

En este número:

