,90	0,96	0,81	0,65	0,33	1,13	0,63	0,65
Na ₂ O	3,20	3,35	3,56	4,11	4,55	3,48	3,92	4,34
K ₂ O	5,16	5,17	4,64	4,39	3,85	4,70	4,50	3,86
MnO	0,09	0,08	0,10	0,06	0,16	0,06	0,04	0,15
TiO ₂	0,54	0,19	0,22	0,03	0,14	0,53	0,04	0,15
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,16	0,09	0,13	0,20	0,09	0,11
H ₂ O	0,63	0,82	1,02	0,86	0,76	1,19	0,67	0,71
TOTAL.....	100,07	100,20	100,01	99,93	100,29	99,81	99,90	100,05

ELEMENTOS TRAZA (ppm)

Li	107	152	162	178	882	177	231	164
Rb	313	399	474	541	1436	355	457	542
Sr	163	63	54	30	12	120	37	19
Ba	627	118	115	24	20	418	34	21

Los análisis han sido realizados en el Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Salamanca.

la norma C. I. P. W. como en la mesonorma para rocas con biotita a través de la transformación convencional:



En consecuencia, la proporción de ortosa normativa se ve notoriamente disminuida en beneficio de la moscovita, obteniéndose de esta forma porcentajes normativos más acordes con los cálculos modales.

Teniendo en cuenta los análisis químicos, los criterios petrográficos y geológicos puede afirmarse que existe al menos una transición insensible entre la granodiorita de borde, los granitos monzoníticos (facies común) y los

granitos monzoníticos heterogéneos. Aunque no se ha realizado un muestreo estadístico puede observarse muy bien cómo el sentido de la evolución geoquímica es equivalente a otros plutones graníticos en los que las facies diferenciadas van haciéndose cada vez más silíceas y más sódicas.

TABLA III
NORMAS C.I.P.W.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Q	26,94	31,60	33,95	32,06	33,04	31,42	33,15	33,14
Or	30,49	30,55	27,42	25,94	22,75	27,78	26,59	22,81
Ab	27,08	28,35	30,13	34,78	38,50	29,45	33,17	36,73
An	8,64	3,98	2,97	2,64	0,79	4,30	2,54	2,51
Hy	2,07	0,85	0,50	0,20	0,05	1,05	0,25	0,20
He	3,19	1,96	1,49	0,85	0,75	1,98	0,85	0,93
Mt				0,11	0,12		0,01	
Tn	0,19	0,17	0,21	0,06	0,27	0,13	0,08	0,09
Ru	0,44	0,10	0,11			0,46		0,10
Ap	0,28	0,28	0,37	0,21	0,30	0,46	0,21	0,25
C	0,12	1,54	1,84	2,22	2,98	1,59	2,38	2,58

MESONORMAS (Bi)

Q	26,97	30,39	32,54	30,22	30,92	30,82	31,26	31,21
Or	29,11	30,27	27,51	26,08	22,84	27,47	26,69	22,84
Ab	29,27	30,60	32,62	37,37	41,11	32,03	35,64	39,34
An	6,89	3,37	2,25	2,56	0,30	2,51	2,42	2,00
Bi	3,11	1,27	0,75	0,29	0,07	1,58	0,37	0,29
He	2,12	1,26	0,90	0,56	0,32	1,31	0,54	0,59
Mt	0,22	0,19	0,24	0,14	0,37	0,14	0,09	0,09
Tn	1,15	0,40	0,47	0,06	0,29	1,13	0,08	0,31
Ap	0,26	0,25	0,34	0,19	0,27	0,42	0,19	0,23
C	0,90	1,98	2,36	2,50	3,47	2,53	2,68	3,06

MESONORMAS (Bi + Moscov.)

Or	26,85	25,31	21,60	19,84	14,17	21,47	19,97	15,19
Mosc.	3,16	6,95	8,28	8,74	12,14	8,89	9,41	10,71
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Plagioclasa	An ₁₉	An ₁₀	An ₀₆	An ₀₆	An ₀₁	An ₀₇	An ₀₆	An ₀₅

La evolución normativa Q:Ab:Or (Fig. 12) nos pone de manifiesto que sólo los puntos representativos de las facies más evolucionadas (leucogranitos) se proyectan sobre la línea que conecta los eutécticos y mínimos del sistema Qz - Ab - Or - H₂O (WINKLER & LINDEMAN, 1972) a diferentes presiones. No es necesario tener en consideración la proporción de anortita en el sistema ya que el contenido en OCa es bajísimo; igualmente, los efectos correctores que deben aplicarse a la línea cotéctica cuando la fase fluida tiene algo de HCl no serían suficientes para desplazarla hasta el punto figurativo de la facies común.

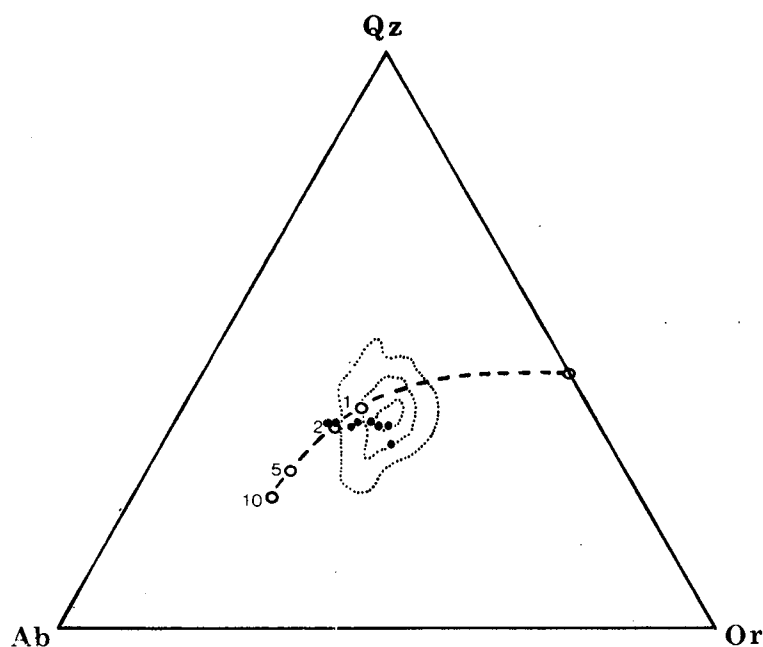


FIG. 12

Sistema Q - Or - Ab - H₂O (WINKLER y LINDEMAN, 1972). Mínimos y eutécticos a diferentes presiones (1, 2, 5 y 10 Kb). En punteado, campo de los granitos peraluminicos (LUTH et al., 1964). Puntos gruesos: granitos del área de Fuentes de Oñoro

Las facies más evolucionadas de carácter aplopegmatítico pueden, en consecuencia, representar los últimos diferenciados que cristalizan en condiciones de saturación de H₂O con composiciones próximas al mínimo de 2 Kb de PH₂O, condiciones, por tanto, epizonales.

La condición de saturación de H₂O en facies graníticas o pegmatíticas ha sido sugerida por LUTH et al. (1964). No existe, sin embargo, clara evidencia si nos basamos en la sucesión de cristalización de los minerales graníticos (MAALØE & WYLLIE, 1975). En las zonas microporfídicas de la facies común, es decir, en facies menos evolucionadas que los últimos diferenciados la su-

cesión mineral permite sugerir una cantidad de H_2O superior al 2,5 %. Los últimos diferenciados pueden tener, por lo tanto, cantidades considerablemente mayores, próximas quizás a las condiciones de saturación: 6,5 % de H_2O a 2 Kb, deducidas por WYLLIE et al. (1976). Así pues, creemos que los leucogranitos de esta zona son facies ricas en agua, cristalizadas en el mínimo del sistema Q:Ab:Or a 2 Kb y se derivan de las granodioritas y granitos monzoníticos.

Elementos traza

Si bien el contenido de los diversos elementos mayores es, en general, semejante a las medias geoquímicas encontradas para rocas graníticas de bajo contenido en calcio, las concentraciones de elementos traza más significativos son totalmente anómalas. Frente a un contenido en Li de 40 ppm (HEIER & ADAMS, 1964), los granitos del área estudiada presentan cantidades muy superiores a 100 ppm. El Rb es igualmente mucho más abundante; las concentraciones son siempre superiores a 300 ppm, frente a 150-200 ppm. Por el contrario, el Sr y el Ba son mucho menos abundantes: 160 ppm y 650 ppm, respectivamente, frente a las 300 y 800 ppm correspondientes a las medias mundiales tabuladas en RÖSLER & LANGE (1972).

Las relaciones K/Rb - Rb en las facies que indican más claramente una diferenciación muestran una tendencia normal en las rocas graníticas, es decir, K/Rb decrece mientras que el Rb crece. En nuestro caso las variaciones de K son débiles, mientras que el Rb aumenta espectacularmente con la diferenciación.

Las bajas relaciones K/Rb y otros factores en la granodiorita de borde, que constituye la facies menos evolucionada en la diferenciación, así como los altos contenidos en K, Rb y Li hacen pensar, como sugiere BEA (1975), que las granodioritas originales proceden de la fusión cortical de materiales con biotita, hornblenda y plagioclasa. La palingénesis en opinión de este autor se produciría con paso total de la biotita al fundido y permanencia parcial de hornblenda y plagioclasa en el residuo. Ahora bien, no podemos pensar que las granodioritas de borde representen actualmente los productos iniciales de la fusión, sino los productos intermedios de su evolución a través de dos mecanismos: cristalización fraccionada y fenómenos hidrotermales. Para ello nos basamos en los razonamientos y observaciones que se exponen a continuación.

El "trend" general entre la facies de borde y los leucogranitos sigue, como hemos dicho, el comportamiento normal de las series graníticas (CARRON et al., 1973). Como ninguna de las facies granítico-granodioríticas contiene hornblenda en su mineralogía, el "trend" K/Rb - Rb no se debe a la cristali-

zación de este mineral, sino a la cristalización simultánea de biotita, plagioclasa y feldespato potásico. La cristalización de estos minerales en determinadas proporciones partiendo de magmas con $K/Rb = 200$ y $Rb = 220$ ppm (DUPUY & ALLEGRE, 1972) origina el mismo "trend" que el observado en los granitos del oeste de Ciudad Rodrigo.

A pesar de la ausencia de hornblenda en las granodioritas del área, se observan frecuentemente en otras zonas próximas enclaves y masas irregulares de hornblenditas ortomagmáticas que actúan de precursores básicos de dichas granodioritas. Estas ultramafitas podrían ser las restitas de la palinogénesis de la corteza inferior a la que anteriormente aludíamos, o quizás las primeras fases cristalizadas en el fraccionamiento de un magma alcalino. Para resolver esta incógnita necesitaríamos otros datos que por el momento no poseemos.

El contenido en Li es extraordinariamente alto. Este hecho ha sido puesto de manifiesto en otros granitos hercínicos del Macizo Hespérico, tanto precoces como tardíos, por SANTOS OLIVEIRA (1970) y BEA (op. cit.). Debido a la escasa posibilidad que tiene el litio para entrar en la estructura de los feldespatos y también debido a que en la zona de estudio las facies más ricas en este elemento son las más pobres en biotita, es lógico pensar que su concentración se realice preferentemente en micas blancas y micas litíferas tan abundantes en los estadios pegmatíticos. No poseemos datos de la composición química de las micas, pero hemos observado la presencia de lepidolita en las apófisis graníticas, así como amblygonita-montebrazita, a veces en cantidades muy abundantes en los leucogranitos. Con altas concentraciones de litio sería lógico que apareciese espodumena, pero su ausencia se podría explicar por la conversión a lepidolita o moscovita en presencia de F^- y K^+ , tal como ha puesto de manifiesto GRUBB (1973).

El conjunto de estas observaciones nos hace pensar que, aunque los fluidos pegmatíticos están sin duda muy diseminados, su presencia es innegable si tenemos en cuenta que los quimismos más pegmatíticos corresponden a rocas con mayor abundancia de fenómenos tardi-postmagmáticos causados por la actividad pegmatítico-neumatolítico-hidrotermal (STROCK, 1936; GOLDSCHMIDT et al., 1933; RANKAMA & SAHAMA, 1950; SIROONIAN et al., 1959; SHAW, 1964, y BURNOL, 1974).

El hecho que las relaciones K/Rb sean en los granitos del área de Ciudad Rodrigo igualmente de tipo pegmatoide nos obliga a admitir que la riqueza en Li de los últimos fluidos se produce como sugiere TAYLOR (1965) en condiciones de fraccionamiento extremado. Dicho fenómeno ha tenido que existir a escala batolítica e incluso a nivel de provincia petrográfica en el vasto dominio central del Macizo Hespérico.

Debido a la abundancia de granitos sumamente diferenciados el carácter calco-alcálido inicial de la serie queda enmascarado, observándose una clara tendencia a la alcalinidad. No obstante, las relaciones Sr:Ba/Sr son completamente diferentes a las observadas en granitos de la serie con caracteres mixtos (alcalina-calcoalcalina) de CAPDEVILA et al. (op. cit.) y CORRETGE et al. (op. cit.). Pudiéndose afirmar tan solo, atendiendo a las características petrográficas y geoquímicas, que el área granítica de Fuentes de Oñoro está formada esencialmente por granitos del grupo III y IV de OEN (1970), muy evolucionados, y que, en conjunto, la serie inicial es calcoalcalina, pero con aporte de material mesocortical utilizando los criterios de UGIDOS & BEA (op. cit.), sin que estos granitos puedan participar de todas las características de la serie mixta s. str. de los citados autores.

APENDICE

Localización de las muestras analizadas:

Muestra n.º 1:

Granodiorita porfídica de borde. 40° 40' 42" - 3° 06' 17".

Muestra n.º 2:

Granito monzonítico (facies común). 40° 36' 20" - 3° 05' 20".

Muestra n.º 3:

Granito monzonítico (facies heterogénea). 40° 35' 53" - 3° 07' 20".

Muestra n.º 4:

Leucogranito aplo-pegmatítico. 40° 35' 20" - 3° 06' 49".

Muestra n.º 5:

Leucogranito aplo-pegmatítico. 40° 34' 00" - 3° 08' 00".

Muestra n.º 6:

Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos. 40° 36' 00" - 3° 07' 05".

Muestra n.º 7:

Apófisis granítica. Leucogranito. 40° 40' 30" - 3° 05' 30".

Muestra n.º 8:

Apófisis granítica. Leucogranito turmalínífero. 40° 41' 27" - 3° 06' 30".

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos al Dr. F. BEA sus comentarios y la realización de los análisis químicos. Asimismo al los Drs. Ch. S. HUTCHISON y J. L. BRÄNDLE por el envío de programas FORTRAN de cálculos petroquímicos que han sido utilizados en este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLING, H. L. (1938): *Plutonic perthites*. Jour. Geol., 46, 142-165.
- ARRIBAS, A. (1962): *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Est. Geol., 18, 155-172.
- BEA, F. (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 1-247.
- BRINK, A. H. (1960): *Petrology and Ore Geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, Northern Portugal*. Com. Serv. Geol. Portugal, 43, 144 pp.
- BURNOL, L. (1974): *Géochémie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du Massif Central Français*. Mem. B.R.G.M., 15 (2 tomos), 168 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NO de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier, 1-430.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G. y FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Géol. France (7), 15 (3/4), 210-228.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 81, 215-225.
- CARRON, J. P.; BONIN, B.; VELLUTINI, P. y LAGACHE, M. (1973): *L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale*. Bull. Soc. Géol. France (7), 15 (3/4), 274-282.
- CORRETGÉ, L. G. (1969): *Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor-Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética*. Act. Geol. Hisp., 4 (5), 119-123.
- (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 1-453.
- CORRETGÉ, L. G. y LÓPEZ-PLAZA, M. (1976): *Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El complejo esquisto grauwáquico: su estratigrafía, metamorfismo y deformación*. Stvd. Geol., 11, 121-149.
- CORRETGÉ, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1975): *Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles*. Stvd. Geol., 9, 115-141.
- CORRETGÉ, L. G.; UGIDOS, J. M. y MARTÍNEZ, F. J. (in litt.): *Les séries granitiques dans le secteur centre-occidental espagnol*. Vol. Spécial C.N.R.S. Colloque "Chaînes varisques d'Europe Occidentale". Rennes 1974.
- DE BOORDER, H. (1965): *Petrological investigation on the Aguiar de Beira granite area, northern Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-126.
- DUPUY, C. y ALLEGRE, C. J. (1972): *Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbriques de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustale*. Geoch. Cosmoch. Acta, 36, 437-458.
- EVANS, B. W. (1965): *Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz*. Am. Jour. Sci., 263, 647-667.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGÉ, L. G. y SUÁREZ, O. (1971): *Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Cáceres)*. Bol. Geol. Min., 82 (3/4), 217-233.

- GOLDSCHMIDT, V. M.; BERMAN, H.; HAUPTMANN, H. y PETERS, Cl. (1933): *Zur Geochemie der Alkalimetalle*. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen; Math.-phys. Kl., (III) 34, (IV) 35, 235.
- GRUBB, P. L. C. (1973): *Paragenesis of spodumene and other lithium minerals in some Rhodesian pegmatites*. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 3, 201-217. Johannesburg.
- HEIER, K. S. y ADAMS, J. A. S. (1964): *The geochemistry of alkali metals*. Phys. Chem. Earth, 5, 255-380.
- HEMLEY, J. J. (1959): *Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$* . Am. J. Sci., 257, 241-270.
- I.U.G.S. (1973): *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations*. N. Jahrb. Mineralogie, Monatshefte, 148-164.
- JOHANNSEN, A. (1932): *A descriptive petrography of the igneous rocks*. I y II. Univ. Chicago Press.
- KWAK, T. A. P. (1971): *The selective replacement of the Aluminum Silicates by White Mica*. Contr. Mineral. Petrol., 32, 193-210.
- LAMEYRE, J. (1966): *Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français*. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 29, 1-264.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92. (Trad. J. M. Ríos). Publ. Extr. Geol. Esp., 5, 147-166 (1950).
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H. y TUTTLE, O. F. (1964): *The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars*. J. Geophys. Res., 69 (4), 759-773.
- MAALØE, S. y WYLLIE, P. J. (1975): *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.
- MAIJER, C. (1965): *Geological investigations in the Imarante Region (northern Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-155.
- MATTE, P. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Thèse Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 44, 1-128.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hojas n.º 500 y 525*. I.G.M.E., Madrid.
- MOORHOUSE, W. E. (1959): *The study of rocks in thin section*. Harper and Row. New York, 1-514.
- OEN ING SOEN (1958): *The Geology, Petrology and ore deposits of the Viseu Region, Northern Portugal*. Geol. Inst. Mededelingen. Univ. of Amsterdam, 247, 1-179.
- (1960): *The intrusion mechanism of the late-Hercinian post-tectonic granite plutons of northern Portugal*. Geol. Mijnbouw, 22, 257-296.
- (1962): *The emplacement of the late Hercynian granites in Portugal: a commentary on a critique*. Geol. Mijnbouw, 41, 26-28.
- (1968): *Manganese-metasomatism in basic hornfelses near Farminhão Viseu district (N. Portugal)*. Chem. Geol., 3, 249-279.
- (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 271-298.
- PRIEM, H. N. A. (1962): *Geological, Petrological and Mineralogical Investigations in the Serra da Marão Region, Northern Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-160.

- RANKAMA, K. y SAHAMA, Th. G. (1950): *Geochemistry*. Univ. Chicago Press. I-11, 1-912. (Trad. BOLÍVAR, I.; MARTÍN, G. y PARGA, I.). Ed. Aguilar, Madrid (1962).
- ROBIE, R. A. y WALDBAUM, D. R. (1968): *Thermodynamic properties of minerals and related substances*. U. S. Geol. Survey., Bull., 1259, 1-256.
- RÖSLER, H. J. y LANGE, H. (1972): *Geochemical Tables*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1-468.
- SANTOS OLIVEIRA, J. M. (1970): *Geoquímica de alguns granitos do norte de Portugal e suas relações com mineralizações estaníferas*. Et. Not. Trab. Serv. Fom. Min., 19 (3/4), 227-275.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1955): *The age of the Beira Schists (Portugal)*. Bol. Soc. Geol. Portugal, 12, 77-100.
- (1956): *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 37, 5-617.
- (1962): *The emplacement of the late Hercynian granites in Portugal: a reply*. Geol. Mijnbouw, 41, 20-25.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): *Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)*. Geotekt. Forschungen, 6. (Trad. J. M. RÍOS): Publ. Extr. s. Geol. España, 5, 93-146. Madrid (1950).
- SHAW, D. M. (1964): *Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*. Masson & Cie. Paris, 1-237.
- SIROONIAN, H. A.; SHAW, D. M. y JONES, R. E. (1959): *Li geochemistry and the source of the spodumene pegmatites of the Preissac-Lamotte-Lacorne region of Western Quebec*. Canad. Mineral, 6, 320-338.
- SLUYK, D. (1963): *Geology and tin-tungsten deposits of the Regoufe area, northern Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-123.
- STRECKEISEN, A. (1967): *Classification and nomenclature of igneous rocks*. Jb. Miner., Abh., 107, 144-240.
- STROCK, L. W. (1936): *Zur Geochemie des Li*. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. IV, N.F., 1, 15, 171.
- TAYLOR, S. R. (1965): *The application of trace element data to problems in Petrology*. Phys. and Chem. of the Earth., Pergamon Press, 6, 133-214.
- TEIXEIRA, C.; DE MEDEIROS, A. C.; PILAR, L.; LOPES, J. T. y ROCHA, A. T. (1959): *Carta Geológica de Portugal a escala 1:50.000. Hoja n.º 18 B*. Serv. Geol. Portugal.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 1-218.
- UGIDOS, J. M. y BEA, F. (1976): *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta*. Stvd. Geol., 10, 45-61.
- WEISBROD, A. y POTY, B. (1975): *Thermodynamics and geochemistry of the Mayres pegmatites (South-eastern Massif Central, France)*. Petrologie, 1 (1/2), 1-17 y 89-102.
- WESTERWELD, J. (1956): *Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphism entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal*. Geol. Mijnbouw, 18, 94-105. (También: Bol. Soc. Geol. Portugal, 12, 101-128).
- WINKLER, H. G. F. y LINDEMAN, W. (1972): *The system Qz-Or-An-H₂O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Application to granitic magma formation*. N. Jb. Miner., Mh., 2, 49-61.
- WYLLIE, P. J.; HUANG, W. L.; STERN, Ch. R. y MAALØE, S. (1976): *Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences*. Canad. Jour. Earth-Sci., 13 (8), 1007-1019.

CRITERIOS PARA LA DIFERENCIACION DE DOMINIOS EN SIERRA MORENA CENTRAL

M. DELGADO-QUESADA

E. LIÑÁN

E. PASCUAL

F. PÉREZ-LORENTE

RESUMEN.—Se ha dividido la zona de Ossa-Morena (LOTZE, 1945, JULIVERT et al., 1971) en el área de Sierra Morena Central en cinco dominios de acuerdo con sus características estratigráficas, petrológicas y estructurales.

- a) dominio de Córdoba-Alamis.
- b) dominio de Sierra Albarrana.
- c) dominio de Cerro Muriano-Azuaga.
- d) dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar.
- e) dominio de Obejo-Valsequillo.

Estos dominios están separados por accidentes tectónicos e intrusiones de rocas ígneas.

Finalmente se estudia la evolución durante el Paleozoico del conjunto de los dominios y se discute el límite de las zonas de Ossa-Morena y Lusitano oriental-Alcúdice (LOTZE, 1945) o bien Ossa-Morena y Centroibérica (JULIVERT et al., 1971).

SUMMARY.—The Ossa-Morena Zone (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1971) in the Central Sierra Morena area has been divided into five domains according to their stratigraphical, petrological and structural characteristics:

- a) Córdoba-Alamis domain.
- b) Sierra Albarrana domain.
- c) Cerro Muriano-Azuaga domain.
- d) Villafranca de Córdoba-El Vacar domain.
- e) Obejo-Valsequillo domain.

The so-named domains are separated by tectonic accidents and igneous intrusions.

Finally the evolution of these domains during the Paleozoic is envisaged, followed by a discussion about the limit between the Ossa-Morena and the Lusitano-Alcudian Zones (LOTZE, 1945), namely the Ossa-Morena and Centroiberian Zones (JULIVERT et al., 1971).

INTRODUCCION

La región se sitúa geográficamente en Sierra Morena Central, entre el Valle de los Pedroches al Noreste, la Depresión del Guadalquivir al Sur y Sureste el meridiano de Azuaga al Oeste.

Geológicamente pertenece a la zona de Ossa-Morena definida por LOTZE (1945) y posteriormente precisada por JULIVERT et al. (1971) (Fig. 1a y 1b).

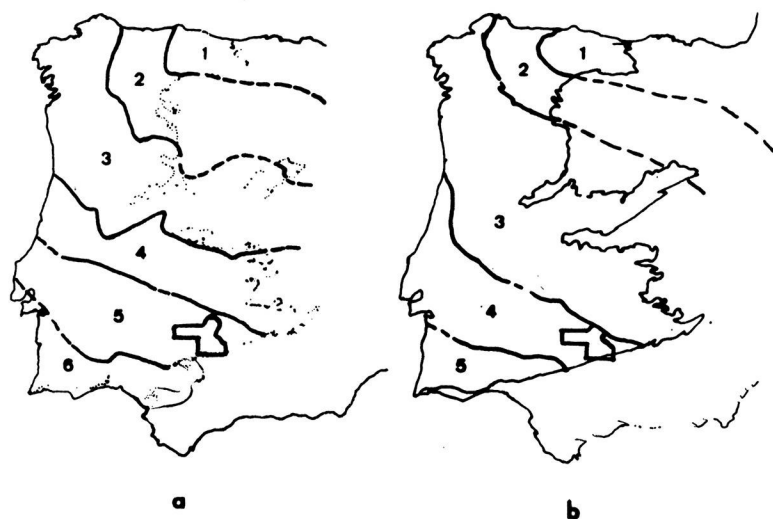


FIG. 1

a.—División en zonas de LOTZE (1945):

- 1.—Zona Cantábrica.
- 2.—Zona Astur occidental-Leonesa.
- 3.—Zona Galaico-Castellana.
- 4.—Zona Lusitano oriental-Alcúdica.
- 5.—Zona Ossa-Morena.
- 6.—Zona Sudportuguesa.

b.—División en zonas de JULIVERT et al. (1971):

- 1.—Zona Cantábrica.
- 2.—Zona Astur occidental-Leonesa.
- 3.—Zona Centro Ibérica.
- 4.—Zona Ossa-Morena.
- 5.—Zona Sur Portuguesa.

Los autores de este artículo que comenzaron sus trabajos a partir de 1969, hoy realizan en este área sus tesis doctorales. La delimitación de las distintas tesis queda reflejada en la figura 2.

Se han reconocido una serie de dominios, geológicamente individualizables, que aportan nuevos datos para la interpretación de la evolución paleogeográfica de Sierra Morena Central durante el Paleozoico.

De Sur a Norte, enumerados sucesivamente son los siguientes:

- a) Dominio de Córdoba-Alanis.
- b) Dominio de Sierra Albarrana.
- c) Dominio de Cerro Muriano-Azuaga.
- d) Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar.
- e) Dominio de Obejo-Valsequillo.

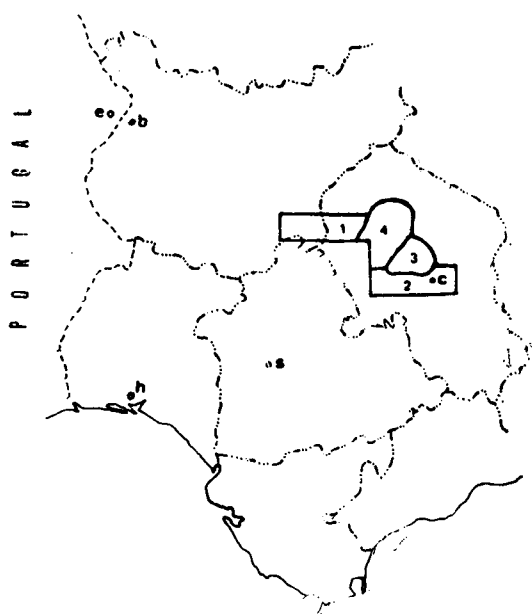


FIG. 2

Localización de las áreas de trabajo de los autores:

- 1.—Area de Tesis Doctoral de M. DELGADO-QUESADA.
 - 2.—Area de Tesis Doctoral de E. LIÑÁN.
 - 3.—Area de Tesis Doctoral de E. PASCUAL.
 - 4.—Area de Tesis Doctoral de F. PÉREZ-LORENTE.
- b-Badajoz; c-Córdoba; e-Elvás; h-Huelva; s-Sevilla.

separados por accidentes tectónicos e intrusiones ígneas, que mencionados en el mismo orden de S a N son (Fig. 3):

1. Falla de Malcocinado.
2. Alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.
3. Falla de Cerro Muriano.
4. Falla de Villaharta.

El último funcionamiento de estas fallas ha sido posthercínico, aunque como tales fallas haya podido comenzar su movimiento con anterioridad.

Es nuestro propósito definir dichos sectores según sus principales características estratigráficas y petrológicas y a partir de esta base, deducir su evolución durante el Paleozoico.

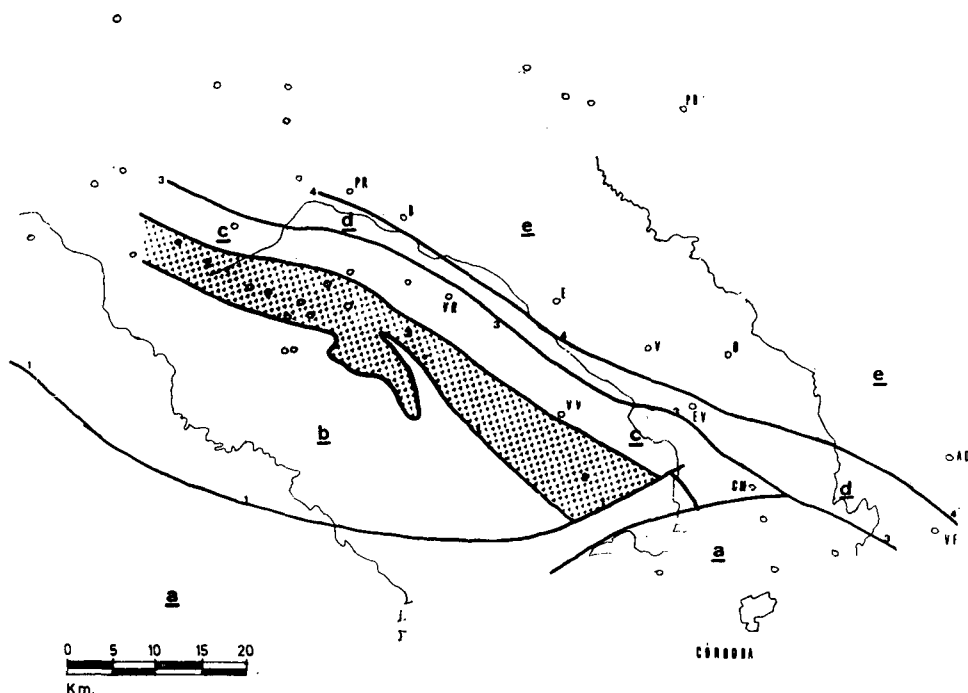


FIG. 3

Situación y límites de los dominios:

- a.—Dominio de Córdoba-Alanís.
- b.—Dominio de Sierra Albarrana.
- c.—Dominio de Cerro Muriano-Azuaga.
- d.—Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar.
- e.—Dominio de Obejo-Valsequillo.
- 1.—Falla de Malcocinado.
- 2.—Alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.
- 3.—Falla de Cerro Muriano.
- 4.—Falla de Villaharta.

AD-Adamuz; B-Belmez; CM-Cerro Muriano; E-Espiel; EV-Estación del Vacar; O-Obejo; PR-Peñarroya; PB-Pozoblanco; VF-Villafranca de Córdoba; V-Villaharta; VR-Villanueva del Rey; VV-Villaviciosa de Córdoba.

CARACTERISTICAS ESENCIALES

a) El dominio de Córdoba se caracteriza por la existencia: de un complejo vulcano-sedimentario de edad Precámbrico superior; de materiales detríticos y carbonatados del Cámbrico que reposan sobre los anteriores, y de rocas detríticas con niveles carbonatados intercalados de edad Viseense-Namuriense, los cuales son discordantes sobre el Cámbrico.

b) El dominio de Sierra Albarrana se distingue por constar de una potente acumulación de rocas sedimentarias precámbricas con una zonación metamórfica que aparentemente disminuye de grado desde el centro hacia los bordes (CHACÓN et al., 1974). Sobre estos materiales se encuentra un carbonífero discordante de edad Viseense medio-Westfaliense.

c) El dominio de Cerro Muriano lo forman, en general, materiales afectados por metamorfismo regional de grado alto que pertenecen al precámbrico relativamente antiguo (posible Proterozoico inferior) sobre el que descansan discordantemente rocas detríticas y niveles carbonatados de edad Viseense. En algunos puntos hay depósitos ciclomáticos con niveles de carbón del Namuriense-Westfaliense.

d) En el dominio de El Vacar, existen rocas de grado de metamorfismo variable cuya relación no se observa al estar recubiertas discordantemente por depósitos detríticos esencialmente pertenecientes al Culm (inferior al Viseense medio). Ambos conjuntos están bajo rocas cuya base es Viseense medio también discordante sobre ellos.

Termina como el dominio anterior con ciclotemas con niveles de carbón del Namuriense-Westfaliense.

e) El dominio de Obejo tiene en su base materiales de grado metamórfico variable, desde micasquitos, gneises y anfibolitas a rocas no metamórficas, estas últimas atribuibles a un Precámbrico superior. Encima yacen discordantemente rocas detríticas de edad ordovícica, sobre las que hay materiales detríticos y carbonatados pertenecientes al Devónico, una potente serie detrítica de facies Culm, y, discordantemente sobre ella depósitos con niveles de carbón de edad Westfaliense B-C.

DESCRIPCION DE LOS DOMINIOS

a) *Dominio de Córdoba.* Está constituido por materiales del Precámbrico, Cámbrico y Carbonífero, cuyas características se enumeran a continuación:

— *Precámbrico.* En la parte inferior se distingue un complejo vulcano sedimentario constituido por espilitas, piroclásticas (ácidas y básicas) esquistos, cuarcitas negras y conglomerados cuya potencia es de más de 4.000 m. Por espilitas entendemos aquí rocas compuestas por albita, carbonatos y clorita fundamentalmente, sin prejuzgar por el momento, su origen ni su significado geotectónico.

La parte superior que se ha denominado Formación de San Jerónimo (LIÑAN, E. y PASCUAL, E., en prensa) está compuesta por lutitas, areniscas

y niveles conglomeráticos entre los que se intercalan colodas de andesitas que pueden alcanzar los 150 m. de potencia. Es clara la presencia de cantos de andesita, gneis, granito y cuarcita en los niveles conglomeráticos. Su potencia es variable, pero alcanza los 1.000 m. en los alrededores de Córdoba.

— *Límite Precámbrico-Cámbrico.* Entre el Precámbrico y el Cámbrico inferior datado, se encuentra a veces la Formación de Torre Arboles constituida por arenas gruesas en la base, entre las que se intercalan algunos niveles de areniscas finas, cantos de arcillas, algunos cantos sueltos de cuarcitas y localmente lentejones de conglomerados. Encima se sitúa una alternancia de areniscas finas y lutitas. El color del conjunto es rojo, amarillento y, a veces, blanquecino. Su potencia es variable, llegando a desaparecer en algunos puntos. En otros alcanza los 300 metros.

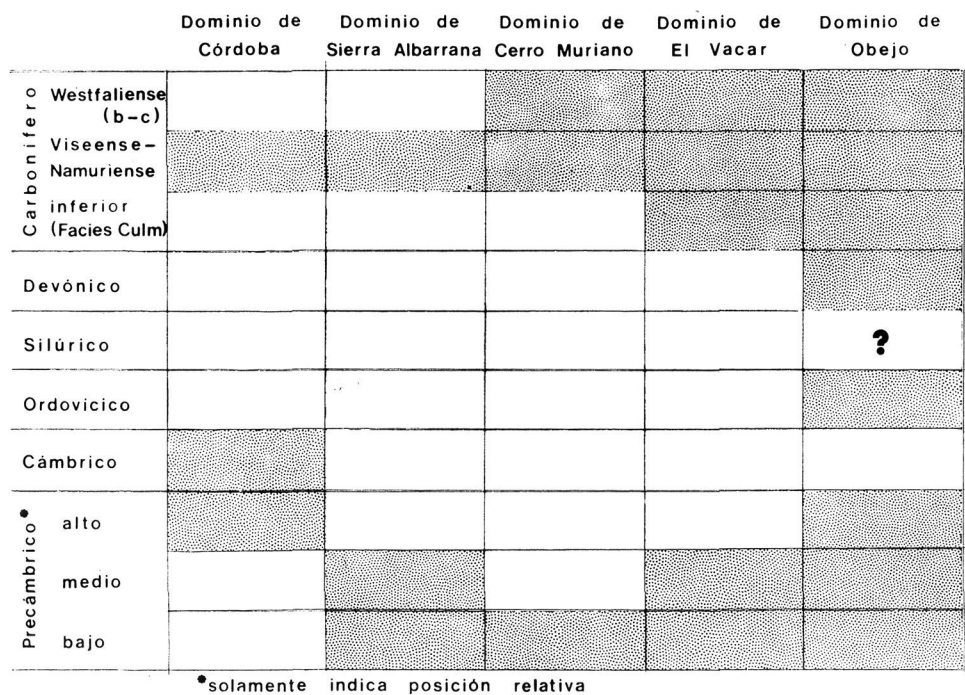


FIG. 4

— *Cámbrico.* Está constituido en la base por una alternancia de calizas oolíticas, algunas dolomías, lutitas y areniscas; con algas, trilobites, arqueociátidos y problemática (Formación de Pedroche, LIÑAN, 1974). Encima se sitúan alternantemente calizas detríticas, calizas, calizas de estromatolitos con sílex, dolomías lutitas y areniscas. Existen estromatolitos y oncolitos (Formación de Santo Domingo, LIÑAN, 1974). La edad de estas dos formaciones es Cámbrico inferior.

El Cámbrico medio está constituido en la base por arcosas que pasan

hacia arriba a una alternancia de lutitas y areniscas con trilobites (F. de los Villares, LIÑAN, 1974).

— *Carbonífero*. La sedimentación comienza con una brecha de base cuya potencia es variable y que se encuentra en discordancia angular y erosiva sobre el Cámbrico. La parte superior son margocalizas de edad Viseense medio superior, así como areniscas, lutitas y niveles conglomeráticos con cantos del mismo carbonífero y del complejo metamórfico de Campo Alto. En esta parte se intercalan stocks de rocas subvolcánicas cuya composición es parecida a las citadas en la alineación magmática de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba.

b) *Dominio de Sierra Albarrana*. Está formado por terrenos de edad Precámbrico y Carbonífero.

— *Precámbrico*. En su mayor parte lo forma una potente serie pizarroso-detritica a la que fue asignada por primera vez esta edad por VEGAS, R. (1970); en 1971, Delgado-Quesada, ratifica esta posición denominada "Formación de Azuaga" y situándola en el primer intento de dar una cronología dentro del Precámbrico de la región.

La "Formación de Azuaga" está en gran parte formada por niveles en los que se observa una alternancia mesoscópica de lechos pelíticos y detríticos, de tal forma que, en la mayoría de los casos, se puede considerar como una verdadera ritmita. Entre los dos tipos de materiales hay diferencias texturales y mineralógicas: las pelitas están constituidas fundamentalmente por mica (sobre todo moscovita), grafito y algunos granos de cuarzo y feldespato. La textura de estos niveles es esquistosa encontrándose las micas orientadas. Los niveles detríticos están formados por cuarzo, biotita, plagioclasas, moscovita y menas metálicas; es general una recristalización de la biotita, por lo que se consideran estos niveles como metaarkosas. Dentro de las ritmitas se intercalan lechos detríticos con potencias que oscilan entre unos pocos cms. hasta más de 1 m., la composición de estas intercalaciones es de cuarcitas en general y de cuarcitas micáceas en algunos casos. Hacia el techo de esta unidad las ritmitas y areniscas llegan a presentar una alternancia de tipo fryschoide, que llega a alcanzar gran continuidad entre la Quiruela y El Encinalejo.

La "Formación de Azuaga" presenta en general un grado de metamorfismo regional asimilable al de los esquistos verdes, aunque en ocasiones se encuentran bandas anquimetamórficas, con sericita como único mineral visible. También se encuentran bandas en las que se observa una paragénesis del tipo biotita, estauroлита, almandino; estas últimas están ligadas a fracturas tipo Azuaga y Malcocinado y son especialmente frecuentes en las proximidades de esta última.

Hacia el centro del área ocupada por la "Formación de Azuaga", en el sector de Sierra Albarrana, el metamorfismo regional se hace progresivamente más intenso, llegándose a alcanzar facies del tipo biotita, estauroлита y/o andalucita y almandino, e incluso llega a presentarse sillimanita en agregados de hasta 1 cm. de envergadura; estas paragénesis se encuentran ya en rocas claramente genésicas que presentan una migmatización importante, llegando incluso a presentarse nebulitas. Las mayores alturas de la Sierra Albarrana están ocupadas por metaarkosas y algunos niveles pelíticos todos ellos con una turmalinización importante.

En conjunto la Sierra de la Albarrana presenta una estructura antiformal limitada por fracturas al NW y SE, el mayor grado de metamorfismo se relaciona con un domo térmico sintectónico con la primera fase hercínica (DELGADO-QUESADA).

— *Carbonífero*. Aparece en retazos aislados, discordantes sobre la F. de Azuaga, en Valdeinfierno, curso alto del Benajárf, W de Azuaga y en Berlanga. La sedimentación comienza, bien con una brecha basal, o con un potente paquete de conglomerados poligénicos. Sobre ellos hay un depósito ciclotemático con pequeñas capas de carbón en Valdeinfierno y Benajárf. Mas el W se presenta una serie de tipo flysch con bancos locales de calizas fétidas hacia la base. La edad general de estas cuencas está comprendida entre el Viseense medio-superior y el Westfaliense.

c) *Dominio de Cerro Muriano-Azuaga*. Se han reconocido terrenos que pertenecen al Precámbrico y al Carbonífero.

— *Precámbrico*. En los alrededores de Cerro Muriano consta de dos conjuntos metamórficos en los que la milonitización es importante: uno de ellos, con distena y sillimanita presentes, y de composición fundamentalmente metapelítica; el otro, gneísico y sin silicatos de aluminio. El conjunto metapelítico, se sitúa sobre gneises, y aunque la naturaleza del contacto no se conoce con certeza, es, en general, mecánico.

Ambos conjuntos presentan intercalaciones de anfibolitas. En algunas de ellas se puede deducir un origen paraderivado, siempre relacionadas con las metapelitas. En el resto de las anfibolitas estudiadas, el origen es ortoderivado, y los criterios para deducir este origen, son mineralógicos y estructurales.

También se encuentran aquí, rocas ígneas de edad no determinada con una foliación subvertical, debida a milonitización.

Más al Oeste, desde la presa del embalse de Puente Nuevo hasta el NW de F. Ovejuna, los materiales metamórficos comienzan con una serie cuarcítica sobre la que descansan aparentemente concordantes, un tramo de mig-

matitas, cuarcitas negras y gneises leucocráticos, y otro tramo de anfibolitas y gneises anfibólicos. Sobre estos tramos citados, se sitúan las metapelitas. Todos ellos se encuentran en Villanueva del Rey atravesados por rocas ácidas de edad precámbrica gneisificadas.

En Azuaga los materiales son similares a la formación descrita en Cerro Muriano, también con presencia de la asociación distena-sillimanita. Aparecen asimismo ortogneises de edad precámbrica, aunque no necesariamente igual a la de los materiales en los que encaja. En Granja de Torrehermosa afloran materiales equivalentes a los citados en el Precámbrico superior vulcano sedimentario del dominio de Córdoba, con la salvedad de que en este caso, también se han observado pequeños stocks graníticos gneisificados.

Hay que resaltar que la asociación distena-sillimanita indica una presión de confinamiento mínima superior a 4,5 Kb., lo cual implica una profundidad mínima de 15 a 20 Km.

En las rocas metasedimentarias se encuentran en todo el dominio al menos, tres esquistosidades de flujo.

— *Carbonífero*. Se lo aparece en la parte Noroeste del dominio y está constituido por alternancias de pizarras y areniscas con algún nivel de calizas.

Este paquete es probablemente de edad Viseense Medio-Superior.

Al S de la Sierra de los Santos y en la Mina de Mirabuenos hay depósitos ciclotemáticos formados por conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón del Namuriense-Westfaliense discordantes sobre el Precámbrico.

d) *Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar*. Lo constituyen terrenos de edad Precámbrica y Carbonífero.

— *Precámbrico*. Está formado esencialmente por esquistos de bajo grado metamórfico con intercalaciones cuarcíticas. También se encuentran intercalados micasquistos, gneises y anfibolitas. Afloran en el centro de la cuenca del Guadiato entre Belmez y Espiel, Loma de Parralejo, etc. No obstante al E de la Estación de Obejo se observan materiales del Precámbrico equivalentes a los del dominio de Cerro Muriano; ahora bien las relaciones de estos últimos materiales con las cuarcitas y esquistos anteriores, no son visibles.

— *Carbonífero*. El Carbonífero es de facies Culm. Comienza con un conglomerado de base, sobre el que se sitúa un horizonte de coladas básicas, y, a veces, un paquete de calizas; ambos niveles están englobados en pizarras y areniscas cuyas características sedimentológicas indican una turbidita profunda (ALMARZA et al., 1973).

La línea de unión entre este sector y el de Obejo, está fosilizada por

depósitos del Viseense y del Namuriense que reposan discordantemente sobre los anteriores. Aquí, el Viseense es esencialmente calizo, y hay depósitos ciclomáticos de carbón del Namuriense-Westfaliense.

El conglomerado de base del Culm se nutre de materiales precámbricos y quizá, paleozóicos. Hay cantos de Formación de Torreárboles, del Dominio de Cerro Muriano de rocas plutónicas ácidas y abundantes cantos cuarcíticos redondeados.

e) *Dominio de Obejo-Valsequillo*. Está constituido por un basamento Precámbrico que aflora en algunos lugares (núcleo del anticlinorio de Peralda del Zaucejo, Norte de Belmez, de Espiel, de Villaharta, embalse del Guadalmellato...) sobre el que yacen discordantemente terrenos que pertenecen al Ordovícico, quizá al Silúrico, Devónico y Carbonífero.

— *Precámbrico*. Son esencialmente cuarcitas y pizarras de bajo grado metamórfico. En algunos puntos parece observarse una transición entre las pizarras y las cuarcitas a través de una serie rítmica de apariencia flischoide. Hacia el techo de esta formación, se encuentra parte de la serie vulcano sedimentaria que aflora en el dominio de Córdoba. Estos materiales están atravesados por un intrusivo complejo probablemente Hercínico precoz o prehercínico.

Ordovícico-Devónico. Las rocas que forman las series de estos períodos, se han originado en general en zonas someras, con predominio de areniscas y aspecto de depósitos de plataforma continental, a veces muy próximas a costas. El límite Ordovícico-Devónico, no es claro hasta ahora por falta de fósiles en los tramos intermedios. Por la misma razón, no podemos hablar de la laguna del Devónico medio citada en esta región (PUSCHMAN, 1967).

— *Carbonífero inferior*. Datado por Carbonell por vez primera, se sitúa aparentemente concordante sobre el Devónico. Se trata de Culm, ya que comienza con facies pizarrosas y coladas submarinas básicas, sobre las que se depositan calizas con fauna carbonífera, a las que sigue en la serie una serie de turbiditas con diferente distalidad según paquetes y situación en el espacio.

Hay que hacer constar que son depósitos preorogénicos ya que se depositaron antes de las fases hercínicas.

Finalmente, durante el Westfaliense B-C, se rellenaron cuencas límnicas con rocas sedimentarias detríticas (conglomerados, areniscas y arcillas) ciclométricas con capas de carbón (Cuenca de Peñarroya-Espiel y otros afloramientos aislados).

ACCIDENTES QUE SEPARAN LOS DOMINIOS

Aunque en principio, los cuatro accidentes mencionados antes, separan dominios diferentes, no todos son de la misma importancia y características.

1. *Falla de Malcocinado*. Separa el dominio de Córdoba-Alanis al Sur y el de Sierra Albarrana al Norte. Se trata de una falla de tipo strike-slip de gran envergadura, al menos en sus últimos movimientos.

Hay que resaltar su importancia porque, delimita la presencia (al Sur) y ausencia (al Norte) de los materiales del Cámbrico.

2. *Alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada*. Fossiliza el límite entre los dominios de Sierra Albarrana y de Cerro Muriano-Azuaga. Lo componen rocas plutónicas ácidas y básicas y rocas subvolcánicas ácidas (PASCUAL y PÉREZ-LORENTE, en prensa).

Se puede ordenar en el tiempo la sucesión de intrusiones, de tal forma que, comienza por las rocas plutónicas básicas de Los Ojuelos-La Coronada, seguidas por las rocas ácidas. Estas, a su vez por orden cronológico serían: Granito de Peñas Pardas; Granito del Cortijo de los González (que se encuentra en la cúpula del anterior); Pórfido de Granodiorítico de la Buena-gua y por último, la Granodiorita de grano grueso del Molino del Martinete. Las rocas subvolcánicas ácidas están relacionadas genéticamente con el Granito de Peñas Pardas.

Todas las rocas ígneas nombradas en este apartado son postwestfalienses.

3. *Falla de Cerro Muriano*. Separa los dominios de Cerro Muriano-Azuaga y de Villafranca de Córdoba-El Vacar. Es una falla tipo strike-slip de gran ángulo, que hace cabalgar hacia el Norte los materiales del dominio de Cerro Muriano-Azuaga sobre los de Villafranca de Córdoba-El Vacar.

Es un accidente de la misma importancia que el de Malcocinado porque señala el límite Sur del Carbonífero inferior de facies Culm.

4. *Falla de Villaharta*. Es una banda fracturada cuya complejidad se puede apreciar en Villaharta y S. de Belmez. Aquí los materiales del dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar cabalgan a los del Obejo-Valsequillo.

Como en el caso anterior, también sirve de límite, pero señalando en este caso la frontera Sur de los materiales del Ordovícico Devónico.

HIPOTESIS DE EVOLUCION TECTONICA DE SIERRA MORENA CENTRAL DURANTE EL PALEOZOICO

Basándonos en los datos expuestos, podemos anticipar algunas aclaraciones, a la hora de interpretar la historia del área durante el Paleozoico.

Paleozoico inferior. Es clara una compartimentación en sectores en cuanto nos referimos a la sedimentación de materiales de los períodos del Paleozoico inferior. Así: en la zona *a* se encuentran solamente los depósitos del Cámbrico, no habiendo del resto del Paleozoico inferior; en los dominios *b*, *c* y *d* no se encuentran rocas sedimentarias de ninguno de los períodos mencionados, y en el dominio *e* hay materiales del Ordovícico y Devónico pero no los hay del Cámbrico. Todas las rocas sedimentarias que corresponden a los sistemas anteriores, son de plataforma continental.

Paleozoico superior. Comienza con series turbidíticas de facies Culm, que ocupan los sectores *d* y *e*, pero con la particularidad que mientras en el dominio *e* yacen sobre el Devónico, en el *d* son discordantes sobre las rocas del Precámbrico y están acompañadas de un conglomerado de base bien desarrollado, a veces muy potente (más de 50 m.).

Durante el Viseense medio-superior, los depósitos son muy someros, culminando la elevación de la zona a partir del Namuriense con gran extensión, si no totalmente, de terrenos emergidos.

Evolución tectónica. Con respecto al depósito o no de rocas de diferentes períodos, se podría pensar en una tectónica en "teclas de piano" que condiciona que en lugares haya depósitos y en otros erosión. Hipótesis que contrasta con que no se han encontrado vestigios de los materiales que faltan. Parece más probable que se trate de una paleotectónica de distensión más o menos contemporánea con la orogenia Caledoniana, aunque independiente de esta, que se ha manifestado en cuanto a la profundidad y características sedimentológicas de los materiales Ordovico-Devónicos.

Otra interpretación a considerar, sería la de la aplicación de la tectónica de placas, con bloques inicialmente no adyacentes y que comenzaron a aproximarse al iniciarse el ciclo hercínico, siguiendo un modelo análogo a uno de los propuestos por NICHOLAS (1972), BURRET (1972) y BURNE (1973). Esta última interpretación tiene en contra que con una tectónica comprensiva, no encaja en cuanto a la formación del flysch, el que el Culm descansa siempre en estos dominios encima de corteza siálica que aparentemente en el momento de depósito era muy potente.

Siguiendo esta última interpretación, en esta zona, habría un sector de unión de placas, fosilizado por el Viseense medio-superior, entre los dominios *d* y *e* (las coladas básicas de la base del Culm se hacen más potentes y numerosas al irse aproximando a esta línea; el Ordovícico y devónico tienen en ella su límite Sur) o bien la Unión se produciría entre los dominios *d* y *c* (límite Sur de los afloramientos del Culm).

En realidad, parece existir en esta zona (Ossa-Morena Central) un gran anticlinorio fallado, en cuyo centro aparecen materiales metamórficos del

Precámbrico bajo y en los laterales, del Precámbrico alto. Esta estructura separa dos zonas con diferentes comportamiento durante el Paleozoico inferior, al Norte y Sur de ella, como se ha señalado anteriormente. Así, mientras en el Sur hubo una sedimentación de plataforma durante el Cámbrico, al Norte, al menos hasta el Norte del Valle de Alcudia, no hubo depósito, debido quizá a estar emergida. Durante el Ordovícico-Devónico se produjo lo contrario, al Norte formaciones de facies de aguas muy someras, y al sur no hubo depósito.

Por lo anteriormente expuesto, pensamos que el límite entre la zona de Ossa-Morena y la Luso Occidental-Alcúdica (LOTZE, 1945) o bien Ossa-Morena y Centro-Ibérica (JULIVERT et al., 1971) debe de pasar por la Falla de Villaharta que separa los dominios de El Vacar y Obejo, o bien, si se tienen más en cuenta los acontecimientos hercínicos, por la Falla de Cerro Muriano que separa los dominios de El Vacar y de Cerro Muriano.

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos a D. J. M. FONTBOTÉ las sugerencias hechas sobre los temas tratados así como la corrección de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALMARZA, J. J. (1974): *Estudio petrológico en el sector "El Alamo-El Vacar"*, Sierra Morena. Tesis Licenciatura. Univ. de Granada.
- ALMARZA, J. J.; BURGOS, J. C.; CRESPO, J. L.; MATAS, J. (1973): *Estudio de una serie detrítica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Belmez*. Trab. Univ. de Granada.
- ALMELA, P. M.; ALVARADO, M. COMA, J.; FELGUEROSO, C.; QUINTERO, I. (1962): *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. I.G.M.E., 73, 205-287.
- ARMENGOT, A.; MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1972): *El Carbonífero al Sur del Batolito de los Pedroches*. Rev. Esp. Micropaleontología. Diciembre, pp. 211-213.
- BURGOS, J. C. (1974): *El plutón básico del Norte de Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena)*. Tesis Licenciatura. Univ. de Granada.
- BURNE, R. V. (1973): *Palaeogeography of Southwest England and Hercynian Continental Collision*. Nature Phys., 241, 129-131.
- BURRET, C. F. (1972): *Plate Tectonics and the Hercynian Orogeny*. Nature, 239, 155-157.
- CABANAS, R. (1964): *Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba*. Not. Com. I.G.M.E., 74, 69-74.
- (1963): *Contribución a los estudios del Carbonífero de los alrededores de Córdoba*. Brev. Geol. Ast., 7, 63-67.
- (1971): *Observaciones sobre el Cámbrico de la provincia de Córdoba*. Bol. Geol. Min., 82 (3/4), 321-323.
- CABANAS CÓRDOBA, R.; CABANAS PAREJA, R. (1974): *Failles inverses et chevauchements dans le Précambrien et le Carbonifère du Nord de la Province de Cordoue (Espagne)*. C. R. Ac. Sc., 278, 2271-2274.
- CABANAS, R.; MELÉNDEZ, B. (1966): *Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. Con una nota sobre un nuevo fósil del Cámbrico*. Not. Com. I.G.M.E., 90, 77-84.

- CALATAYUD, P.; DELGADO QUESADA, M. (1975): *Estudio previo metalogénico de la zona de Alanís-Cerro Muriano*. Jorn. Min. Met., V Nacionales Bilbao, 9, 57-71.
- CALDERÓN, S. (1892): *Nota preliminar sobre la edad de las cuencas carboníferas del Mediodía de España*. An. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 21, 13-21.
- CAPDEVILA, R.; METTE, P. PAREDES, J. (1971): *La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena Central (Sud de l'Espagne)*. C. R. Ac. Sc., 237, 1359-1362.
- CARBONELL, A. (1920): *Nuevos antecedentes a cerca de la prolongación occidental de la cuenca de Belmez*. Bol. I.G.M.E., 41, 281-309.
- (1926a): *Estudio tectónico del Valle del Guadalquivir*. Excursión A-4, XIV Congr. Geol. Inter., Mem. I.G.M.E., 281-304.
- (1926b): *La línea tectónica del Guadalquivir*. Excursión A-4, Congr. Geol. Inter., Publ. I.G.M.E., 4-157.
- (1926c): *Aplicación del estudio petrográfico de algunos materiales de la provincia de Córdoba a la interpretación de la línea tectónica del Guadalquivir*. XIV Congr. Geol. Inter., Madrid, Comp. Rend., 2, 291-297.
- (1926d): *Depósitos considerados como Cámbricos en el Sur de España, que deben pasar al Culm y al Devoniano*. Contribución al estudio de las series paleozoicas de la Sierra Morena. XIV Congr. Geol. Inter., Madrid, Comp. Rend., 3, 751-768.
- (1926e): *Excursión XIV Congreso Geológico Internacional. Libro Guía*, pp. 5-157.
- (1926f): *La Sierra de Córdoba*. Excursión A-5. XIV Congr. Geol. Inter.. I.G.M.E., 1-16.
- (1926g): *Nota sobre los yacimientos de Archeociátidos de la Sierra de Córdoba y deducción para el análisis tectónico*. Bol. I.G.M.E., 7, 311-315.
- (1927): *Contribución al estudio de la geología y la tectónica andaluza*. Bol. I.G.M.E., 47 (3), 83-133.
- (1929a): *Cobijaduras hercinianas en la cuenca de Belmez-Adamuz*. Not. Com. I.G.M.E., 2, 1-3.
- (1929b): *Un nuevo yacimiento de Archeociátidos en Córdoba. Consecuencias tectónicas*. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 15, 271-274.
- (1931): *Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 943 (Posadas)*. I.G.M.E., 1-72.
- (1940): *Nuevos yacimientos de Archeociátidos en la provincia de Córdoba*. Investigación y Progreso. Madrid.
- CARBONELL, A.; CHAVES, F. (1926a): *Aplicación del estudio de algunos materiales litológicos de la provincia de Córdoba a la interpretación de la línea tectónica del Guadalquivir*. (XIV Congr. Geol. Inter.). Bol. Of. Min. Met., 10 (108), 140-441.
- (1926b): *La plegadura hercínica según los antecedentes geológico-tectónicos de la provincia cordobesa*. (XIV Congr. Geol. Inter.). Bol. Of. Min. Met., 10 (108), 418-419.
- CHACÓN, J. (1974): *Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba. Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (Provincia de Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 700-712.
- CHACÓN, J.; DELGADO-QUESADA, M.; GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvás-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)*. Bol. Geol. Min., 85 (6), 713-717.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la hoja n.º 873 de Azuaga, Badajoz*. Bol. Geol. Min., 82, 61.
- DELGADO-QUESADA, M.; FONTBOTE, J. M. (1970): *Itinéraire géologique Zafra-Peñarroya-Córdoba*. Publ. Dep. Univ. Granada, 6 pp.

- DELGADO-QUESADA, M.; RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A.; RUIZ MONTES, M.; RUBIO VAQUERO, A. (1971): *Reseña geológico-minera del proyecto Fuenteovejuna-Azuaga*. Jornadas Min. Met. de Cartagena, III-A, 115-130.
- FEBREL, T. (1963): *Explicación de la hoja n.º 857, Valsequillo (Córdoba-Badajoz)*. Mapa Geol. de España, I.G.M.E., 109 pp.
- GARCÍA SIÑERIZ, J. (1929): *Estudio geofísico previo de la falla del Guadalquivir*. Bol. I.G.M.E., 51, 367-399.
- GAVALA, J. (1961): *La falla del Guadalquivir*. Rev. Real Ac. Cien. Exac. Fís. Nat., 55 (1), 141-143.
- GROTH, J. (1911a): *Sur le Primaire de la Sierra Morena*. C. R. Ac. Sc., 152, 231-232.
- (1911b): *Note préliminaire sur le Bassin houillier de Belmez*. Bol. Soc. Geol. France, 83-84.
- (1914): *La Sierra Morena*. C. R. Ac. Sc., 158, 1722-1724.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1917): *La fauna primordial en la Sierra de Córdoba*. Congr. para el Avance de las Ciencias, 2, 76-84. Sevilla.
- (1918): *Le Cambrien de la Sierra de Córdoba*. C. R. Ac. Sc., 166, 611-614.
- (1926): *La Sierra Morena y la Llanura Bética*.
- (1932): *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Trab. Mus. Cienc. Nat. Madrid, Serv. Geol., 38, 9-15.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F.; CABANAS, R. (1968): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 858. El Viso*. I.G.M.E.
- (1970a): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 895. Pozoblanco*. I.G.M.E.
- (1970b): *Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. El Carbonífero y sus brechas de pendiente de talud submarino*. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 68, 165-169.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1935): *El Sistema Cambriano de España*. Mem. I.G.M.E.
- (1942a): *El Sistema Siluriano*. Exp. del Nuevo Mapa Geol. de España. Mem. I.G.M.E., 2 (1), 25-343.
- (1942b): *El Sistema Siluriano*. Exp. del Nuevo Mapa Geol. de España. Mem. I.G.M.E., 2 (2), 729-831.
- I.G.M.E. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:000.000*.
- LIÑÁN, E. (1972): *Estudio geológico de un sector de Sierra Morena situado en la provincia de Córdoba*. Tesis Licenciatura. Univ. de Granada.
- (1974): *Las formaciones cámbricas del Norte de Córdoba*. Acta Geol. Hispánica, 1, 15-20.
- LIÑÁN, E.; DABRIO, C. J. (1974): *Litoestratigrafía del tramo inferior de la formación de Pedroche (Cámbrico inferior, Córdoba)*. Acta Geol. Hispánica, 1, 21-26.
- LIÑÁN, E.; PASCUAL, E. (1975): *Relaciones estratigráficas entre el Cámbrico inferior de las Ermitas de Córdoba y la serie infrayacente*. Prec. Rech. (en prensa).
- LOTZE, F. (1945a): *Einige Probleme der Iberischen Meseta*. Geotk. Forsch., 6, 1-12.
- (1945b): *Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Mesetas*. Geotk. Forsch., 6, 78-92.
- (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil I, Stratigraphie*. Akad. Wis. Lit. Adh. Math. Naturw., 1 (6), 216. (Traducción por J. GÓMEZ DE LLARENA: *El Cámbrico de España*. Mem. I.G.M.E., 75, 256 pp., 1970).
- LLOPIS-LLADO, N.; SAN JOSÉ, M. A.; HERNÁNDEZ, P. (1970): *Nota sobre una discordancia posiblemente de edad precámbrica al SE de la provincia de Badajoz y sobre la edad de las series circundantes*. Bol. Geol. Min., 81, 586.

- LLOPIS-LLADO, N.; VILLALTA, J. F.; CABANAS, R.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS, L. (1967): *Le Dévonien de l'Espagne*. Int. Symp. Dev. Syst. Calviary, 181-187.
- MALLADA, L. (1880): *Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba*. Bol. Com. Mapa Geol. España, 3, 1-33.
- (1896): *Sistemas Cambriano y Siluriano*. Exp. Mapa Geol. de España. Mem. Com. Mapa Geol. España, 2, 145-393.
- (1898): *Sistemas Devoniano y Carbonífero*. Exp. Mapa Geol. de España. Mem. Com. Mapa Geol. Esp., 3, 85-401.
- (1899): *Memoria descriptiva de la Cuenca de Belmez*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, (2) 26, 1-83.
- MALLADA, L. CARBONELL, A. (1914): *Reseña geológica de la cuenca hullera del Guadalbarbo*. Bol. I.G.M.E., 34, 231-256.
- NICHOLAS, A. (1972): *Was the Hercynian Orogenic Belt of Europa of the Andean type?* Nature, 236, 221-223.
- PARGA, J. R. (1970): *Evolución del Macizo Hespérico en sus tiempos antemesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 115-143.
- PARGA, J. R.; VEGAS, R. (1972): *Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena Central*. Est. Geol., 28, 167-172.
- PARRAN, M. (1876): *Nota sobre la geología de la Cuenca de Belmez*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., (1) 3, 469-475.
- PASCUAL, E. (1974): *El Complejo Los Ojuelos - La Coronada en la hoja n.º 922. Santa María de Trassierra*. Cuad. Geol. Univ. Granada (en prensa).
- PASCUAL, E.; PÉREZ-LORENTE, F. (1975): *El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey - Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba)*. Cuad. Geol. Univ. Granada (en prensa).
- PEREJÓN, A. (1973): *Estudio paleontológico y bioestratigráfico de los Arqueociátidos de Sierra Morena (Sur de España)*. Tesis Doctoral. Univ. de Madrid.
- (1975): *Nuevas faunas de Arqueociátidos del Cámbrico inferior de Sierra Morena*. Tecniterrae, 8, 8-29.
- PÉREZ-LORENTE, (1971): *Estudio geológico de la Sierra de los Santos. (El Hoyo, Sierra Morena, Córdoba)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.
- PUSCHMAN, H. (1967): *Zum Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien)*. Geol. Rund., 56, 528-542.
- ROBREDO, J. (1974): *Estudio geológico de un sector del término de Espiel. Norte de la provincia de Córdoba*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.
- ROZANOV, A. Y.; DEBRENNE, F. (1974): *Age of Archaeocyathid assemblages*. Am. Jr. Sci., 274, 833-848.
- SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium Spanien. Teil II: Trilobiten*. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw., 7-8, 217-408.
- (1971): *Acerca de la correlación del Cámbrico en la Península Ibérica*. I Congr. Hispano-Americano de Geol. Económica, 2, Sec. Geol., 753-782.
- WEISFLOG, J. (1963): *Stratigraphie des Untercarbons in der Mulde von Belmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien)*. Tesis. Heidelberg.

LA DEFORMACION HERCINICA EN LOS MATERIALES PALEOZOICOS Y PRECAMBRICOS AL SUR DE SALAMANCA

M.^a A. Díez Balda*
J. R. Martínez Catalán*
F. González Lodeiro*
M. Iglesias Ponce de León*

RESUMEN.—Se establece una serie estratigráfica en el llamado complejo esquisto-grauváquico con secuencias turbidíticas y olistostromos a los que atribuimos una edad inferior al Cámbrico.

Tres fases de deformación hercínicas han afectado a estos materiales, no habiéndose encontrado indicios que permitan pensar en una fase de deformación anteordovícica importante.

La primera fase es la responsable de las macroestructuras cartografiables. La segunda ha producido en la parte Norte flexiones en la esquistosidad principal y originado pliegues vergentes o apretados con plano axial subhorizontal en el Sur. Se evidencia la existencia de una tercera fase N 30° E y otra posterior E-W. Se realiza la medida de la deformación debida a la 1.^a Fase por medio de nódulos deformados.

SUMMARY.—A stratigraphic sequence of Infracambrian age, with turbidites and olistostromes has been established in the "esquisto-grauváquico" complex.

The rocks have suffered the effects of three Hercynian folding phases. No evidence of important pre-Ordovician folding has been found. The first phase is responsible for the mappable megastructures. The second one gives rise to flexures in the main schistosity in the North and to tightened, overturned folds with horizontal axial surface in the South.

There is evidence of the existence of a third phase trending N 30° E and a later E-W one.

Measures in deformed dolomitic nodules lead to a determination of the finite strain ellipsoid for the first phase.

INTRODUCCION

El presente trabajo refleja los primeros resultados de una tesis doctoral que está llevando actualmente a cabo uno de nosotros (M. A. Díez B.) en

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

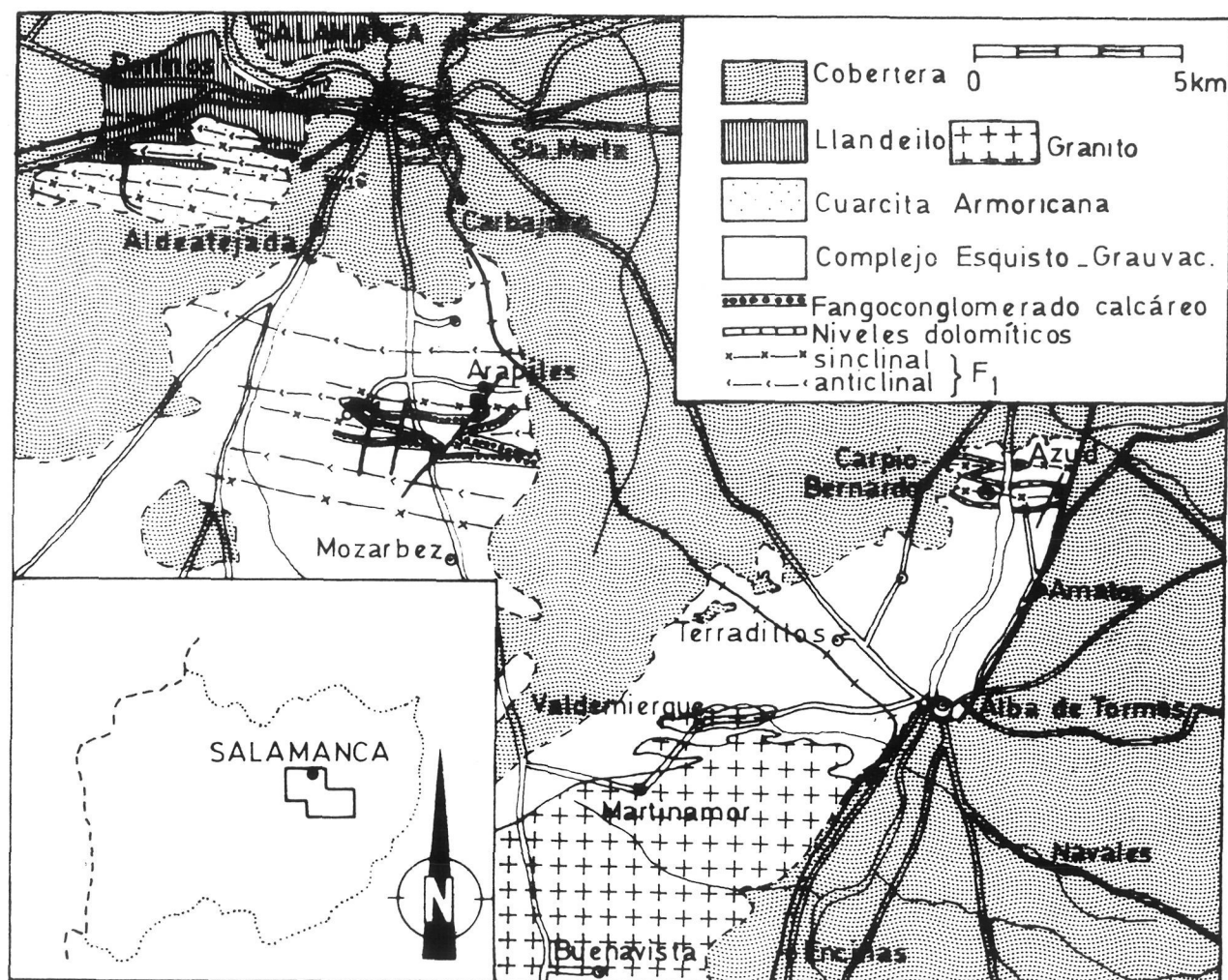


FIG. 1

Esquema geológico del sector Sur de Salamanca

el Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca bajo la dirección del profesor F. ALDAYA, quien sugirió la conveniencia de revisar los resultados expuestos en un trabajo anterior (ALDAYA y Cols., 1973) para el sector de Salamanca.

El área estudiada, que aproximadamente abarca desde $1^{\circ} 48'$ a $2^{\circ} 5'$ de longitud Oeste y desde $40^{\circ} 45'$ a $40^{\circ} 59'$ de latitud Norte, se encuadra en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1950), caracterizada por predominio de granitos y rocas de la serie "cristalino pizarreña" de edad Cámbrica y Algonquica.

Estructuralmente está situada en el flanco Norte de la Antiforma de Martinamor (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973) que fue bautizada Anticlinal de Martinamor por SCHMIDT-THOMÉ (1945) y que está comprendida entre los sinclinal de Salamanca y Las Veguillas.

Los materiales que la constituyen, aparte del Ordovícico que aflora junto a la ciudad de Salamanca, pertenecen al llamado Complejo Esquisto-Grauváquico por comparación con los designados con este nombre en Portugal por CARRINGTON DA COSTA (1950) y son equivalentes a las Capas de Valdelacasa descritas por LOTZE (1956).

ESTRATIGRAFIA

ANTECEDENTES

Se tratará en este apartado de dar un resumen de las series en el área que nos ocupa y otras próximas, basándonos exclusivamente en publicaciones recientes.

GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) describe los materiales del complejo esquisto-grauváquico en las proximidades de Fuenteguinaldo y El Bodón (al sur de Ciudad Rodrigo) encontrando de muro a techo pizarras verdosas listadas con intercalaciones de grauvacas, pizarras negras, calizas a veces sustituidas por conglomerados calcáreos con cantos de pizarras y de cuarzo, pizarras verdes no listadas y finos niveles de cuarcitas, areniscas o calizas.

GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) describen en La Rincónada una serie constituida por conglomerados, dolomías, grauvacas, pizarras y areniscas, sobre la cual reposa discordantemente la cuarcita armoricana. El hallazgo de fauna ha permitido datar esta serie como perteneciente al Cámbrico inferior bajo y medio (PEREJÓN, 1972) (Fig. 2).

OBREGÓN MARCOS (1972) estudia los materiales de los alrededores de Villagonzalo, estableciendo una comparación con los descritos por GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) en Fuenteguinaldo-El Bodón y les atribuye una edad infraordovícica.

MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) estudian una serie metamórfica que ocupa el núcleo de la antiforma de Martinamor y que denominan Serie de Morille. Está compuesta por unos 1.000 m. de esquistos, cuarcitas, gneises anfibólicos y piroxénicos, rocas carbonatadas, anfibolitas y microconglomerados feldespáticos o porfiroides (Fig. 2). Para estos autores se trata de una "serie mixta" sedimentaria y volcánica cuya edad iría desde el Precámbrico al Cámbrico más inferior o Eocámbrico de PARGA (1971) ya que está situada por debajo de la llamada Serie de Aldeatejada.

La serie de Aldeatejada según MARTÍNEZ GARCÍA (com. pers.) está constituida por materiales pelíticos con intercalaciones de cuarcitas, grauvacas y conglomerados y su potencia es de más de 2.500 m. Según este autor estaría situada por debajo de la caliza de Tamames datada como Cámbrico inferior

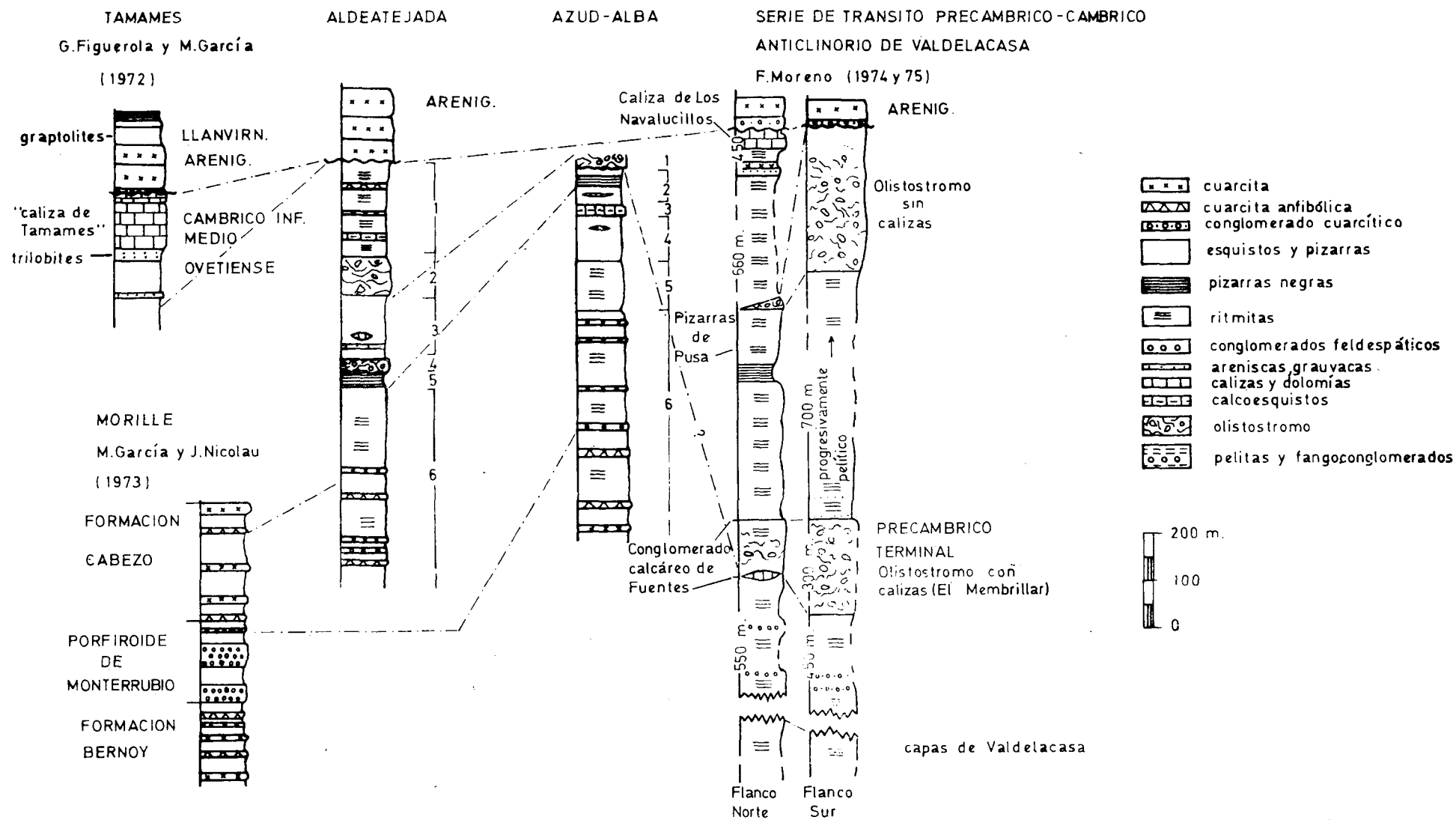


FIG. 2

Series de Azud-Alba y de Aldeatejada y su correlación probable con otras series vecinas o similares

medio (PEREJÓN, 1972). En los alrededores de Aldeatejada sobre esta serie descansa discordantemente la cuarcita armoricana (OBREGÓN, 1972).

ORDÓÑEZ y SÁNCHEZ CELA (1974) describen los conglomerados intercalados con las facies calcáreas de Arapiles definiéndolos como un "conglomerado tectónico". Suponen que los cantos de cuarzo se originaron por blastesis durante la deformación y dicen que no pueden ser sedimentarios por considerar incompatible su presencia en el ambiente de deposición de una ritmita margo-dolomítica.

La Serie de Azud de Villagonzalo-Alba de Tormes

Esta serie aflora de forma prácticamente continua en ambas márgenes del Río Tormes, desde el azud de Villagonzalo al Norte, hasta la Estación de Ferrocarril de Alba de Tormes al Sur.

De techo a muro comprende los tramos siguientes (Fig. 2):

1. Conglomerados y microconglomerados dolomíticos alternando con bancos de dolomías, 20 m. de espesor visible. Los conglomerados pensamos que se trata de olistostromos ya que presentan cantos angulosos de calizas y dolomías impuras y cantos rodados de cuarzo, cuarcita y alguno aislado de pizarras negras, la matriz es detrítica fina y tienen cemento dolomítico. El espesor de los bancos es de 0,5 a 2 m. el tamaño de los cantos es desde 3 mm. a 10 cm. o más.

Debido a la fuerte deformación sufrida los cantos angulosos de margas dolomíticas se presentan alargados en el plano de esquistosidad. La forma original de estos cantos sería irregular de bordes angulosos y pensamos que se trata de fragmentos de estratos removilizados. Los cantos de cuarzo y cuarcita provendrán de gravas costeras a donde ya habrían llegado redondeados y se habrán incorporado al depósito tras una sacudida del borde de la cuenca. También están deformados pero por ser más competentes y de forma original más próxima a la esférica no están tan aplastados como los dolomíticos (ver Fig. 13 de ORDÓÑEZ y SÁNCHEZ CELA, 1974). Este tramo lo encontramos también al Sur de Arapiles.

2. 150 a 200 m. Esquistos negros y esquistos cloríticos verdes en los cuales aparece algún nivel carbonatado de poco espesor.

3. 40 m. de calcoesquistos gris verdoso con algún nivel dolomítico de tono rosado de poco espesor (3 a 10 cm.) y nódulos dolomíticos. Estos nódulos se presentan aplastados en el plano de esquistosidad debido a la deformación, y por ser más solubles que los esquistos la roca toma un aspecto agujereado (Fig. 3).



FIG. 3

Aspecto de los esquistos con nódulos dolomíticos de la serie de Azud (esquistos agujereados)

4. Esquistos cloríticos con intercalaciones carbonatadas muy finas (0,5 a 3 cm.). La estratificación se manifiesta por superficies onduladas. Estas superficies señalan el primitivo contacto entre la roca pelítica y cada nivel carbonatado. La disolución total o parcial de los niveles carbonatados posterior a la formación de mullions en ellos, sería la causante de la forma de estas superficies. El espesor de este tramo es de 200 m.

5. 200 m. de esquistos, cuarcitas, areniscas y grauvacas. Algunos bancos de cuarcita tienen hasta 2 m. de potencia y en ellos se observan a veces estructuras de estratificación cruzada y ripple-marks. Localmente se encuentra en la parte alta de este tramo un fino nivel (10 a 15 cm.) de conglomerado de cantos de cuarzo que pasa gradualmente a arenisca. Aparecen frecuentemente pizarras verdosas con niveles arenosos muy finos (1 mm. o menos) paralelos y ondulados (convolute bedding). Se trata de ritmitas turbidíticas en las que se aprecian secuencias Tb-e? DE BOUMA (1962).

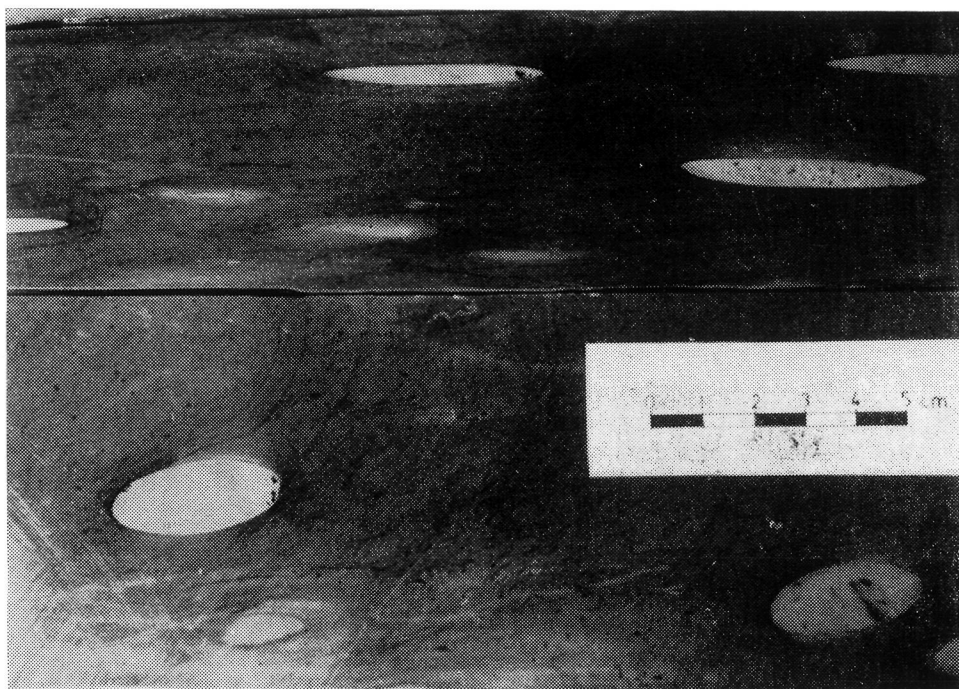


FIG. 4

Esquistos de Azud con nódulos dolomíticos deformados. Arriba, sección perpendicular al plano de esquistosidad S_1 ; abajo, sección en el plano de esquistosidad

6. 1.000 m. de cuarcitas, pizarras con niveles arenosos muy finos paralelos o deformados igual que en el tramo anterior, cuarcitas anfibólicas y microconglomerados feldespáticos. Los niveles de cuarcitas anfibólicas tienen 20 cm. o menos de espesor, son frecuentes en la Serie de Morille (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973) y en ellos encuentran scheelita PELLITERO y Cols. (1976), provendrán de calizas o dolomías impuras. Los niveles de microconglomerados feldespáticos tienen un espesor de 1/2 a 1 m. y al igual que las cuarcitas anfibólicas (o gneises anfibólicos) se pueden cartografiar algunos niveles que aparecen al Sur de la línea Mozárbez-Alba de Tormes.

La Serie de Aldeatejada

Precisando más la Serie de Aldeatejada, hemos distinguido los siguientes tramos desde la cuarcita armoricana, que aflora al Norte de esta localidad, hacia el Sur.

Techo cuarcita armoricana.

1. 400-500 m. de pizarras arenosas, pizarras verdes con niveles arenosos finos y areniscas.

2. 160 m. de alternancia de dolomías microconglomerados y pizarras con niveles de olistostromos semejantes a los de la serie de Azud.

Estos olistostromos presentan cantos angulosos de dolomías impuras y redondeados de cuarzo, cuarcita y alguno de pizarra negra, su espesor puede variar y debido al tipo de depósito que representa puede desaparecer y cambiar lateralmente.

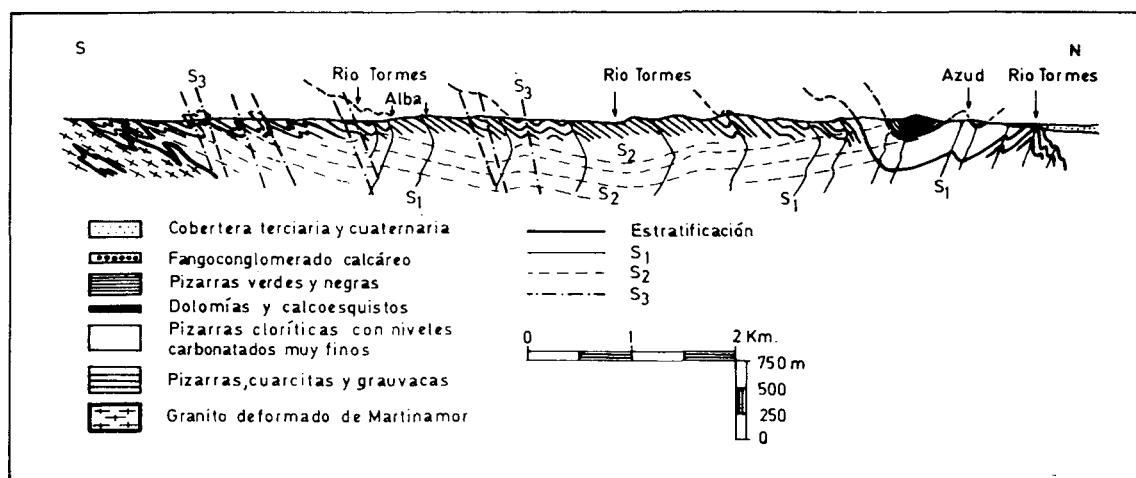


FIG. 5

Corte geológico del Sector Azud-Alba de Tormes. Obsérvese que la esquistosidad primaria aparece plegada por la fase 2 y que S_2 está a su vez suavemente ondulada dibujando una amplia sinforma. Los pliegues principales son de primera fase y únicamente al Sur de Alba aparecen micro y mesopliegues de fase 2

3. 270 m. de pizarras verdes con finos niveles arenosos paralelos, grauvacas, algún nivel de calizas impuras o cuarcitas anfibólicas en lentejones.

4. 50 m. o menos de olistostromos constituidos por fragmentos de dolomías impuras de forma irregular y algún canto de pizarra negra o de cuarzo muy ocasional, englobados en una matriz pelítico-arenosa dolomítica. Pasan lateralmente a esquistos con niveles dolomíticos, disminuyen de espesor y llegan a desaparecer (Fig. 1, en la cual se ha exagerado el afloramiento). Junto con el tramo 2 constituye los niveles carbonatados de Arapiles.

5. 50 m. pizarras negras y verdosas.

6. 800 m. pizarras con finos niveles arenosos que marcan secuencias turbidíticas, esquistos, cuarcitas, cuarcitas anfibólicas y microconglomerados feldespáticos.

Esta serie enlaza hacia el muro con la serie de Morille (Fig. 2).

Correlación

El tramo 6 de la Serie de Azud-Alba lo correlacionamos con los tramos superior (Formación Cabezo) e intermedio (Porfiroide de Monterrubio) de la Serie de Morille descrita por MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973). Este tramo con cuarcitas anfibólicas y microconglomerados feldespáticos, sobre todo hacia la base, aflora al Norte de Alba y se sigue hacia el Oeste por Palomares y Mozárbez.

El tramo 1 de la Serie de Azud-Alba con varios niveles de fangoconglomerados turbidíticos, con fragmentos angulosos de dolomías impuras (dentro de los cuales las láminas estratificadas están interrumpidas, colapsadas o paralelas) y cantos de cuarzo, cuarcita y pizarra rodados, nos hacen pensar en un mecanismo de depósito semejante al que describe F. MORENO (1975) para la génesis de los niveles conglomeráticos calcáreos de Fuentes.

Este sería el de deslizamiento subacuático de capas dolomíticas colapsadas en un flujo denso pelítico-arenoso que erosiona a su paso niveles inferiores incorporándolos a la masa deslizante. Los cantos rodados pueden provenir de gravas costeras incorporadas al lodo probablemente debido a sacudidas del fondo de la cuenca con motivo de terremotos (CROWELL, 1957).

La inestabilidad en el medio y momento de depósito que esto supone nos lleva a correlacionarlo con los niveles conglomerático calcáreos de Fuentes (F. MORENO, 1974) que el mencionado autor encuentra unos mil metros por debajo de la "serie detrítico margosa con calizas" de edad Cámbrico inferior. La serie detrítico margosa con calizas (calizas de los Navalucillos) reflejaría una mayor tranquilidad en la cuenca y un medio de depósito más somero. La caliza de Tamames, equivalente a las anteriores, de edad Cámbrico inferior medio corresponde también a un medio de depósito somero según I. CORRALES y Cols. (1974).

El tramo 1 de la serie Azud-Alba estaría por tanto por debajo de la caliza de Tamames y constituiría el techo de la serie de transición (tránsito Precámbrico-Cámbrico) de F. MORENO (1975).

Los tramos 2 al 5 y parte del 6 de la serie de Azud-Alba constituirían, entonces, la serie de transición de este autor.

La serie de Aldeatejada de MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) comprendería los niveles por encima del 6 y estaría cubierta aquí por la cuarcita armoricana (Fig. 2).

TECTÓNICA

Se han podido relacionar todas las macro y microestructuras observadas con tres fases de deformación de las cuales la primera es la principal.

Además se encuentran estructuras de tipo kink band y pliegues verticales de dirección N 30° E que deben estar relacionadas con algún episodio tardío.

Primera fase de deformación

Es la responsable de las megaestructuras que se cartografían en el área estudiada y en general en todo el arco Galaico Castellano. Da lugar a pliegues de plano axial subvertical o débilmente vergentes al Norte, cuyos ejes actualmente presentan una dirección E-W y son horizontales o con una ligera inclinación hacia el W. (Fig. 8). Llevan asociada una esquistosidad S_1 subparalela al plano axial, del tipo staty cleavage, muy penetrativa.

La intersección de S_1 con la estratificación da lugar a una lineación l_1 , que prácticamente siempre es horizontal tanto en el Ordovícico como en el esquisto-grauváquico, al menos en el sector Norte.

No hay evidencia por tanto en esta zona que indique la existencia de pliegues anteordovícicos de dirección oblicua a la hercínica como los citados por OEN ING SOEN (1970) en el Norte de Portugal, aunque a escala cartográfica se observa una discordancia angular.

Los límites de las capas más competentes aparecen ondulados formando mullions paralelos a l_1 .

Medida de la deformación

Ha sido posible orientar el elipsoide de deformación de la Fase 1 midiendo nódulos dolomíticos deformados contenidos en los calcos esquistos de Azud de Villagonzalo (Figs. 3 y 4). Ya en el afloramiento se observa que están fuertemente aplastados en el plano de esquistosidad S_1 .

Los consideramos unos marcadores aceptables de la deformación ya que todos están deformados de una forma semejante, con muy poca dispersión de unos a otros, y el material no difiere considerablemente en cuanto a competencia. Se presentan como elipsoides de tres ejes con su sección principal de mayor área contenida en el plano de esquistosidad S_1 . Consideramos que su forma original era aproximadamente esférica y que no tenían ninguna orientación preferente antes de la deformación, o muy poca (el plano XY es paralelo a S_1). Asimismo consideramos que la deformación que presentan es debida exclusivamente a la Fase 1, ya que en esta zona la fase 2 y posteriores son muy poco intensas materializándose únicamente una débil crenulación de Fase 2.

Así hemos obtenido la orientación siguiente de los ejes del elipsoide de deformación para la Fase 1.

Eje X: Dir. E-W, Inclinación 1°E.

Eje Y: Dir. E-W, Inclinación 89°W.

Eje Z: Dir. N-S, Horizontal.

La dirección de estiramiento, eje X, es paralela a los ejes B de los pliegues de Fase 1. Esto es también patente en los cantos del conglomerado calcáreo de Azud.

Utilizando el método descrito por RAMSAY (1967, pp. 148-49) obtenemos los valores relativos siguientes:

$$\lambda_1 = 7,84$$

$$\lambda_2 = 1$$

$$\lambda_3 = 0,061$$

$$X/Y = \sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2} = 2,8 = a$$

$$Y/Z = \sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_3} = 4,03 = b; k = a-1/b-1 = 0,59.$$

Por tanto pertenece al tipo de elipsoides aplastados de FLINN (1962).

Esto quiere decir que el elipsoide tiene un eje X de alargamiento 2,8 veces mayor que el eje intermedio Y, que a su vez es 4,03 veces mayor que el eje Z según el cual ha existido acortamiento. Para más detalles ver Díez BALDA (1975).

Segunda fase de deformación

La única macroestructura debida a esta fase es la flexión de plano axial subhorizontal que se observa en la zona de Azud afectando a S_1 (Fig. 5). Esta es la causa de que aparezcan dos máximos en el diagrama de polos de S_1 (Fig. 8).

Las meso y microestructuras son poco abundantes en la parte Norte donde consisten en flexiones de la esquistosidad principal (ALDAYA y Cols., 1973, Fig. 13) pero adquieren mayor importancia al Sur, donde se observan pliegues muy apretados que doblan claramente la lineación de intersección l_1 (Fig. 6).

Estos pliegues tienen una vergencia aparente al Sur, su longitud de onda varía de unos cms. a 5 m. Pueden observarse buenos ejemplos en la trinchera de ferrocarril al SW de Alba de Tormes y unos 500 m. al N de Morille.

La esquistosidad de crenulación, S_2 , originada por la segunda fase está presente en toda la zona aunque varía sus características de acuerdo con

la intensidad de la deformación, que según se ha observado está estrechamente ligada a la del metamorfismo regional.

En la parte Norte, la S_1 aparece muy débilmente crenulada por la fase 2, mientras que al Sur de Alba de Tormes-Mozárbez, S_2 es muy penetrativa, siendo difícil observar S_1 en el afloramiento en la mayor parte de los casos por haber sufrido una fuerte transposición. En esos casos al microscopio S_1 se manifiesta por micas oblicuas a S_2 dentro de las bandas más cuarcíticas que alternan con bandas micáceas. Este bandeo (bandeo tectónico) ha sido producido por la crenulación de segunda fase (TROUW, 1973).

Los ejes de los pliegues de fase 2 son casi paralelos a la lineación de crenulación l_2 (intersección de S_1 con S_2) cuya dirección es N 95° E y su inclinación es de 6° al E.

F_1 y F_2 son por tanto casi homoaxiales aunque en la parte sur se han deducido ángulos mayores entre l_1 y l_2 de hasta 25° (Fig. 7).

Proyectando medidas de lineaciones l_1 en dos pliegues de Fase 2 (Fig. 7) situados, el primero al SW de Alba de Tormes (Fig. 6) y el segundo unos 500 m. al N de Morille se deduce, basándose en RAMSAY (1967, cap. 8) que la deformación se realizó por ondulamiento (buckling) y un aplastamiento bastante homogéneo actuando conjuntamente. En el segundo caso el pliegue tiene la charnela curva lo que sugiere que el aplastamiento no fue tan homogéneo.

La dirección de transporte tectónico que se obtuvo fue, para el primer caso 130-5° W, y para el segundo 123-5° W (Fig. 7).

Por medio del trazado de isogonas en una sección perpendicular al eje del primero de los pliegues (Fig. 6) y proyectando los valores $t'\alpha$ en función de α , en un gráfico como el utilizado por HUDLESTON (1973) se llega a la misma conclusión, es decir, que el mecanismo de deformación consiste en un ondulamiento más un aplastamiento homogéneo.

*Tercera fase de deformación **

Se considera que esta fase es responsable de pliegues de plano axial subvertical de longitud de onda de 1 a 2 m. observados en la trinchera del ferrocarril al SW de Alba de Tormes y probablemente de la sinforma que se observa en la S_2 entre el sector Norte, donde buza al Sur, y el sector Sur, donde buza al Norte (Figs. 5 y 8).

Se observa ocasionalmente una esquistosidad marcada por el plano axial de micropliegues subverticales tipo "chevron" de longitud de onda de 0,5 a 1 cm. que por tener la misma dirección (N 110° E) y buzamiento que los planos axiales de los pliegues de Fase 3 hacemos corresponder a esta fase.

* En realidad podría denominarse cuarta fase si consideramos una región más amplia.

Fases tardías

La dirección de los ejes de los pliegues de Fase 1 (E-W) en la zona Norte de la antiforma de Martinamor no es la que le corresponde por su situación dentro de la virgación hercínica.

Consideramos que su actual orientación se debe a una fase de plegamiento, cuyo plano axial es subvertical y su dirección N 30° E aproximadamente, que curva los pliegues de Fase 1 (Ver Mapa Tectónico de España a escala 1:1.000.000). Posiblemente relacionados con esta fase existen una serie de desgarres tardihercánicos, de dirección N NE-S SW, uno de los cuales limita por el Este los afloramientos preordovícicos de la zona de Azud hasta Alba de Tormes (Fig. 1). Esta es la Falla de Alba-Villoria de JIMÉNEZ FUENTES (1973).

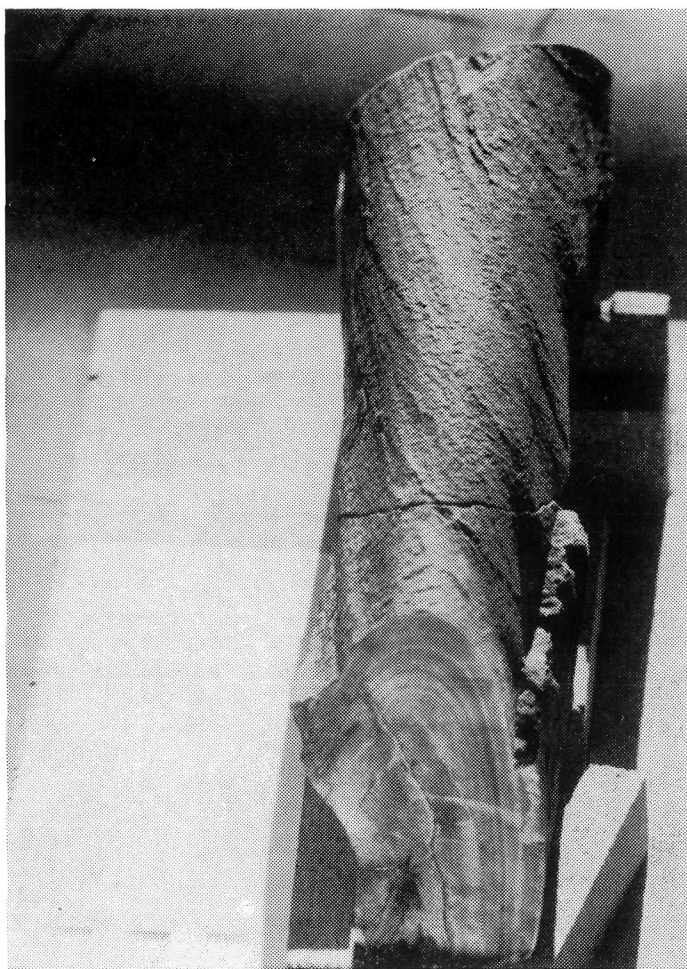


FIG. 6

Pliegue anticlinal de fase 2 que dobla claramente a la lineación I_1 (de intersección de S_1 con la estratificación). Trinchera del ferrocarril al SW de Alba de Tormes

Gracias a las observaciones de MIGUEL LÓPEZ PLAZA y GUILLERMO CORRETGÉ en zonas al Oeste de Ciudad Rodrigo hemos podido deducir, comparando con la zona estudiada por nosotros, que la Fase E-W es posterior a la fase N 30° E. En nuestra región la Fase 1 es aproximadamente E-W, y en la estudiada por ellos próxima a N-S debido a la fase N 30° E y sin embargo en ambas aparece una fase de crenulación subvertical con la misma orientación E-W.

Esta fase E-W podría corresponderse con la fase saálica establecida en la Cordillera Cantábrica por DE SITTER, L. U. (1962).

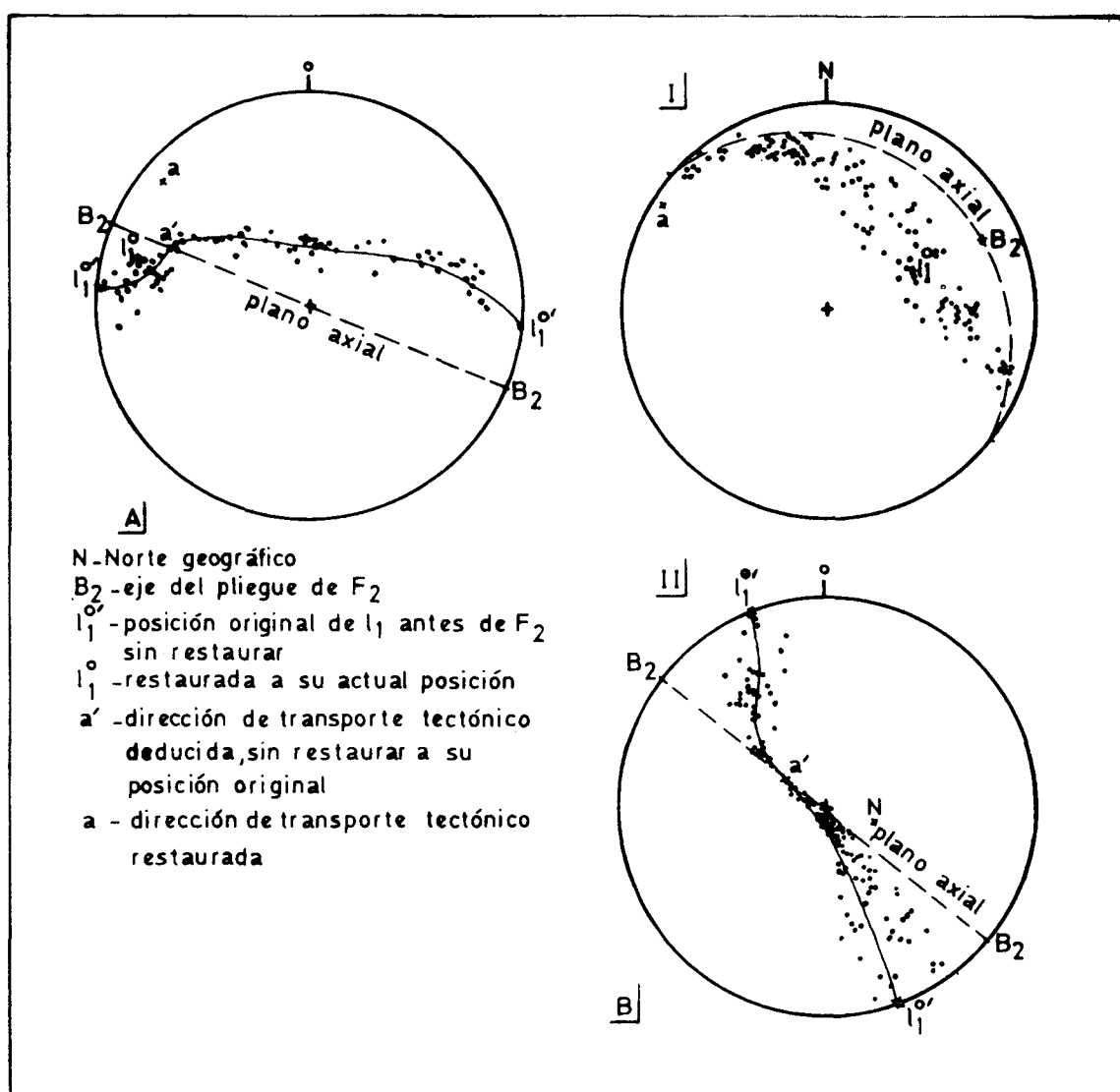


FIG. 7

- A.—Proyección de 79 medidas de l_1 en el pliegue de fase 2 de la Fig. 6 orientado de modo que el plano axial quede vertical y el eje horizontal (orientación real: plano axial: 121 - 26° N, eje: 112 - 5° E).
- B.—Proyección de 134 medidas de l_1 en el pliegue de Morille.—I. Orientación real (plano axial: 130 - 5° W, eje: 66 - 11° E).—II. Orientado de manera que el plano axial sea vertical y el eje horizontal. Falsilla de WULFF, hemisferio inferior.

Correlación con otras áreas

La Fase 1 es equivalente a la primera fase de MATTE (1968) y en nuestra opinión son debidas a esta fase la mayor parte de las megaestructuras que se cartografían en todo el Macizo Hespérico. La Fase 2, horizontal, es similar a la citada por RIBEIRO (1970), MARCOS (1971, 1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) aunque en este caso no se la ha visto en relación con cabalgamientos, como la encuentran los dos primeros autores citados, sino con flexiones marcadas por los planos de la esquistosidad primaria.

La fase E-W de crenulación pensamos que puede correlacionarse con la Saálica establecida para la Cordillera Cantábrica por DE SITTER (1962).

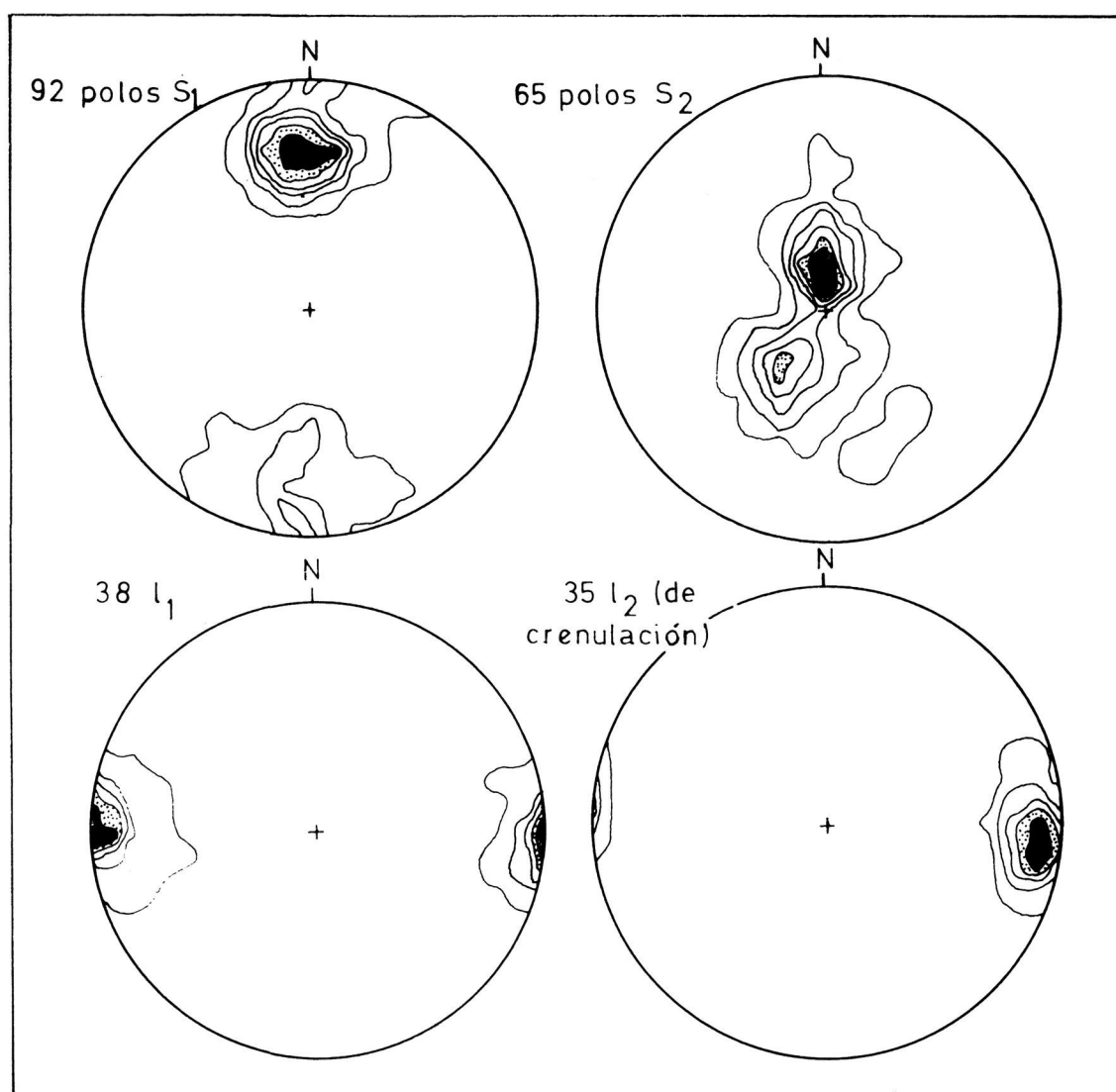


FIG. 8

Diagramas estructurales. Proyección en falsilla de SCHMIDT. Hemisferio inferior. Contornos a 3, 6, 9, 12 y 15% para S_1 y S_2 . Contornos a 9, 18, 27 y 36% para I_1 y I_2 .

CONCLUSIONES

1. El complejo esquisto grauváquico está representado en esta zona por una serie de tramos que son en su mayor parte de origen turbidítico.
2. La primera fase de plegamiento es responsable de la esquistosidad regional S_1 y de las macroestructuras cartografiadas.
3. La esquistosidad S_1 es subvertical desde su origen, habiendo sido ligeramente plegada a gran escala por las fases posteriores.
4. La esquistosidad S_1 afecta tanto a los materiales del complejo esquisto grauváquico como al ordovícico no habiéndose encontrado ningún indicio que permita pensar en una deformación fuerte anteordovícica en la zona estudiada. Sin embargo se encuentran en zonas próximas lineaciones l_1 subverticales, dentro del esquisto grauváquico, y es evidente la discordancia del Ordovícico sobre éste por lo que debió existir al menos epirogenia y quizás una fase de deformación de la que se ignora su dirección, intensidad y distribución.

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos al profesor FLORENCIO ALDAYA por su estímulo para la realización de este trabajo, a ENRIQUE MARTÍNEZ GARCÍA por sus sugerencias en cuanto a la estratigrafía del complejo esquisto-grauvácico y a FERNANDO MORENO por prestarse a mostrarnos en el terreno las series por él estudiadas.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): *Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el NW y centro de la península Ibérica*. Stvd. Geol., 6, 29-48. Salamanca.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): *Quelques remarques sur la tectonique du Portugal*. Bol. Soc. Geol. Portugal, 8, 193-206.
- CORRALES, I.; MANJÓN, M. & VALLADARES, I. (1974): *La serie carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España)*. Stvd. Geol., 8, 85-91. Salamanca.
- CROWELL, J. C. (1957): *Origin of pebbly mudstones*. Geol. Soc. Amer. Bull., 68, 993-1010.
- DE SITTER, L. U. (1962): *The hercynian orogenesis in Northern Spain*. In "Some aspects of the Variscan fold belt". Manchester Univ. Press.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1975): *Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*. Tesis licenciatura, Fac. Ciencias Geológicas, Madrid.
- FLINN, D. (1962): *On folding during three - dimensional progressive deformation*. Q. J. Geol. Soc. London, 118, 385-433.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): *La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca*. Acta Geol. Hisp., 5 (4), 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España central)*. Stvd. Geol., 3, 33-41. Salamanca.
- HUDLESTON, P. J. (1973a): *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development*. Tectonophysics, 16, 1-46.
- (1973b): *The analysis and interpretation of minor folds developed in the moine rocks of Monar, Scotland*. Tectonophysics, 17, 89-132.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1973): *El paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II. La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas*. Stvd. Geol., 5, 107-139. Salamanca.
- LOTZE, F. (1950): *Observaciones respecto a la división de los variscides de la meseta Ibérica*. Publ. Ext. s. Geol. de España, 5, 149-166.
- (1956): *Däs Präkambrium Spaniens*. N. Ib. Geol. Pal. Mh. H., 8.
- MARCOS, A. (1971): *Cabalgamientos y estructuras menores asociados originados en el occidente de Asturias (NW de España)*. Breviora Geol. Astúrica, 15 (4), 59-64. Oviedo.
- (1973): *Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)*. Trab. de Geol., 6, 1-113. Oviedo.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis doctoral. Fac. Ciencias. Salamanca.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. & NICOLAU, J. (1973): *Los terrenos infraordovícicos de la anti-forma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min., 84 (6), 407-418.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Fac. Ci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine, 44, 1-128.
- MORENO SERRANO, F. (1974): *Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa*. Bol. Geol. Min., 85 (4), 396-400.
- (1975): *Olistostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)*. Estud. Geol., 31, 249-260. Madrid.
- OBREGÓN MARCOS, F. (1972): *El Paleozoico en las inmediaciones de Salamanca*. Tesis de licenciatura. Fac. Ciencias. Salamanca.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 271-298.
- ORDÓÑEZ, S. & SÁNCHEZ CELA, V. (1974): *Facies conglomeráticas del Paleozoico de la provincia de Salamanca*. Bol. Geol. Min., 85 (3), 339-349.
- PARGA, J. R. (1971): *Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el Macizo Hespérico*. Bol. Geol. Min., 82 (3/4), 234-238.
- PELLITERO, E.; ARRIBAS, A. & SAAVEDRA, J. (1976): *Geología de áreas mineralizadas en la anti-forma de Vecinos-Martinamor (Salamanca, España)*. Tecniterrae, 10, 20-26.
- PEREJÓN, A. (1972): *Primer descubrimiento y descripción de Archeociátidos en la provincia de Salamanca*. Stvd. Geol., 4, 143-149. Salamanca.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Company, 168 pp.

- RIBEIRO, A. (1970): *Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-Os-Montes)*. Com. Serv. Geol. Port., 54, 151-138. Lisboa.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): *Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)*. Geotekt. Forsch, 6, 37-77. Berlin.
- (1950): *Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)*. Publ. Extr. S. Geol. de España, 5, 91-146.
- TROUW, R. (1973): *Structural geology of the Marsfjällen area, Caledonides of Västerbotten, Sweden*. Tesis Univ. Leiden.

LA ESTRUCTURA DEL DOMO DE LUGO Y DEL ANTICLINORIO DEL "OLLO DE SAPO"

J. R. MARTÍNEZ CATALÁN*
F. GONZÁLEZ LODEIRO*
M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN*
M.^a A. DÍEZ BALDA*

RESUMEN.—El Domo de Lugo ha sido definido como una amplia antiforma tardía en cuyo centro aflora el Precámbrico de la Serie de Villalba.

En el presente trabajo se propone un esquema del trazado cartográfico de las superficies axiales de los principales pliegues de Fase I y de los tardíos, apreciándose claramente la interferencia de plegamiento que es de los tipos 2 ó 3 (RAMSAY, 1967), según las zonas.

En cuanto al anticlinorio del "Olló de Sapo", separado del Domo de Lugo por la falla de Vivero, se interpreta como originado durante la primera fase hercínica, habiendo sido quizás retocado por las fases posteriores, pero sin que esto afecte de manera importante a su estructura.

SUMMARY.—The Lugo Dome has been defined as a late, large antiform whose nucleus is occupied by the "Serie de Villalba" of supposed Precambrian age.

A cartographic outline with the axial surfaces of the main folds is established for the first and late phases, being noticeable the existence of a interference pattern of types 2 or 3 (RAMSAY, 1967) depending on the places.

With regard to the "Olló de Sapo" anticlinorium, in our opinion it has been originated during the first Hercynian folding phase and only possibly retouched by the later ones.

EL DOMO DE LUGO

Se conoce con este nombre a una amplia estructura antiformal que se extiende desde el Mar Cantábrico en la región de Foz, al Norte hasta la Sierra del Caurel, al Sur.

Se inserta en la zona III, Galicia Oriental de MATTE (1968) que se caracteriza principalmente por la presencia de un Cámbrico inferior y medio com-

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

pleto, con sedimentos de tipo plataforma, que reposa sobre una potente secuencia turbidítica con facies predominantemente distales para la que se acepta una edad Precámbrico superior, y que ha sido denominada Serie de Villalba (BARROIS, 1882; CAPDEVILA, 1969).

La serie Cámbrica al Este y Sur del Domo de Lugo no presenta problemas de datación ni correlación. Los dos niveles cuarcíticos más importantes (cuarcitas de Cándana inferior y superior) pertenecen al Cámbrico inferior, así como las pizarras y carbonatos intercalados. Igualmente serían del Cámbrico inferior las pizarras, areniscas y carbonatos de la serie de Tránsito (WALTER, 1963, 1968) y la parte inferior de la caliza de Vegadeo, la parte superior de la cual se sospecha que pertenece ya al Cámbrico medio por la abundante fauna de Paradoxides que presentan las pizarras que tiene encima en la región de Vegadeo.

En la parte occidental, por el contrario, el término más superior visible son las cuarcitas de Cándana superior (cuarcitas de Gistral, de Puertomarín y las que afloran al Sur de Villalba) que ocupan en ocasiones gran extensión por estar subhorizontales y corresponden en general a flancos normales de los pliegues de primera fase que atraviesan el Domo de Lugo.

Estas cuarcitas reposan sin discordancia apreciable sobre otra serie constituida por cuarcitas, cuarcitas tableadas, anfíbolitas oscuras y esquistos que ha sido denominada "serie de cuarcitas, pelitas y carbonatos de Cándana" (CAPDEVILA, 1969).

Posteriormente se la ha denominado Serie de Alba (Hojas n.º 47 Villalba; n.º 98 Baralla; n.º 62 Lugo; n.º 97 Guntín MAGNA) y Serie de Trastoy (Hoja n.º 23 Puentes de García Rodríguez MAGNA) y se le ha asignado una edad Precámbrica, situándola por debajo de la Serie de Villalba.

En nuestra opinión, las series de Alba y Trastoy representan el Cámbrico inferior más bajo, es decir, el equivalente de las cuarcitas de Cándana inferior y de las pizarras de Cándana. En efecto en la Hoja n.º 23 Puertomarín, aparecen unos materiales debajo de la cuarcita de Cándana superior y en continuidad cartográfica con la Serie de Alba (Hoja n.º 97 Guntín) en los cuales se encuentran intercalaciones de calizas que se siguen de una manera casi continua (interrumpida a veces por la falla de Vivero) (Fig. 1) hasta el nivel carbonatado inferior de la parte meridional de la Hoja n.º 124, Sarria, que es sin duda de la formación Cándana.

En otros puntos más septentrionales parece que estos carbonatos están ausentes pero, de una manera sistemática, la serie de Alba (o Trastoy) se halla siempre en contacto directo con la cuarcita de Cándana superior.

En ningún punto se encuentra la serie de Villalba entre la cuarcita de Cándana Superior y la Serie de Alba o Trastoy.

En la única zona en que, según se deduce de la cartografía de la Hoja n.º 23 Puentes de García Rodríguez, la cuarcita de Gistral (Cándana Superior) reposa sobre la serie de Villalba, ésta se compone de esquistos y cuarcitas, y en el punto de coordenadas Long. 7° 31'49" W, Lat. 43° 29'11" 3 N se encontró un nivel de mármol sacaroideo. La presencia de niveles carbonatados confirma, a pesar del metamorfismo que afecta a esta zona, que no se trata de la Serie de Villalba sino de la de Alba. Por todo lo anteriormente expuesto creemos que esta serie se corresponde con la de "cuarcitas, pelitas y carbonatos de Cándana" de edad Cámbrico inferior.

El Domo de Lugo es el resultado de la superposición de dos fases de deformación, una primera que ha dado lugar a la formación de pliegues a plano axial subhorizontal (MATTE, 1968) y otra posterior que los ha replegado suavemente.

Los pliegues debidos a la primera fase de deformación corresponden a pliegues cilíndricos en la parte oriental, mientras que en el centro pasan a ser pliegues de charnela curva llegando a tener eje E-W en el centro del Domo (ver Fig. 1 y MATTE, 1968, p. 68).

Más al Este, fuera ya del Domo de Lugo, la inclinación del plano axial de los pliegues es de 30° a 90°.

Se individualizan cuatro grandes anticlinales (Figs. 3 y 4) que de arriba a abajo son: Sarria, Becerreá, Mondoñedo y Villamea, separados por los correspondientes sinclinales, de los cuales el más inferior y externo, el de Villadrid, presenta un flanco inverso de más de 20 Km.

En los pliegues más externos se observan a veces cabalgamientos a los que se asocian espacialmente uno o varios sistemas de esquistosidad de crenulación. Estos cabalgamientos se producirían al final de la fase 1 o durante una segunda fase de deformación. (Ver MARCOS, 1973 y PÉREZ ESTAÚN, 1975, para mayor información ya que no nos extenderemos sobre el tema).

Pliegues y cabalgamientos están plegados o más bien suavemente ondulados por un episodio de deformación al que llamaremos "tardío" sin asignarle por el momento una cronología ni un orden con respecto a los episodios tardíos que se ven en el resto del macizo Hespérico.

No hay esquistosidad de crenulación asociada a los pliegues tardíos y sólo muy localmente, se ven pliegues de tipo "chevron" de plano axial vertical y con la misma dirección, que se piensa podrían estar asociados.

Como los pliegues son muy suaves y además de perfil circular, no puede definirse para ellos una superficie axial en el sentido de RAMSAY (1967, p. 355 "superficie que une las líneas de charnela"); se considera entonces como plano axial al plano de simetría longitudinal de la estructura.

Como además se trata de pliegues que afectan a otros preexistentes, antes

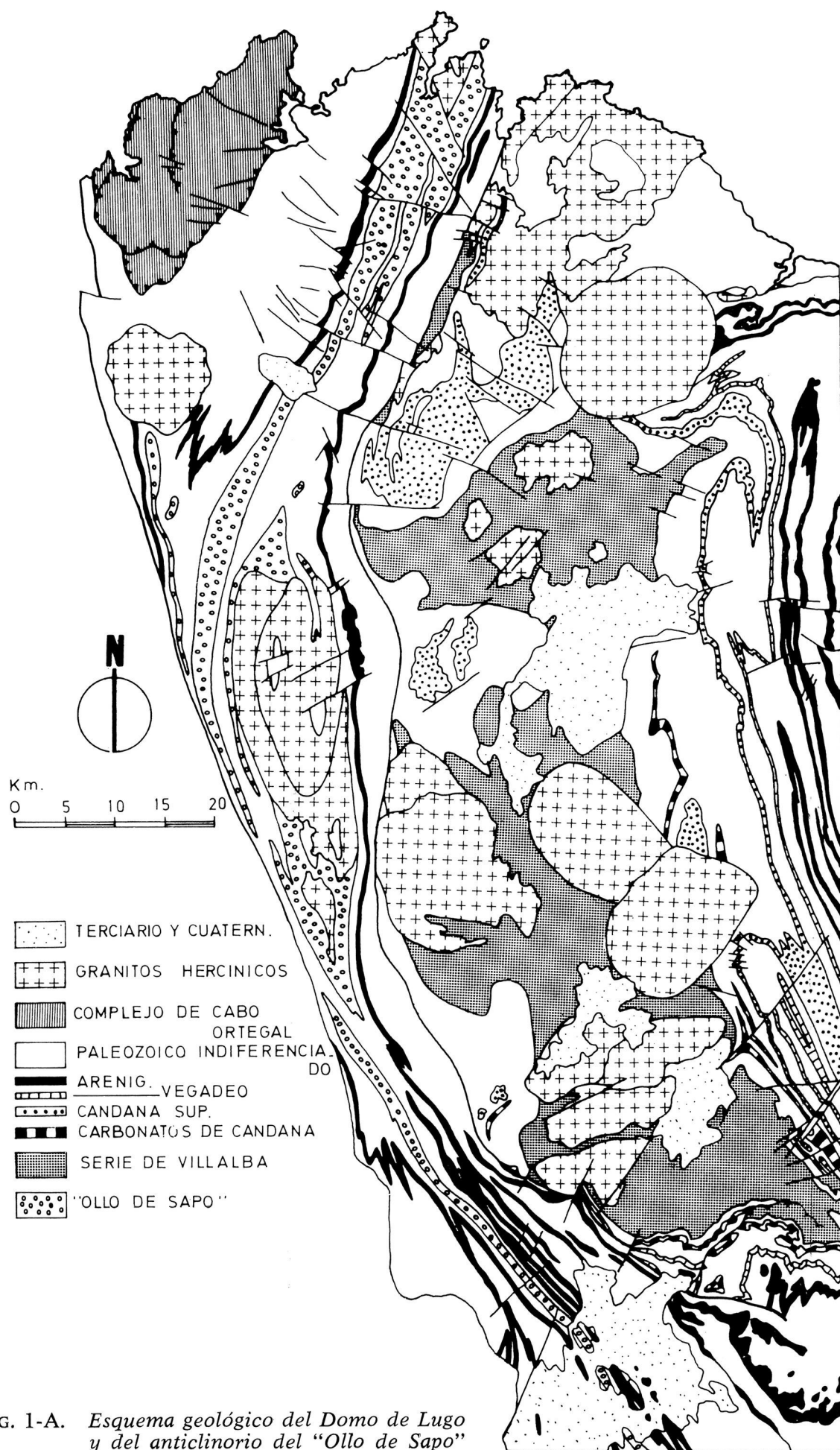
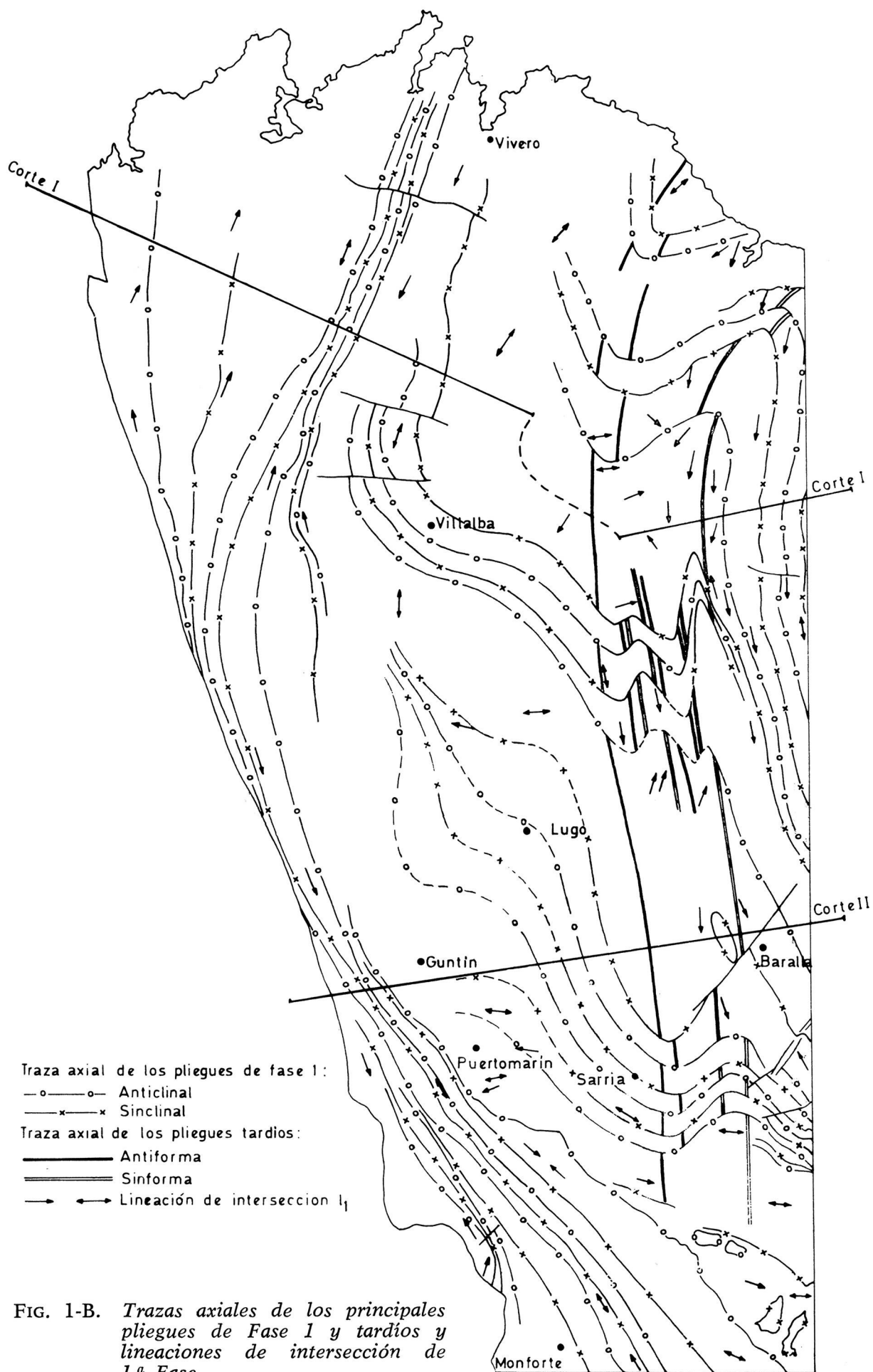


FIG. 1-A. Esquema geológico del Domo de Lugo y del anticlinorio del "Ollo de Sapo"



del plegamiento existían capas con diferente inclinación (flancos normales e inversos) lo que va a dar como resultado que las superficies axiales de los pliegues tardíos sean diferentes en los flancos normales que en los inversos y las trazas axiales aparecerán en cartografía distribuidas “en escalón” (Figs. 1, 2 y 3) (RAMSAY, 1967. Figs. 9-34, p. 509).

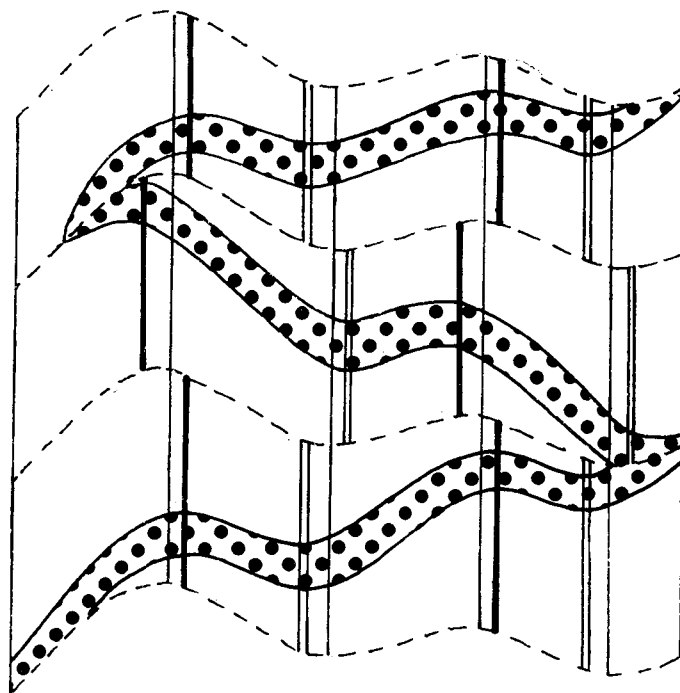


FIG. 2

Modelo explicativo en el que se muestra la disposición espacial de las superficies axiales de los pliegues secundarios al tomar como superficies de referencia la estratificación y los planos axiales de los pliegues primarios

La distribución en escalón resulta bastante exagerada en el caso que nos ocupa ya que, si bien el ángulo inicial entre los flancos normales e inversos no era muy grande (10° a 30°), el plegamiento tardío es muy suave y se ve perfectamente en el campo que por ejemplo el plano axial para la sinforma tardía que afecta al flanco normal del sinclinal de Baralla está desplazado unos 2,5 Km. hacia el Este con respecto al plano axial de dicha sinforma para el flanco inverso del mismo pliegue (Fig. 3).

Dos son las estructuras tardías importantes, una sinforma, al Este, y una antiforma, al Oeste, que dan lugar al Domo de Lugo (Fig. 1) acompañados por una serie de otros pliegues al Este y al Oeste de la antiforma principal.

La dirección de los pliegues tardíos es aproximadamente N-S, salvo en la zona más septentrional donde se curvan hacia el Este.

Estas estructuras se siguen sin interrupción hasta la Sierra del Caurel donde son casi perpendiculares a los pliegues primarios, perdiéndose paulatinamente hacia el Sur al pasar de la zona de pliegues tumbados a la de pliegues subverticales del anticlinorio del "Ollo de Sapo".

De lo anteriormente expuesto se deduce:

a) Durante la primera fase hercínica se produjo una deformación de gran intensidad que dio lugar a grandes pliegues (cuatro anticlinales que formarían en conjunto una estructura mayor: el pliegue tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria de Matte, 1968).

El mecanismo de deformación sería un ondulamiento inicial seguido de un aplastamiento muy importante, debido seguramente a un mecanismo de cizallamiento simple, que sería más intenso en las zonas más internas, en concreto en el Domo de Lugo. Este sería el único lugar donde los pliegues

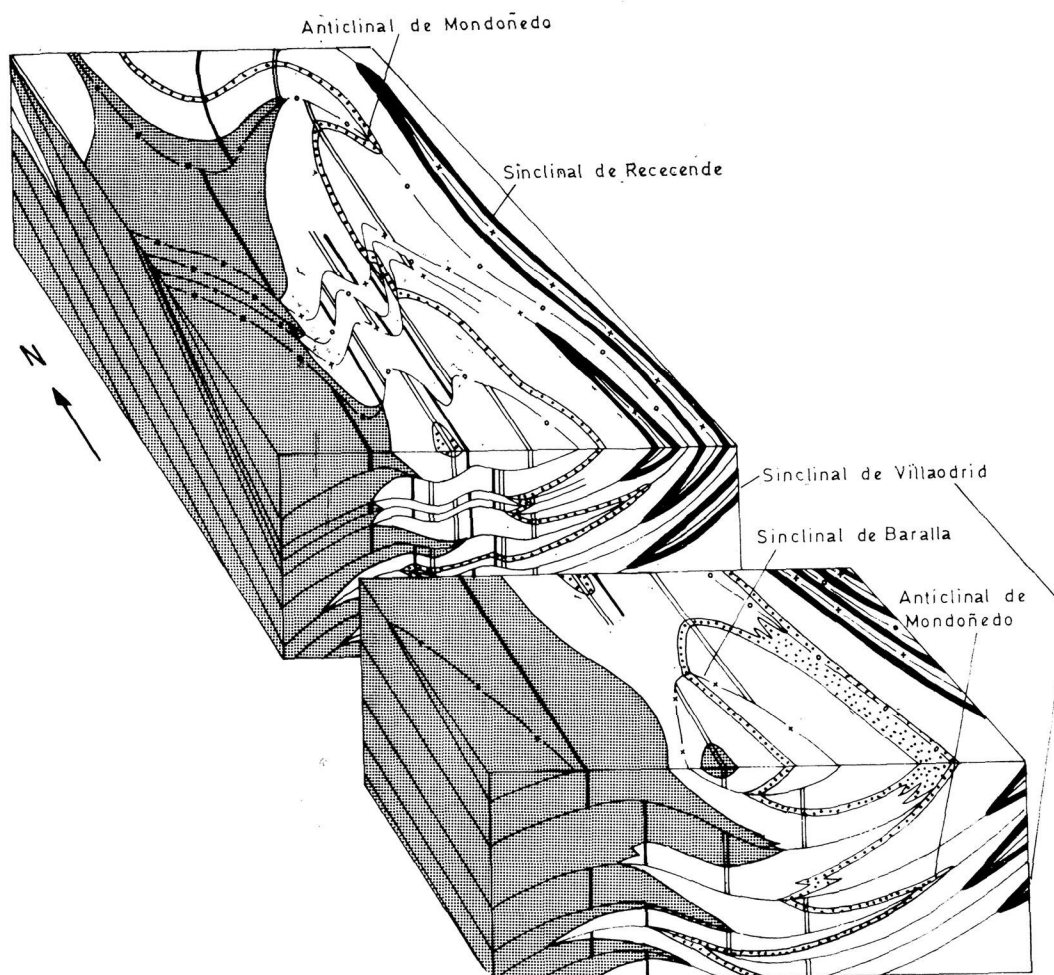


FIG. 3

Bloque diagrama esquemático mostrando las principales estructuras de fase 1 y su relación con los pliegues tardíos. Símbolos igual que en Fig. 1

llegarían a ser totalmente tumbados al final de la fase. La presencia de charnelas curvas en donde el eje B llega a ser subparalelo a la dirección de estiramiento, indica un aplastamiento inhomogéneo importante que sólo se encuentra en las zonas de gran deformación tangencial (ARTHAUD, 1969).

Hacia el Este y hasta el anticlinal del Narcea, las fases primera y segunda (cabalgamientos) serían responsables de las macroestructuras que se cartografían, y que en nuestra opinión (ver también Matte, 1968) tendrían originalmente una inclinación muy similar a la que hoy día presentan, habiendo sido poco afectadas por las fases tardías.

b) Una fase tardía plegó suavemente las estructuras anteriores. La dirección de esta fase es aproximadamente paralela a la de la virgación hercínica en el Norte y Centro, siendo cada vez más oblicua hacia el Sur.

Donde las direcciones de los ejes de ambas fases son subparalelas (E y NW del Domo de Lugo), dan unas figuras de interferencia del tipo 3 (RAMSAY, 1967, p. 521) de las cuales la más visible es la de la región de Mondoñedo (WALTER, 1968). Cuando los ejes de la primera fase están cercanos a la dirección E-W (centro del Domo de Lugo, Región de Puertomarín y Sierra del Caurel), la figura de interferencia es del tipo 2, aunque las típicas formas "en champiñón" no se observan bien en la cartografía por falta de niveles guía en el Domo de Lugo, y tampoco en el pliegue tumbado del Caurel por ser mucho más aparente la intersección del pliegue con una topografía accidentada.

LA FALLA DE VIVERO

Es esta una estructura de fundamental importancia, que separa Galicia Oriental, con Cámbrico muy completo y Precámbrico tipo Serie de Villalba, de la zona de Galicia Media - Tras os Montes con ausencia de Cámbrico y presencia de la formación "Ollo de Sapo".

Aunque evidentemente el juego último de la falla ha sido como normal, hundiendo el bloque occidental con respecto al oriental es probable que fuera un cabalgamiento que acercó dos áreas con series muy diferentes. Esta hipótesis se ve reforzada por la presencia en los alrededores, a ambos lados de la misma, de varios sistemas de esquistosidades de crenulación, kinks y pliegues de tipo "chevron" semejantes a los que van asociados a los cabalgamientos de la zona más oriental (A. MARCOS y A. PÉREZ ESTAUN, comunicación personal y observaciones propias).

Aunque la falla normal pasa hoy al Norte del pliegue tumbado del Caurel, donde se pierde, es probable que el cabalgamiento que ha utilizado pa-

sara al Sur del mismo (presencia de distena, como en la mayor parte de su recorrido, diferencia en intensidad de la deformación entre el pliegue del Caurel y los inmediatos por el SW) o bien que dicho cabalgamiento se amortiguara hacia el Sur.

EL ANTICLINORIO DEL "OLLO DE SAPO"

Esta estructura, definida por PARGA PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964), e interpretada en la mayor parte de los trabajos como originada por una fase 2 vertical que afectaría a un gigantesco pliegue tumbado de Fase 1 (MATTE, 1968), ha sido estudiada con detalle en una zona comprendida entre Monforte y Puertomarín, habiéndose realizado además numerosas observaciones desde ahí, hasta la Costa Cantábrica al NW de Vivero.

El resultado de nuestras observaciones puede resumirse en los siguientes puntos:

a) Los macro y mesopliegues que se observan son de Fase 1, teniendo por plano axial la esquistosidad primaria.

b) Las relaciones esquistosidad 1 - estratificación, y la simetría de los micho y mesopliegues son coherentes con los pliegues que se cartografían.

c) Existe en muchos lugares una esquistosidad de crenulación subvertical, visible en las pizarras y esquistos, pero con frecuencia se observa que la intersección de esta esquistosidad de crenulación con la estratificación da criterio de flanco normal cuando nos encontramos en el flanco inverso de un macropliegue.

d) Prácticamente no se encuentran pliegues plegados a escala de afloramiento, ni formas de interferencia a escala cartográfica (Fig. 1) en el anticlinorio del "Olló de Sapo" al Norte de Monforte de Lemos.

e) La esquistosidad primaria no aparece doblada en las zonas de charnela de los anticlinales con núcleo de porfiroide "ollo de sapo" material éste en el que S_1 aparece muy marcada aunque esté afectada por la crenulación.

En consecuencia deducimos que los pliegues que se cartografían en el anticlinorio del "Olló de Sapo" se forman durante la primera fase de deformación.

Se observa en el mapa (Fig. 1) que las trazas axiales de los pliegues están más separadas en los bordes Norte y Sur de los afloramientos de la granodiorita precoz de Guitiriz y del granito de dos micas al Norte de Friol rodeando estos afloramientos de rocas graníticas deformadas.

Una fase de apretamiento sería pues posterior al emplazamiento de la granodiorita y posterior o simultánea a la del granito. Estos habrían protegido del aplastamiento a las estructuras anteriores creando en sus extremos Norte y Sur una especie de zonas abrigadas.

Más al Oeste, fuera de la zona objeto del presente trabajo, se observan claramente grandes pliegues tardíos de la esquistosidad primaria con plano axial cercano a la vertical (Anticlinal de Fronton-Herbedeiro, Hojas n.º 155 Chantada y 188 Nogueira de Ramuín, MAGNA: 1/50.000).

El problema que se plantea entonces es por qué, en la zona restringida del anticlinorio del ollo de sapo, en la que existe una fase compresiva, cuyo plano de aplastamiento es vertical, no se encuentran pliegues superpuestos. Dejaremos para el último apartado la discusión de este problema.

Relación con el Complejo de Cabo Ortegal

No entraremos en un estudio de la estructura interna del Complejo que ha sido realizado por ENGELS (1972) y modificado posteriormente durante la realización de las Hojas n.º 1 Ortigueira y n.º 7 Cedeira del MAGNA: 1/50.000. Baste decir que dentro de él se encuentran evidencias de episodios de deformación anteriores a los primeros que se encuentran en el anticlinorio del

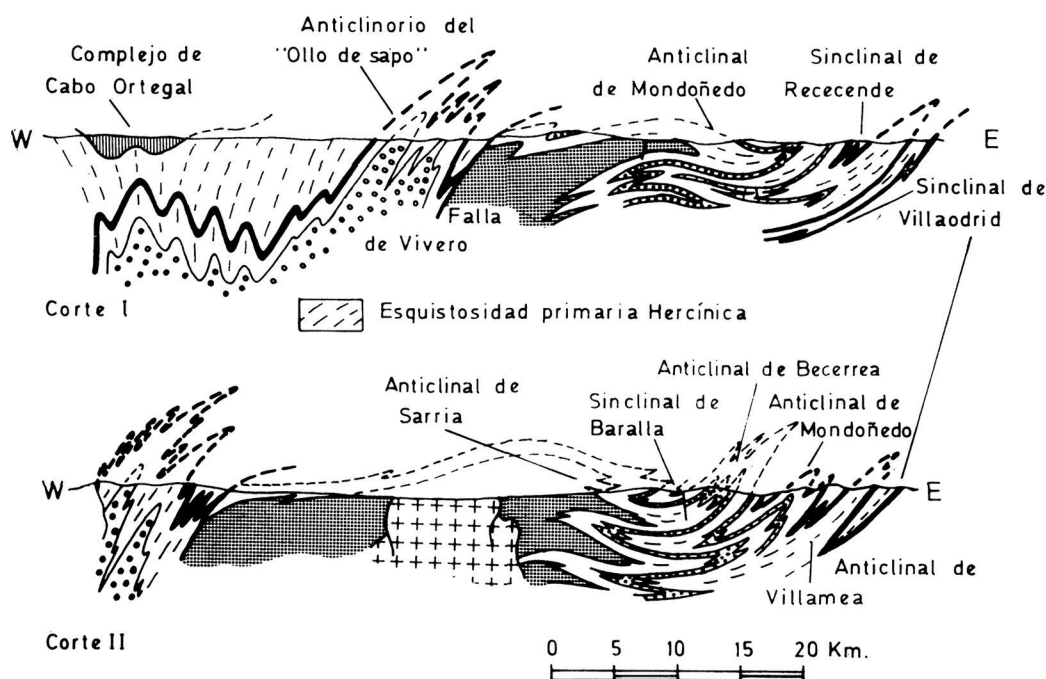


FIG. 4

Cortes geológicos mostrando las principales estructuras de Fase I, su relación con los pliegues tardíos y con el Complejo de Cabo Ortegal. Símbolos igual que en la Fig. 1

“Ollo de Sapo”. La esquistosidad primaria hercínica del anticlinorio penetra claramente en el Complejo, si bien el tipo de deformación que produce la Fase I es diferente dentro que fuera de él debido a la distinta competencia de los materiales. Por lo tanto el macizo de Cabo Ortegal se encontraba ya en el lugar que actualmente ocupa en el tiempo en que se produjo lo que venimos considerando como la primera deformación hercínica.

La estructura de tipo sin forma (Fig. 4, Corte I) que presenta sería debida a dicha primera deformación.

La presencia de un macizo rígido habría protegido en parte los materiales que le rodean por lo que en ellos la deformación sería menor, produciendo una zona abrigada (Figs. 1 y 4, Corte I) que explicaría también el hecho de que la S_1 buce al Este en la parte occidental fuera del complejo.

Sería por tanto, a gran escala, una especie de embudo de la esquistosidad “*arcuate hinge-cleavage*” semejante a los que se encuentran en los materiales incompetentes que rodean la parte externa en las charnelas de capas competentes (ROBERTS, 1971).

DISCUSION

Varias hipótesis han sido emitidas en esta rama de la cadena para explicar la posición de la esquistosidad.

Ph. MATTE (1968) considera para este sector de la virgación (rama Norte-Sur) que el buzamiento de la esquistosidad varía desde una posición horizontal primaria (Anticlinorio del “Ollo de Sapo”, Domo de Lugo) a una vertical (Occidente de Asturias) en función de una disminución en la intensidad de la tectónica tangencial, y sobre todo a causa de la resistencia que ofrecía al plegamiento la formidable serie cuarcítica de la fosa occidental asturiana.

A. MARCOS (1973) supone que la esquistosidad primaria es subhorizontal para todo el ámbito estudiado y que su verticalización es debida a la superposición de la tercera fase hercínica.

En nuestra opinión, la geometría de la esquistosidad desde el occidente de Asturias hasta el anticlinorio del “Ollo de Sapo” presentaba originalmente unas zonas con esquistosidad horizontal que pasaba gradualmente a zonas con esquistosidad más inclinada. Esta geometría inicial podría explicarse como debida a una variación en el mecanismo de la deformación, es decir, que existieran zonas en las que la componente rotacional fuera más importante (esquistosidad horizontal y pliegues curvos) que en otras (esquistosidad subvertical).

A partir del trabajo de A. MARCOS (1973) y de observaciones propias, hemos llegado a la conclusión de que los pliegues que constituyen la unidad del Eo y del Navia corresponden a pliegues de primera fase, cuya geometría es incompatible con una posición original subhorizontal. En el Occidente de Asturias no se observa ninguna figura de interferencia, y los diagramas de polos de S_1 no presentan dispersión apreciable sino que definen un plano de esquistosidad "medio" de dirección N-S a N 30° E con buzamientos próximos a la vertical.

La geometría de estos pliegues como se deduce de las relaciones esquistosidad-estratificación es bastante simétrica, lo cual está en contradicción con unos pliegues primitivamente subhorizontales, producidos por una deformación con una componente tangencial importante, ya que en este caso serían mucho más asimétricos.

En el Domo de Lugo los pliegues presentan una fuerte asimetría, gran desarrollo de flancos inversos y presencia de ejes curvos en la parte más interna. Descartando la deformación tardía que se reduce a un ondulamiento suave, la posición de la esquistosidad debía ser originalmente horizontal o casi.

La componente tangencial en los esfuerzos habría sido importante aquí y como consecuencia, la deformación se efectuaría con una componente rotacional que llegaría a colocar subhorizontales los planos axiales de los pliegues.

En cuanto al anticlinorio del "Ollo de Sapo", desconocemos su simetría total. No se sabe por ejemplo si el flanco inverso del anticlinal más oriental es o no importante. Se sabe sin embargo que los pliegues que existen al SW del anticlinal tumbado del Caurel son menos apretados que éste y muy simétricos. Igualmente simétricos son los pliegues que se encuentran al Sur del Complejo de Cabo Ortegal en la Hoja n.º 22 Puente deume. Además los ejes de los pliegues son sólo suavemente curvados y hay que tener en cuenta que éste efecto puede estar exagerado por el aplastamiento posterior.

En consecuencia deducimos que de la zona con deformación rotacional importante del Domo de Lugo se pasa paulatinamente hacia el Oeste a otra zona donde ésta es menor, con pliegues de eje más recto y plano axial originalmente menos horizontal.

El Domo de Lugo corresponde entonces a una banda con mayor deformación que las que lo limitan, teniendo esta deformación una componente rotacional importante y realizándose por un mecanismo que en primera aproximación sería parecido a un cizallamiento simple (*simple shear*, RAMSAY, 1967). Zonas de este tipo en las que la deformación por cizallamiento es mayor que en las que la rodean, se han descrito tanto a escala de cadena como

de afloramiento (Ver en particular RAMSAY & GRAHAM, 1970; COBBOLD, 1976).

Una zona de cizalla como la descrita es una zona de subducción en el sentido clásico, dentro de la litosfera siálica y tiene como consecuencia una acumulación de material siálico debajo de ella. En el momento en que los esfuerzos dejan de actuar debe producirse un reajuste isostático. Si la zona del Domo de Lugo se levantó pudo producir una gran flexión monoclinal que habría verticalizado los pliegues del anticlinorio del "Ollo de Sapo".

La falla de Vivero representaría entonces, a menor escala, lo mismo que la falla Tonale o línea Insúbrica en los Alpes, donde está relacionada con la zona de raíz o más bien zona de subducción mesoalpina (TRÜMPY, 1973).

Posteriormente y con los pliegues del anticlinorio ya muy verticalizados tuvo lugar una fase tardía de apretamiento que, debido a la intrusión previa de macizos graníticos, produjo una distorsión en las trazas axiales de los pliegues.

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos en primer lugar al I.G.M.E. y de modo especial al director de la División de Geología, D. MANUEL M. DE ALVARADO, por facilitarnos toda la información disponible hasta el momento del MAGNA 1/50.000 de la zona que nos ocupa, así como el permiso para utilizar los datos que figuran en dichas Hojas.

Quedamos igualmente reconocidos para con los autores de las Hojas del MAGNA que se han consultado y utilizado, que son las siguientes:

1. Ortigueira.—7. Cedeira.—8. Vivero.—9. Foz.—22. Puente deume.—23. Puentes de García Rodríguez.—24. Mondoñedo.—47. Villalba.—48. Meira.—72. Lugo.—97. Guntín.—98. Baralla.—155. Chantada.

Finalmente a la empresa GEOPRIN, S. A., y en particular a D. JOSÉ DE PABLO MACÍA, con quien dos de nosotros (F. G. L. y J. R. M. C.) hemos realizado la Hoja n.º 48, Meira, ya que muchos de los datos obtenidos durante su realización han sido utilizados en el presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F. (1969): *Un exemple de relations entre l'étirement dans B. la dispersion des linéations et la courbure des axes des plis: La virgation des plis couchés Hercyniens du versant sud de la Montagne Noire*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam., (2) 11(5), 523-532. París.
- BARROIS, Ch. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galice*. Mem. Soc. Geol. Nord., 2 (1). Lille.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien du NW de l'Espagne*. Thèse Univ. Montpellier, 430 pp.
- COBBOLD, P. R. (1976): *Classification et origine des zones de déformation finie*. IV Reun. des Sc. de la Terre. Resum. des Com. Centr. Armor. d'Etude Structural des Socles. C.N.R.S. Univ. de Rennes.

- MARCOS, A. (1973): *Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)*. Trab. de Geol., 6, 1-113. Oviedo.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Fac. Ci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine, 44, 1-128.
- PARGA PONDAL, J.; MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction à la géologie de "l'Olla de Sapo" formation porphyroide antesilurienne du Nord Ouest de l'Espagne*. Not. Comuns. I.G.M.E., 76, 119-154.
- PÉREZ ESTAÚN, A. (1975): *La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental-Leonesa (W de León, NW de España)*. Tesis Univ. de Oviedo.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc. Graw Hill Book Co., 568 pp.
- RAMSAY, J. C. & GRAHAM, R. H. (1970): *Strain variation in shear belts*. Canad. J. Earth Sci., 7, 786-813.
- ROBERTS, D. (1971): *Abnormal cleavage patterns in fold hinge zones from varanger Peninsula Northern Norway*. Am. J. Sci., 271, 170-180.
- TRÜMPY, R. (1973): *The timing of orogenic events in the Central Alps*. In "Gravity & Tectonics", 229-251, J. Wiley & Sons.
- WALTER, R. (1963): *Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nord west Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh, 117, 360-371.
- (1968): *Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)*. Geotekt. Forsch., 27, 3-70. Stuttgart.

**TECTONICA Y SEDIMENTACION DE LAS SERIES DE TRANSITO
(PRECAMBRICO TERMINAL) ENTRE EL ANTICLINAL
DE VALDELACASA Y EL VALLE DE ALCUDIA.
AUSENCIA DE CAMBRICO**

F. MORENO*

RESUMEN.—Los diversos afloramientos de calizas dolomíticas existentes en este sector del hercínico peninsular, han sido correlacionados por diversos autores con las calizas del Cámbrico inferior. Ante la ausencia de fauna, la correlación era meramente litológica, planteando diversos problemas estratigráficos.

En el Anticlinal de Valdelacasa, bajo las calizas del Cámbrico inferior, aparece otro nivel carbonatado dentro de las series del Precámbrico terminal o de tránsito al Cámbrico. Este nivel presenta un desarrollo discontinuo y aparece en diversas localidades de los anticlinales de Ibor, Navaelpino, Abenojar y Valle de Alcudia, distribuyéndose a lo largo de un eje principal según estas estructuras.

Esta disposición representa un umbral activo sincrónico de la sedimentación, con un gran desarrollo longitudinal, y que posibilitó la formación de carbonatos y niveles ferruginosos, en un medio de aguas someras. A partir del mismo derivaron hacia aguas más profundas, diversos episodios de olistostromas y tramos de capas colapsadas.

Entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Batolito de los Pedroches, la ausencia del Cámbrico es un hecho evidente, resultante de la erosión ligada a la fase Sárdica, apoyándose las cuarcitas del Ordovícico inferior sobre las series del Precámbrico terminal.

SUMMARY.—In this area of the Iberian Peninsula, several limestones and dolomites crop out and have been considered by different authors as lower Cambrian. The correlation was of litologic character, arousing some stratigraphic problems.

In the Valdelacasa anticlinorium, below lower Cambrian limestones, there is another carbonate level inside latest Precambrian series. This is a discontinuous level outcropping in different places in Ibor, Navaelpino, Abenojar and Alcudia anticlinoriums. This geographical distribution is the result of the existence of an active and longitudinal step, parallel to these structures and synchronous with sedimentation, where deposition of shallow waters carbonates and ferruginous levels were possible. From this areas, olistostromes and paraconglomerates slid to deeper waters.

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad Complutense. Madrid.

Between the Valdelacasa anticlinorium and the Pedroches Batholith, Cambrian is absent and Tremadoc series rest over latest Precambrian. Lower and middle Cambrian were eroded during the Sardique deformation phase, while upper Cambrian possibly was not deposited.

INVESTIGACIONES ANTERIORES Y PROBLEMAS PLANTEADOS

Los tramos calizos que afloran dentro de estas series Anteordovícicas, llegan a alcanzar los 400 m. de espesor, no habiéndose encontrado nunca fauna asociada a los mismos, hecho, que sin embargo, comienza a ser frecuente en los afloramientos calizos del Cámbrico de los Montes de Toledo (provincia de Toledo), y, es ya tradicional en las provincias de Córdoba y Badajoz.

El intento de correlación de estas calizas con las del Cámbrico inferior, creaba en diversas ocasiones, como ya hemos dicho, problemas de índole estratigráfico y tectónico. Así, LOTZE (1961, p. 172, ed. en Castellano) comentando la columna estratigráfica levantada por su alumno MACHENS (1954) en el río Tierteafuera, señala que por encima de las calizas aparece un espesor de pelitas anormalmente grande, en comparación al existente sobre las calizas aflorantes en los Montes de Toledo.

Por otro lado BOUYX (1970), para explicar el escaso desarrollo de la formación carbonatada en el valle de Alcudia (Serie de Hinojosas), y su proximidad a las capas del Precámbrico superior, supone la existencia de un alto fondo donde se depositó un Cámbrico de espesor muy reducido y facies algo particular.

VEGAS (1971), define tres dominios diferentes para el Cámbrico inferior. Los dos extremos situados en los Montes de Toledo y Córdoba, corresponderían a un Cámbrico inferior bien desarrollado. Quedando uno central a lo largo del eje Cáceres-Alcudia, correspondiente a un Cámbrico menos desarrollado con calizas discontinuas.

CRESPO y TAMAIN (1971), hacen un inventario completo de los afloramientos carbonatados existentes en el Valle de Alcudia y Valle del río Tierteafuera, señalando que estos niveles aparecen claramente interestratificados en el "Alcudiense".

Queremos insistir, señalando la circunstancia de que a pesar de los numerosos trabajos y tesis doctorales realizadas en estas regiones, nunca apareció fauna en las series Anteordovícicas. La única excepción al respecto corresponde a la cita de LOTZE sobre un resto dudoso de trilobite, encontrado por él mismo cerca de Guadalupe. El término, "dudoso", es muy importante que sea destacado aquí, ya que efectivamente, no podía tratarse de un resto de trilobite.

DISTRIBUCION DE LOS AFLORAMIENTOS CARBONATADOS Y OTROS TIPOS ROCOSOS

Anticlinal de Valdelacasa

Diversos afloramientos de interés comprendidos en este anticlinorio fueron descritos en F. MORENO (1974, 1975). Añadiremos solamente algunos datos y circunstancias no consignadas entonces.

A techo de las dolomías y pequeño olistostroma de Fuentes, en el corte del río Uso y trincheras del ferrocarril, se encuentran, tras unos 1.000 m. de serie pelítica (pizarras del Pusa), unas calizas intensamente marmorizadas y en contacto con granitos; calizas que son, sin lugar a dudas, las del Cámbrico inferior. A pocos metros a muro de las mismas aflora un tramo de cuarcitas característico de la región y que en diversas localidades ha suministrado ejemplares de *Astropholyton* (MORENO, VEGAS y MARCOS, 1976). Se trata pues de un caso en el que encontramos en un mismo corte, los restos a medio digerir por los granitos, de las calizas cámbricas, y las dolomías del Precámbrico terminal.

También en el flanco norte y más hacia el NW afloran las calizas de la Estrella y del Torrico, seguramente del Cámbrico inferior, en tanto que las calizas de Peraleda de San Román y de Navalmorealejo podrían corresponder al Precámbrico terminal. Todas ellas aparecen afectadas por un metamorfismo de contacto que imposibilita el estudio de sus facies y estratigrafía.

El nivel Carrascalejo, situado en el flanco sur del Anticlinal, ha sido considerado hasta el momento como la base de un hipotético Cámbrico superior LOTZE (1961), VEGAS (1971), PARGA y VEGAS (1972). En Carrascalejo es un paraconglomerado de abundante matriz con clastos de origen exterior a la cuenca (cuarzo y cuarcitas) e interior (grauvacas y pelitas). Por encima, algunas capas muestran intervalos típicos de la secuencia de Bouma. Se trata pues de un nivel más dentro del Precámbrico terminal. Hacia el NW, formando una alineación montañosa ininterrumpida, pasa a estar constituido por areniscas y cuarcitas amarillentas con laminaciones paralelas o algo oblicuas, rectas y de gran talla, que indican un ambiente somero de sedimentación.

Anticlinal de Ibor

En su flanco norte y de forma ininterrumpida también, aflora un paquete de calizas ferruginosas y dolomías, que en Valdecañas supera los 400 m. de

espesor, terminando por acunarse al SE de la Calera. En la primera localidad, son calizas ferruginosas dolomíticas, calco esquistos y calizas detríticas bandeadas; en la Calera son calizas más puras con laminaciones algáceas abundantes. Lateralmente, al SE de la Calera, derivan a niveles de “mud flow” con clastos ocasionales de calizas ferruginosas.

En Castañar de Ibor por debajo de las calizas y cerca de ellas, se encuentra un episodio de paraconglomerados con abundantes feldespatos. En la Calera, por encima de las mismas calizas, afloran otros niveles de paraconglomerados de cantos de cuarzo.

En el extremo noroccidental, el Anticlinal de Ibor se une con los anticlinales de Robledollano y Miravete, formando un único y amplio anticlinorio, en cuyo centro puede seguirse otra corrida de dolomías y calizas. Entre los kilómetros 203 y 204 de la carretera Nacional de Madrid a Badajoz y en el Arroyo de la Garganta, puede obtenerse la siguiente seriación, de muro a techo:

— Serie esencialmente pelítica y muy potente del núcleo del Anticlinal de Ibor.

— Tramo de 25 m. de calizas muy impuras y ferruginosas, con gran cantidad de limos. Hacia techo, pasan a ser casi exclusivamente carbonatos de hierro.

— Nivel de tres metros de limos y óxidos de hierro muy abundantes, con fragmentos de pizarra empastados, formando una masa poco compacta y liviana. Parece tratarse de un paleosuelo.

— Tramo de 30 m. de serie pelítica con bancos intercalados de microconglomerados cuarzosos con cantos de cuarcita negra y algún clasto de fango.

— Serie pelítica durante 100 a 150 m.

— Tramo de calizas impuras con niveles ferruginosos. Cincuenta a ochenta metros.

— Techo. Serie fundamentalmente pelítica.

El tramo de microconglomerados corresponde a los conglomerados del Cerro de Cesto, de GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971), considerado por estos autores en aquella ocasión, como la base de un hipotético Cámbrico Superior.

Anticlinal de Robledollano

En su flanco sur y en las inmediaciones de Robledollano, bajo la discordancia Sárdica, se encuentra el nivel de calizas ferruginosas y a muro de las mismas el nivel de conglomerados feldespáticos. En su flanco norte y en

la carretera a Castañar de Ibor afloran de nuevo los conglomerados feldespáticos.

Anticlinal de Navaelpino

En esta zona los trabajos de RANSWEILLER (1967), señalaban la existencia de unas potentes calizas en su flanco sur, correlacionados, también por este autor con el Cámbrico inferior.

Anticlinal del Río Esteras

En él se encuentra la discordancia descrita por BOUYX (1970), entre la "serie superior" y las "capas facies Alcudia", según la terminología de este autor. La Serie Superior corresponde a las series de Tránsito que venimos estudiando, cuya facies aquí, no es la de típicas turbiditas, tratándose de series fundamentalmente pelíticas en las que se intercalan en el flanco sur del anticlinal, algunos niveles de conglomerados con escasa matriz y clastos exteriores a la cuenca, de cuarzo, cuarcita, liditas y feldespatos.

En el lugar de la discordancia, hemos podido comprobar la existencia de unas capas basales de areniscas arcósicas, que pasan rápidamente hacia techo a areniscas impuras y grauvacas. En nuestra opinión, se trata de una discordancia local, acentuada por el hecho de darse un estilo tectónico distinto, entre las capas inferiores, donde la esquistosidad hercínica está más desarrollada, y las capas superiores a la discordancia. En cualquier caso, para explicar la génesis de esta discordancia, no es necesario invocar la existencia de una etapa anterior de deformación y erosión importante. Correspondería, precisamente, al afloramiento de uno de estos umbrales activos y sincrónicos de la sedimentación, a los que venimos refiriéndonos en este trabajo.

Anticlinal del valle del río Tierteafuera

Los niveles carbonatados que afloran en el mismo, interestratificados con capas de paraconglomerados, han sido enumerados y descritos minuciosamente por CRESPO y TAMAIN (1971) y TAMAIN (1972).

Anticlinal del Valle de Alcudia

En su flanco norte y en las inmediaciones de Hinojosas, afloran las calizas más meridionales, que aparecen ya como niveles discontinuos y de escasa potencia, intercalados en una serie de pelitas, cuarcitas oscuras y conglomerados, CRESPO y TAMAIN (1971). Algunos tramos de estas series corres-

ponden a potentes "*slump sheets*", en los cuales las capas aparecen dislocadas, sugiriendo importantes colapsos gravitacionales.

Las hipotéticas superficies de discordancia vistas por Crespo y Rey (1971), y que fueron consideradas por este último autor como superficies tectónicas, son interpretadas por nosotros, tras la visita de los afloramientos, como planos de despegue o de contacto, entre tramos de capas colapsadas ("*slump sheets*"), y capas colindantes inalteradas. En efecto, la geometría de los apretados pliegues de eje vertical que eran considerados como el resultado de un intenso plegamiento anterior a la sedimentación de la Serie Superior, presentan una típica geometría de "*slump folds*", donde no se observa esquistosidad de plano axial, ni una forma regular, perdiéndose, bruscamente en ocasiones, la continuidad de las capas.

Al sur de Mestanza, en la zona de la mina de Diógenes, una ancha banda de unos 400 m. de pelitas que engloban fragmentos grauváquicos y que fue interpretada por ROUX (1970) como una gran milonita, corresponde a un olistostroma muy similar al existente en el embalse de Cíjara (Valdelacasa), o al que se encuentra en la subida al puerto de Miravete (Miravete).

ESTRATIGRAFIA GLOBAL Y CORRELACIONES

En el cuadro que acompaña a este trabajo, efectuamos una correlación, de acuerdo con nuestras conclusiones, de las diferentes unidades definidas anteriormente por diversos autores. Las pertenecientes a las series de Tránsito aparecen en un orden que en ocasiones no es el cronológico. Los números 1 y 2, corresponden a niveles o isocronas definidas por nosotros en Valdelacasa e Ibor, y su situación en el cuadro, tratamos de que sea la correcta.

Estos números aparecen también en la figura n.º 1, y representan diversos horizontes de paraconglomerados, olistostromas y calizas, que por su amplia repartición regional, como ya hemos visto anteriormente, son susceptibles de correlación entre sí.

Estas dos correlaciones no son más que una extensión al anticlinal de Ibor, de las efectuadas anteriormente en Valdelacasa (MORENO, 1975).

De esta manera, 1, corresponde al nivel de paraconglomerados con feldspatos muy abundantes en ocasiones, y que presenta una gran continuidad regional. En Ibor, pasa lateralmente hacia el NW a microconglomerados cuarzosos y calizas. En Valdelacasa, a conglomerados calcáreos. El olistostroma con calizas del Membrillar pertenece también a esta isocrona tomada en sentido amplio.

Las calizas que afloran en el resto de los anticlinales, son presumiblemente-

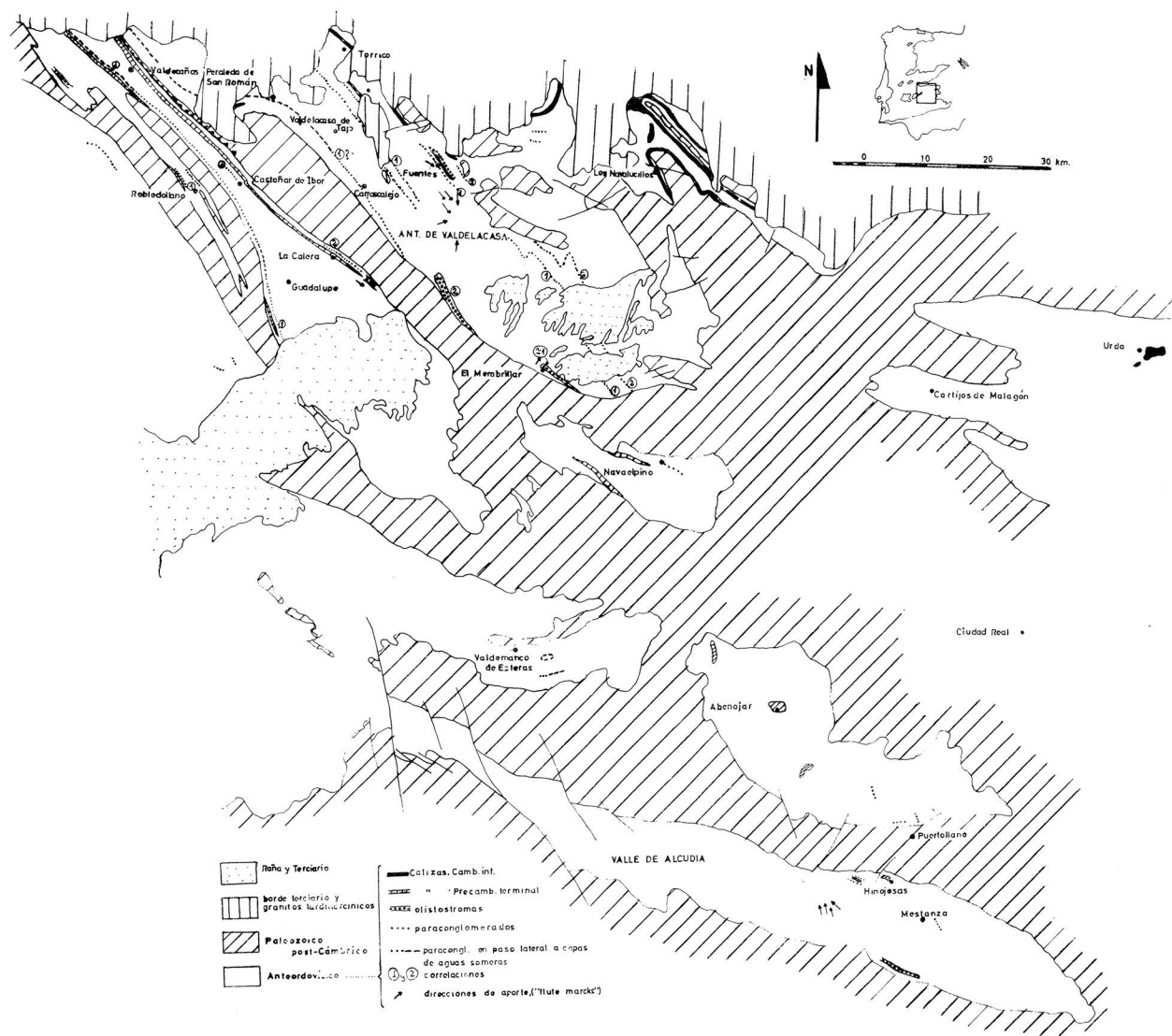


FIG. 1

te correlacionables e isocronas, también en sentido amplio con las de Ibor y Valdelacasa.

El horizonte 2 es el nivel más alto existente y aflora en Valdelacasa en el seno de la serie pelítica que enlaza con las capas del Cámbrico inferior (Pizarras del Pusa). Consideramos como equivalentes laterales del mismo, el gran olistostroma sin calizas del anticlinal de Valdelacasa, y los conglomerados que afloran por encima de las calizas en la Calera (Ibor).

DISPOSICION GEOGRAFICA DE LOS AFLORAMIENTOS CARBONATADOS

CRESPO y TAMAIN (1971), ponían de manifiesto el hecho de que los afloramientos calizos del río Tierteafuera y de Alcudia se disponían a lo largo de una línea orientada de NW a SE. Nosotros podemos ahora, prolongar esta línea hacia el NW, a lo largo de los Anticlinales de Navaelpino e Ibor, para continuarse con los afloramientos carbonatados interestratificados en el esquisto grauváquico de la provincia de Salamanca.

Lateralmente respecto a este eje principal, quedarían al NE las calizas de Fuentes y al SW las de Robledollano y Mirabel. El resto del esquisto grauváquico de las grandes llanuras extremeñas y del valle de Alcudia, aparece sin rocas carbonatadas interestratificadas, si bien han de existir, lógicamente, los niveles isocronos de las mismas.

SIGNIFICADOS PALEOCLIMATICOS

Los afloramientos carbonatados, representan sin lugar a dudas, un medio de sedimentación de aguas someras. Su carácter dolomítico y los niveles ferruginosos asociados, son indicadores de un clima cálido, KAZANSKY (1975), SHERMERHORN (1974, 1975, 1976). Algunas pelitas microbandeadas (varvas?), que aparecen como un horizonte bastante continuo en Valdelacasa, entre los niveles 1 y 2, podrían ser el resultado de unas variaciones climáticas anuales acusadas. YOUNG (1976) y WILLIAMS (1976), suponen que unas variaciones estacionales importantes, resultantes de un incremento en la inclinación eje de rotación de la Tierra, favorecería, además, la alteración meteórica y la formación de lateritas y óxidos de hierro. Bajo estas condiciones de baja insolación a bajas latitudes, suponen también los citados autores, pudo producirse una amplia glaciación, tratando de explicar así, la formación de las numerosas "mixtites" existentes en el Precámbrico terminal de

CORRELACIONES EN EL ANTEORDOVICICO, ENTRE VALDELACASA Y ALCUDIA

	VALDELACASA	IBOR	TIERTEAFUERA	ALCUDIA
Discordancia Sárdica	— Conglomerado basal y serie Púrpura del Tremadoc (BOUYX, 1970; MORENO, VEGAS y MARCOS, 1976)			
Cámbrico inferior	— Calizas de Navalucillos			
	— Pizarras del Pusa (SAN JOSÉ et al., 1974) (2)	— Serie pelítica (2)	— Serie pelítica (MACHENS, 1954)	
Precámbrico terminal	Series de Tránsito (LOTZE, 1961) — Calizas de Fuentes — Olistostroma del Membrillar (1) (MORENO, 1974, 1975) — Conglomerados de Carrascalejo (LOTZE, 1956) — Conglomerados del Villar del Pedroso (VEGAS, 1971) — Capas de Valdelacasa (LOTZE, 1956)	— Calizas de Valdecañas — Conglomerados del Cerro del Cesto (1) (GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, 1971)	— Caliza de Abenójar (MACHENS, 1954) — Otros afloramientos calizos (CRESPO y TAMAIN, 1971) — Conglomerados de Almodóvar del Campo (BOUYX, 1970)	— Calizas de Hinojosas (BOUYX, 1970) — Calizas de Cabezasrrubias (CRESPO y TAMAIN, 1971) — Capas facies de Alcudia (BOUYX, 1970)

Serie Superior (Bouyx, 1970)

todo el mundo. Nosotros, sin embargo, compartimos plenamente la idea del Profesor Schermerhorn, que preconiza un control tectónico para el emplazamiento de estas masas caóticas. SCHERMERHORN (1974, 1975, 1976), MORENO (1975).

Queremos salir aquí al paso del trabajo de ARBEY, BOUYX y DÉVIGNE (1975), en el cual, estos autores consideran como indicadores de un período glacial o interglacial del Eocámbrico, diversos aspectos (estriás, fragmentos angulosos y bacterias) encontrados en los cantos de un nivel de conglomerados interestratificado en el esquisto grauváquico del valle del río Tiertea-fuera, cerca de Puertollano. Sin poner en duda estos hechos, si deseamos la idea de que el conglomerado de donde se han extraído las muestras sea de origen glacial. Los cantos transportados por una corriente de turbidez, pueden conservar los indicadores de la existencia de una glaciación en el área madre de donde procedan, desconocida de momento para nosotros.

SISTEMATIZACION DE CARACTERES

SCHERMERHORN (1975), agrupa todas las "mixtites" existentes en el Precámbrico, en dos conjuntos, situados en el Precámbrico medio y Precámbrico terminal respectivamente, estableciendo una sistematización de los caracteres comunes que aparecen en las mismas. Según esta sistemática realizamos las siguientes observaciones.

Todos los materiales descritos anteriormente, junto con los afloramientos análogos existentes en el Hercínico peninsular, pertenecen al grupo de "mixtites" del Precámbrico terminal, dada su relativa proximidad a las series del Cámbrico inferior, mediando entre ambas unos 1.000 m. de serie.

En relación a la naturaleza de sus componentes, encontramos "mixtites" de origen exterior a la cuenca (paraconglomerados), y otras de origen interior a la cuenca, sin que se observe una predominancia hacia techo de las de origen exterior a la cuenca, coexistiendo ambos tipos en un mismo nivel. Las "mixtites" de origen exterior a la cuenca, presentan una amplia repartición y constancia regional (niveles de paraconglomerados), en tanto que el otro tipo (olistostromas), junto con los episodios de capas colapsadas, tienen un desarrollo longitudinal que no excede nunca los diez kilómetros, mientras que su espesor puede llegar a ser de 500 metros.

Los cantos de procedencia exterior a la cuenca, no sobrepasan nunca los 10 ó 15 cms., sin embargo, los bloques empastados en el olistostroma del Membrillar superan en muchas ocasiones los cinco metros de diámetro.

PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION DE LA SEDIMENTACION

Las capas más bajas de este Precámbrico reciente (Capas Valdelacasa y Capas facies Alcudia), tienen un carácter marcadamente turbidítico, por su ritmicidad y estructuras internas. Estas series representarían una secuencia precursora de una actividad geotectónica mayor, y se habrían depositado en un fondo marino profundo y uniforme de momento. El espesor aflorante no supera seguramente los dos mil o tres mil metros, no llegando nunca a los 6.000 estimados por LOTZE y BOUYX, y, ni mucho menos a los 10.000 m. que sugiere Tamain en el valle de Alcudia. Las repeticiones por pliegues de los mismos tramos de serie son numerosas, y han podido consignarse con exactitud en algunos lugares del Anticlinal de Valdelacasa.

Hacia techo de esta serie, y sin solución de continuidad, se intercalan inicialmente algunos niveles discontinuos de paraconglomerados, y los tramos de capas colapsadas comienzan a ser frecuentes. Se configuran altos fondos donde se produce una sedimentación carbonatada, y que pueden llegar a emerger dando lugar a suaves discordancias (Valle de río Esteras) o episodios lateríticos (Anticlinal de Ibor). La sedimentación en las zonas de plataforma ligadas a estos umbrales es esencialmente pelítica, con episodios de calizas más o menos desarrollados y microconglomerados o areniscas arcóscas. Se cumple, también aquí, otras de las observaciones del Prof. Schermerhorn, en el sentido de que las facies flysch no se presentan asociadas a las series con carbonatos.

La extremidad noroccidental de los anticlinales de Ibor y Valdelacasa, fue un área en la que las condiciones de sedimentación en aguas someras, permanecieron durante largo tiempo. Hacia el SE pronto se alcanzaban las condiciones de aguas más profundas, reflejadas por el acúñamiento de las calizas al sur de la Calera y el cambio de facies ya descrito, en el nivel Carrascalejo (Fig. 1).

Podría decirse que el umbral reaparece nuevamente en el anticlinal de Navaelpino con una gran potencia de calizas. En el intervalo sin calizas encontramos al NE, el olistostroma con calizas del Membrillar. La ausencia de calizas en este lugar, puede explicarse por un colapsamiento de las mismas hacia el NW que dio lugar al gran Olistostroma y que vendría a constituir un aporte transversal a la cuenca.

Todas las zonas de umbral, han de corresponder a lugares de condensación de series, quedando entre ellos los surcos y fondos de cuenca donde se emplazaron las masas olistostrómicas y las potentes series rítmicas de grauvas.

En el Anticlinal de Valdelacasa puede constatar un cambio generalizado

en el tipo de sedimentación, a partir de un momento correspondiente al nivel n.º 1 (paraconglomerados con feldespatos, calizas de Fuentes y olistotroma del Membrillar), ya que a partir del mismo, las series dejan de ser flychoides y pasan a estar constituidas casi exclusivamente por pelitas, indicando una relativa tranquilidad tectónica. El nivel n.º 2 vendría a ser una interrupción momentánea de estas condiciones.

LA EROSION LIGADA A LA FASE SÁRDICA

Esta, profundiza en las series de NE a SW, transversalmente a las estructuras, de forma que puede trazarse una línea a lo largo del Anticlinal de Valdelacasa, al sur de la cual la ausencia de Cámbrico inferior es un hecho incuestionable. Al norte de esta línea quedan los afloramientos del Cámbrico inferior con calizas y fauna datada en las Sierras de Tamames (Salamanca), de los Navalucillos, Urda y Cortijos de Malagón (Toledo y Ciudad Real), sector este donde las calizas suelen quedar a unos pocos cientos de metros de la discordancia Sárdica. En tanto que, al SW llegan a faltar hasta 1.000 metros de serie, quedando las calizas del Precámbrico terminal, también a unos pocos cientos de metros de la discordancia Sárdica. Esta circunstancia, ha sido hasta el momento, un factor más de confusión para algunos autores. Esta situación parece darse igualmente en Salamanca, donde, aparte del Cámbrico de la Sierra de Tamames sólo se encuentran afloramientos del esquistograuváquico con paraconglomerados y niveles carbonatados interestratificados, GARCÍA DE FIGUEROLA y UGIDOS MEANA (1971).

Al norte de esta banda con Cámbrico inferior, quedan las series Anteorovícicas del Sistema Central, afectadas de un fuerte metamorfismo que hace más difícil su estudio y correlación. CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), en base a las correlaciones efectuadas entre las distintas formaciones del Sistema Central, y entre estas y otras equivalentes del hercínico peninsular, llegan a la conclusión de que todas las series inferiores a la discordancia Sárdica, pertenecen al Precámbrico superior, a pesar de que aparezcan con calizas intercaladas, litología esta, que con un criterio conservador, a juicio de estos autores, había sido hasta el momento considerada como indicadora de una edad Cámbrica.

Según estas conclusiones, los afloramientos del Cámbrico inferior quedan notablemente restringidos para este amplio sector del Hercínico peninsular. La erosión ligada a la fase Sárdica, lo ha respetado solamente en un surco o amplia sinforma correspondiente a los afloramientos de Los Cortijos de Malagón, Urda, Polán, Navalucillos, Arenas de San Pedro y Tamames.

CONCLUSIONES

— La erosión ligada a la fase Sárdica, ha hecho desaparecer el Cámbrico inferior en el sector del Hercínico peninsular comprendido entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Batolito de los Pedroches, al SW del cual, en las provincias de Badajoz y Córdoba, vuelve a aparecer de nuevo con sus términos medio e inferior bien desarrollados. Hay que pensar pues, que justamente en el lugar ocupado por este batolito, existió un importante accidente a escala cortical, que actuó al final del Cámbrico condicionando estas diferencias notables, a un lado y otro del mismo, de la cuantía de esta erosión.

En el Sistema Central, según los trabajos recientes de CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), la ausencia de Cámbrico medio e inferior parece un hecho evidente. Esta circunstancia junto con la anterior nos llevarían a delimitar un “surco” o amplia sinforma, en la que el Cámbrico inferior de los Montes de Toledo y su prolongación en la Sierra de Tamames de Salamanca, no pudo ser erosionado.

— En relación a las facies y significado de las series del Precámbrico terminal existentes en este sector, hay que destacar su equivalencia con las descritas por Schermerhorn para series análogas del “Late Precambrian”, ampliamente repartidas por la geografía mundial. Para los niveles de “mixtites” (paraconglomerados y olistostromas) intercalados en las mismas, existe en la actualidad cierta controversia en relación con su origen. ¿Tectónico o glaciar? En las regiones estudiadas por nosotros, diversas circunstancias indican un control tectónico. Los numerosos tramos de capas colapsadas, los cambios de facies, desde turbiditas distales a capas de aguas someras y la existencia de una discordancia en el valle del río Esteras, nos hacen pensar en movimientos sincrónicos a la sedimentación, configurando umbrales que llegaron a emerger en ocasiones, y surcos donde se acumularon potentes masas olistostrómicas y series de turbiditas proximales. Surcos y umbrales, tuvieron un desarrollo longitudinal y alargado según las direcciones marcadas por los aportes longitudinales, del NW. en Caldelacasa y del SE. en Alcudia.

En un determinado momento se alcanzaron condiciones de relativa tranquilidad tectónica, circunstancia que viene representada por el inicio de una sedimentación casi exclusivamente pelítica, a partir del nivel de “mixtites” n.º 1 que aparece ampliamente repartido. En esta serie pelítica se intercala, por último, el nivel n.º 2, más discontinuo que el anterior. Tras varios cientos de metros de serie, llegamos a las capas de areniscas y calizas del Cámbrico inferior, que aparecen con una gran constancia en todos los lugares donde afloran, indicando una sedimentación, ya generalizada, en aguas someras.

BIBLIOGRAFIA

- ARBÉY, F.; BOUYX, E. y DEVIGNE, J. P. (1975): *Une population de bactéries sporulales d'un été glaciaire ou d'un inter-glaciaire Eocambrien*. IX^e Congrès Inter. de Sédimentologie Nice, 1, 51-55.
- BOUYX, E. (1970): *Les formations anteordoviciennes de la Province de Ciudad Real (Espagne méridionale)*. Mem. I.G.M.E., 73.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.^a J. (1975): *Las series anteordovícicas del Sistema Central*. Bol. Geol. y Min., 36 (6), 581-596.
- CRESPO, V. y REY, J. (1971): *Contribución al estudio del Valle de Alcudia*. Bol. Geol. y Min., 82 (6), 512-515.
- CRESPO LARA, V. y TAMAIN, G. (1971): *Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans "l'Alcudien" de la Sierra Morena centrale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 272, 688-690.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y UGIDOS MEANA (1971): *Rasgos geológicos de la zona comprendida entre el Sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)*. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., 1 (1), 197-211.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971): *Consideraciones sobre la estratigrafía y la tectónica del E de la provincia de Cáceres*. Est. Geol., 27, 177-180.
- KAZANSKY, Y. P. (1975): *Paleoclimatic Significance of marine Dolomites*. IXth Inter. Congr. of Sedim. Nice, 1, 103-107.
- LOTZE, F. (1956): *Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assystischen Faltung*. Geotek. Symp. zu Ehren von Stille, 128-139. Stuttgart.
- LOTZE y SDZUY (1961): *Das Kambrium Spaniens*. Abh. Math-naturw. Klasse, 6.
- MORENO, F. (1974): *Las formaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa*. Bol. Geol. y Min., 85 (4), 396-400.
- (1975): *Olistostromas, fangoconglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cambrico en el anticlinal de Valdelacasa. (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)*. Est. Geol., 31, 249-260.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): *Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)*. Breviora Geol. Astúrica, 20 (1), 8-15.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1972): *Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)*. Geol. Rdsch., 61 (1), 44-68.
- RANSWEILLER, M. (1967): *Geologische Karte der östlichen Extremadura. (Hitel-Spanien)*. Inédito. P.N.I.M.
- ROUX, J. (1970): *Etude géologique et métallogénique de l'Alcudien: secteur de la mina de "Diógenes" (province de Ciudad Real, Espagne)*. Ibid., ronéo., 16 pp. Orsay, inédit.
- SAN JOSÉ LANCH, M. A. DE; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1974): *Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo*. Bol. Geol. y Min., 85 (1), 21-31.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1974): *Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial?* Am. J. Sci., 274, 673-824.

- (1975): *Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials*. In WRIGHT, A. E. and MOSELEY, F., eds.: "Ice Ages Ancient and Modern". Geol. Jour. Spec. Issue, 6, 241-274.
- TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Université de Paris-sud (Centre d'Orsay). Trav. Lab. Géol. Struct. & Appl., 91. Orsay.
- VEGAS, R. (1971): *Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz*. Est. Geol., 27, 419-425.
- YOUNG, G. M.; WILLIAMS, G. E. y SCHERMERHORN, L. J. G. (1976): *Late Precambrian mixtites: Glacial and/or nonglacial? (Discussions and Reply)*. Am. J. Sci., 276 (3), 366-369, 370-374 y 375-384.

FACIES VULCANO-SEDIMENTARIAS EN EL GUADARRAMA CENTRAL (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

M. NAVIDAD*

M. PEINADO*

RESUMEN.—En el presente trabajo se estudian unas facies constituidas por neises máficos esquistosos y glandulares, que afloran en conexión con rocas carbonatadas dentro de los afloramientos metamórficos de “El Escorial” y “El Caloco”. Mediante su caracterización petrológica y química, se establece un posible origen vulcano-sedimentario para estas facies.

SUMMARY.—This paper deals with some mafic gneissic facies associated with carbonatic rocks in the metamorphic outcrops of “El Escorial” and “El Caloco”. On petrological and chemical grounds, a volcano-sedimentary origin for these rocks is put forward.

INTRODUCCION

El objeto de este trabajo lo constituye una serie neísica con gran variedad estructural que se encuentra en relación con ciertas formaciones carbonatadas, a muro de las mismas, en el Sector Central de la Sierra de Guadarrama.

De los diferentes afloramientos de tales características se han seleccionado los que aparecen en los macroenclaves de El Escorial (M. T. N. 1:50.000. nn.º 532 y 533) y de El Caloco (M. T. N. 1:50.000, n.º 507) separados entre sí por los granitoides tardi a post-hercínicos intrusivos en ellas (Fig. 1).

Desde el punto de vista metamórfico están incluidos en zona de alto grado, con coexistencia de sillimanita y feldespato potásico.

Ya CARANDELL (1914) hace notar la peculiaridad de estas facies así como su estrecha relación con calizas. Con más detalle las tratan SAN MIGUEL, GARCÍA DE FIGUEROLA y DE PEDRO (1960) en la Memoria de la Hoja 532 dándoles el nombre de neises féficos y micaesquistos.

En este mismo sector los estudia PEINADO (1973). HERNÁN REGUERA (1970) reconoce asimismo estas facies en El Caloco.

* Departamento de Petrología. Facultad de Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

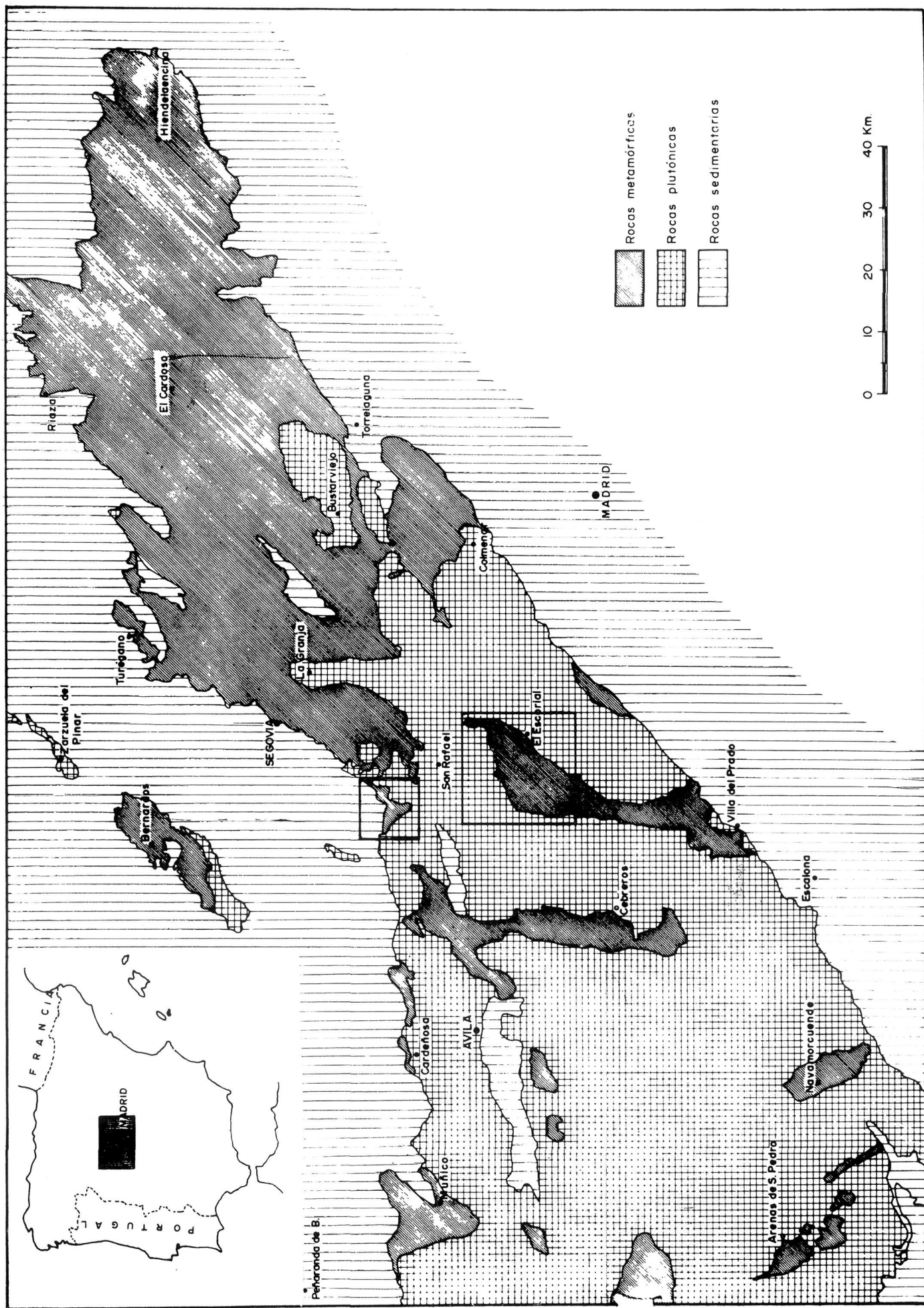


FIG. 1.—Situación regional de las zonas estudiadas

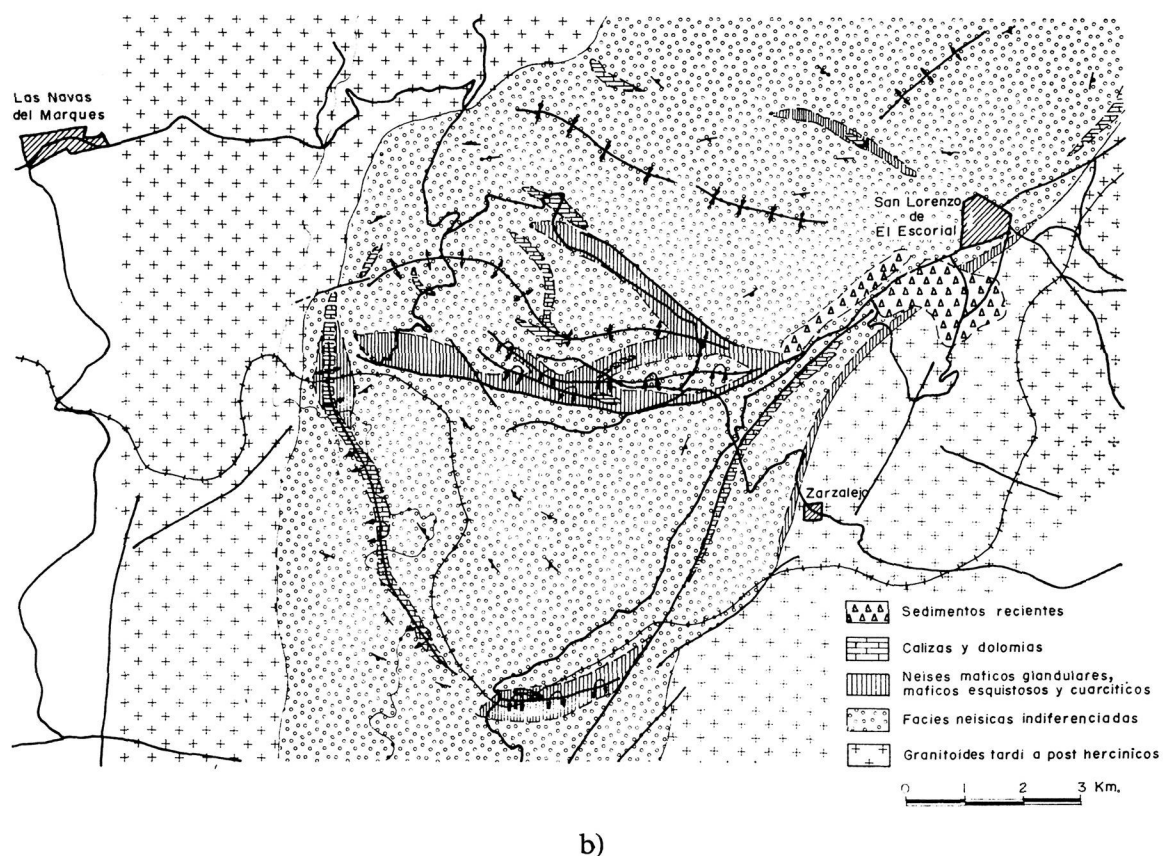
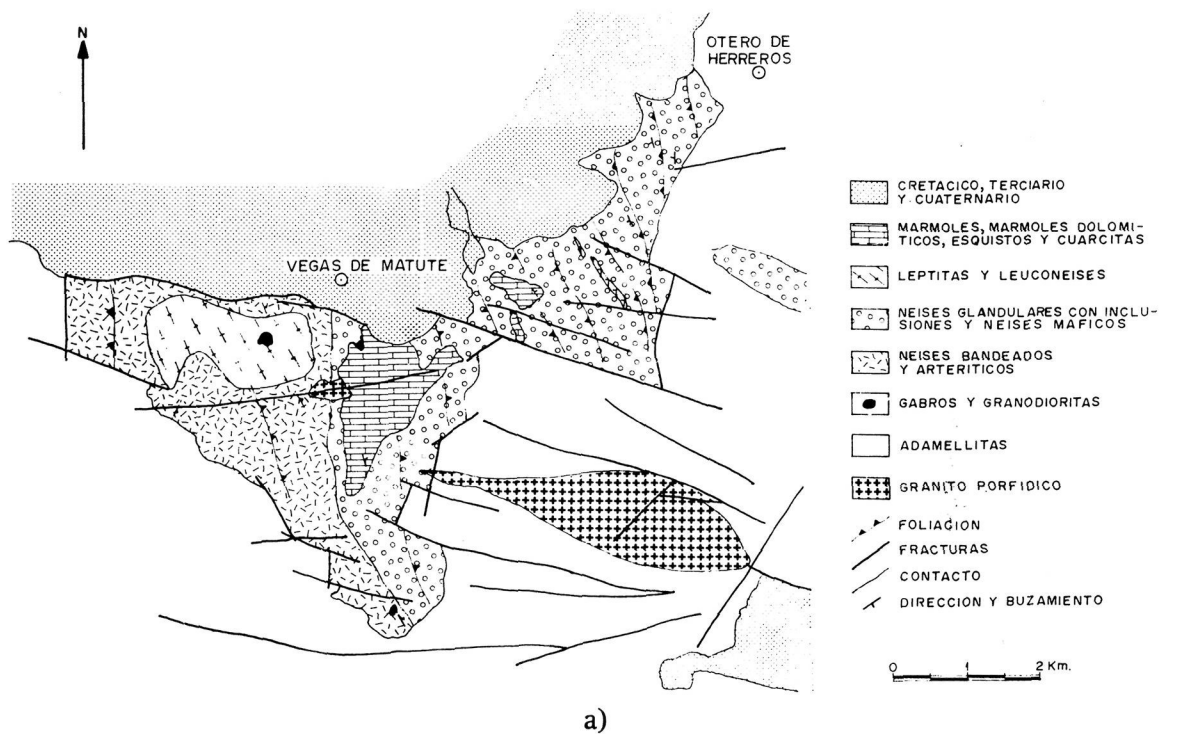


FIG. 2

Localización de afloramientos

- a) Afloramiento metamórfico de El Caloco (según NAVIDAD, 1976).
 b) Afloramiento metamórfico de El Escorial (esquema simplificado según PEINADO, 1973).

LITOLOGIA

Dentro de la gran variedad de facies neísicas que afloran en el Sistema Central Español, las que tratamos aquí presentan unas peculiaridades propias y bien definidas que las constituyen en una formación independiente (Figs. 2a y 2b).

Se encuentran en ambos macroenclaves una serie de tramos no constantes, de manera que pueden faltar o acuñarse alguno de ellos, que de techo a muro son los siguientes:

Metadolomías y metacalizas

Neises máficos, esquistosos y cuarcíticos.

Neises máficos microglandulares.

Neises máficos macroglandulares.

En los dos últimos grupos son frecuentes, intercalaciones más o menos potentes (desde escasos milímetros hasta unos 10 metros) de rocas de composición felsítica, es decir, leptitas, así como de niveles silíceos, probables "cherts".

DESCRIPCION DE LOS TIPOS LITOLÓGICOS ESTABLECIDOS

Neises máficos esquistosos y cuarcíticos

En aquellos lugares donde afloran las series del modo más completo, sin apreciarse ningún tipo de discontinuidad, es el material que contacta inmediatamente con los niveles carbonatados, pudiendo incluso englobar bancos constituidos por rocas de silicatos cálcicos, previamente margas, o niveles delgados de carbonatos, así sucede por ejemplo en la alineación del Puerto de Malagón (El Escorial) donde el tránsito se verifica mediante neises anfibólicos-piroxénicos, y en el embalse de los Angeles de San Rafael (El Caloco).

Desde el punto de vista petrográfico existen los tipos fundamentales únicamente diferenciados por la proporción de cuarzo, si bien ambos son ricos en alúmina.

La facies más frecuente, corresponde a un neis de textura esquistosa en la que a veces se observan tránsitos hacia pequeños nivelillos discontinuos constituidos por neises glandulares de grano fino (Fig. 3), otras veces parecen representar pequeños cambios laterales y verticales de unas facies a otras, siempre de manera brusca y discontinua, o bien aparecen con forma de enclaves aboudinados dentro de las facies glandulares (El Caloco). Estas



FIG. 3

Relaciones entre neises máficos esquistosos y neises máficos microglandulares

facies esquistosas se componen de cuarzo, plagioclasa maclada con ley de Ab (An 22-28), abundante biotita, sillimanita, a veces en sección rómbica, orientada según la esquistosidad dominante y en proporción muy abundante, granate esquelético de carácter residual, generalmente estirado y poiquiloblástico de cuarzo. Es en todos los casos precinemático observándose su transformación a cordierita, dicha transformación es tan intensa que puede llegar a desaparecer el granate. También aparece aunque muy escasamente feldespato potásico en forma de microclina. No se encuentra moscovita primaria siendo frecuente la sericita tardía.

Las facies cuarcíticas son menos abundantes y constituyen escasos niveles intercalados entre los anteriores. Petrográficamente presentan cualitativamente la misma mineralogía que aquellos. Son también ricas en granate, igualmente de carácter residual, y en proceso de inversión asimismo a cordierita.

Geoquímicamente (Tabla I, 1, 2, 3, 6, 7) son materiales caracterizados por contenidos elevados de Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 y K_2O sobre Na_2O , los porcentajes en SiO_2 son bajos excepto para las facies más cuarcíticas (4 y 5) donde las relaciones sílice-alúmina se invierten.

TABLA I

COMPOSICION QUIMICA DE NEISES FEMICOS ESQUISTOSOS Y CUARCITICOS

	1	2	3	4	5	6	7	Media
SiO ₂	56,20	58,90	57,10	69,35	60,50	52,60	55,00	58,52
Al ₂ O ₃	20,54	19,51	20,19	14,56	15,77	23,56	21,32	19,35
Fe ₂ O ₃	2,60	1,88	2,18	1,22	1,36	1,30	1,97	1,79
FeO	6,68	4,98	5,37	2,97	8,47	7,50	6,41	6,05
MnO	0,03	0,11	0,06	0,05	0,01	0,07	0,10	0,06
MgO	3,26	2,93	3,22	1,41	3,65	3,73	3,05	3,03
CaO	0,85	1,13	1,40	1,26	0,42	0,70	1,42	1,02
Na ₂ O	1,08	1,83	2,37	2,28	1,00	0,83	0,86	1,46
K ₂ O	3,41	3,61	4,00	2,55	3,20	4,24	3,85	3,55
TiO ₂	1,25	0,81	0,98	0,89	1,30	1,04	1,35	1,09
P ₂ O ₅	0,02	0,16	0,15	0,12	0,07	0,09	0,06	0,09
H ₂ O	3,88	4,09	3,00	2,87	4,02	3,87	4,54	3,75
	99,80	99,94	100,02	99,53	99,75	99,53	99,93	99,76
Ba	1216	1017	750	602	339	—	993	
Ce	—	74	65	65	62	—	—	
Ga	—	24	21	26	23	—	—	
Ni	59	37	61	22	46	—	61	
Rb	92	103	124	117	101	—	164	
Sr	143	58	196	191	90	—	93	
Zr	275	218	186	422	274	—	275	
Ca	—	5	2	2	3	—	—	
K/Rb	307	289	266	176	261	—	194	
NORMAS C.I.P.W.								
Q	26,6	25,2	17,6	40,5	30,7	19,7	24,2	26,4
Or	20,2	21,3	23,6	15,1	18,9	25,0	22,8	21,0
Ab	9,1	15,5	20,1	19,3	8,5	7,0	7,3	12,4
An	4,1	4,5	6,0	5,5	1,6	2,9	6,7	4,5
C	13,6	10,9	9,8	6,1	10,1	16,5	13,3	11,5
Hy	16,2	13,8	14,6	6,6	21,3	20,4	15,7	15,5
Ap	0,1	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2
Ilm	2,4	1,5	1,9	1,7	2,5	2,0	2,6	2,1
Mt	3,8	2,7	3,2	1,8	2,0	1,9	2,9	2,6

- 1.—Neis máfico (42.388, ILM). En LÓPEZ RUIZ et al., 1975.
- 2.—Neis máfico (55.802, ILM). Anal. M. VALLEJO.
- 3.—Neis máfico esquistoso. Anal. M. NAVIDAD.
- 4.—Neis cuarcítico (57.072, ILM). M. NAVIDAD.
- 5.—Neis cuarcítico (57.083, ILM). M. NAVIDAD.
- 6.—Neis máfico esquistoso (55.751, ILM). M. NAVIDAD.
- 7.—Neis máfico esquistoso (32.785, ILM). En APARICIO et al., 1976.

Con respecto a los elementos menores tanto el Ni como Sr y Zr arrojan valores muy similares a los que caracterizan las facies grauváquicas (WEDEPOHL, 1969; PETTIJOHN et al., 1972; TAYLOR, 1955; TARNEY, 1975) y son inferiores a los contenidos detectados en pelitas (PETTIJOHN et al., 1972; CHAMLEY, 1971; WEDEPOHL, 1969). Estos valores con excepción del K_2O y Ba modificados y enriquecidos por procesos de hidrotermalización posterior, concuerdan mejor con un origen grauváquico con elevado contenido en matriz pelítica o limosa.

Neises máficos microglandulares

Se incluyen dentro de este grupo aquellas facies glandulares en las que el tamaño de las glándulas es generalmente inferior a un centímetro, si bien se encuentran esporádicamente tamaños mayores (Fig. 4).

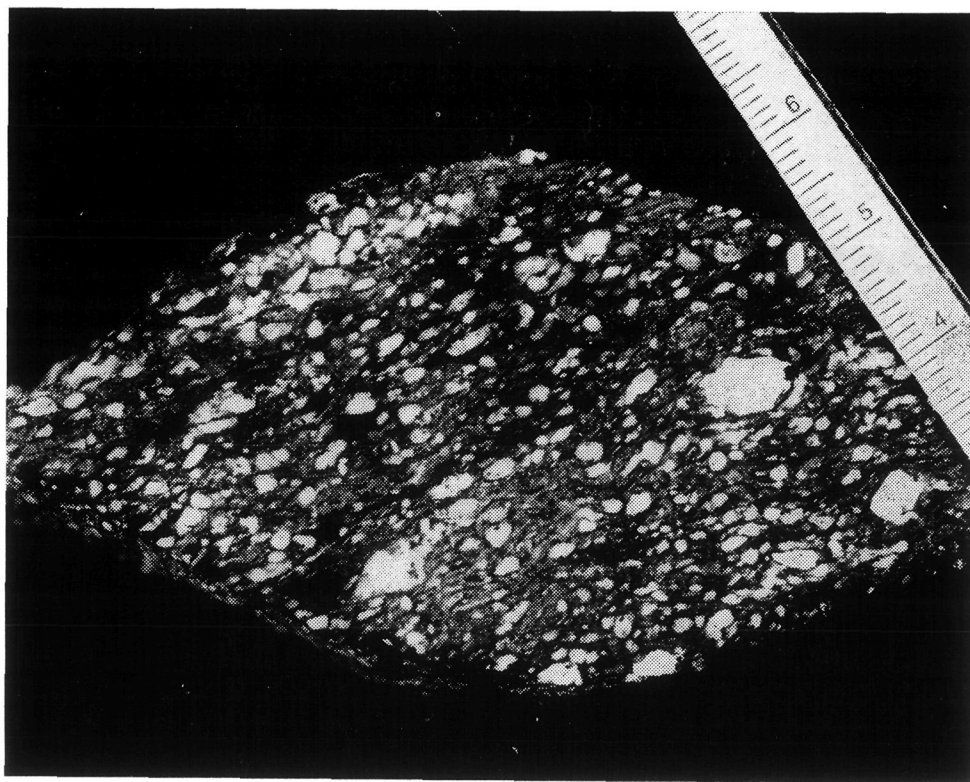


FIG. 4

Aspecto macroscópico del neis máfico microglandular

Dichas facies se encuentran situadas debajo de los neises máficos constituyendo pequeñas intercalaciones discontinuas con forma lentejonar.

Petrográficamente presentan una textura fuertemente deformada, varian-

do el grado de milonitización intensamente de unos lugares a otros encontrándose en determinadas zonas del afloramiento de El Escorial las facies más blastomiloníticas (PEINADO, 1973), como en la alineación E-W de La Cereda, sin embargo, el grado de milonitización es menos intenso en el resto, pudiéndose apreciar o reconocer los caracteres iniciales de estas facies. Están compuestas por cuarzo, estirado, elongado, aplastado, con fuerte extinción ondulante de tipo "Platten" en las facies más deformadas, plagioclasa polisintéticamente maclada según la ley Ab-K, Ab, Ala-b (An 26-28), el feldespato potásico se encuentra como fenocristal esporádico apareciendo en proporciones reducidas ($2V\alpha = 54-60$; $\gamma-\tau = 6-17$) y teniendo pertitas en "films". Es también muy frecuente en estas rocas el almandino en proceso de desestabilización a biotita, cordierita y cordierita + sillimanita (Fig. 5), proceso que aparece también fuera de esta formación, en El Escorial así como la presencia de distena relictas (Fig. 6) anterior al fuerte estiramiento del cuarzo que es concordante con la esquistosidad general de la roca o en agregados con granate (Fig. 7); la moscovita se encuentra asimismo desflecada, es de carácter tardío. Como accesorios figuran apatito de gran tamaño y circones fragmentados que a veces se incluyen en los anteriores. Hay que resaltar la presencia en esta formación de minerales tardíos a lo largo de

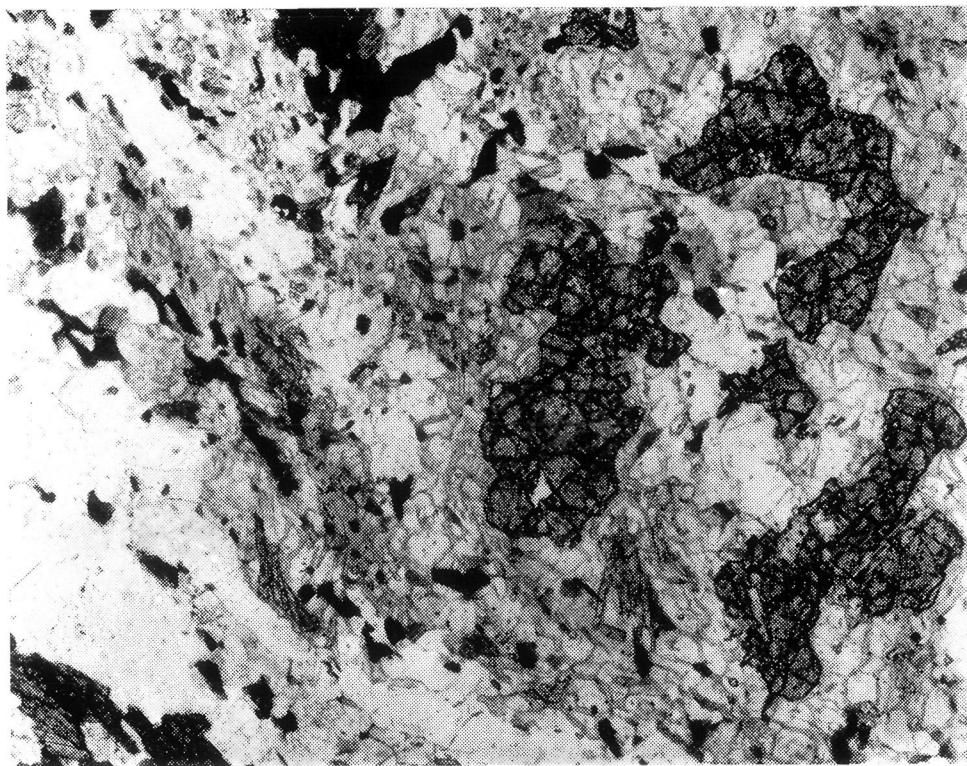


FIG. 5

Transformación de almandino en cordierita, obsérvese la neoformación de sillimanita. (I.L.M. 57.083). LN $\times$ 43,5

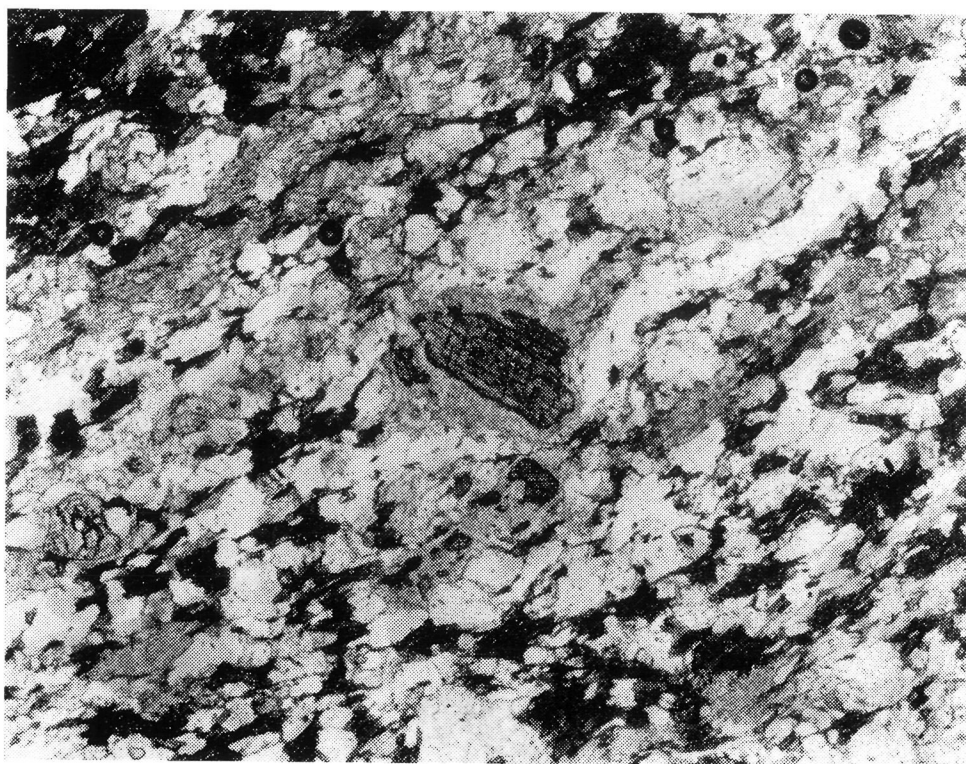


FIG. 6

Prisma de distena en neis microglandular. (I.L.M. 55.803). LN × 43,5

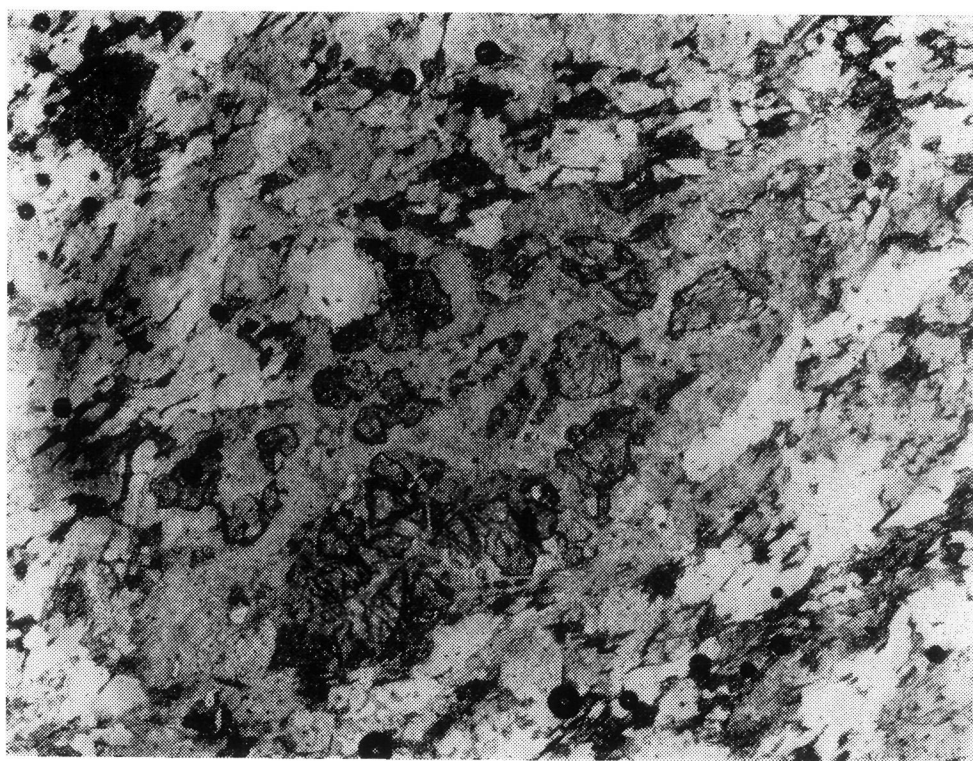


FIG. 7

*Agregado de almandino y distena en neis microglandular
(I.L.M. 55.803). LN × 43,5*

microfracturas como adularia, albita, epidota y esfena originados fundamentalmente por procesos hidrotermales póstumos en relación con una actividad de inyección, que tuvo lugar posteriormente al proceso de metamorfismo y de deformación fundamental hercínico.

Desde el punto de vista geoquímico (Tabla II, 8, 9, 10) estas facies microglandulares se diferencian de los neises máficos anteriormente tratados por sus mayores contenidos en SiO_2 e inferiores de Al_2O_3 , MgO , FeO . Se trata por tanto de un progresivo cambio hacia composiciones más ácidas muy semejantes a las que se presentan en los neises glandulares máficos, a los que anteriormente nos hemos referido, constituirían pues los términos de transición entre los neises máficos esquistosos y estos últimos. Su quimismo puede encajar tanto en los extremos ácidos de series calcoalcalinas como en sedimentos puramente grauváquicos, materiales estos que en general se nutren de materiales volcánicos. En cuanto a los contenidos en elementos traza guardan gran analogía con los neises máficos anteriormente tratados y con los que se encuentran íntimamente ligados, si bien es de resaltar los elevados contenidos en Rb y Cs en relación con la hidrotermalización posterior a la que venimos refiriéndonos.

Facies microglandulares de este tipo han sido mencionadas por GUITARD (1970) dentro de la "Serie de Canaveilles" (macizo de Canigou, Pirineos Centrales). Este autor las denomina "neises granulados" y señala su conexión de forma permanente con rocas marmóreas, facies leptíticas y metagrauváquicas atribuyéndoles un origen vulcano-sedimentario basándose en su parecido composicional con tobas de tipo albitofírico, el cual, es similar al de las facies grauváquicas según este mismo autor, si bien son más sódicas que las aquí tratadas.

Teniendo en cuenta que estas facies de grano fino representan el tránsito desde las facies más groseras e inferiores (neises máficos macroglandulares), que a continuación se tratan, a los neises máficos esquistosos interpretados por nosotros como metagrauvacas, considerando asimismo su aspecto lenticular, discontinuo, heterogéneo, así como sus imbricaciones de yacimiento con las facies metagrauváquicas y como la escasa presencia de feldespato potásico y su composición ácida muy similar a la de los neises heterogéneos macroglandulares, podemos pensar que se trata de facies híbridas intermedias entre los glandulares y los máficos y por tanto su origen podrá corresponder a un sedimento de tipo vulcano-grauváquico.

Neises máficos macroglandulares

Corresponden a los niveles inferiores de la sucesión litológica, si bien como ya se ha dicho pueden estar ausentes o presentar cambios bruscos ha-

TABLA II

COMPOSICION QUIMICA DE NEISES MAFICOS MICROGLANDULARES

	8	9	10	Media
SiO ₂	62,40	66,00	60,50	63,63
Al ₂ O ₃	16,72	15,14	18,45	16,77
Fe ₂ O ₃	1,00	1,14	1,75	1,30
FeO	5,35	2,20	3,64	3,73
MnO	0,06	0,05	0,01	0,04
MgO	2,63	1,51	2,12	2,09
CaO	1,69	0,98	2,10	1,59
Na ₂ O	2,53	2,24	3,17	2,65
K ₂ O	4,04	4,04	3,80	3,96
TiO ₂	0,90	0,47	0,74	0,70
P ₂ O ₅	0,23	0,11	0,23	0,19
H ₂ O	2,50	3,00	3,14	2,88
	100,05	99,68	99,65	99,53
Ba	893	585	1276	
Ce	64	62	62	
Ga	27	25	26	
Ni	41	14	25	
Rb	269	131	117	
Sr	54	136	167	
Zr	203	161	192	
Cs	127	5	3	
K/Rb	124	255	268	
NORMAS C.I.P.W.				
Q	21,9	35,2	18,7	24,1
Or	23,9	23,9	22,5	23,4
Ab	21,4	19,0	26,8	22,4
An	6,9	4,1	8,9	6,7
C	5,7	5,6	5,9	5,7
Hy	14,2	6,2	9,3	10,0
Ap	0,5	0,3	0,5	0,4
Ilm	1,7	0,9	1,4	1,3
Mt	1,5	1,7	2,5	1,9

8.—Neis glandular de grano fino (55.788, ILM). Anal. M. VALLEJO.

9.—Neis glandular de grano fino (57.065, ILM). Anal. M. VALLEJO.

10.—Neis glandular de grano fino (57.071, ILM). Anal. M. VALLEJO.

cia los términos superiores. Se encuentran en contacto con los neises glandulares homogéneos que presentan en el contacto un aspecto notablemente estirado.

Se caracterizan fundamentalmente por un aspecto caótico y heterogéneo (Fig. 8), tienen una matriz muy oscura de grano fino, rica en biotita donde destacan glándulas que oscilan entre un milímetro y ocho centímetros, a veces monominerales si bien en algunos tramos son muy frecuentes también glándulas poliminerales, todas ellas están muy heterogéneamente repartidas concentrándose en algunos niveles. Su forma es generalmente redondeada a ovoide, aunque también se encuentran fenocristales prismáticos que incluyen nidos biotíticos y presentan sombra de presión. En los dominios prácticamente carentes de glándulas son frecuentes glomérulos biotíticos que se orientan conforme a la foliación. También se encuentran enclaves subredondos de neises máficos y de ascendencia samítica.

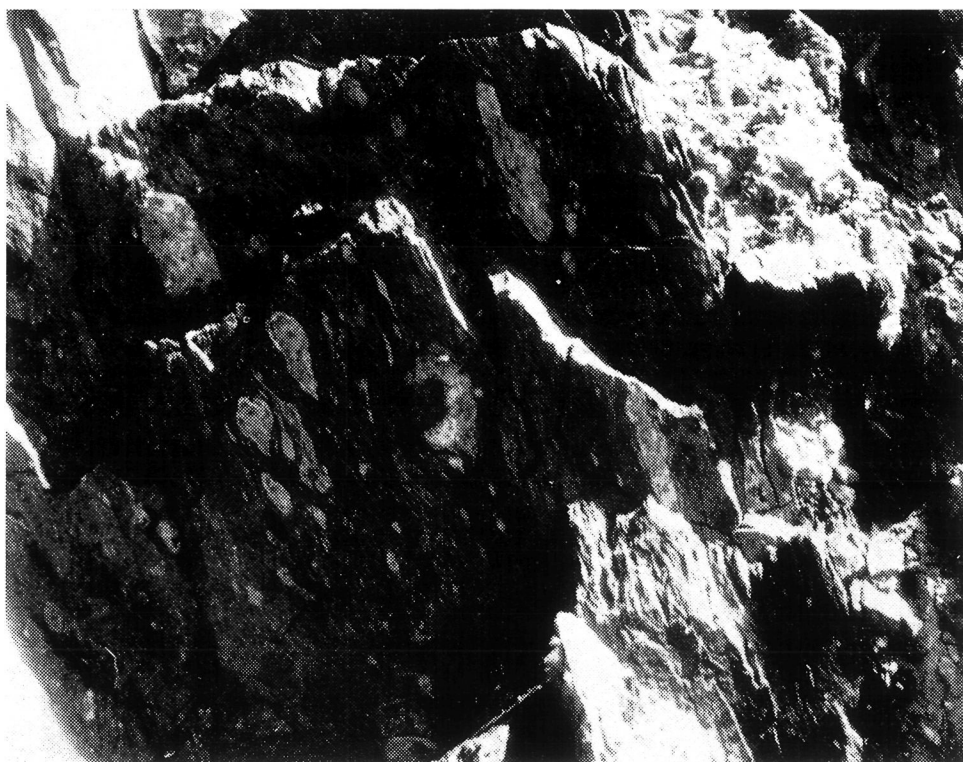


FIG. 8

Aspecto macroscópico del neis macroglandular

Petrográficamente presentan un cierto carácter acintado en la matriz, así como frecuente estiramiento y fragmentación de todos sus componentes. La matriz está constituida por cuarzo, biotita, sillimanita, análogamente orientadas y granate intensamente fragmentado, habiendo esporádicamente dis-

tena. Los fenocristales son de plagioclasa con maclas polisintéticas según leyes de Ab, K (An 27-30), en general poligonizada, de ortosa pertítica en "string" o "films" a veces microclinizada, incluyendo en su interior agregados posteriores de clorita y epidota, así como cuarzo granofídico, plagioclasa con borde albítico, tienen maclas polisintéticas según ley de Ab (An 24-26). Algunos clastos poliminerales tienen textura granuda y composición granítica (Fig. 9) diferenciada o aplítica.

Por lo que respecta a su composición química (Tabla III, 11, 12, 13, 14, 15, 16), se observan diferencias apreciables si las comparamos con los neises máficos a los que aparecen asociados.



FIG. 9

Clasto aplítico. (I.L.M. 34.813). LN $\times$ 16

Los contenidos de SiO_2 , CaO y álcalis son más elevados en estas facies, mientras que son inferiores a aquellos respecto a Al_2O_3 y MgO. Este quimismo es muy similar al de riolitas calcoalcalinas y dellenitas (NOCKOLDS, 1954). Algo elevados son sin embargo, los valores de corindón normativo en comparación con las rocas volcánicas recientes, los cuales no son fáciles de explicar para un supuesto origen volcánico, a menos que pensemos en una posible alteración sin a post-deposicional, estos procesos de enriquecimiento en alúmina han sido demostrados en facies meta-volcánicas por VOGEL (1975),

TABLA III

COMPOSICION QUIMICA DE NEISES MAFICOS MACROGLANDULARES

	11	12	13	14	15	16	Media
SiO ₂	63,00	62,45	61,80	64,80	64,90	65,60	63,76
Al ₂ O ₃	16,41	18,12	17,53	16,85	16,74	15,30	16,82
Fe ₂ O ₃	0,98	1,85	1,58	1,07	2,02	1,20	1,45
FeO	4,17	4,25	4,58	3,93	1,93	2,79	3,61
MnO	0,04	0,10	0,08	0,04	0,03	0,08	0,06
MgO	2,02	1,92	2,13	2,12	2,02	1,71	1,98
CaO	1,26	1,97	1,97	1,54	2,10	1,82	1,78
Na ₂ O	2,51	2,00	2,48	2,37	3,07	2,64	2,51
K ₂ O	4,24	2,70	3,52	3,76	3,90	4,82	3,82
TiO ₂	0,75	0,79	0,90	0,77	0,76	0,63	0,77
P ₂ O ₅	0,13	0,19	0,24	0,23	0,28	0,27	0,22
H ₂ O	4,05	3,59	2,76	2,04	2,13	2,67	2,87
	99,56	99,93	99,57	99,52	99,87	99,53	99,64
Ba	913	824	577	903	1557	1153	
Ce	63	67	62	79	69	76	
Ga	27	23	26	16	16	18	
Ni	24	24	46	28	31	22	
Rb	143	99	143	178	198	186	
Sr	157	51	36	154	197	193	
Zr	180	193	146	203	230	174	
Cs	1	1	6	—	—	—	
K/Rb	245	226	203	174	162	214	
NORMAS C.I.P.W.							
Q	24,2	31,6	24,6	28,5	25,1	24,6	26,5
Or	25,1	16,0	20,3	22,2	23,1	28,5	22,6
Ab	21,24	16,9	21,0	20,1	21,0	22,3	21,2
An	5,40	8,5	8,2	6,1	8,6	7,3	7,4
C	5,7	8,8	6,6	6,6	4,3	3,1	5,9
Hy	10,7	9,94	11,1	10,4	5,7	7,5	9,2
Ap	0,3	0,4	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5
Ilm	1,4	1,5	1,7	1,5	1,4	1,2	1,5
Mt	1,4	2,7	2,3	1,6	2,9	1,7	2,1

11.—Neis glandular de grano grueso (57.077, ILM). Anal. M. NAVIDAD.

12.—Neis glandular grueso (55.800, ILM). Anal. M. VALLEJO.

13.—Neis glandular grueso (55.781, ILM). Anal. M. VALLEJO.

14.—Neis glandular grueso (55.750, ILM). Anal. M. VALLEJO.

15.—Neis glandular grueso (54.236, ILM). Anal. M. VALLEJO.

16.—Neis glandular grueso (54.239, ILM). Anal. M. VALLEJO.

análogas anomalías se observan en la bibliografía de metavulcanitas ácidas, p. e., BARBERI et al. (1971).

Resaltaremos asimismo la gran similitud existente en cuanto a la composición, entre estas facies macroglandulares y las microglandulares, lo cual hace suponer un ascendiente común para ambos tipos de facies.

Los contenidos en elementos menores también reflejan la similitud que existe entre los neises de grano grueso y de grano fino. En general los valores obtenidos en estas facies no concuerdan con los señalados por WEDEPOHL (1969), TARNEY (1976), CHAMLEY (1971) en rocas grauváquicas o con fuerte ascendiente pelítico, sí corresponden sin embargo con las obtenidas por TAYLOR et al. (1968) así como por estos mismos autores para términos extremos de la suite calcoalcalina (dacitas, riodacitas calcoalcalinas) exceptuando los valores arrojados por el Sr 150-190 ppm y Ba = 600-1.500 ppm algo elevados para estos tipos de roca y cuya anomalía puede explicarse por un proceso de deformación e hidrotermalización posterior al que anteriormente nos hemos referido.

Neises graníticos y facies leptíticas asociadas

La presencia de neises graníticos queda únicamente restringida al afloramiento de El Escorial, si bien los neises leptíticos se encuentran presentes en ambos afloramientos.

Constituyen niveles estratificados y perfectamente concordantes con los neises máficos macroglandulares.

Petrográficamente los neises graníticos presentan una textura granoblástica de grano grueso, con pronunciada cataclasis. Están compuestos por cuarzo roto y deformado, con fuerte extinción ondulante constituyendo una textura en mortero recristalizada que se dispone rodeando y rellenando los intersticios vacíos entre cristales mayores de plagioclasa y de feldespato potásico. La plagioclasa a veces maclada polisintéticamente presenta una pronunciada zonación frecuentemente acompañada de un característico parcheado, su composición es más bien ácida (An 22) e incluye biotita, sillimanita y cuarzo mirmequítico en contacto con feldespato potásico. El feldespato potásico es microclina pertítica, en "films", incluye plagioclasa y biotita, hay moscovita secundaria y entre los accesorios figuran apatito y circón a veces idiomorfo.

Los neises leptíticos presentan estos mismos caracteres petrográficos con grano más fino, aunque es importante señalar la presencia de granate esquelético precinemático y andalucita. Ambos minerales son característicos de facies muy diferenciadas. Como ya se ha señalado estas facies se intercalan en delgados niveles centimétricos con las facies glandulares.

TABLA IV
COMPOSICION QUIMICA DE NEISES GRANITICOS Y LEPTITICOS

	17	18	19	20
SiO ₂	74,00	77,00	70,30	73,00
Al ₂ O ₃	12,92	11,69	15,32	13,58
Fe ₂ O ₃	0,79	0,13	0,61	0,30
FeO	1,07	0,36	1,56	1,97
MnO	0,03	—	0,02	0,03
MgO	0,30	0,20	0,80	0,51
CaO	0,57	0,70	1,68	0,84
Na ₂ O	2,00	2,64	3,45	2,70
K ₂ O	5,88	6,40	4,32	5,30
TiO ₂	0,14	0,08	0,24	0,20
P ₂ O ₅	0,16	0,06	0,12	0,13
H ₂ O	1,76	0,80	1,65	1,42
	99,62	100,06	100,07	99,98
Ba	191	—	254	480
Ce	89	—	70	75
Ga	30	—	37	41
Ni	8	—	8	10
Rb	234	—	197	170
Sr	27	—	30	31
Zr	122	—	128	133
Cs	3	—	2	3
K/Rb	208	—	182	259
NORMAS C.I.P.W.				
Q	38,1	35,7	28,3	33,4
Or	34,8	37,8	25,5	31,3
Ab	16,9	22,3	29,2	22,9
An	1,8	1,2	7,6	3,3
C	2,6	—	2,2	2,2
Hy	1,9	0,1	4,0	4,4
Ap	0,4	0,1	0,3	0,3
Ilm	0,3	0,2	0,5	0,4
Mt	1,2	0,2	0,9	0,4

17.—Neis leptítico (55.783, ILM). Anal. M. VALLEJO.
18.—Neis leptítico (54.246, ILM). Anal. M. VALLEJO.
19.—Neis granítico (55.785, ILM). Anal. M. VALLEJO.
20.—Neis granítico (55.784, ILM). Anal. M. VALLEJO.

Respecto al quimismo de ambos tipos de facies (Tabla IV, 17, 18, 19, 20) se observa una estrecha relación entre ambas y las diferencias que se pueden establecer son muy pequeñas. Con respecto a los elementos mayores se aprecia un ligero enriquecimiento en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 en los neises graníticos (Anal. 19, 20), mientras que las facies leptíticas, más problemáticas, presentan sin embargo un porcentaje en K_2O algo más elevado (Anal. 17, 18). En general y comparando ambos tipos de facies con los valores promedios propios de rocas graníticas (WEDEPOHL, 1969; TAYLOR et al., 1968), se observa un fuerte parecido entre los neises graníticos y los promedios típicos de granitos de tendencia alcalina y asimismo entre las leptitas y tipos leucograníticos.

Los elementos menores arrojan valores que corresponden también a unos mismos intervalos para ambos tipos de facies, si bien los neises graníticos presentan porcentajes algo más elevados de bario y níquel con respecto a las facies leptíticas, que por el contrario están más enriquecidas en Rb. Asimismo las relaciones Ba/Rb y K/Rb son muy similares en ambos tipos de facies, oscilando la primera entre 0,8-1,8 (tipo leucogranítico) y la última entre 200-250 (tipo riolítico e ignimbrítico). Los trabajos detallados de WEDEPOHL (1969), DAVOINE (1968), TAYLOR et al. (1968), CHAO et al. (1960), ponen de manifiesto valores similares para rocas de tipo granítico o riolítico.

La semejanza encontrada entre los valores que arrojan tanto los elementos mayores como menores en los neises graníticos y rocas también de tipo granítico, nos lleva a suponer un ascendiente de este tipo para estos neises. Teniendo en cuenta la problemática existente, respecto a las facies leptíticas y considerando asimismo que dichas facies se encuentran asociadas a los neises graníticos en el afloramiento de El Escorial y que su composición en mayores responde más a tipos leucograníticos, nos inclinamos por un origen de este tipo para estas facies leptíticas que podrían significar los términos más diferenciados dentro de un episodio magmático premetamórfico.

No excluiríamos totalmente la posibilidad de un origen riolítico, preferentemente considerado para el afloramiento de El Caloco, en el cual estas facies leptíticas, se asocian directamente con las facies que hemos considerado vulcanoclásticas.

RESUMEN Y SIGNIFICADO GENETICO DE LAS FACIES ESTUDIADAS

Dentro de la formación neísica que aflora tanto en "El Escorial" como en "El Caloco", se pueden establecer dos dominios litológicos diferentes tanto por sus caracteres petrológicos como composicionales. Dichos dominios corresponden por una parte, a los neises glandulares y por otra, a las facies

constituídas por neises graníticos y leptíticos. Expondremos a continuación dichos caracteres resumidamente, estableciendo su posible significado genético y su período de formación.

Los neises glandulares que aparecen casi siempre en relación con niveles carbonatados dentro del Sistema Central, poseen fundamentalmente un carácter heterogéneo caótico e irregular, llevan asociadas intercalaciones perfectamente concordantes de neises máficos en los que frecuentemente se observan tránsitos laterales a las facies neísicas con disminución del tamaño de glándulas, o bien aparecen imbricaciones de unos tipos en otros, e incluso pueden presentarse a modo de enclaves aboudinados de naturaleza más silícea. Los fenocristales feldespáticos se disponen irregularmente y su proporción es muy variable.

Petrográficamente es importante señalar la escasa presencia de feldespato potásico en los niveles glandulares de grano fino, así como en general su distribución heterogénea; la presencia de glándulas de naturaleza aplítica podría representar, bien aportes en el conjunto de un posible sustrato, bien materiales subvolcánicos o volcánicos recrystalizados acompañantes del proceso general. Los porcentajes que se desprenden de la composición química de estas facies: $\text{SiO}_2 = 60-68 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16-18 \%$, $\text{MgO} = 2 \%$ y álcalis $= 6-8 \%$ son muy similares como ya se ha expresado, a los que caracterizan los extremos más ácidos de series calcoalcalinas, mientras que los valores alcanzados por los neises máficos a los de series pelítico-grauváquicas. Los valores que arrojan los elementos traza también encajan dentro de los tipos aquí establecidos para ambos tipos de facies, como ya se expuso en apartados anteriores.

Si observamos la representación gráfica tanto de los neises máficos macroglandulares, como de los neises máficos esquistosos en los diagramas de GUITARD (1970) y de DUDEK & SUK (1964) (Fig. 10) y teniendo en cuenta el valor relativo que este tipo de representación gráfica tiene, vemos que estas facies se sitúan tanto en los dominios establecidos para las rocas ortoderivadas como paraderivadas y dentro de este último con tendencia al campo de las grauvacas.

Los caracteres anteriormente señalados hacen suponer que se trata de una serie vulcanoclástica originada a partir de vulcanitas intermedias con aporte pelítico.

El carácter más o menos localizado de estos materiales, el cambio brusco hacia una sedimentación grauvaro-pelítica —materiales que a veces incluyen como lentejones—, y su estrecha relación con calizas y dolomías indicaría un vulcanismo probablemente asociado a bordes continentales.

Las bandas de neises graníticos y leptitas asociadas tienen, en el aflora-

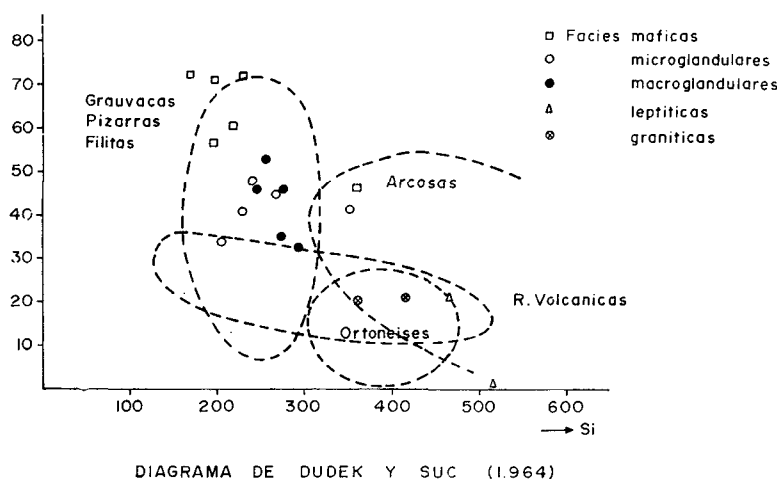
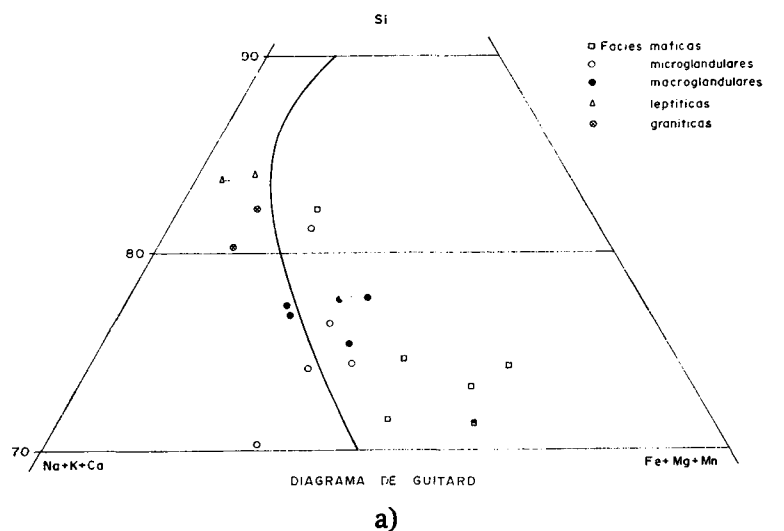


FIG. 10

- a) *Proyección de los datos analíticos según GUITARD (1970)*
 b) *Proyección de los datos analíticos según DUDEK y SUC (1964)*

miento de El Escorial, forma de sills estratiformes, perfectamente concordante con la serie neísica glandular. Petrográficamente muestran un grado variable de cataclasis, sobreimpuesta en las facies graníticas y texturas originales de tipo ígneo, pueden incluir las facies leptíticas, granate fracturado y andalucita; composicionalmente corresponden a materiales ácidos de tipo intrusivo (Ver Fig. 10). Estos caracteres inducen a suponer un origen intrusivo para las facies granudas, que estaría en relación con los cuerpos granitoides pre a sincinemáticos de afinidad peralcalina (PEINADO, 1973) presentes en la Hoja.

No podemos excluir un origen volcánico para los neises leptíticos que

aparecen tanto en El Caloco como en El Escorial, asociados a los neises glandulares de ascendencia vulcanoclástica, viéndose en el diagrama de DUDEK & SUK (1964) su situación extrema fuera de todos los campos.

Metamórficamente, se encuentran, como ya se ha dicho, ambos afloramientos en la zona de alto grado de WINKLER (1975) como se expuso en PEINADO (1973), FUSTER et al. (1974), LÓPEZ RUIZ et al. (1975), para un gradiente intermedio de unos $50^{\circ} \text{ Km}^{-1}$ (PEINADO, op. cit.) utilizando los datos experimentales para silicatos alumínicos de HOLDAWAY (1971).

Es de resaltar que, si bien la distena es mineral relativamente abundante en estas facies no es exclusiva de ellas, apareciendo en El Escorial en formaciones de diversa índole, hasta el momento solo en alto grado y con carácter relicto. De manera análoga sucede con la transformación citada de cordierita a granate observada además en la parte alta de la zona de feldespato potásico-sillimanita en el sector de El Escorial. La asociación de granate y distena ambos residuales (Fig. 7), en una masa de alteración de probable cordierita sugiere que, como respuesta a un descenso de la presión haya funcionado la reacción propuesta por CURRIE (1974), interviniendo distena en lugar de sillimanita como mineral reaccional, quedando en este supuesto:



La neoformación simultánea de sillimanita (Fig. 5) podría estar dada por inversión de posible distena excedente. Teniendo en cuenta la relación $\text{FeO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ de las rocas (0.68-0.64), y la composición almandínica del granate (Ver LÓPEZ RUIZ et al., 1975, p. 67. An 9) las presiones existentes se sitúan en torno a los 5 Kb (WINKLER, 1975).

Estos datos más la presencia relativamente generalizada de distena relicta en otros sectores del Macizo Hespérico y Pirineos (FONTEILLES et al., 1971; DEN TEX et al., 1971; MARTÍNEZ GARCÍA et al., 1970) sugieren la presencia de dos etapas metamórficas sucesivas, hecho confirmado por LÓPEZ RUIZ et al. (1975), estando la edad de la primera indeterminada entre hercínica temprana como suponen PEINADO (1973), FUSTER et al. (1974), LÓPEZ RUIZ et al. (1975), o anterior a este proceso como suponen los autores previamente citados.

En cuanto a la correlación de estas facies con otras formaciones del Macizo Hespérico, es de notar su semejanza con algunas de las facies que constituyen la alineación metamórfica de Badajoz-Azuaga, BARD (1967), DELGADO (1971), VEGAS (1971), CAPDEVILA et al. (1972), MUÑOZ et al. (1974), CHACÓN (1974). De su comparación con la formación porfiroide "Ollo de Sapo", el único factor común entre ambas es el composicional, basándose en

los datos de PARGA et al. (1964), CAPDEVILA (1969) NAVIDAD (1975). Las dos formaciones citadas son entre sí equivalentes para algunos autores de los citados, mientras que para otros, serían de edad diferente, en ambos casos infracámbrica.

Por lo que respecta a los neises aquí tratados, hay que tener en cuenta su asociación, bastante general, con potentes niveles carbonatados, cuya edad es difícil de establecer dada la falta de elementos, tanto faunísticos como litológicos característicos. Sin embargo, existe la posibilidad de que estos niveles sean equivalentes a los del Cámbrico Inferior, o bien que estos niveles carbonatados con los que las facies máficas se asocian, constituyan una entidad propia e independiente del resto de las formaciones carbonatadas al Cámbrico Inferior, en cuyo caso, habría que considerarlas como incluidas dentro de la serie neísica estudiada.

AGRADECIMIENTOS.—Los autores agradecen al Prof. J. M.^a FUSTER, la crítica y corrección del manuscrito, así como a F. BELLIDO y al Dr. J. L. BRANDLE la ayuda prestada en los cálculos químicos. Queremos también agradecer a G. SEGOVIA, J. L. CASASECA, V. CALLEJA, M. E. CERRAJERO, y J. SÁNCHEZ su colaboración en la confección de este manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. y BELLIDO, F. (1976): *Geochemical features of the metamorphism in the Sistema Central (Spain)*. Chem. Geol., 17, 281-293.
- BARBERI, F.; INNOCENTI, F. y RICCI, C. A. (1971): *La Toscana meridionale. II. Magmatismo*. Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 27, 169-210.
- BARD, J. P. (1967): *Granites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle briovérien dans le sud de l'Espagne*. C. R. Acad. Sc. Paris, 265, 1875-1878.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord-Orientales (NW de l'Espagne)*. Thèses Fac. Sci. Montpellier.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, P. H. y PAREDES, J. (1971): *La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena Centrale (Sud de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 273, 1359-1362.
- CARANDELL, J. (1914): *Las calizas cristalinas del Guadarrama*. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol., 8, 1-69.
- CHACÓN, J. (1974): *Metamorfismo dinámico en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba: los neises milonitas de Higuera de Llerena (prov. de Badajoz)*. Bol. Geol. Miner., 86, pp. 6, 48, 60.
- CHAMLEY, H. (1971): *Recherches sur la sédimentation argileuse méditerranéenne*. Sciences Géologiques, Mem. 35.
- CHAO, C. C.T. y FLEISCHER, M. (1960): *Abundance of zirconium in igneous rocks*. Rep. Int. Geol. Cong. XXI, 1, 106-131.

- CURRIE, K. L. (1974): *A note on the calibration of the Garnet-Cordierite, Geothermometer and Geobarometer*. Contr. Min. and Petr., 44, 35-44.
- DAVOINE, P. (1968): *Correlations chimiques entre leptynites, rhyolites, dacites, arkoses*. Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 28.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la hoja n.º 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Miner., 82 (3/4), 61-70.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1971): *Synopsis of the Geology of western Galicia*. In "Hist. Struc du Golf de Gasc." Publ. Inst. Fr. du Petr., 1 y 3; 1-14.
- DUDEK, A. y SUK, M. (1964): *Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums*. Ber. a. Geol. Fes. D.D.R., 10-2, 147-161.
- FONTAILLES, M. y GUITARD, G. (1971): *Disthène relique et disthène hystérogène dans les Terrains Métamorphiques des Pyrénées Orientales, franco-espagnoles*. C. R. Acad. Sc. Paris, 272, 361-363.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974): *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. Bol. Geol. y Min., 85 (5), 595-600.
- GUITARD, G. (1970): *Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou. (Pyrénées Orientales)*. Mem. B.R.G.M., 63, 1-311.
- HENÁN REGUERA, F. (1970): *Estudio de las relaciones granito gneis y de la intensidad del metamorfismo en el Sector del Cerro del Caloco (Prov. Segovia)*. Tesis Licenciatura, Univ. Complutense.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalusite and the aluminium silicate phasèdiagram*. Am. J. Sci., 271, 57-131.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975): *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama - Sistema Central Español*. Mem. I.G.M.E., 86, 1-127.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y CORRETGÉ, L. G. (1970): *Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villa Vieja (Zamora-Orense)*. Stvd. Geol., 1, 47-58. Salamanca.
- MUÑOZ, M. y VEGAS, R. (1974): *Paraneises y ortoneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. Miner., 85 (4), 450-463.
- NAVIDAD, M. (1975): *Caracterización petrológica de los neises glandulares del macizo de Hiendelancina (Guadalajara) (Guadarrama Oriental)*. Est. Geol., 31, 343-350.
- NOCKOLDS, S. R. (1954): *Average chemical compositions of some igneous rocks*. Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1007-1032.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P. y CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction a la geologie de "l'Olló de Sapo". Formation porphyroïde antesilurienne du nord ouest de l'Espagne*. Not. Com. I.G.M.E., 76, 119-154.
- PEINADO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis Doct. Univ. Complutense, 199 pp.
- PETTIJOHN, J.; POTTER, P. G. y SIEVER (1972): *Sand and Sandstone*. Springer Verlag Belin, 618 pp.
- S. MIGUEL, M.; GARCÍA FIGUEROLA, L. C. y DE PEDRO (1960): *Explicación de la Hoja n.º 532. Las Navas del Marqués (Avila, Segovia, Madrid)*. I.G.M.E..
- TARNEY, J. (1975): *Geochemistry of Archaean High-grade gneisses with implications as to the Origin and Evolution of The Precambrian Crust*. In "The Early History of The Earth". Windley, Wiley.

- TAYLOR, S. R. (1965): *The application of trace element data of problems in petrology*. Physics and chemistry of the earth, 6, 133-214.
- TAYLOR, S. R.; EWART, A. y CAPP, A. C. (1968): *Leucogranites and rhyolites: Trace element evidence for fractional crystallization and partial melting*. Lhitos, 1 (2), 179-187.
- VEGAS, R. (1971): *Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)*. Bol. Geol. Min., 82 (3/4), 351-358.
- VOGEL, D. E. (1969): *Precambrian weathering in Acid Metavolcanic rocks from the superior Province, Vellebon Township, South-Central Québec*. Can. J. Earth Sci., 12 (12), 2080-2085.
- WEDEPHOL (1969): *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag New York.
- WINKLER, H. G. F. (1975): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 4th edition. Springer-Verlag. New York.

SOBRE EL "OLLO DE SAPO" DE VILLADEPERA (ZAMORA) Y SU RELACION CON EL DE MIRANDA DO DOURO

J. L. QUIROGA*

RESUMEN.—Se señala la presencia de una facies de tipo porfiroide, comparable al denominado "ollo de sapo", de grano fino, situado al W de la ciudad de Zamora. Se fija su posición estratigráfica y se describen sus características petrológicas.

SUMMARY.—The existence of a petrographic facies similar to the fine-grained "ollo de sapo" is shown west of the town of Zamora, and its stratigraphic position and petrography are briefly described.

INTRODUCCION

La formación "ollo de sapo", fue descrita por vez primera con esta denominación por H. SAMPELAYO (1922), aunque otros autores habían señalado su presencia con anterioridad. Posteriormente diversos investigadores se han ocupado de la misma, destacando los trabajos de PARGA PONDAL, MATTE & CAPDEVILA (1964) y RIEMER (1966) en Galicia, MARTÍNEZ GARCÍA (1969-73) en la Sanabria, LOTZE y SCHRODER (1930) en el Guadarrama, RIBEIRO et al. (1966) en Portugal.

Tradicionalmente se viene subdividiendo en dos subfacies, la primera con megacristales feldespáticos y que constituye la facies típica, y una segunda denominada "de grano fino" en la que los fenoblastos no superan los 5 mm. de diámetro, y que constituye el techo de la formación.

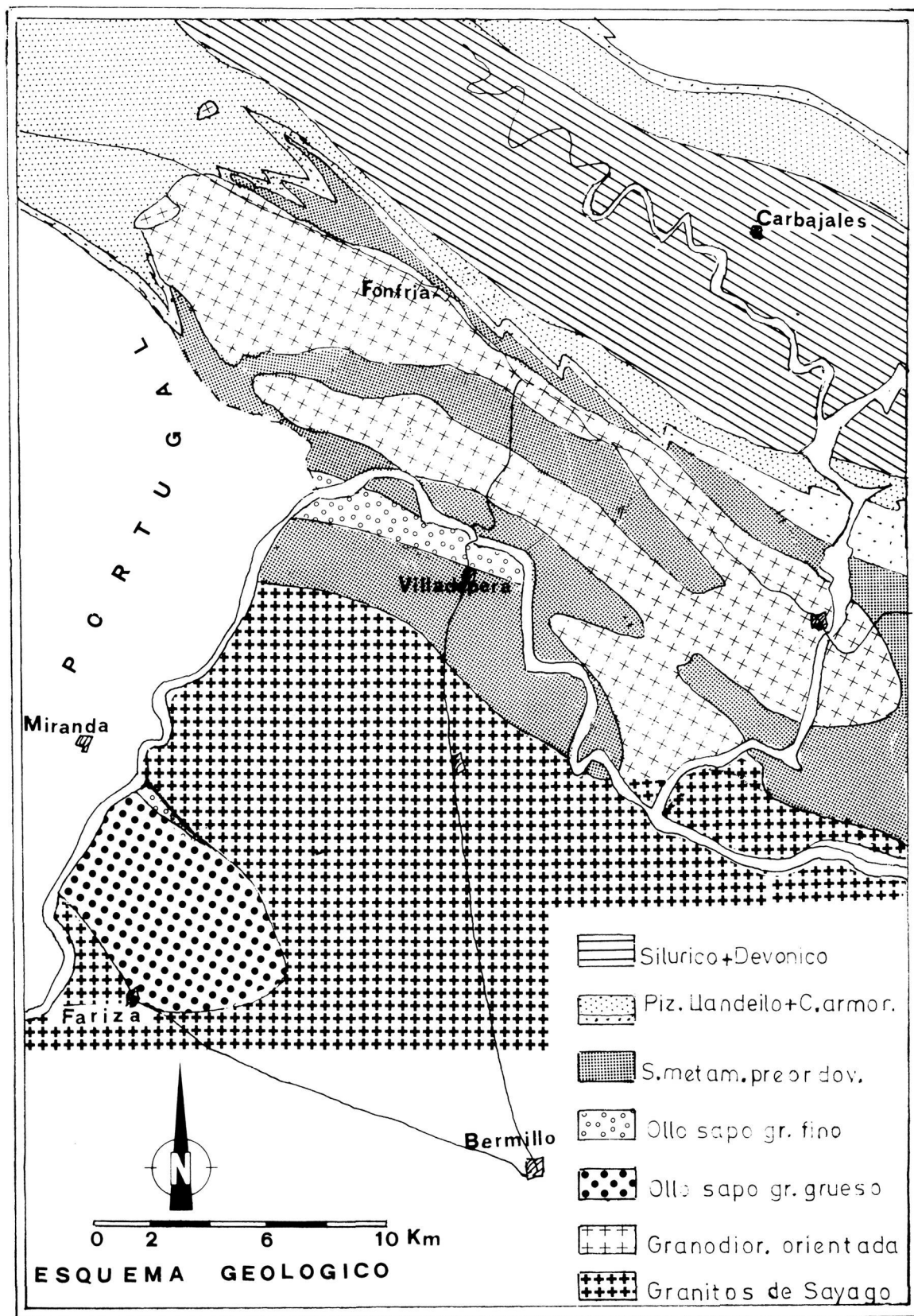
Sobre su génesis existen algunas hipótesis, predominando en la actualidad aquella que le atribuye un origen volcánico con aporte detrítico.

SITUACION

El área objeto de estudio se encuentra al W de la ciudad de Zamora, junto a la frontera portuguesa y entre los términos de Fonfría y de Fariza. Se trata de una serie metamórfica encajada entre la granodiorita de Muelas-Fonfría, al N y el denominado granito de Sayago al S, granito adamellítico

* Departamento de Geodinámica interna. Universidad de Salamanca.

tardío, con fenocristales de feldespato. La serie es cortada transversalmente por el río Duero profundamente encajado.



ESTRATIGRAFIA

Al S de Moveros aparecen las cuarcitas del Arenig, datadas por la presencia de Cruzianas (*C. rugosa* y *C. furcifera*) y Vexillum. Un corte de N a S siguiendo la frontera portuguesa, nos da:

- Cuarcitas claras de grano fino, tableadas (Arenig)
- alternancia de micaesquistos, cuarcitas y areniscas
- cuarcitas feldespáticas
- esquistos y neises glandulares de grano fino
- micaesquistos y cuarcitas feldespáticas
- granito adamellítico de Sayago
- esquistos y neises glandulares de grano fino
- neises glandulares con megacristales
- granitos de Fariza.

Apoyándonos en este corte hemos establecido la siguiente columna:

- techo: 60-80 m. de cuarcitas claras, grano fino (Arenig)
- 400-500 m. de micaesquistos, cuarcitas y areniscas
- 50-70 m. de cuarcitas feldespáticas
- 150-200 m. neises glandulares de grano fino
- muro: neises glandulares con megacristales

PETROGRAFIA

Las cuarcitas superiores, son claras, de grano fino, con más de un 90 % de cuarzo y presencia de sericita, turmalina, circón, como accesorios.

Los micaesquistos son de tonos verdosos a oscuros, satinados y compuestos por sericita, biotita, cuarzo, apareciendo como accesorios circón, turmalina.

Las cuarcitas feldespáticas, presentan grano fino, siendo la asociación típica cuarzo-moscovita-biotita-feldespato. Los feldespatos son poco abundantes. Presentan marcada esquistosidad de flujo.

Los neises glandulares de grano fino, son de tonos grises, verdosos u oscuros; presentan fina matriz entre la que aparecen dispersos granos detríticos de cuarzo y feldespatos, cuyo diámetro llega a los 4 mm. La matriz está constituida por sericita, biotita, moscovita y cuarzo. Los granos detríticos por feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo azul, a veces corroído. La asociación típica es:

cuarzo-feld. k.-plagioclasa-moscovita-biotita

Como accesorios se presentan apatito, turmalina, circón, siendo relativamente importante el apatito. El feldespato K. suele ser ortoclasa microclina; la plagioclasa, albita. Están afectados por esquistosidad de flujo.

Los neises glandulares de grano grueso, presentan esquistosidad marcada, matriz de grano fino a medio, formada por cuarzo, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo y feldespato, fundamentalmente albita.

COMPARACION CON SERIES VECINAS

En el mapa 1:500.000 del NW de la Península Ibérica (1967), se señala la presencia de la facies "ollo de sapo" en las proximidades de Miranda do Douro. RIBEIRO et al. (1964), (1969), comentan la existencia de dicha facies en Miranda do Douro, en donde aparece en la subfacies de megacrístales, tal, como se observa en los alrededores de Fariza.

En Fermoselle (NW de Salamanca), J. F. MARTÍNEZ (1975), señala la existencia de una facies de neises glandulares y bandeados, aflorando en núcleos de antiformas de 3.^a fase y que compara con los citados de Miranda do Douro. Están afectados por un metamorfismo más alto, ya que como minerales tipomorfos señala la presencia de granates y fibrolita, en los mismos.

TECTONICA

La serie estudiada constituye una antiforma de tercera fase de eje NNW-SSE, hundiéndose unos 10° al N.

Teniendo en cuenta los trabajos de diferentes autores en las zonas limítrofes y nuestros datos de la región, consideramos que se pueden establecer tres fases principales de deformación en el área estudiada. La fase 1 daría pliegues isoclinales con desarrollo de esquistosidad de flujo. La fase 2 pliega a la S_1 presentando localmente esquistosidad de crenulación, siendo el plano axial de los pliegues subhorizontales. La fase 3, a la que se asocia una crenulación, da grandes pliegues con plano axial de dirección NNW-SSE y es la responsable de la antiforma que hace aflorar la serie descrita.

La granodiorita de Muelas-Fonfría, se habrá instruido en una fase distensiva entre la fase 1 y la 3 y es deformada por la fase 3. El granito adamellítico de Sayago, seguramente se instala en los núcleos de las antiformas y sinformas originados por la fase 3, tal como señala J. L. MARTÍNEZ (1975) en su estudio del NW de la provincia de Salamanca.

En relación con los afloramientos de Miranda y Fermoselle añadiremos que la interferencia de la fase 1, causante de las estructuras principales (sin-



FIG. 1

Pliegues de fase 2 (Villadepera)



FIG. 2

"Olla de sapo" de grano fino

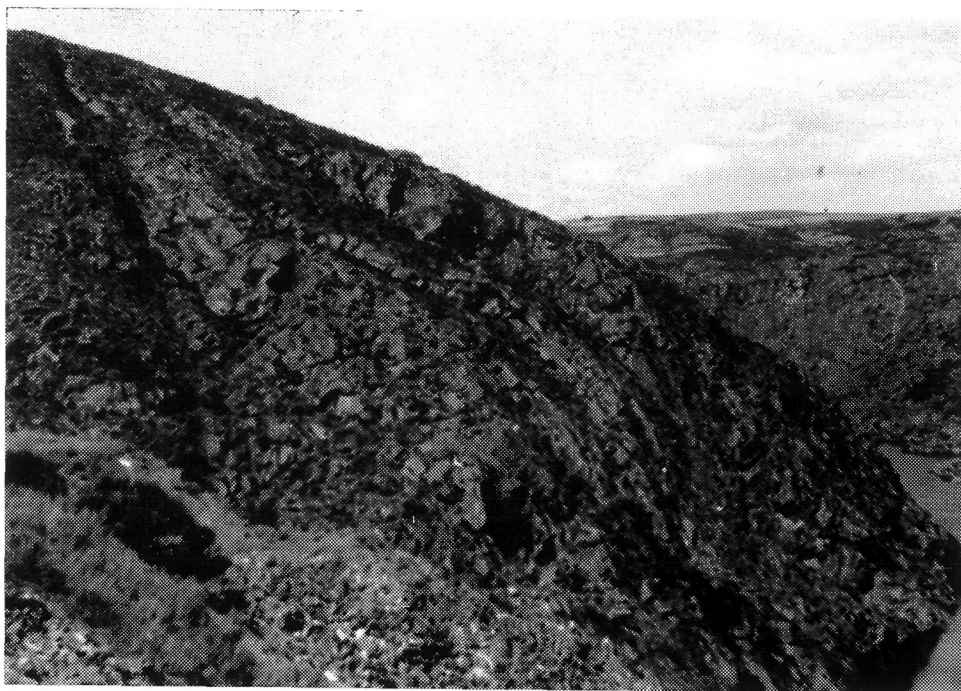


FIG. 3

Pliegues de fase 3. Río Duero (Villadepera)

forma de San Vitero-Carbajales, antiforma de Miranda-Bermillo), con las fases posteriores, fundamentalmente con la 3, da lugar a complicaciones cartográficas, cuyos efectos son visibles en el mapa 1:500.000.

EDAD DE LA FORMACION

Hacia el Este, la serie pelítica situada por encima del “ollo de sapo” va aumentando de importancia y por sus características sería comparable al denominado complejo Xisto-grauváquico. En el techo de esta formación, en el Kilómetro 2 de la carretera de Zamora-Almaraz, aparece un conglomerado de matriz pelítica, con cantos de cuarcita redondeados, de tamaño de hasta 40 cm. Este conglomerado podría ser equivalente al citado en la región de Moncorvo (Portugal), en el techo de la serie Xisto-grauváquica y representaría la presencia de la fase sárdica.

Por encima de estos materiales, se sitúa una serie fundamentalmente detrítica, a base de una alternancia de esquistos y cuarcitas, aumentando la importancia cuarcítica hacia el techo hasta llegar a las cuarcitas masivas del Arenig en facies de cuarcita armoricana.

De todo lo anterior parece deducirse que el “ollo de sapo” junto con el

complejo Xisto-grauváquico, representarían el Precámbrico - Cámbrico inferior. Sobre estos materiales y discordante se depositaría el Ordovícico inferior. No aparece ningún nivel calizo en los materiales cámbricos que nos permitan alguna datación.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. & FERRAGNE, A. (1967): *Sur la présence d'orthogneiss en Galice Moyenne (Nordouest de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 265, 848-851.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1922): *Hierros de Galicia*. Mem. I.G.M.E., 1. Madrid.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, 44, 1-128.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1967): *Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?* C. R. Acad. Sc. Paris, 264, 2268-2271.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, J. F. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Salamanca y Zamora)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de la Sanabria*. Stvd. Geol., 5, 7-106. Salamanca.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. & CORRETGÉ, L. G. (1970): *Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora y Orense)*. Stvd. Geol., 1, 47-58. Salamanca.
- PARGA PONDAL, L.; MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964): *Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo, formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne*. Not. Com. I.G.M.E., 76, 119-153.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora*. Mem. Com. Mapa Geol. España, 448 pp.
- QUIROGA, J. L. (1976): *Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora*. Stvd. Geol., 10, 97-102. Salamanca.
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. (1966): *Stratigraphie et structure de Tras-os-Montes oriental (Portugal)*. Leidse. Geol. Esp., 1, 488 pp.
- TEIXEIRA, C. (1955): *Notas sobre a Geologia de Portugal: o Complexo xisto-grauváquico anteordoviciano*. Lisboa, 50 pp.

GEOLOGIA DE LOS ALREDEDORES DE CASAR DE CACERES (CACERES)

V. SOS BAYNAT

RESUMEN.—Este trabajo es una recopilación de datos obtenidos personalmente, hace años, con el propósito de realizar un estudio de la Geología de la provincia de Cáceres. Interrumpidas las correrías por el país, y seguros de no poderlas proseguir, he creído conveniente dar a conocer las notas más sobresalientes que poseo, escogidas entre otras muchas, y presentadas ahora bajo una cierta unidad.

Lo que anotamos abarca un territorio que ocupa, casi por completo, la Hoja núm. 678, del Mapa Topográfico Nacional, a escala 1:50.000.

Se señalan, principalmente, algunas particularidades del batolito granítico; las corneanas; el Ordovícico y su tectónica; un Terciario?; un Cuaternario, principalmente de terrazas fluviales; y, finalmente, una ojeada general a la Morfología de la Penillanura.

SUMMARY.—This paper is the result of data gathered by the Author several years ago, while studying on the field the Geology of the Province of Cáceres.

Once the field work was stopped, and considering that it was going to be impossible for the author to continue it, he searched for the most interesting among many other field notes, and presents them in this paper with some unity.

On the field, it has been covered an area almost as large as Map number 678, of Mapa Topográfico Nacional, scale 1:50.000.

Some peculiarities are discussed, like Batholith granite, Cornean; Ordovician and its techtonics; some trace of posible Tertiary?; Quaternary, mainly on terraces, and finally a general consideration on the Peniplain Morphology.

I.—PETROGRAFIA PLUTONICA Y METAMORFICA

1. LOS GRANITOS

Los granitos de las proximidades de Casar de Cáceres están integrados en un gran batolito que se inicia al W de Cáceres ciudad y remonta a NW, en sentido hercínico, alcanzando Zarza la Mayor, con una extensión total de más de 90 kilómetros. El batolito abarca muchas particularidades de las que sólo se aluden algunas.

Desde el punto de vista morfológico general, el sector que estudiamos, es una gran masa pétrea que está arrasada. Es un granito intrusivo circunscrito.

En la parte meridional, por el paraje llamado la Zafrilla, tiene cotas bien localizadas a los 400 metros, lo que se mantiene avanzando al norte, hasta las proximidades de la carretera de Arroyo de la Luz. Después, pasada Peña Rayo, 411 m., se entra en una extensión granítica achatada, plana con una rasante general que desciende por debajo de los 400 m., manteniéndose así en una gran área.

En superficie presenta variantes muy notables. Una es la de aparecer según grandes láminas, totalmente lisas, "lanchas", verdaderos calveros sin vegetación. Otras se muestra en grandes bloques, redondeados, alargados, alineados a NW o a N y en agrupaciones paralelas.

Esta masa granítica está afectada de numerosas juntas, diaclasas y fracturas, paralelas convergentes o transversales. Los rumbos son variados, dominando el sistema N 45° E y E a W.

Un carácter muy importante son los enclaves o xenolitos. En el kilómetro 205, el granito próximo a la carretera lleva enclaves visibles, pequeños, abundantes, desde los cominezos frente a Cáceres, hasta más allá del Tajo. Estos enclaves son de naturalezas muy variables. Unos están formados por nódulos aislados, de tamaños relativamente pequeños, como nueces; otros pueden ser mayores, triplicando el volumen. Pueden ser de nódulos de cuarzos, angulosos, blancos, grisáceos, etc.; otros son anfibólicos, con elementos mineralógicos orientados y rumbos dominantes E a W. Otros son paquetes de pizarras micacíticas, hojosas, negras, brillantes.

Hay enclaves, en relieve, sobre la superficie del granito, a veces pedunculados, con aspectos fungiformes.

En el sector de Villaluengo, existe un enclave logitudinal, oscuro, en forma de cresta fluctuante, ramificado y con anastomosis, que separa dos tipos de granitos diferentes; a un lado queda un granito porfiroide, de grandes ortosas y pasta normal, al otro lado un granito blanquecino de componentes más iguales.

En las proximidades de Arroyo de la Luz el granito es una roca granuda, basta, ortosas grandes, cuarzos irregulares, mica numerosa y pequeña, conjunto muy alterado y ruinoso. En otras partes, por el contrario, el granito es normal, compacto, grisáceo, elementos muy uniformes en tamaños y en proporciones.

Existen sectores donde el granito es estratiforme en bandas superpuestas, a veces arqueadas en gran radio, simulando buzamientos, y grandes cúpulas. Son de grano pequeño y desmoronables.

En otros contornos abundan los diques de anfibolitas, rectilíneos, con rumbos bien definidos; los diques de microgranitos; y los diques de aplitas. Por frente al pequeño arroyo de Aldea existe un granito con corneanas y con intercalaciones de un granito aplítico.

Por las cercanías de la Casa de la Perra, de la masa batolítica salen unas apófisis graníticas ramificadas, sonrosadas, que penetran en las pizarras silúricas circundantes.

2. LOS DIQUES ERUPTIVOS

a) *Microgranitos.*

Por la carretera de Arroyo de la Luz, kilómetros 13 - 14, existe un gran filón de microgranito, de más de tres metros de amplitud y más de 100 m. de largo. Tiene rumbo E-W y buzamiento N. En parte es ramificado con muchas digitaciones parciales formando ángulos o vetas. Destaca perfectamente de la masa granítica que atraviesa. Este filón ha sido explotado para firmes de carretera y en los frentes de arranque quedan visibles muchos detalles petrográficos.

En otros lugares del batolito existen más filones de microgranitos, algunos de más de 2 m. de potencia. Llevan rumbos variados, pero parece que dominan los que van a N y a E. Existe un filón de microgranito cuarcífero, potente, que va ENE y lleva una inclinación o buzamiento a NNW.

Es notable el dique de microgranito que se presenta en forma de crestón saliente, pared rígida natural, con rumbo N-S.

b) *Pegmatitas.*

Las pegmatitas tienen poca significación en los contornos del batolito de Casar de Cáceres. Las que hemos identificado no interesa describirlas en particular.

Diremos, sin embargo, que existen algunos nódulos que destacan por el mayor tamaño de los componentes, en especial los cristales de ortosas más grandes. Los filones de pegmatitas son cortos y con sus desarrollos interrumpido; en algunos casos, de las diferenciaciones pegmatíticas a la masa granítica se pasa sin solución de continuidad.

c) *Aplitas.*

Existen numerosos ejemplos de filones de aplitas localizadas por estos alrededores, pero nos limitaremos a dos citas principales.

Una, es la que puede observarse a la salida de Casar de Cáceres por la carretera a Arroyo de la Luz. Es blanca, suavemente amarilla, algo granulosa de grano fino muy uniforme y rumbo NW.

Otro ejemplo está en las márgenes del río Almonte, aguas arriba del arro-

yo de la Aldea en unos asomos graníticos, a los que atraviesa formando grandes cordones o diques aplíticos rectilíneos u ondulantes. Hay uno más grande, sinuoso, de rumbo N a S y buzamiento a W.

3. ROCAS METAMÓRFICAS

En Casar de Cáceres en las inmediaciones del pueblo existe una larga línea de contacto entre el batolito y el Ordovícico. Es un contacto discordante, donde en gran parte el granito no ha metamorfoseado a las pizarras, pero como las pizarras van acompañadas de microgranitos éstos han dado lugar a pizarras con quistolitas y micacitas.

En el camino de la Plata, hasta cerca de la Casa de la Perra, existe contacto de granito y pizarras, con presencia de aplitas, microgranitos, granitos de grano grueso, etc., esto da lugar a varios metamorfismos, micacitas, quistolitas, corneanas, etc.

El paraje del Km. 20/43, H. 2, de la carretera de Cáceres a Salamanca, es otra zona de metamorfismos. Destaca el contacto de los granitos con unas pizarras anfibólicas con muchos nódulos orientados, oscuras, duras, grises, muy laminares. Presencia de pizarras mosqueadas, amarillas, esquistas, deleznales, negras. También aquí, unas pegmatitas y granitos difíciles de diferenciar, influenciando a las pizarras, penetrando en las mismas. Varias excavaciones en trabajos de explotación de estas rocas permiten observar las colocaciones recíprocas de pizarras y granito y los grados de alteración produciendo modificaciones metamórficas.

a) *Corneanas.*

Se han podido identificar en varios lugares, son frecuentes en este sector, pudiendo recordar algunos ejemplos.

Por Casaquemada, a pocos pasos al W del Km. 204 (Fig. 1), asoma un dique delgado de corneana que atraviesa la masa grantica con rumbo N 15° E. Es oscuro, casi negro, con reflejos castaños y numerosas máculas orientadas longitudinalmente. El dique tiene al E un granito cuarcífero de grandes elementos y al W un granito basto de elementos más proporcionados.

En el río Almonte, margen izquierda, paraje La Garrovilla, a la altura del paralelo que pasa por el Km. 189 de la carretera a Salamanca, existe una masa muy grande de corneanas adosadas al granito, concordantes. Es de mucho espesor, tiene rumbo N 30° W y buzamiento suave a NE. Este dique forma ladera del Almonte.

A la altura de la desembocadura del arroyo de la Aldea, en el Almonte, el cauce de este río va paralelo a una zona muy ancha de corneanas, enca-

jada entre granito y pizarras. Las corneanas forman un banco potente como si se tratara de un dique eruptivo con rumbo N 38° NW y buzamiento 70° E.

Finalmente, otro dique básico digno de mencionarse es el que se halla a la salida de Casar de Cáceres por la carretera de Arroyo de la Luz, dotado de las características comunes, negro-duro, resistente a la erosión.

4. LA EDAD DEL GRANITO DE CASAR DE CÁCERES

El gran batolito granítico que pasa por el W de Cáceres, tomado en conjunto tiene una disposición de rumbo hercínico. Desde Cáceres ciudad hasta más allá de Ceclavin, es una masa alargada de SE a NW. A uno y otro lado, está delimitado por pizarras, no siempre bien determinadas por falta de fósiles y por metamorfismos, lo que dificulta la fijación de la edad del batolito.

En las proximidades de Cáceres capital, donde existen formaciones cuarcíticas y pizarras concordantes de edad francamente ordovícica, es fácil admitir que este batolito es herciniano y está concordante con los rumbos y pliegues generales que corresponden a esta orogenia. Así está admitido.

Pero independientemente de este hecho general, por ciertos indicios, es legítimo pensar en la posibilidad de que existan ciertos sectores con una representación de granitos más antiguos. Se trata de simples sospechas que se deja ahora para razonar en otro trabajo.

II.—ESTRATIGRAFIA Y CRONOLOGIA

1. EL CÁMBRICO

El cámbrico es un nivel geológico que no hemos identificado en el sector de Casar de Cáceres. Para nosotros todo este territorio es de terrenos del ordovícico monotamente representado por formaciones pizarrosas.

Las pizarras de Casar las consideramos de dicha edad porque son una continuación ininterrumpida que vienen desde el W de Cáceres capital, concordantes con las formaciones de la llamada Sierra de la Virgen de la Montaña, de cuarcitas del Arenig rumbo NW y buzamiento NE. A ellas se acoplan en concordancia perfecta otros mantos de arcillas, ampelitas, y esquistos de igual rumbo e igual buzamiento, dando potencia a todo este silúrico peninsular. Este gran paquete estratiforme, en su prolongación NW es el que va bordeando el batolito granítico y llega más allá de Casar de Cáceres.

Los haces de pizarras están en discordancia petrográfica con el granito, a veces según un ángulo de 45°, otras de 90°. El batolito está considerado co-

mo de edad herciniana. Pero con respecto a dicha relación granito pizarras, existen detalles que interesa considerar.

En el Km. 208, H. 7, hay unas areniscas grises, amarillas, micacíticas, de estratificación cruzada, de rumbo NS y buzamiento a E que se acoplan al borde del batolito en concordancia. La pizarrosidad de estas areniscas se acopla al borde del granito, pero los planos de la sedimentación primitiva de los mismos (primitivos estratos) están en discordancia de contacto en ángulo recto.

En el mismo Km. 208, H. 9 (Fig. 1), en un camino hacia el W, en un suelo arrasado y sin vegetación, existen unas pizarras amarillas, rojizas o negras, de rumbo NW que por el aspecto paracen diferenciarse mucho de las ordovícicas. Tienen los planos de pizarrosidad con rumbo NW, herciniano, acoplado al borde del granito, pero los planos de sedimentación estratigráfica primitiva de las capas parece que fueron de rumbo NE a SW. Estas pizarras aparecen plegadas en zig-zag muy geométrico y están colocada y comprimidas, entre el borde del batolito y las pizarras ordovícicas marginales (Fig. 2, A, B y C).

Existen diferencias de naturaleza entre las pizarras amarillas junto al granito y las pizarras grises y pardas del ordovícico. Existen diferencias también, entre el supuesto rumbo primitivo que tuvieron las pizarras amarillas y el que tienen actualmente. En fin, existen diferencias en los efectos mecánicos, entre las pizarras amarillas plegadas en zig-zag (de pizarrosidad atravesada a estos pliegues) y las pizarras ordovícicas de pizarrosidad coincidente con su estratificación.

Insistiendo. Las pizarras plegadas en zig-zag, *petrográficamente* son diferentes de las pizarras ordovícicas. *Tectónicamente*, están por debajo de éstas; *Estructuralmente*, sirven de apoyo a los terrenos ordovícicos.

Las areniscas plegadas en zig-zag son anteriores, son más antiguas, pueden considerarse, como, posiblemente, del *período cámbrico*.

2. ORDOVÍCICO

Las pizarras de los campos de Casar de Cáceres son ordovícicas por tratarse de una prolongación directa de las pizarras del NE = de la Sierra de la Virgen de la Montaña de Cáceres. De antiguo consideradas del Silúrico inferior.

Desde el punto de vista petrográfico responden a las características típicas de este nivel geológico. Por el color son grises, amarillas- rojizas, azuladas, violáceas, pardas, negras... Algunas cambian de color y de aspecto cuando están alteradas. Unas son arcillosas, otras silíceas, otras margosas...

Con las pizarras existen también los estratos de cuarcitas, a veces muy potentes, otras muy delgados.

El rumbo dominante en este ámbito es a NW y los buzamientos verticales o suavemente inclinados SW o NE.

Sobre la disposición de la estratigrafía se pueden recordar algunos ejemplos; pero hay que advertir que el territorio de Casar es muy dificultoso para poder obtener columnas estratigráficas. La penillanura no deja al descubierto cortes naturales. El predominio de pizarras buzando en vertical no deja distinguir sucesiones estratiformes. Las laderas gigantes de los grandes ríos no cortan siempre transversalmente la sucesión de las capas y, además, las laderas, ni son transitables, ni la vegetación espontánea deja observar con claridad. Finalmente, la poca diferencia en la naturaleza y en el color de las pizarras constituyen otra dificultad insuperable para poder matizar niveles o sucesiones estratigráficas.

Un ejemplo de columna estratigráfica, parcial, es la que representamos en la figura 3, obtenida en un meandro del río Guadiloba, próximo al puente entre los kilómetros 4 y 5 de la carretera a Torrejón el Rubio. El corte abarca una longitud de 120 metros. Está formado por pizarras tegulares persistentes, entre las que se insertan, espaciadas, estratos cuarcíferos y un banco de arenisca, que cambia la monotonía, y da vigor al relieve topográfico.

La uniformidad de composición de este corte sirve de ejemplo para comprobar las dificultades en obtener una estratigrafía cronológica bien diferenciada.

Otro ejemplo de la estratigrafía es el corte rectilíneo a NNE, por la carretera a Torrejón el Rubio, desde el puente sobre el río Guadiloba, en un recorrido de más de 5 kilómetros, con el siguiente detalle, que no conseguimos.

Otro perfil estratigráfico es el de Casar de Cáceres (Fig. 4), tomado al sur de la población a lo largo de la carretera directa a Cáceres capital.

Se parte de la representación de la base más inferior del Ordoviciense, es decir, de las cuarcitas del Arenig que se levantan en el monte llamado Abuela. A estas cuarcitas siguen concordantes unas pizarras arcillosas y a continuación siguen los datos de nuestro perfil, que se inician por las proximidades del llamado arroyo de la Traición. El detalle es este:

1. Capas alternantes de arcillas y de cuarcitas.
2. Banco de cuarcitas.
3. Arcillas grises y abigarradas, violáceas, rosadas, caolínicas, etc.
4. Pizarras muy arcillosas, amarillas, con intercalaciones de máculas rojas.
5. Pizarras ampelíticas (paso del Km. 3 al Km. 2).

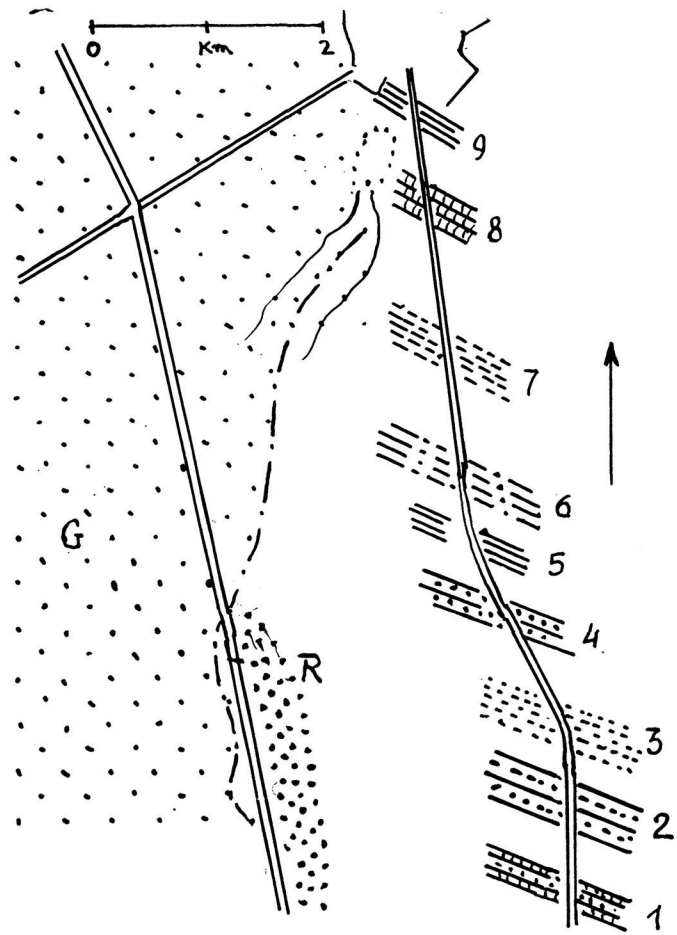


FIG. 4.—Casar de Cáceres. Metamorfismo en las pizarras ordovícicas.—G. granitos.—R. sector rañoiide. El metamorfismo de las pizarras, explicación en el texto.

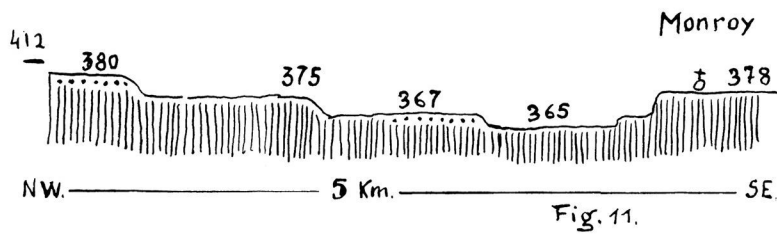


FIG. 5

Rasantes de las inmediaciones de Monroy y nivel de los sedimentos rañoides a los 380 m. La penillanura está a los 412 m.

6. Pizarras en grandes lascas, gredosas, arcillosas, amarillas en superficie pero grises en las roturas frescas.
7. Pizarras grises gredosas, afectadas por la proximidad del granito, kilómetro 2.
8. Pizarras arcillosas, mosqueadas. Trinchera de la carretera, kilómetro 1.
9. Pizarras silíceas, metamorgoseadas por contacto con el granito.

Total del perfil, unos 7 kilómetros. Todas las pizarras con rumbo NW y buzamiento suave a NE. Están en franca discordancia con el borde del batolito granítico situado a poniente, mientras este tiene aquí una dirección N a S, el ángulo con las pizarras es de 45°.

Este corte es de gran importancia por ser una representación segura del Ordovícico inferior.

3. Terciario

Las formaciones rañoides. En los contornos de Casar de Cáceres no existen formaciones sedimentarias posteriores al Silúrico. No existen terrenos Mesozoicos ni Cenozoicos, es una área de nuestra meseta que, desde el Paleozoico medio, ha estado sometida a erosión, sin haber dejado huellas de sedimentaciones de los períodos que iban transcurriendo.

No obstante esta negativa resulta que, dentro de los confines arrasados que estamos estudiando, se puede comprobar la existencia de ciertas formaciones sedimentarias, de naturaleza imprecisa con respecto a su edad. Son depósitos de acarreo que están localizados en puntos concretos, en superficies relativamente pequeñas, los que, en otros momentos, quizás, tuvieron mayores extensiones.

Los datos, en los que basamos estas consideraciones, son los siguientes:

a) *Casaquemada - Santo Toribio.*

Desde las proximidades del Km. 203, carretera a Salamanca, hasta que se alcanza el Km. 206, dirección N a S existe una franja superficial (Figs. 1 y 4), de forma aplanada, con sedimentos heterogéneos, algo sueltos, de tipo rañoides y de una amplitud desigual, que puede ser hasta de 100 metros. Está localizada en el contacto del granito con las pizarras. El suelo es de arcillas y tierras sonrosadas a los que acompañan cantos sueltos más o menos rodados. Esta pequeña plataforma está a los 400 metros o poco más.

b) *Monroy.*

Saliendo del pueblo llamado Monroy (Fig. 5), por la carretera de empalme a Cáceres, siguiendo hasta llegar al Km. 28, el camino va sobre una formación aplanada, horizontal, de tipo de raña. El suelo está formado de componentes sueltos, en manto depositado sobre un firme de pizarras silúricas arrasadas y verticales.

Esta formación consta de los siguientes lechos considerados de abajo arriba:

1. Capa de arcillas rojas, o sonrosadas, resquebrajadas o sueltas, depositada sobre pizarras silúricas arrasadas (Es el lecho más inferior).

2. Manto de poco espesor de gravillas, granos finos y arenas (Parte media).

3. Capa o lecho de composición heterogénea, conteniendo profusión de cantos de cuarza, morfológicamente diferentes, unos, rodados, otros angulosos con vértices y aristas rebajadas, poco desgastados; otros angulosos y corcantes, guijarros (Parte más superior y nivel libre del suelo).

Esta plataforma rañoide está a 415, 412, 407 metros y morfológicamente destaca en este rincón geográfico.

c) *Cabezas de Talaván y anexos.*

Continuando por la carretera anterior hasta rebasar el Km. 23, a derecha y a izquierda se dejan varios cerros aislados de superficie superior plana. Son de la misma naturaleza que las formaciones de Monroy: en la base pizarras verticales arrasadas; encima igual formación rañoide; altura media 400 m. Tomando como referencia Cabezas de Talaván, 414 m. y su prolongación a sur, al norte están los cerros, Pajares de Toribio 414 m. y Los Berros 401 m.; y al W Los Mochuelos 405 m. Todos ellos son una continuación de la plataforma de Monroy. Todos tienen sedimentaciones arcillosas sonrosadas y rojizas, arenas y cantos blancos cuarcíferos. Estos cerros destacan porque al alejarse, la base pizarrosa queda en alto.

Como se ve la plataforma rañoide mantiene su altura media de los 400 m.

d) *Norte de Santiago del Campo.*

Desde el pueblo llamado Santiago del Campo hacia el N, pasada la presa de aguas, existe una llanura de tierras de cultivo formada por un breve manto de componentes rañoides. Son tierras sonrosadas y grises conteniendo abundancia de cuarzós lechosos, angulosos y sueltos. Estas características se exageran más, hacia el N más allá de la Ermita de San Marcos. En todo este amplio paraje el material rañoide descansa sobre pizarras.

La cota que le corresponde a este paraje es de 300 m. por San Marcos.

e) *Sector del SE.*

Comprende el ángulo SE de la Hoja n.º 678, Casar de Cáceres. Es una plataforma sobre pizarras arrasadas, aprovechada como tierra de labor. Morfológicamente está relacionada con las rasantes de Casaquemada, Monroy y Cabezas de Talaván. Es una superficie extensa, muy digitada por los numerosos arroyos que la penetran desde sus bordes. No hemos apreciado sedimen-

tos de arcillas rojas, ni cuarzas lechosos. Interesa señalar que la altura de esta plataforma general está en los 400 m. (400 - 403 - 420 m.).

f) *Edad de estas formaciones.*

Lo que hemos denominado *rañoide* quizás pudiera ser una representación pobrísima de un Terciario de edad indefinida, un residuo final pliocénico, comparable a otros testimonios existentes en Cañaveral, Coria, etc.

La denominación *rañoide* viene de una sobrestimación de ciertas similitudes con lo típicamente llamado *raña* en Extremadura.

Cabe imaginar, también, que pudieran ser un resto poco expresivo de los comienzos del Cuaternario, es decir, un Villafranquiense.

Pero con lo estudiado hasta ahora no se pueden tener mejores resultados.

4. CUATERNARIO

El Cuaternario del sector de Casar de Cáceres se puede estudiar desde tres tipos de manifestaciones geológicas diferentes: Rasantes de erosión y hombreras; Rellenos y depósitos de arroyos; y Terrazas fluviales de los ríos.

A la llegada de los tiempos cuaternarios el territorio de Casar de Cáceres ya era una penillanura perfectamente lograda y desposeída de relieves circundantes de importancia. Una situación igual debió ocurrir, casi, al terminar la Era Mesozoica y empezar la Era Cenozoica. No existiendo un relieve acusado que pudiera ser atacado por aguas y hielos, no se pudieron producir acciones erosivas intensas, ni se formaron los correspondientes sedimentos representativos del Cuaternario. Durante este período, las aguas libres rebajaron algo los niveles generales del suelo de la meseta y los afluentes de los ríos principales remontaron sus cabeceras de origen, pero los cauces de los grandes ríos locales, con sus lechos muy encajados, dieron paso fácil a las corrientes, poco cargadas de materiales sueltos, y el suelo, exclusivamente formado por pizarras duras, resultó poco propicio para desmoronarse en arenas y cantos sueltos.

Todas estas circunstancias de caracteres negativos son las que pueden contribuir a explicarnos las faltas de materiales representativos en el Cuaternario de Casar desde los distintos puntos de enfoque.

a) *Rasantes de erosión.*

La expresión más grande del modelado directo de las aguas del Cuaternario la tenemos en los surcos profundos que tienen los ríos principales, Al-

FIG. 6.—El río Almonte. Profundidad de su cauce, y hombreras. Representación de los dos niveles de resantes de la morfología general de la penillanura, la más alta y más antigua a los 360 m., la más baja y posterior a los 307 m.

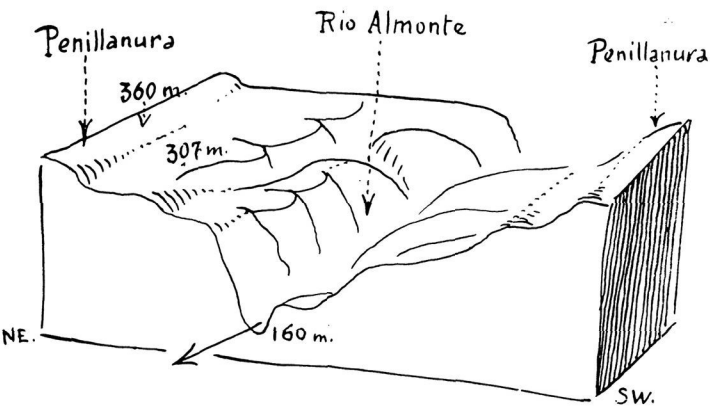


FIG. 7.—Cauce del río Tamuja. Cauce profundo y de laderas verticales. Lecho con sedimentos de Cuaternario reciente.

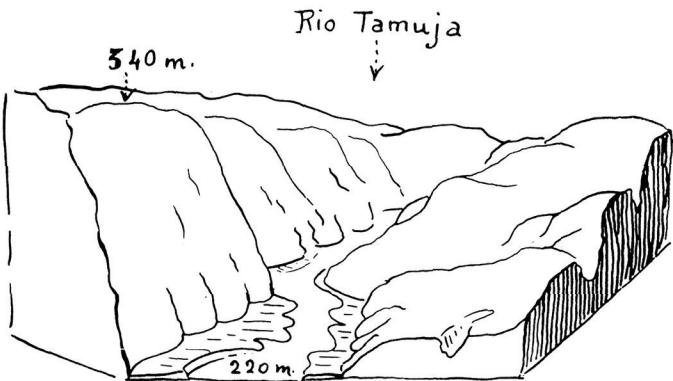


FIG. 8.—Río Guadiloba. Modelado de erosión en pizarras de tres rasantes de terrazas Cuaternarias.

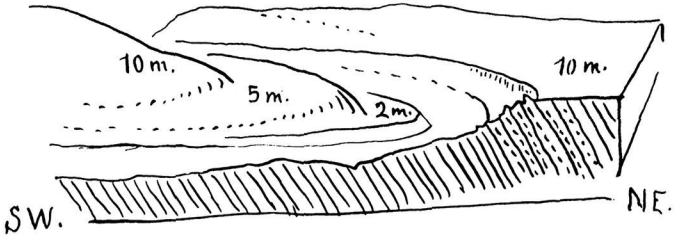


FIG. 9.—Terrazas cuaternarias en el río Guadiloba.—1. baja de 5 metros; 2. media de 10 metros; 3. superior de 20 metros.

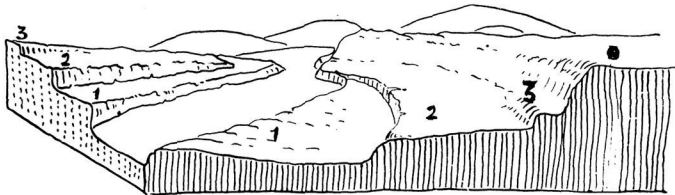
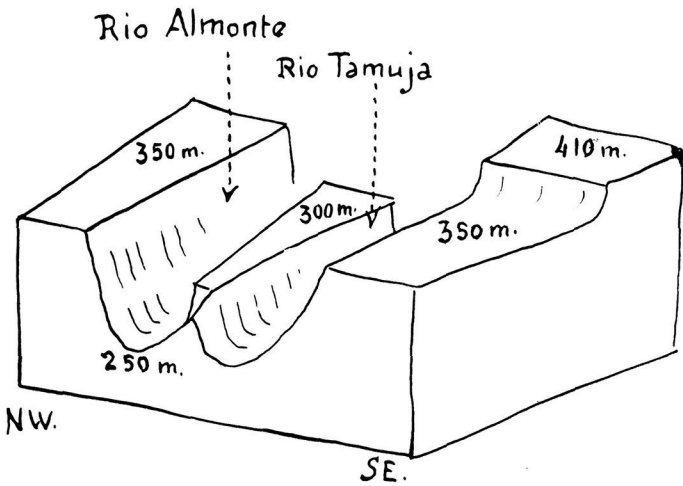


FIG. 10.—Morfología de la confluencia de los ríos Almonte y Tamuja, con las rasantes de erosión de la meseta, alta 410 m. y la inferior 350 m.



monte, Tamuja, Guadiloba. Sus Cauces, iniciados ya en el Terciario final, en el Cuaternario profundizaron exajeradamente y lograron los perfiles fluviales actuales. Al mismo tiempo, en las laderas de estos ríos, en determinados puntos, quedaron esculpidas las huellas de las intermitencias de las penetraciones marcando ciertos niveles de bases anteriores. A un lado y a otro, han quedado hombreras o cornisas, escalonadas, que recuerdan este hecho general (Figs. 6 y 7).

Las figuras adjuntas están en relación con estos hechos. Las hombreras más altas es posible que tengan un sincronismo con los dos grandes niveles de rasantes de la penillanura, de las que tratará después, más adelante. La más alta en relación con el nivel medio de los 400 m., y la del escalón inferior, relacionada con el nivel bajo de los 350 m. ó 300 m. (Figs. 6 y 10).

Dentro de los cauces, en las paredes de las laderas, se pueden ver señalados en las pizarras escalones cuyos niveles parece que están relacionados con los peldaños de terrazas fluviales, aquí materializados en la roca.

Este tipo de modelado de erosión donde ha quedado más patente ha sido en las curvaturas de los meandros, en estos casos cada escalón esculpido es coincidente, cronológicamente con la edad de la altura de la terraza correspondiente (Fig. 8).

b) *Rellenos y depósitos.*

En la plataforma de la penillanura no se forman depósitos sedimentarios de ninguna clase, ni quedan testigos de importancia producidos durante todo el Cuaternario. La acción meteórica normal y la intervención del hombre han determinado algunos espacios, pequeños, con materiales sueltos, de poco espesor, convertidos en suelos laborables.

En los fondos de los ríos, en los lugares donde, circunstancialmente, se ensanchan un poco, y los lechos son planos, pueden encontrarse mantos de gravillas y tierras, en depósitos de poco espesor (Fig. 7). Estos materiales son los que forman las flechas de la parte interna de los meandros y los que constituyen las terrazas de la parte cóncava (Fig. 8).

c) *Las terrazas fluviales y de erosión.*

En los ríos grandes de la flora de Casar no son frecuentes las terrazas fluviales por impedirlo, los cauces encajados y las paredes laterales de pizarras satinadas pero pueden existir escalones basales de ladera esculpidos, por desgaste, en la roca, que, cronológicamente pueden ser sícronicos de terrazas fluviales de sedimentación (Fig. 8).

Terrazas de ambos tipos existen también en los tramos altos de los ríos

que circulan por la meseta. En general las terrazas de nivel alto y de nivel medio son las modeladas en las pizarras, mientras que, terrazas de nivel medio y terrazas de nivel bajo suelen estar formadas por materiales de acarreo (Fig. 11).

En resumen: de los datos recogidos y apuntados, se deduce que el Cuaternario de Casar de Cáceres, referido a sedimentaciones y a modelados, comprende las rasantes generales y persistentes que se resumen a continuación. De abajo arriba.

1. Terraza baja a 2 metros, de sedimentos, terraza de inundación.
2. Terraza media a 5 metros, generalmente de sedimentos.
3. Terraza media a 10 metros, de erosión o de sedimentación.
4. Otros niveles superiores, escalonados, de cronología no estudiada.

El sincronismo geológico que corresponde a estas formaciones de terrazas está de acuerdo con los valores de las terrazas de los ríos peninsulares, en cuya comparación y consideraciones no entramos.

III.—TECTONICA Y OROGENIA

Es muy poco lo que se puede decir de la Tectónica y de la Orogenia de las proximidades de Casar de Cáceres donde por una parte existe una masa batolítica muy extensa y por otra parte, el resto del campo, está formado exclusivamente por pizarras arrasadas. No existen relieves acusados que dejen al descubierto las estructuras que planteen problemas y permitan deducciones.

1. TECTÓNICA DEL ORDOVÍCICO

Fijando la atención en las pizarras se debe apuntar, en primer término, la gran uniformidad que existe en la dirección de los rumbos, invariablemente a NW y la uniformidad en los buzamientos, siempre verticales o con suaves inclinaciones. Sobre ambas características anotamos los siguientes datos.

— En el sector SE, Tagarrera, Gómez Nuño, etc., las pizarras tienen rumbo NW 40° y NW 28°, buzamiento vertical.

— En el puente sobre el río Guadiloba, pizarras N 38° W, buzamiento 70° NE.

— En el meandro del Guadiloba, al W del puente, pizarras rumbo N 50° W y buzamiento 38° NE. Acompañan cuarcitas concordantes.

— En la carretera a Torrejón el Rubio, kilómetros 3-4, pizarras rumbo N 40° W.

— La misma carretera, puente sobre el Guadiloba, kilómetros 4-5, pizarras silíceas rumbo N 38° W, buzán 70° NE.

— En la misma carretera, Km. 5, en el puente sobre el arroyo de San Marcos, las pizarras tienen rumbo N 36° W, y buzamiento SW 82°.

— En la misma carretera, Km. 9, rumbo N 30° W, verticales.

— En la misma carretera Km. 10, sector de Gil Téllez, rumbo N 30° W, verticales.

— En el río Tamuja, laderas y fondos, pizarras rumbo N 16° W, buzamiento SW.

— En la carretera a Torrejón el Rubio, en el río Almonte, cauce y laderas pizarras de rumbo N 20° W, verticales.

— En la carretera a Casar de Cáceres, Km. 6, en el llamado arroyo de la Fuente pizarras de rumbo N 34° W, suave buzamiento a NE.

— En Casar de Cáceres, pueblo, pizarras rumbo NW y buzamiento NE.

— En Santiago del Campo y terrenos colindantes, pizarras de rumbo N 36° W y de N 30° W y buzamiento SW suaves y verticales.

2. SINCLINAL DE SANTIAGO DEL CAMPO

Recapitulando los buzamientos de las pizarras de estos parajes se observa que determinado grupo de ellos es discrepante de otros, unos buzando suavemente a SW y otros buzando a NE. En el sector de Santiago del Campo, toda su vertiente hacia el río Almonte está formada por pizarras ampelíticas, grises, negras, duras, todas con buzamientos que pasan de la verticalidad, en Hinojal, a inclinaciones con francos buzamientos a SW (Fig. 11). En cambio, en el sector contrapuesto y simétrico, de la ladera izquierda del Almonte, las pizarras silúricas, que se apoyan en granito, casi verticales, a la que avanzan hacia el río, presentan buzamiento NE, cada vez más pronunciado, opuesto al de Santiago del Campo (Fig. 11). Este buzamiento NE persiste y se prolonga hacia la parte meridional, estableciendo contacto con igual tectónica con las pizarras de Casar de Cáceres.

Considerando que estas dos zonas de pizarras, a derecha e izquierda del río, están opuestas en sus buzamientos, se puede admitir que ambas pueden constituir los flancos de un sinclinal, tendentes a unirse en profundidad, y formando una charnela que queda oculta en el subsuelo. De ser así, el eje del pliegue sinclinal, tendrá una dirección aproximada paralela al trazado del Almonte, a su paso por estos parajes, es decir SE a NW (Figs. 11 y 12).

Toda esta disposición conjunta, de supuesto sinclinal, tiene su continuación hacia el SE del país. Todas las pizarras de los campos de Santiago se

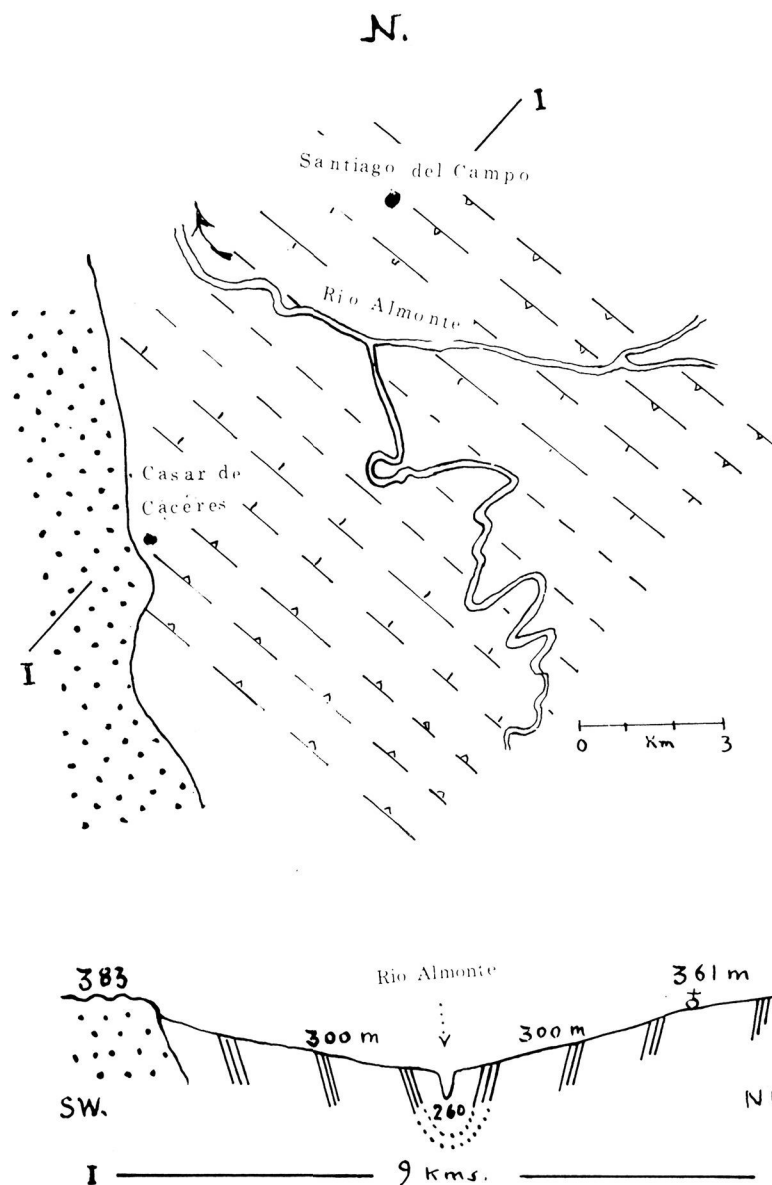


FIG. 11

*El sinclinal silúrico en Casar de Cáceres y Santiago del Campo.
Explicación en el texto*

continúan morfológica y tectónicamente más allá del río Tamujar. Y todo el conjunto del campo de Casar de Cáceres, se prolonga igualmente a SE, por el río Guadiloba, al que cruza, y pasando la carretera a Trujillo, llega al flanco de pizarras y cuarcitas de la Virgen de la Montaña de Cáceres.

Según esto, el espacio comprendido entre Santiago del Campo, Casar de Cáceres izquierda del río Tamuja, y vertiente NE de la Virgen de la Montaña de Cáceres, es un territorio formado por tres bandas tectónicas de pizarras: una meridional, de pizarras buzando a NE; otra central, de pizarras verticales; y otra septentrional, de pizarras buzando a SW. Esta estructura,

estimada en su conjunto, responde a la tectónica de un gran sinclinal, muy comprimido, de charnela oculta y las ramas de los flancos arrasadas (Figs. 11 y 12).

3. OROGENIA

No teniendo datos parciales que hagan referencia a una orogenia peculiar del territorio que estudiamos, ni datos especiales referidos exclusivamente a tiempo postsilúricos, o acontecimientos posteriores Mesozoicos o Cenozoicos, no podemos referirnos a nada peculiar de la orogenia de las inmediaciones de Casar de Cáceres. Por eso, limitándonos a una cronología general simplista, tenemos:

1. Las formaciones de las pizarras ordovícico silúricas en estratigrafía de gran espesor.
2. La orogenia herciniana plegando a las pizarras con rumbo NW.
3. La aparición del batolito granítico como consecuencia de la orogenia herciniana, orientado también a NW.
4. La cratonización del territorio a partir del Paleozoico medio.
5. La erosión y formación de la superficie de equilibrio de la plataforma de meseta.
6. La presencia de los testimonios rañoides.
7. Incisión de los cauces fluviales, profundizando en las pizarras, desde finales del Terciario hasta el Cuaternario actual, con los testimonios de las terrazas.

Independientemente de esto, son discutibles, como problemas:

- a) La posible existencia de un Cámbrico, representado por pizarras metamórficas, de difícil determinación estratigráfica y de difícil posición tectónica.
- b) La determinación de la edad del granito teniendo en cuenta sus características petrográficas y sus relaciones tectónicas.

IV.—MORFOLOGIA

1. MORFOLOGÍA GENERAL

Una ojeada general al territorio que estudiamos, de primera impresión, no establece diferencias morfológicas claras entre el sector del batolito granítico (situado a occidente) y el sector de pizarras predominantes (situado a

oriente). Ambos componentes son espacios aplanados con ondulaciones irregulares. No existe solución de continuidad.

En la parte granítica los matices son amplios: destacan las partes llanas persistentes; las concavidades más o menos anchas; los espacios con grandes "bolas" o masas redondeadas y alineadas. En todos los casos el granito no presenta relieves en forma de cerros o montículos, está siempre aplastado, a ras de suelo.

Por su parte las pizarras son un horizonte plano, absoluto, que en toda su extensión dan carácter específico a la comarca.

En general se trata de un nivel de meseta cuya altura media, en ambas partes, está por encima de los 400 metros (410 - 414).

Interesa de manera especial la parte de penillanura pizarrosa.

a) Puntos de observación que la confirman:

- Loma de la Tagarrera 443 m. en el SE de la Hoja.
- Km. 4 antes del puente sobre el río Guadiloba, 324 m.
- Plataforma de Casaquemada, carretera de Salamanca, Km. 204, 400 m. (Fig. 1).
- Pueblo Monroy, 378 m., Norte de la Hoja (Fig. 5).
- Cabezas de Talaván, 414 m., al W de Monroy.
- Arenal del Espino, 395 m., al NW de la Hoja.

b) Llanura representativa. El paraje denominado la loma de Tagarreira, que se extiende considerablemente en superficie por Figuerola 402 m.; Gómez Nuño, 415 m.; 420 m.; Campillo 400 m.; Atalaya de Abajo, 415 m.; Perodomia, 413 m.; formando una unidad morfológica perfectamente definida.

c) Plataforma residual.

- En Casaquemada, al sur de Casar de Cáceres, penillanura representada por un peldaño o plataforma de naturaleza rañoide, sobre pizarras arrasadas con alturas 411 m. y 413 m. (Fig. 1).
- En Santiago del Campo, superficie horizontal alterada, 390 m. y 400 m.

d) Rasante de meseta

- Desde Monroy hacia el W rasante a 400 m., que se extiende hacia SW, con varios cerros testigos de cumbres llanas a 400 m. (Fig. 5).

2. LAS DOS RASANTES

El nivel de la gran plataforma que acabamos de señalar no forma unidad morfológica única; por el contrario, el nivel de penillanura está rebajado por sus partes centrales y en sus bordes. El nivel medio de los 400 m., en muchos parajes, se encuentra en los 350 y en los 300 m. Teóricamente esta diferencia supone la existencia de un peldaño morfológico, es decir, dos superficies de arrasamiento; una alta, primitiva, en la que se ha excavado otra, posterior y más baja.

El desgaste de rebaje se ha hecho, principalmente, a lo largo y ancho de los arroyos poco profundos y de laderas dilatadas. Se demuestra en el sector SE donde, todos los arroyos que desembocan en la ladera izquierda del río Tamuja, como Figuerola, Encinilla, Malo, etc., tienen cabeceras remontantes que han penetrado en la plataforma de meseta, por el borde a Norte y le han hecho retroceder considerablemente hacia la parte meridional, rebajado a los 360 m.

Un hecho semejante ha ocurrido en el espacio del río Guadiloba. Todos los afluentes que recibe por su izquierda, de dirección paralela al E en sus cabeceras remontan a W y han rebajado el nivel de penillanura antigua, dejando el testigo de la cornisa de Casaquemada, 413 m., pero con la cuenca del Guadiloba rebajada a los 330 m., 320 m. (Perfil).

El sector de Santiago del Campo también está rebajado, tiene 340 - 350 m. y han intervenido los arroyos Pie de Lobo, Santiago, Moreno y otros.

Al W de Monroy, el río de su nombre y sus afluentes sus cuencas hidrográficas han rebajado a 320, 330, 340 m. el gran espacio de la cuenca derecha del río Almonte.

En conclusión: desde el punto de vista morfológico, en los confines de la penillanura de Casar de Cáceres, se debe admitir la existencia de dos niveles de rasantes; uno, más antiguo, más alto y de nivel general más igual, rebasando levemente los 400 metros; otro, más inferior, de edad posterior, excavado en el nivel alto, con rasante en los 350 - 320 metros y no tan uniforme en su altura puesto que los componentes son superficies parciales e inclinadas hacia el paso de los ríos. La rasante más baja está subordinada a la más alta (Fig. 6).

3. LA EDAD DE LAS RASANTES

La rasante de penillanura antigua debe ser de edad postpaleozoica, como resultado de las erosiones posthercinianas, a partir del Paleozoico medio, continuando durante todo el Mesozoico. La rasante más baja debe ser de

edad post-alpina, a partir del Neógeno y su continuación durante el Cuaternario.

Encima de la rasante antigua, en algunos puntos, existen depósitos residuales, de arcillas rojas, gravillas, cuarzos brechoides, etc., que deben estar en relación con sedimentaciones del Plioceno, o Pleistoceno (Villafranquienense). Encima de la rasante más baja, la posterior, no existen depósitos de ninguna clase, no ha quedado ninguna clase de sedimentación, es una superficie de desgaste continuado.

La rasante antigua, durante el Mesozoico fue una plataforma única, penillanura en granito y pizarras, que ocupó, uniforme, todo el amplio espacio de Casar de Cáceres y contornos y modificada, después en profundidad (parcialmente) hasta la fisonomía actual.

4. LA MORFOLOGÍA FLUVIAL

a) *La red fluvial.* Desde el punto de vista geográfico la red fluvial de Casar de Cáceres es muy sencilla, está formada por un gran río principal, el Almonte, y por tres afluentes importantes, dos por la izquierda, Guadiloba y Tamuja, y uno por la derecha, el río de Monroy.

El Almonte cruza la Hoja de E a W, según una línea continua combada hacia el S, con pocos meandros, grandes y abiertos. Los afluentes que recibe por la izquierda van de SE a NW, con numerosos meandros, de pequeñas proporciones, de curvaturas muy cerradas. El afluente que recibe por la derecha, arroyo de Monroy, va NE a SW, también con numerosos meandros de curvaturas complicadas.

El conjunto de la red, a uno y otro lado del Almonte, es de cuencas hidrográficas dendriformes y aplastadas de acuerdo con la naturaleza del suelo por donde circula.

b) *El trazado fluvial.* El trazado de los cauces de los ríos y arroyos sigue directrices obligadas por el rumbo de las pizarras, de manera persistente a NW y su coincidencia con la presencia de los sistemas de fracturas transversales a los rumbos. Las aguas se acoplan a estas líneas de menor resistencia. Un suelo de pizarras verticales resulta difícil para el paso de las corrientes de superficie, que buscan en cada caso, o coincidir con las líneas de fisuras o avanzar paralelas a los planos de las pizarras. Este acoplamiento al rumbo de los estratos y a los planos de fracturas se comprueba con claridad en todos los arroyos y se cumple, también, en grande en los ríos mayores, Guadiloba, Tamuja, etc.

c) *Los meandros.* Las cabeceras de los arroyos tienen poca significación morfológica cuando circulan por la superficie de la penillanura, pero, con-

siderados en sus tramos más bajos y medios, todavía en penillanura, cambian notablemente y dan lugar a los cauces de profundidad y a los meandros. Estos, en particular, tienen interés por sus características peculiares y además, porque pueden servir para reconstituir parte del historial erosivo de las corrientes con los escalonamientos típicos en las pizarras y las sedimentaciones de terrazas.

Los más sencillos dan una curvatura amplia sobre pizarras, escalón único, y una flecha de meandro formada por tierras y esquirlas de cuarzo blanco, cuyo espesor no rebasa el metro (Arroyo de San Marcos, arroyo de Talaván).

En los tramos de los ríos encajados los meandros tienen la parte cóncava escalonada. En el Guadiloba, Km. 4-5 de la carretera a Torrejón (Fig. 7), existen tres peldaños: uno inferior, 2 metros de tierras, limos y cantos; otro intermedio, modelado en pizarras con algunos cantos superpuestos, 10 metros; y otro más alto, de pizarras, 20 metros. De este río es notable el meandro que, dentro de una misma curvatura, en el mismo lecho plano y ancho, tiene tres cauces diferentes concéntricos. El más antiguo va por la base del talud cóncavo; el intermedio, paralelo, por la mitad del cauce; y el más reciente, el actual, en plena vitalidad, va bordeando el extremo romo de la flecha.

En el arroyo de Monroy, junto al pueblo, el cauce es muy estrecho, las aguas no han podido erosionar las pizarras que cruzan; en cambio, en otros puntos, este mismo río se dilata formando meandro impreciso dentro del cual se originan varios regueros divagantes, sin direcciones precisas.

d) *Los cauces encajados.* El Almonte, río principal de Casar de Cáceres, así como sus afluentes mayores, son ríos que no forman valles, los cauces están totalmente encajados y canalizados en el duro espesor de la masa pizarrosa (Figs. 6 y 7).

El Almonte, como matriz, indica que estos ríos tienen un trazado primitivo antiguo que, con el transcurso de los tiempos, fueron profundizando. La solidez de las pizarras del suelo, ha determinado unas laderas rígidas que, canalizaron las aguas pero no dejaron dilatar los lechos.

Los desniveles entre el perfil del cauce y los bordes de la meseta por donde pasan, es muy grande, casi siempre mayor de los 100 metros.

El corte en sección es en V con el vértice inferior plano, poco ancho. Las paredes laterales son verticales e intransitables (Figs. 6 y 7), sin más apoyos que los salientes cuboides de las pizarras y el matorral, leñoso, enano y agreste. Las laderas en talud, a veces son paredes lisas de pizarras satinadas y de tajos.

Estas laderas presentan algunas particularidades que deben mencionarse.

e) *Las hombreras de erosión.* Haciendo un corte en el río Almonte, en

las proximidades del arroyo de la Aldea, en los bordes superiores de las laderas, se observan tres hombreras bien definidas y simétricas con presencia de un escalón (Fig. 6). El cauce tiene 100 metros de profundidad.

Aguas más arriba, en el puente de la carretera de Santiago del Campo a Monroy, en el río Almonte hemos registrado los siguientes datos: Descendiendo desde la meseta hasta llegar al puente, por la derecha, se anotaron las siguientes alturas barométricas, en otras tantas rasantes: 370 m. meseta; 360 m., 350, 300, 260 y 220 en el puente. Remontando por la ladera izquierda, se pasó por los siguientes peldaños: 260 m., 300 y 360 m. Morfológicamente son coincidentes las hombreras altas y los peldaños de los 260, 300 y 360 m.

En la proximidad de la confluencia del Tamuja con el Almonte, la superficie del interfluvio ha quedado más baja que las rasantes laterales de la superficie de meseta (Fig. 10). Pero aguas arriba, ambos ríos han excavado sus cauces y han dejado un interfluvio cuya altura es más elevada que la rasante actual de meseta.

En un sector del río Tamuja, hemos encontrado tres rasantes escalonadas, que con respecto al nivel del río están a los 55 m.; 75 m.; y 120 m., alturas barométricas. El cauce a los 220 m. y la penillanura a los 370 m.

f) *Las terrazas fluviales.* Los ríos de la comarca que estamos estudiando no presentan, por lo regular, terrazas fluviales bien definidas, ni persistentes, a lo largo de los perfiles de sus cuencas. Este fenómeno es consecuencia de varios factores. Porque los perfiles, muy maduros, van por cauces muy estrechos y los depósitos de terrazas tienen dificultades en producirse. Porque los ríos surcan un territorio de suelos muy resistentes que apenas originan materiales de acarreo.

Las terrazas aun cuando existan son difíciles de reconocer por las imprecisiones de los materiales sedimentados.

Los ejemplos más demostrativos de terrazas, aludidas en líneas precedentes son los siguientes:

En el río Tamuja. Por el camino viejo a Monroy, al llegar al Tamuja, por la ladera izquierda, se descende muy verticalmente hasta el río. No hay puente, existe un vado de piedras en fila, colocadas para poder cruzar, donde se detienen las aguas y rebasan lentamente. Pasando a la ladera derecha, el camino de herradura se continúa iniciando un sendero ascendiente, muy empinado en zig-zag. En este punto, próximo al vado, existen dos peldaños de terrazas bien definidos. Uno inferior a los 10 metros, formado por arenas y por limos; otro a los 35 metros, esculpido en pizarras verticales.

En el río Guadiloba. Es en el río donde se aprecian mejor las terrazas fluviales (Figs. 8 y 9). En el Km. 5-6 de la carretera de Cáceres a Torrejón el Rubio, al W, el cauce tiene dos rasantes bajas de sedimentación, una a los

2 metros, y otra a los 9 metros y por encima otras dos rasantes labradas en pizarras, una a los 17 metros y otra a los 27 metros, enlazando con la superficie de la llanura.

La morfología de estas terrazas queda evidente, en el primer meandro, esculpidas en las pizarras, a las alturas sucesivas de 2, 7 y 12 m.

En otros lugares del mismo río, terraza baja a 2 m., de tierras y de cantos; terraza a 10 m., en pizarras y cantos; y otra a 20 m., en pizarras y algunos cantos de gravas.

En uno de los meandros del río Guadiloba, se puede observar que la superficie plana de la parte cóncava, existen tres cuaces curvos, paralelos, situados en el mismo nivel del suelo. El cauce más exterior corre al pie del talud de 20 m. El cauce más interior, el actual, corre bordeando la flecha roma del meandro. Entre ambas curvaturas existe otra tercera, intermedia, paralela y concéntrica.

El arroyo Figueroa. Es un afluente del río Almonte en el que se reconocen dos rasantes de terraza, una de un metro y otra de algo más de 5 metros. Esta segunda, disimétrica, es de materiales de acarreo descansando sobre una superficie arrasada de pizarras.

El río de Monroy. Es un afluente del Almonte, por la derecha. En las proximidades del pueblo se aprecian dos niveles de terrazas (Fig. 5).

CONCLUSIONES

Como resumen de todo lo expuesto podemos establecer las siguientes conclusiones:

1. Posibilidad de que el batolito hercínico de Casar de Cáceres en parte esté formado por un granito de edad anterior.
2. Posibilidad de la existencia de materiales pizarrosos de edad Cámbrica y en discordancia angular con las pizarras ordovícicas.
3. Presencia de un gran sinclinal de pizarras ordovícicas con eje de charnela de SE a NW, entre Casar de Cáceres y Santiago del Campo.
4. Presencia de testigos de una rasante y de unos depósitos, probablemente de edad terciaria superior.
5. Cuaternario representado, principalmente, por tres niveles de terrazas fluviales o por rasantes de erosión.
6. Existencia de dos rasantes morfológicas de penillanura; una, superior, un poco por encima de los 400 metros, de edad paleozoico superior; otra, más bajos, en peldaño inferior de rasante general media 350 a 300 m. y de edad mesozoica.

BIBLIOGRAFIA

Los hechos que se consignan en este trabajo son una transcripción ordenada, e interpretada, de las notas tomadas directamente en el campo. No ha habido necesidad de tomar datos de otros autores y, por este motivo, no figura larga lista de trabajos referidos a las características generales de la geología de Extremadura en este rincón del país. No obstante con referencia a lo expuesto pueden tenerse en cuenta las siguientes obras:

- EGOZCUÉ, J. y MALLADA, L. (1876): *Memoria geológico-minera de la Provincia de Cáceres*. Mem. Com. Mapa Geol. España. Madrid.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y ROSO DE LUNA, I. (1949): *Hoja número 704. Cáceres*. Explicación del Mapa Geol. de España. I.G.M.E. Madrid.
- PÉREZ REGODÓN, J. y SOS BAYNAT, V. (1963): *Hoja número 650. Cañaveral (Cáceres)*. Explicación del Mapa Geol. de España. I.G.M.E. Madrid.

MODELO DE FRACTURACION DE LA REGION CENTRAL ESPAÑOLA BASADO EN LAS IMAGENES OBTENIDAS POR SATELITE *

A. G. UBANELL**

RESUMEN.—Se presentan los esquemas de fracturación logrados mediante el estudio de las imágenes multiespectrales obtenidas por los satélites ERTS-1 y LANDSAT-2, señalándose las ventajas y los inconvenientes de estas imágenes.

Con ayuda de la bibliografía existente se realiza un sucinto estudio del modelo de fracturación.

SUMMARY.—Fracture pattern from multispectral images ERTS-1 and LANDSAT-2 satellites is presented.

Both advantages and inconveniences of this images are pointed out.

INTRODUCCION

Como consecuencia del Proyecto de Investigación, firmado con NASA, número 28.760 en el que figura como investigador principal don Rodolfo Núñez de las Cuevas (Director del Instituto Geográfico y Catastral de España), en el que colabora la Cátedra de Geodinámica Interna de la Universidad Complutense de Madrid, se están realizando por parte del personal de la misma, una serie de estudios geológicos de la región central de la Península Ibérica sobre las imágenes multiespectrales logradas por los satélites LANDSAT.

Las imágenes aquí empleadas son las conseguidas por el ERTS-1 el 8 de marzo de 1973 números: 1228-10325, 1229-10384 y 1227-10271 en las bandas 5 y 7 a escala 1:1.000.000 (Fig. 1) y la del 11 de julio de 1975, obtenida por el LANDSAT-2 número 2170-10204 en las bandas 4, 5, 6, 7 y falso color a escala 1:500.000 (Fig. 3).

* Este trabajo ha sido presentado como informe parcial a la NASA el 15 de mayo de 1976. Para su divulgación en la Península Ibérica lo presentamos al Congreso del W Peninsular.

** Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad Complutense. Madrid.

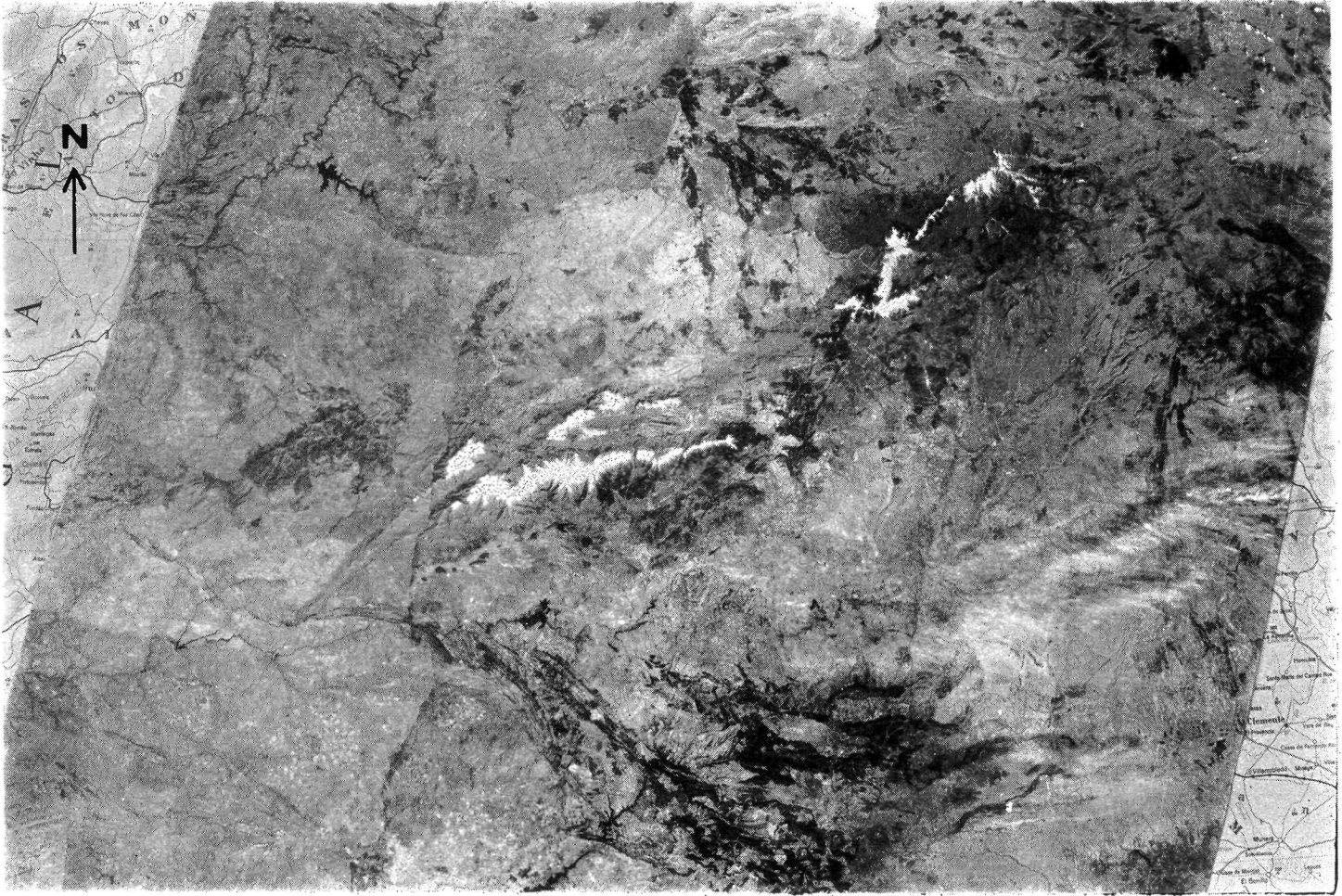


FIG. 1

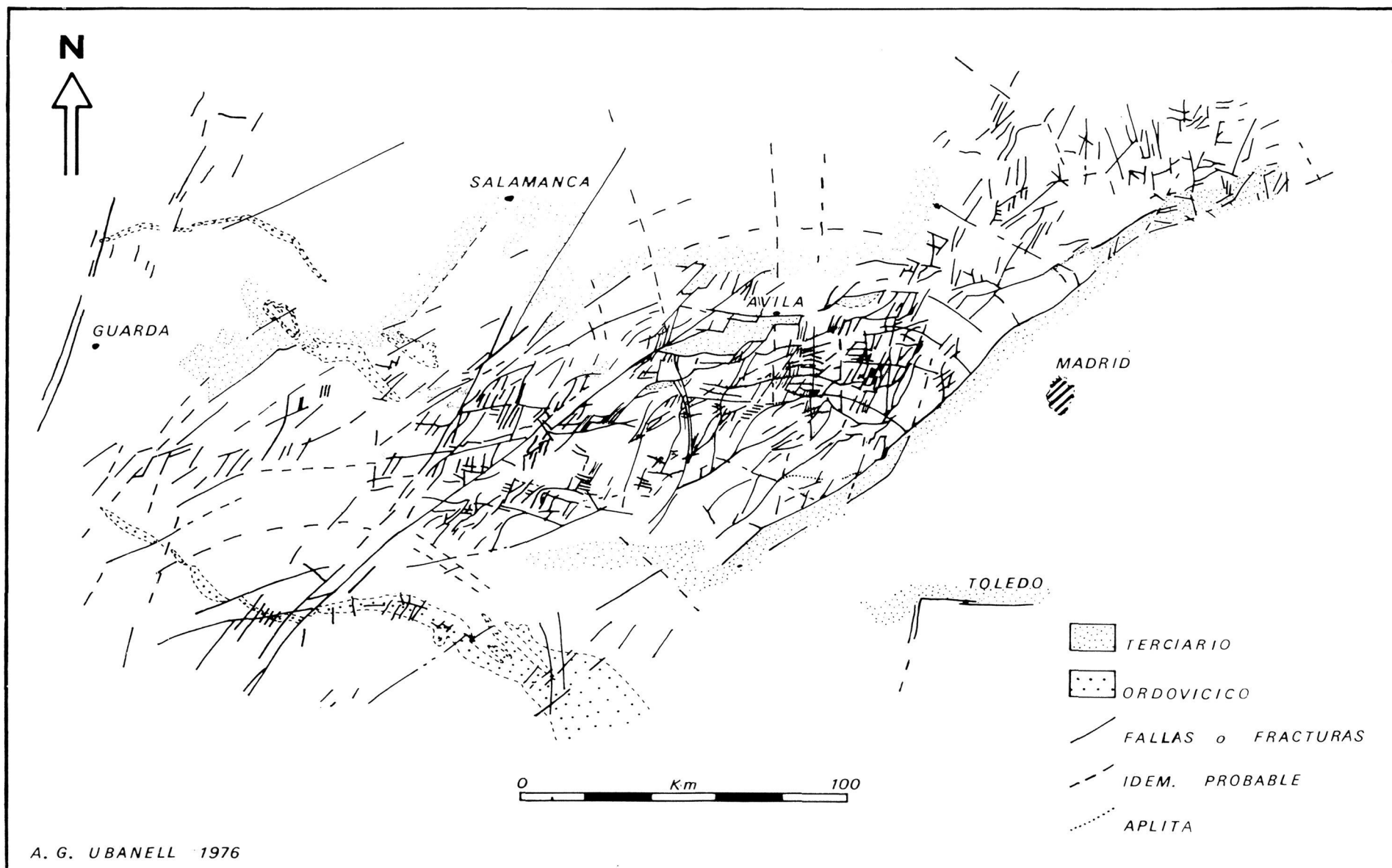
Mosaico de imágenes obtenidas por el ERTS-1 sobre el centro de la Península. El color más blanco representa la nieve de las Sierras de Gredos y Guadarrama

En este trabajo se tiene en cuenta solamente los elementos lineales visibles en las imágenes los cuales, en general, representan fallas o fracturas del zócalo Hercínico.

MODELO DE FRACTURACION

El área elegida para establecer este modelo corresponde al Sistema Central Español que geológicamente está constituido por el zócalo Hercínico granítico-metamórfico del Macizo Hespérico en el que existe una gran preponderancia de rocas graníticas.

Al norte y al sur de esta cadena montañosa se extienden las fosas tectó-



A. G. UBANELL 1976

FIG. 2.—Esquema de fracturación deducido de la observación de la fig. 1

nicas del Duero y Tajo, respectivamente, las cuales se encuentran rellenas de sedimentos terciarios.

Localmente adosado a los bordes del sistema montañoso aparecen retazos de materiales mesozoicos (Cretácicos).

Se eligió esta zona por tratarse de un macizo antiguo cratónico en el que, debido a los materiales que lo integran, las redes de fracturas resultan muy visibles allá donde el zócalo aflora y donde éste permanece oculto por los

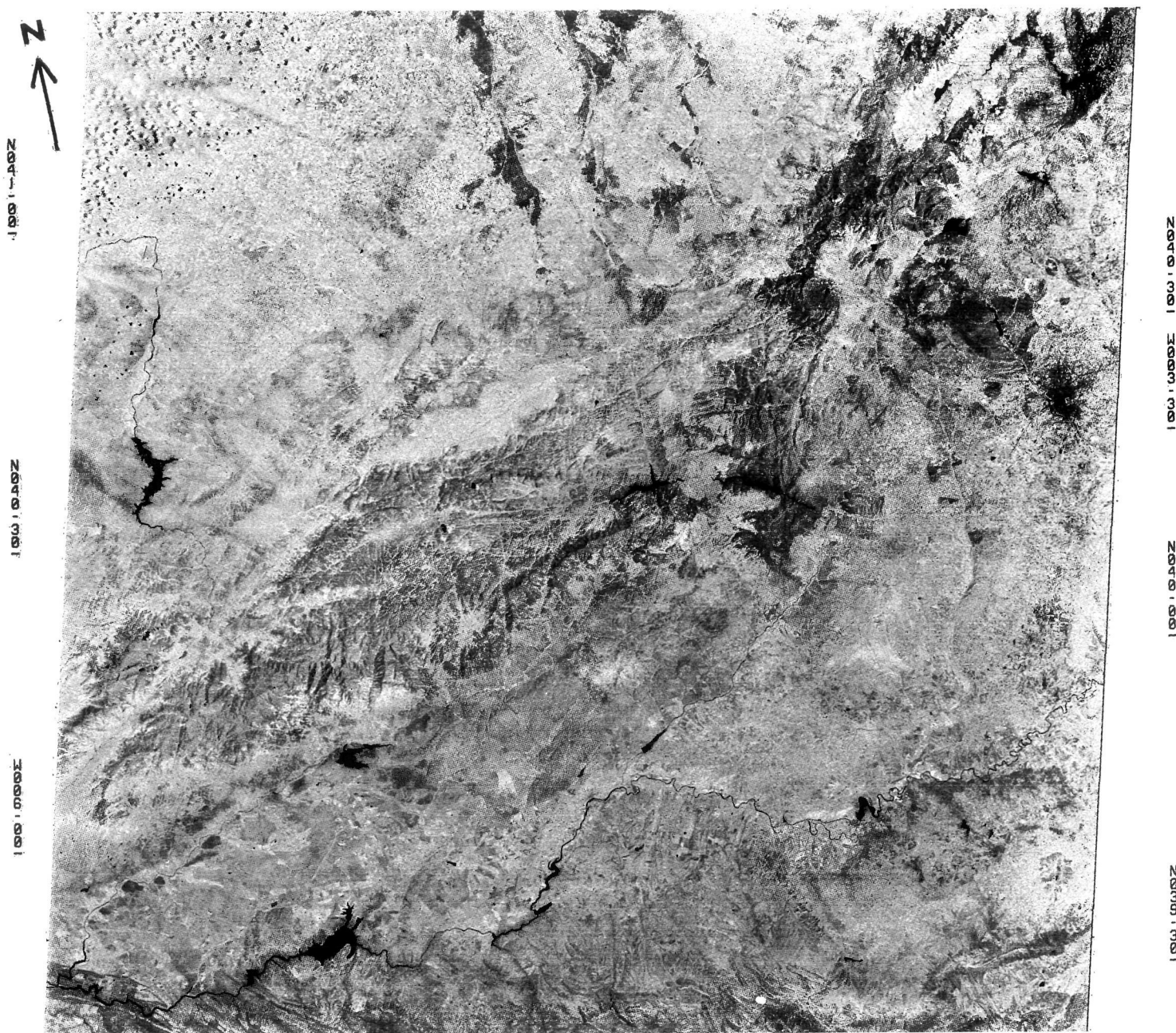


FIG. 3

Imagen obtenida por el LANDSAT-2 sobre la Sierra de Gredos

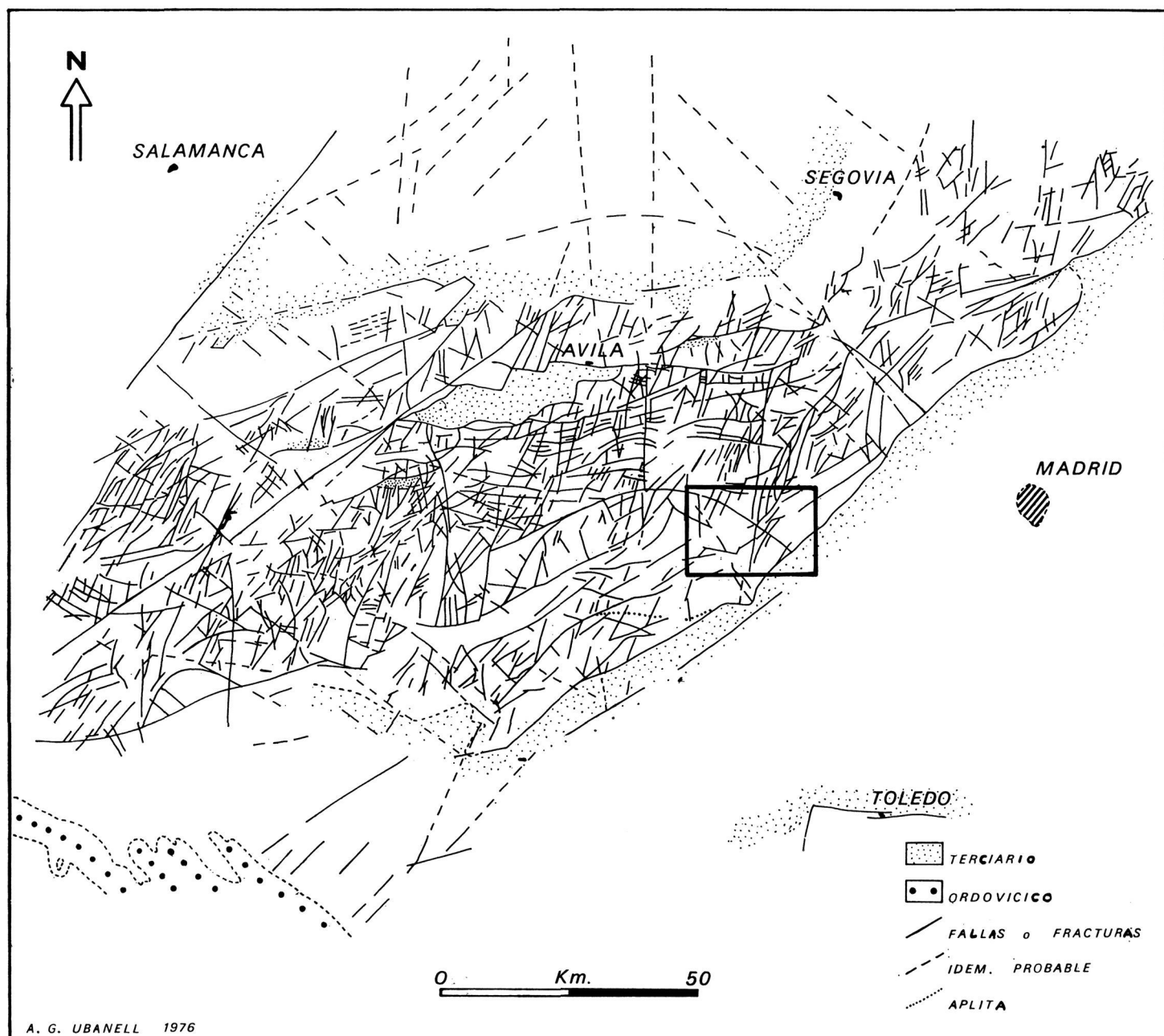


FIG. 4

Esquema de fracturación obtenido a partir de la fig. 3

sedimentos terciarios también es posible determinar ciertas fracturas debidas a la presencia de accidentes morfotectónicos.

La fracturación principal se desarrolló en la época tardihercínica (PARGA, 1969) produciéndose grandes "decrochements" sinestrales (PARGA, 1969; ARTAUD et MATTE, 1975, etc.) y dextrales (UGIDOS, 1974; UBANELL, 1975) de dirección NE-SW. Posteriormente, en los tiempos Alpinos, muchas de estas

fallas han vuelto a funcionar condicionando la actual morfología del Sistema Central.

Algunos de estos elementos alcanzan escala de megaestructura como el gran dique diabásico del Alentejo-Plasencia (FIGUEROLA et al., 1973) cuya longitud es del orden de 500 Km.

El estudio estadístico de las direcciones de fracturas se encuentra en BISCHOF, 1975. Nosotros tratamos sólo los accidentes pertenecientes a las direcciones mejor estudiadas.

Fallas NE-SW

Del análisis de las figuras 1 y 3 se observa que las fallas más importantes corresponden a los desgarres NE-SW, siendo los dos de mayor magnitud al citado dique de Alentejo-Plasencia y la falla meridional del Sistema Central Español.

El primero es una fractura tardihercínica que en el Triásico Medio Inferior se rellenó con la diabasa que actualmente constituye el dique. Su evolución estructural es muy compleja. Se han citado para él movimientos dextrales (UGIDOS, 1974), no obstante resultan más visibles, en imagen aérea, los sinestrales como puede apreciarse en la banda de Ordovícico que queda doblada y desgarrada. Posteriormente el dique ha sido dislocado, por fallas E-W y NNW, y brechificado (GARCÍA DE FIGUEROLA et al., 1973). Finalmente la falla de Plasencia ha jugado de nuevo apartándose, en algunos lugares, de la traza del dique como, por ejemplo, al norte de Sanchorreja (Avila).

En la imagen se aprecia que las dislocaciones experimentadas en la banda de materiales ordovícicos, al W de dicha falla son más acusadas que al E de la misma. Aquellas se producen según fallas paralelas o no a la principal mientras que estas se traducen en un arqueamiento de la estructura. Este arqueamiento nos permite establecer la hipótesis del “desplazamiento hacia el E de la línea de falla de la falla del Alentejo-Plasencia”. Así se deduce que ha existido una compresión perpendicular a esta gran falla, sincrónica con el movimiento sinistral, causante de esta amplia curvatura (Fig. 5) lo que supone un esfuerzo en dirección aproximada N-S. La compresión de dirección NW-SE provoca un desplazamiento de la línea de falla hacia el SE de 8-9 Km. Por otra parte el desplazamiento neto de las unidades geológicas a ambos lados de la falla es de 4-5 Km., pero si se tiene en cuenta el efecto de arqueamiento vemos que el desplazamiento real ha sido del orden de unos 23 Km. Naturalmente esta es una hipótesis de trabajo que surge a la vista de las imágenes de satélites pero que sólo puede ser comprobada con un estudio del terreno.

El otro accidente con esta misma dirección lo constituye el borde meri-

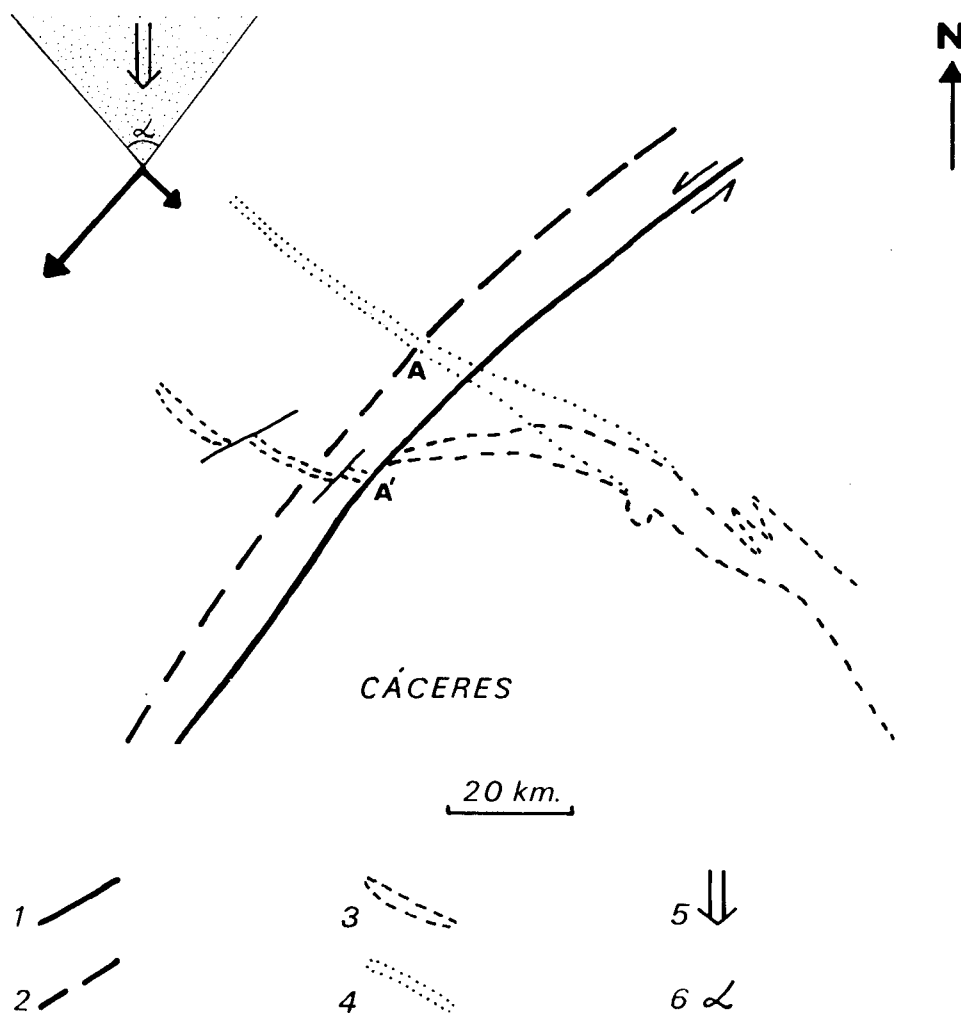


FIG. 5

- 1.—Posición actual de la falla de Alentejo-Plasencia.
- 2.—Posible posición inicial de dicha falla.
- 3.—Posición actual de los materiales ordovícicos.
- 4.—Supuesta posición inicial de tales materiales.
- 5.—Dirección de los esfuerzos.

Las flechas negras gruesa señalan los vectores desplazamiento.

dional del Sistema Central que en la actualidad sirve de contacto con la depresión terciaria del Tajo mediante falla inversa. En los tiempos tardi-hercínicos actuó primero como desgarre dextral y luego como sinistral. En la época Alpina se ha movido como falla inversa cabalgando sobre los sedimentos del Mioceno. Finalmente han sido señalados movimientos cuaternarios para esta unidad por PEDRAZA GILSANZ (1976).

Estos dos grandes desgarres son elementos de primer orden desarrollados a escala Peninsular (VEGAS, 1974, 1975).

Paralelos a ellos se extiende todo un sistema de fallas de menor dimensión pero de gran importancia.

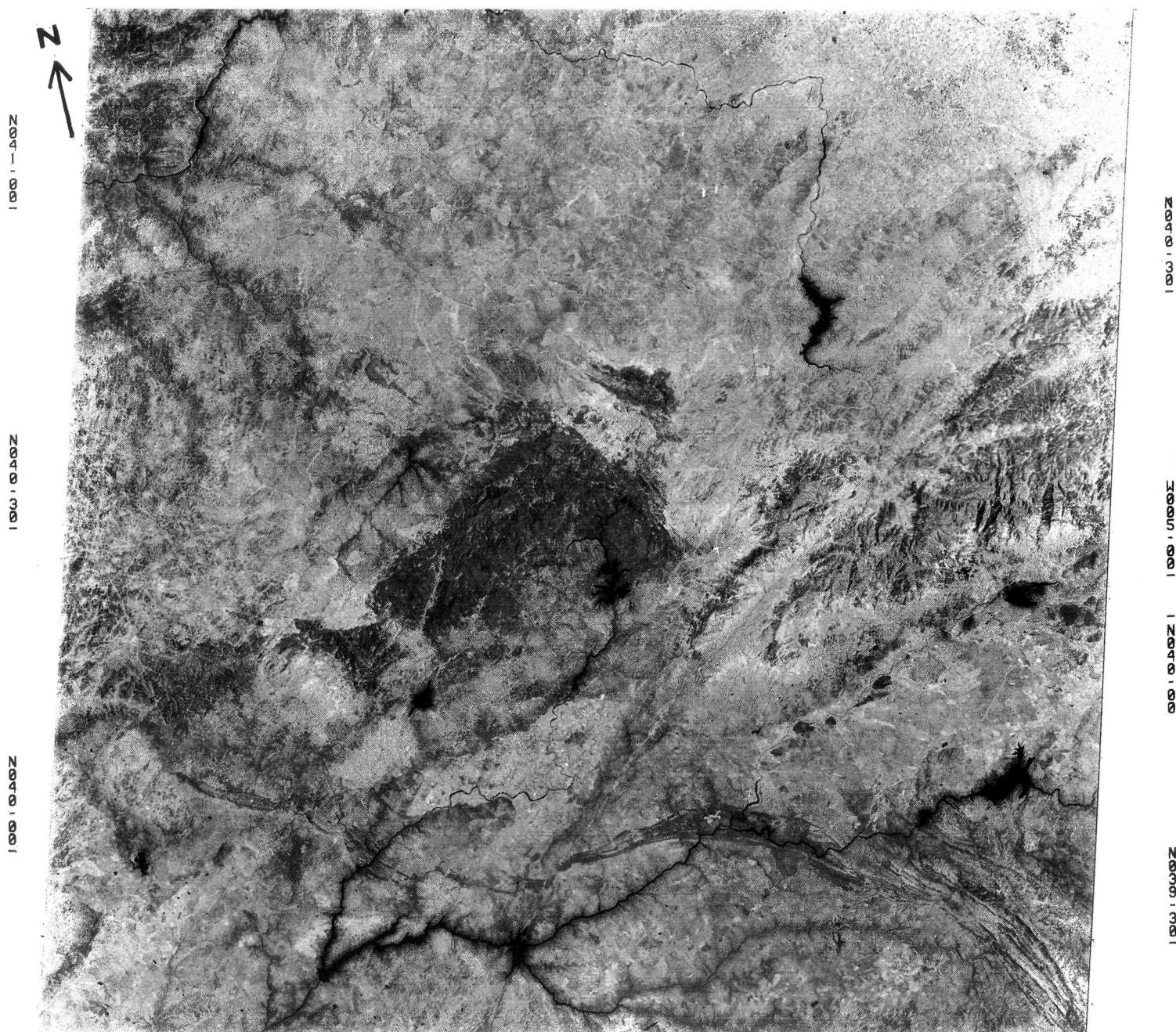


FIG. 6

Imagen a partir de la cual se han deducido los datos de la fig. 5

Fallas NW-SE

Estas constituyen un sistema conjugado con el anterior de menor desarrollo que éste en esta zona. Sin embargo, más al N, fuera de la imagen, condicionan las estructuras geológicas (MARTÍNEZ ALVAREZ, 1974).

Fallas NNE

Como consecuencia del movimiento sinistral de las fallas NE-SW se producen las fracturas de distensión NNE las cuales con mucha frecuencia se encuentran rellenas de cuarzo; comparativamente con las NE-SW no tienen tan gran longitud pero sí son muy abundantes.

Fallas E-W, N-S y otras

Las fracturas E-W han tenido una gran influencia en la evolución geológica de la región (ALÍA MEDINA, 1972) resultando visibles en el contacto entre el zócalo granítico-metamórfico de Toledo así como en otros lugares del centro de la Península Ibérica.

Las fallas N-S destacan por su continuidad dentro de los materiales terciarios por lo que sus últimos movimientos deben ser recientes.

Finalmente se observan unas lineaciones arqueadas que han sido interpretadas por ALÍA MEDINA (1976) como pertenecientes a una megaestructura de tipo cupuliforme.

En otro orden de cosas hemos de destacar que todos estos sistemas de fracturación, junto con otros no señalados, se encuentran actualmente siendo investigados por el autor en base a estudios de campo intentando llegar al conocimiento de la génesis y evolución de todos ellos.

VENTAJAS E INCONVENIENTES DE LAS IMAGENES MULTIESPECTRALES

En el estudio de las imágenes multiespectrales aplicado a las estructuras geológicas lineales del área investigada se ha podido comprobar que las bandas óptimas para su estudio son la 5 y 7, siguiéndoles en menor grado el falso color.

La escala a la que se trabaja mejor y es posible obtener un mayor número de datos es la 1:500.000, esta es la razón por la cual en la figura 4 la fracturación ofrece mayor densidad.

Entre las principales ventajas que presentan las imágenes para el estudio de la fracturación caben citar:

a) La primera se deriva de la escala, ya que al poder observarse en una misma imagen una gran superficie de terreno es posible tener una idea exacta de la magnitud de un fenómeno.

b) Esta técnica resuelve el problema de las regiones inaccesibles.

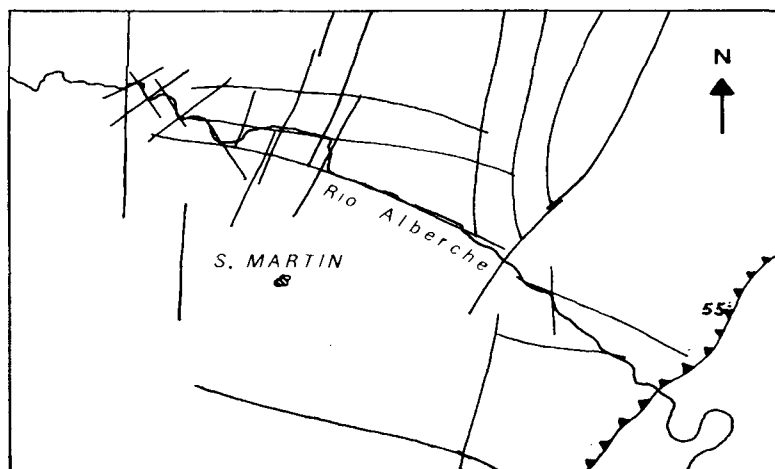


FIG. 7

- c) Tratamiento en poco tiempo de grandes extensiones.
- d) Posibilidad de tratar un mismo accidente con distintas bandas y filtros.

Por contra presenta las limitaciones siguientes:

a) Todo elemento lineal puede ser tomado como una fractura. Ejem.: En las figuras se encuentra cartografiado un potente dique de aplita que de no conocerlo por estudios de campo se señalaría como fractura. El contacto metamórfico-granítico del W de la mancha de La Cañada-El Tiemplo (Avila) marca una línea neta N-S que separa zonas de distinta tonalidad. De no conocerse tal contacto éste se trazaría como una falla paralela a la falla del Herradón-Casillas.

b) Sólo son visibles las fracturas que presentan accidentes morfológicos (valles, cursos de agua, zonas de humedades, zonas de alteración, etc.).

c) Análogamente todo accidente morfológico lineal da la impresión de ser una fractura. De hecho algunas de las fracturas señaladas en las figuras 2 y 4 no son exactamente iguales en el terreno a como se ven en la imagen. Ejem.: El río Alberche, en una zona de su curso, da la impresión de seguir una única falla NE-SW que se curva y adopta la posición conjugada NW-SE. Estas zonas enmarcadas en la figura 4 podemos ver cómo es en realidad en la figura 7, según la cartografía de campo a escala 1:50.000. Como puede verse hay diferencias importantes pues no se trata de una sino de varias fallas de direcciones diversas.

d) Al enlazar unas fracturas con otras pueden cometerse errores pues debido a la escala puede parecer que dos distintas son la misma o viceversa. Esto también depende de la calidad de la imagen y de la época del año en que se realicen y de la escala utilizada. Ejem.: Las variaciones existentes entre la figura 2 y la figura 4 se deben a estos factores.

CONCLUSION

Las imágenes multispectrales tomadas por satélite son de una gran utilidad para establecer el esbozo del modelo de fracturación a escala regional de una zona. Sin embargo, para llegar a un conocimiento perfecto de tal modelo es necesario recurrir a los métodos de investigación tradicionales, entre los que ocupa un lugar destacado el trabajo de campo.

BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1972): *Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta Espagnole*. 24th I.G.C., 3, 265-272. Canadá.
- (1976): *Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La bóveda Castellano-Extremeña*. Est. Geol., 32 (2).
- ARTHAUD, F. et MATTE, P. (1975): *Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation*. Tectonophysics, 25, 139-171.
- BISCHOFF, L. (1975): *Das Störungsmunter Zentralspaniens nach Auswertungen von ERTS-1 Aufnahmen*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 36.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.; CORRETGÉ, L. G. y BEA, F. (1974): *El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. (Estudio comparativo)*. Bol. Geol. Min., 85 (3).
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1968): *Consideraciones respecto a la zona de fractura ("Falla Cantábrica") que se desarrolla desde Avilés (Asturias) hasta Cervera de Pisuerga (Palencia)*. Acta Geol. Hisp., 5.
- PARGA, J. R. (1969): *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv*. Geol. Rdsch., 59 (1), 323-336.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1976): *Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español): La Depresión de Aldea del Fresno-Almorox*. Bol. Geol. Min., 87.
- UBANELL, A. G. (1975): *Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los "décrochements" destrales tardihercínicos*. Com. Serv. Geol. Portugal, 60.

- UGIDOS, J. M. (1974): *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar*. Stvd. Geol. 7. Salamanca.
- VEGAS, R. (1974): *Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica*. Bol. Geol. Min., 85.
- (1975): *Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications*. Geol. Rundschau, 64 (1), 266-278.

SIGNIFICADO DEL COMPLEJO ESQUISTOGRAUVAQUICO EN RELACION CON OTRAS SERIES "PRE-ARENIG" DE ESPAÑA CENTRAL

R. VEGAS*
J. M. ROIZ**
F. MORENO*

RESUMEN.—El complejo esquistograuváquico es comparable con otras series anteriores a las cuarcitas armoricanas del centro de la Península, en las cuales ha sido posible establecer una sucesión cronoestratigráfica, en parte basada en datos paleontológicos. De esta comparación se puede inferir que el complejo contiene dos tramos: uno superior con conglomerados y calizas (mixtitas) y otro inferior de sedimentos más finos (pelitas y grauvacas). El nivel con mixtitas constituye el Precámbrico terminal y es equivalente a los sedimentos de iguales características depositados en otras áreas geosinclinales durante el Precámbrico más superior.

SUMMARY.—In Central and Northern Portugal all pre-Ordovician terraines are known under the denomination "Complexo Xisto-Grauváquico". This broad definition describes only the predominance of schists and greywackes in a thick and monotonous sequence resting unconformably under the Arenigian "Armorican" quartzite levels. Further precisions about its Cambrian or Precambrian age and its lithostratigraphic relationships have remained obscure.

New insights on paleontological and sedimentological data in similar series of Central Spain have lead the authors to define three different units below the ubiquitous Armorican Quartzite. The upper unit is formed by shallow-water sediments of red-beds affinities. An Upper-Middle Tremadocian age has been found for this clastic formation that is separated by a widespread unconformity from the underlying formations. In these formations it can be defined an unit whose age ranges from the uppermost Lower Cambrian to the lowest fossiliferous levels of the Lower Cambrian. (Los Cortijos, Los Navalucillos and Tamames faunas). This Cambrian unit shows clearly shelf-type features in its upper levels, whilst its base is constituted by a more deep shale sedimentation. Below this Cambrian unit the sedimentation becomes clearly turbiditic with a mixtite-like level of olistostromes and paraconglomerates (including dolomite levels). The upper limit of this mixtite level is here used by convenience as the beginning of the Precambrian unit. In this sense, there have been considered the position of the lowest Cambrian fauna and the first main sedimentary break-up.

* Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.

** Colegio Universitario Arcos de Jalón. Universidad Complutense. Madrid.

Taking into account these new data and the last assumption, an attempt has been made in this paper to delimitate and correlate the different rock-types of the "Complejo Xisto-Grauváquico" in its own area of definition. It can be assumed that the paraconglomerate levels and their associate discontinuous limestones of the Complejo, are equivalent to the Latest Precambrian limestone bearing mixtites of Central Spain. Thus the underlaying turbidite sediments (mainly schists and greywackes) may represent the Precambrian. The convergent deeper basal facies of the Lower Cambrian is also represented between the Ordovician unconformity and the paraconglomerate levels. Nevertheless the Lower Cambrian limestones and their overlaying levels are not represented, and the absence of Middle-Upper Cambrian is also inferred. Moreover the Tremadocian clastics are less relevant towards Northern Portugal and they often disappear.

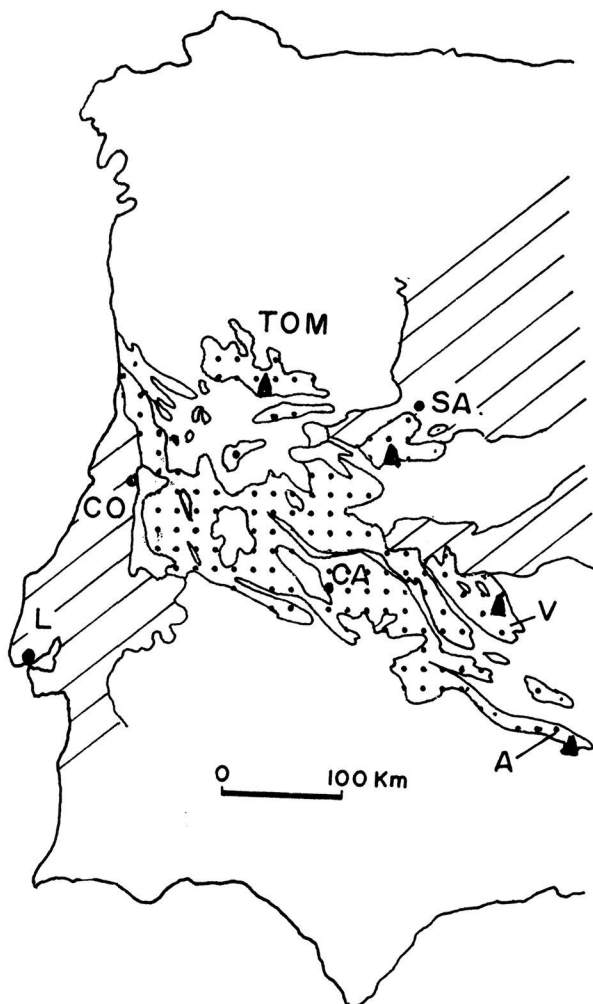


FIG. 1

Extensión del CEG y de su continuación natural en el centro y SW de España. Ornamentación: Punteado, CEG y equivalentes; rayado oblicuo, cobertura postpaleozoica; L, Lisboa; CO, Coimbra; SA, Salamanca; CA, Cáceres; TOM, Tras-os-Montes; V, anticlinal de Valdelacasa; A, anticlinal de Alcudia. Los triángulos negros indican las localidades de la fig. 2

INTRODUCCION

El propósito de este artículo es establecer un criterio de edad y división estratigráfica para el complejo esquistograuváquico anteordovícico definido en Portugal y extendido a las regiones de Salamanca, Zamora y Cáceres al otro lado de la frontera hispano-portuguesa. Una primera relación entre el *complejo* y las series precámbricas españolas ha sido presentada en parte por el primer autor firmante (PARGA y VEGAS, 1971). Esta relación aparece aquí basada en nuevos datos sobre la determinación y posición relativa del Cámbrico y el Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa y en la región comprendida entre esta estructura y el extremo occidental del anticlinal de Alcudia (Fig. 1).

EL COMPLEJO ESQUISTOGRAUVAQUICO (CEG)

Las series azoicas poco diferenciables estratigráficamente y situadas con un único punto de referencia común por *debajo* de las "cuarcitas armoricanas", han sido denominadas "por comodidad" como *complejo esquistograuváquico preordovícico* en el Centro y Norte de Portugal (véase TEIXEIRA, 1955). Esta denominación ha traspasado posteriormente la frontera, utilizándose en la delimitación de las formaciones que representan la continuación natural del CEG en las provincias de Cáceres, Salamanca y Zamora.

Las descripciones del CEG en Portugal coinciden siempre en el carácter monótono con pocos términos llamativos. En general se han descrito tramos de pizarras finas arcillosas (en ocasiones grafitosas), de grauvacas masivas y de pizarras silíceas verdosas con niveles cuarcíticos. Estos tramos alternan repetidamente y constituyen la casi totalidad de los afloramientos del CEG. Pero además han sido descritos otros afloramientos minoritarios de *conglomerados* y *calizas*.

Los conglomerados aparecen sobre todo hacia Tras-os-Montes y se intercalan entre las series esquistosas en bancos irregulares con carácter *intraformacional* apareciendo en ocasiones como niveles grauváquicos con pocos cantos. (TEIXEIRA, 1954). En principio es válido suponer —según las descripciones ya clásicas— que los niveles conglomeráticos, aún irregulares, delimitan un tramo dentro de la monotonía del CEG. Las calizas en afloramientos aislados afloran en la región del Duero y su relación con otros elementos del CEG no ha sido establecida en Portugal.

En la continuación española del CEG ha sido establecida una relación estrecha entre las calizas y los conglomerados, de manera que los niveles

de conglomerados oligomícticos, discontinuos, aparecen sustituyendo a niveles carbonatados, que a su vez son también discontinuos y con características de paraconglomerados (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1970). Esta descripción realizada en el SW de la Provincia de Salamanca puede completarse con la determinación de RÖLZ (1975, p. 15) para los conglomerados aflorantes en las proximidades de la Sierra de Francia. Según este autor los conglomerados forman parte de las capas de Valdelacasa y de las *Übergangsbildungen* del esquema de LOTZE y pueden ser considerados como "tilloids" en la acepción de PETTIJOHN. Es importante resaltar la existencia de cantos con la misma composición que la matriz (cantos blandos) y el carácter esporádico de los clastos en los tramos más inferiores. Las características generales de estos conglomerados nos permiten considerarlos como *diamictitas* que se sitúan en un tramo potente del CEG, probablemente hacia el techo de la formación monótona. Los elementos carbonatados también deben ocupar la misma posición. Sobre estos puntos basaremos las correlaciones con las series equivalentes españolas.

LAS SERIES ANTERIORES A LA CUARCITA ARMORICANA EN EL CENTRO DE ESPAÑA

En el conjunto de estas series excluimos el área cristalina de la divisoria central española que presenta una problemática propia (véase, p. e., CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975). Respecto a las otras series se puede establecer una primera distinción entre las que contienen el Cámbrico Inferior datado paleontológicamente y las que no presentan esta distinción.

Los materiales del Cámbrico Inferior han sido determinados en el S de la provincia de Salamanca (en el flanco norte del sinclinal de Tamames), en el flanco norte del anticlinal de Valdelacasa (Fig. 1) y en los Montes de Toledo Orientales (anticlinal de Urda y anticlinal de Los Cortijos).

En general, y como punto importante, los materiales cámbricos se sitúan hacia el techo de la serie y muestran facies carbonatadas de aguas someras, que contienen arqueociatos. No existen, además, materiales representantes del Cámbrico superior y medio. El resto de la serie —"ante-cámbrica"— muestra en todas las regiones consideradas un nivel con participación de conglomerados y porfiroides, a veces con carácter de olistostramos con lechos calcáreos, en relación con materiales esquisto-arenosos finos infrayacentes. Todos estos elementos serán utilizados aquí como puntos de referencia comunes a todas las series anteriores a la cuarcita armoricana.

Las series que no presentan el Cámbrico inferior datado muestran, por el contrario, una gran preponderancia de materiales esquisto-arenosos y unos

horizontes conglomeráticos (con elementos calcáreos) cuya discusión será la base de correlación aquí utilizado. Actualmente es posible afirmar que el Cámbrico inferior no está representado al sur del eje Tamames —flanco norte de Valdelacasa (MORENO, in litt), corroborándose el hecho de aparecer siempre el Cámbrico Inferior *relativamente* rico en faunas de trilobites y arqueociatos.

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, las series anteriores a la cuarcita armoricana pueden ser definidas en cada una de las regiones siguientes:

A) *Flanco norte del anticlinal de Valdelacasa*. Recientemente han podido delimitarse tres conjuntos estratigráficos por debajo de las cuarcitas de facies armoricana. El conjunto superior presenta facies de aguas someras con afinidades de "red-beds" y naturaleza conglomerática. La distribución de ichnofósiles en esta formación permite atribuir una edad Tremadoc medio a superior para todo el conjunto detrítico (MORENO et al., 1976). Una neta discordancia angular jalona la base de esta formación. Por debajo de esta discordancia aflora una serie pizarrosa con un tramo intermedio de calizas y un tramo de areniscas cuarcíticas a la base del nivel carbonatado, separados ambos por un tramo de pizarras y grauvacas; la base de este conjunto intermedio es muy monótona y potente (véase SAN JOSÉ LANCHÁ et al., 1974). Hemos encontrado huellas del ichnogénero *Astropolithon* (citado siempre en los niveles más bajos del Cámbrico Inferior de la Península) en el nivel de cuarcitas inferior al nivel carbonatado (MORENO et al., op. cit.). Las calizas por su parte nos han proporcionado una abundante fauna de arqueociatos y el nivel de pizarras inmediatamente situado por debajo de ellas ha proporcionado restos de trilobites muy mal conservados y braquiopodos. Aún sin una determinación fina de edad este tramo puede colocarse en el Cámbrico Inferior.

A continuación y por debajo de estos materiales aparece un nivel muy potente de fangoconglomerados, olistostromas y lechos de calizas y conglomerados calcáreos y en ocasiones conglomerados feldespáticos (MORENO, 1975). Indudablemente estas rocas se corresponden con las *mixtitas* que caracterizan la distribución global del Precámbrico Superior (SCHERMERHORN, 1974 y 1975). En este caso constituyen el Precámbrico Superior terminal al situarse sobre materiales turbidíticos finos equivalentes a las formaciones esquisto-grauváquicas del Precámbrico Superior del centro de la Península (PARGA y VEGAS, 1971).

B) *Región situada al sur de Salamanca*. Bajo la cuarcita armoricana se puede distinguir un nivel conglomerático muy reducido bajo el cual se sitúa en discordancia un tramo calcáreo con arqueociatos que se continúa en un

nivel de cuarcitas y pizarras con trilobites situados inmediatamente por debajo de las calizas (GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA, 1972). En la base de la formación de cuarcitas y pizarras se sitúa un nivel de porfíroides feldespáticos (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973) cuya correspondencia con niveles de conglomerados, olistostromas y calcoesquistos puede establecerse según DÍAZ BALDA y col. (in litt.). Por debajo de estos niveles de *mixtitas* se sitúan series esquistos-grauváquicas.

Como en los Montes de Toledo occidentales se pueden diferenciar: a) un conjunto detrítico (muy reducido) atribuible al Tremadoc medio y superior, b) un conjunto fosilífero de edad cámbrica inferior, c) un tramo con niveles de *mixtitas* que constituye el techo de la formación monótona de pizarras y grauvas que consideramos representante del Precámbrico Superior.

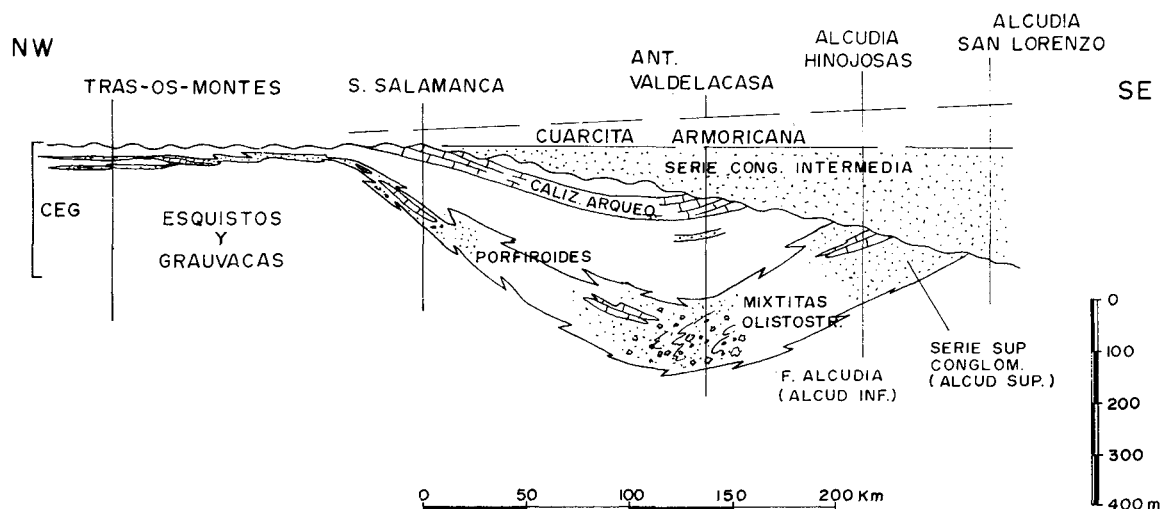


FIG. 2

Esquema de correlación entre el CEG y las series equivalentes españolas

C) *Región situada al sur del anticlinal de Valdelacasa.* Esta región comprende la Alta Extremadura y el Valle de Alcudia (Fig. 1) y en su gran extensión muestra una variación uniforme de las relaciones de los materiales “*ante-arenig*” en el sentido NW-SE. Se han establecido las siguientes series tipo:

a) En la *antiforma de Villarta de los Montes* (inmediatamente al S del anticlinal de Valdelacasa, en la región del embalse del Cijara) el nivel conglomerático *Tremadociense* se sitúa en discordancia sobre una serie de pelitas y grauvas que se continúan hacia la base en un potente olistostroma calizo y próximo a él una serie de fanglomerados con cantos de liditas (“*intrabasinales*”) y de capas colapsadas. En la base aparecen “*facies rubanées*”.

b) En el *anticlinal de Alcudia* (zona central), interpretando el esquema propuesto por BOUYX (1970, p. 121) se puede distinguir por debajo de los niveles rojos conglomeráticos (Tremadoc) un tramo *superior* conglomerático que incluye diversas facies y que contiene calizas discontinuas y conglomeráticas; una discordancia descrita en varios puntos pone en contacto este nivel conglomerático superior (de más de 2.000 m. de potencia) con una *serie inferior* de esquistos y grauvacas con intercalaciones de liditas.

c) En el *anticlinal de Alcudia, extremo más oriental*, únicamente aflora el conjunto conglomerático Tremadociense (más de 2.000 m.) en discordancia angular neta sobre las capas esquistograuváquicas del tramo inferior (RICHTER, 1967).

ESQUEMA DE CORRELACION

Las características petrográficas, sedimentológicas y paleontológicas de las series de España central permiten establecer una clara correlación de manera que los niveles fosilíferos cámbricos (Cámbrico inferior) aparecen comprendidos entre las facies conglomeráticas tremadocienses y el conjunto de mixtitas que deben marcar el Precámbrico superior terminal.

El Precámbrico superior queda dividido en dos tramos —como el esquema propuesto por BOUYX (1970)— correlacionables en todo el área centro-ibérica. El tramo superior equivale a las *series de tránsito* propuestas por PARGA y VEGAS; el tramo inferior constituye el Precámbrico superior de facies pelítico-grauváquica.

Las diferentes relaciones entre los materiales anteriores a la cuarcita armoricana quedan reflejados en la figura 2, donde se han tenido en cuenta las potencias relativas. La discordancia *inferior al Tremadoc* causa la desaparición de los materiales cámbricos y del tramo de mixtitas.

Hacia el W, en el área de definición del CEG no aflora el conjunto conglomerático tremadociense (muy poco potente en la región de Salamanca) ni tampoco los niveles cámbricos significativos. Los dos tramos diferenciables en el CEG corresponde a: un nivel con *conglomerados intraformacionales* equiparables a las mixtitas terminales y un nivel pelítico-grauváquico (esquistograuváquico). Esta división es equivalente a la establecida para el Precámbrico superior en las regiones españolas descritas anteriormente. Por lo tanto, afirmamos la pertenencia del CEG al Precámbrico superior y postulamos la posibilidad de establecer una sucesión cronoestratigráfica basada en los dos tramos diferenciables.

En cuanto al problema de la discordancia entre los niveles con mixtitas y el tramo inferior pelítico-grauváquico (discordancia intraprecámbrica de BOUYX, discordancia puntual entre las series de “tránsito” y el Precámbrico de PARGA y VEGAS, 1972) es posible considerar el nuevo aspecto aquí presentado sobre el origen de los niveles de conglomerados y olistostromas, de manera que las discordancias puntuales (hacia el borde de la cuenca) son compatibles con la concordancia general encontrada hacia el W (zona central de la cuenca?) según los argumentos expuestos por SCHERMERHORN (1975, p. 249). Estos mismos argumentos esclarecen la discusión sobre el origen glacial o no glacial de los conglomerados del tránsito Cámbrico-Precámbrico.

CONSIDERACION FINAL

El CEG —al igual que el Precámbrico Superior del centro de España— constituye un conjunto de materiales homogéneos respecto a las demás áreas “geosinclinales” para el Precámbrico terminal (véase SCHERMERHORN, 1974 y 1975). Las mixtitas corresponden a una fase final reflejo tectónico de otras áreas de compresión “pan-africana”.

El Precámbrico superior ibérico debe corresponder a la formación de una margen inactiva (VEGAS, in litt.) creada en la fase distensiva que dará origen al geosinclinal hercínico; separación de África y América por un lado y Eurasia por otro, según los esquemas propuestos por SCHENK (1971) y STEWART (1976). De esta manera el área de sedimentación “hercínica” contiene también un Precámbrico superior con mixtitas equivalente a las otras áreas geosinclinales.

BIBLIOGRAFIA

- BOUYX, E. (1970): *Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Mem. I.G.M.E., 73, 263 pp.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): *Las series anteordovícicas del Sistema Central*. Bol. Geol. Min., 86 (6), 581-596.
- DÍAZ BALDA, M. A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M.: *La deformación en los materiales paleozoicos y precámbricos al S de Salamanca*. (in litt.).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): *La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca*. Act. Geol. Hisp., 5 (4), 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central)*. Stvd. Geol., 3, 33-41.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): *Los terrenos anteordovícicos de la anti-forma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min., 84 (6), 407-418.

- MORENO, F. (1975): *Olistostromas, fangoconglomerados y "slump-folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)*. Estud. Geol., 31, 246-260.
- (in litt.): *Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico*.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976): *Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)*. Brev. Geol. Astúrica, 20 (1), 8-16.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1971): *Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)*. Geol. Rundschau, 61 (1), 44-69.
- RICHTER, P. (1968): *Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 3, 126 pp.
- RÖLZ, P. (1975): *Beiträge zum Aufbau des jungpräkambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata) Spanien*. Ibid., 36, 1-68.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.K. PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1974): *Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo*. Bol. Geol. Min., 85 (1), 21-31.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1974): *Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial?* Am. J. Sci., 274, 673-824.
- (1975): *Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials*. In A. E. WRIGHT & F. MOSLEY, editores: "Ice ages: ancient and modern". Geol. J., Special Issue, 6, 241-274.
- SCHENK, P. E. (1971): *Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa, and continental drift*. Canadian J. Earth Sci., 8, 1218-1251.
- STEWART, J. H. (1976): *Late Precambrian evolution of North America: Plate tectonics implication*. Geology, 4 (1), 11-15.
- TEIXEIRA, C. (1954): *Os conglomerados do Complexo xisto-grauváquico ante-silúrico. Sua importância geológica e paleográfica*. Com. Serv. Geol. Portugal, 35, 5-19.
- (1955): *Notas sobre Geologia de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*. Emp. Lit. Fluminense, Lisboa, 50 pp.
- VEGAS, R. (in litt.): *Le Precambrien au sein de la chaîne varisque iberique*.

INDICE

	Págs.
<i>Dedicatoria...</i>	7
A. APARICIO, J. L. BARRERA, C. CASQUET, M. PEINADO y J. M. TINAO: <i>Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico...</i>	9
R. CABANÁS: <i>Precisiones sobre la falla bética al Norte de Córdoba ...</i>	41
L. G. CORRETGÉ y M. LÓPEZ-PLAZA: <i>Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): II. Las rocas graníticas ...</i>	47
M. DELGADO-QUESADA, E. LIÑÁN, E. PASCUAL y F. PÉREZ-LORENTE: <i>Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central ...</i>	75
M. ^a A. Díez BALDA, J. R. MARTÍNEZ CATALÁN, F. GONZÁLEZ LODEIRO y M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN: <i>La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca...</i>	91
J. R. MARTÍNEZ CATALÁN, F. GONZÁLEZ LODEIRO, M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN y M. ^a A. Díez BALDA: <i>La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del "Ollo de Sapo"...</i>	109
F. MORENO: <i>Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico...</i>	123
M. NAVIDAD y M. PEINADO: <i>Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español) ...</i>	137
J. L. QUIROGA: <i>Sobre el "Ollo de Sapo" de Villadepera (Zamora) y su relación con el de Miranda do Douro ...</i>	161
V. SOS BAYNAT: <i>Geología de los alrededores de Casar de Cáceres (Cáceres)...</i>	169
A. G. UBANELL: <i>Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite ...</i>	195
R. VEGAS, J. M. ROIZ y F. MORENO: <i>Significado del complejo esquistograuváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España central' ...</i>	207

NORMAS PARA LOS AUTORES

1. La bibliografía se debe disponer:

a) en orden alfabético de apellidos, figurando a continuación las iniciales del nombre propio (todo ello con doble subrayado).—b) el año de su publicación, añadiendo letras minúsculas, por orden alfabético, cuando aparezca más de un trabajo del mismo autor o autores en el mismo año (entre paréntesis).—c) después figurará subrayado el título completo del trabajo.—d) nombre de la revista en que se publicó, con las abreviaturas usuales.—e) entre paréntesis, número de la serie, si lo hubiere.—f) número de volumen o tomo (sin iniciales V., T. o similares).—g) número parcial de la revista (entre paréntesis), si lo hubiere. En caso de ser un fascículo comprensivo de varios figurarán el primero y el último separados por una barra, p.e. (4/7).—h) después de punto y coma figurarán la primera y última páginas del artículo, sin abreviaturas (pp., pg., etc.).—i) pueden añadirse, después de punto y coma, indicaciones sobre figuras, láminas, planchas, tablas, mapas.—j) es conveniente añadir, para terminar, la ciudad donde se editó la revista.

ejemplo: PARTENOFF, A.-F. (1931): Les mollusques des tufs. Bull. Soc. Géol. France (7) 12(4); 47-138; 12 figs., 3 láms., 2 tab's.; Paris.

2. Cuando se trata de un libro debe figurar:

a) autor (apellidos, iniciales del nombre). Doble subrayado.—b) año (entre paréntesis).—c) título del artículo (subrayado).—d) en caso de ser necesario, después de la palabra In en nombre del editor o responsable de la edición del libro (doble subrayado), seguido del título del libro (subrayado y entre comillas), y número del volumen si fuese necesario.—e) ciudad donde se editó.—f) editorial.—g) primera y última página, precedidos de la inicial p. Pueden figurar páginas adicionales en números romanos.—h) figuras, planchas, láminas, tablas, mapas.

ejemplo: ZANGERL, R. (1969): The turtle Shell. In C. GANS: "Biology of the Reptiles". Vol. 1. London, Academic Press; p. 311-340.

3. No se pondrán citas bibliográficas cuya referencia no figure en el texto y viceversa.
4. En el texto, los autores figurarán con doble subrayado, y a continuación, entre paréntesis, el año. Pueden figurar también autor y año dentro del paréntesis. Los taxones figurarán con subrayado sencillo.
5. Los mapas, dibujos y diagramas se entregarán limpios, a tinta china y en papel vegetal o similar, nunca en copias, si bien éstas pueden acompañar al original con las indicaciones oportunas. Es importante indicar su situación en el texto y, a lápiz, el número de figura. Nunca llevarán escala numérica, siendo conveniente, en su caso, escala gráfica.
Se empleará un único orden de figuras para mapas, dibujos y fotografías.
6. Todos los originales deberán ir acompañados de cortos resúmenes en español y en inglés, pudiendo presentarse además en otros idiomas. El comité de redacción devolverá los originales si los resúmenes no se ciñen al texto, o si no tienen su misma calidad.
7. Deben consignarse junto a los nombres de los autores la dirección de su Centro de trabajo.
8. Los autores recibirán gratuitamente 50 separatas de su trabajo. Si alguno desea un número mayor lo debe indicar en el original o al corregir las primeras galeras. Su abono se efectuará antes de la recogida de las mismas, por los métodos usuales.
9. Los autores procurarán no presentar dibujos o fotografías innecesarios.
10. La financiación de dibujos, mapas o fotografías en color correrá a cargo de los autores.
11. Las modificaciones en las pruebas de imprenta que no figuren en el original deberán ser costeadas por los autores.
12. El comité de redacción devolverá los originales que no se atengan a estas normas

INDICE

	Págs.
<i>Dedicatoria</i> ...	7
A. APARICIO, J. L. BARRERA, C. CASQUET, M. PEINADO y J. M. TINAO: <i>Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico</i> ...	9
R. CABANÁS: <i>Precisiones sobre la falla bética al Norte de Córdoba</i> ...	41
L. G. CORRETGÉ y M. LÓPEZ-PLAZA: <i>Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): II. Las rocas graníticas</i> ...	47
M. DELGADO-QUESADA, E. LIÑÁN, E. PASCUAL y F. PÉREZ-LORENTE: <i>Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central</i> ...	75
M. ^a A. DÍEZ BALDA, J. R. MARTÍNEZ CATALÁN, F. GONZÁLEZ LODEIRO y M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN: <i>La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca</i> ...	91
J. R. MARTÍNEZ CATALÁN, F. GONZÁLEZ LODEIRO, M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN y M. ^a A. DÍEZ BALDA: <i>La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del "Ollo de Sapo"</i> ...	109
F. MORENO: <i>Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico</i> ...	123
M. NAVIDAD y M. PEINADO: <i>Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)</i> ...	137
J. L. QUIROGA: <i>Sobre el "Ollo de Sapo" de Villadepera (Zamora) y su relación con el de Miranda do Douro</i> ...	161
V. SOS BAYNAT: <i>Geología de los alrededores de Casar de Cáceres (Cáceres)</i> ...	169
A. G. UBANELL: <i>Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite</i> ...	195
R. VEGAS, J. M. ROIZ y F. MORENO: <i>Significado del complejo esquistograuváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España central</i> ...	207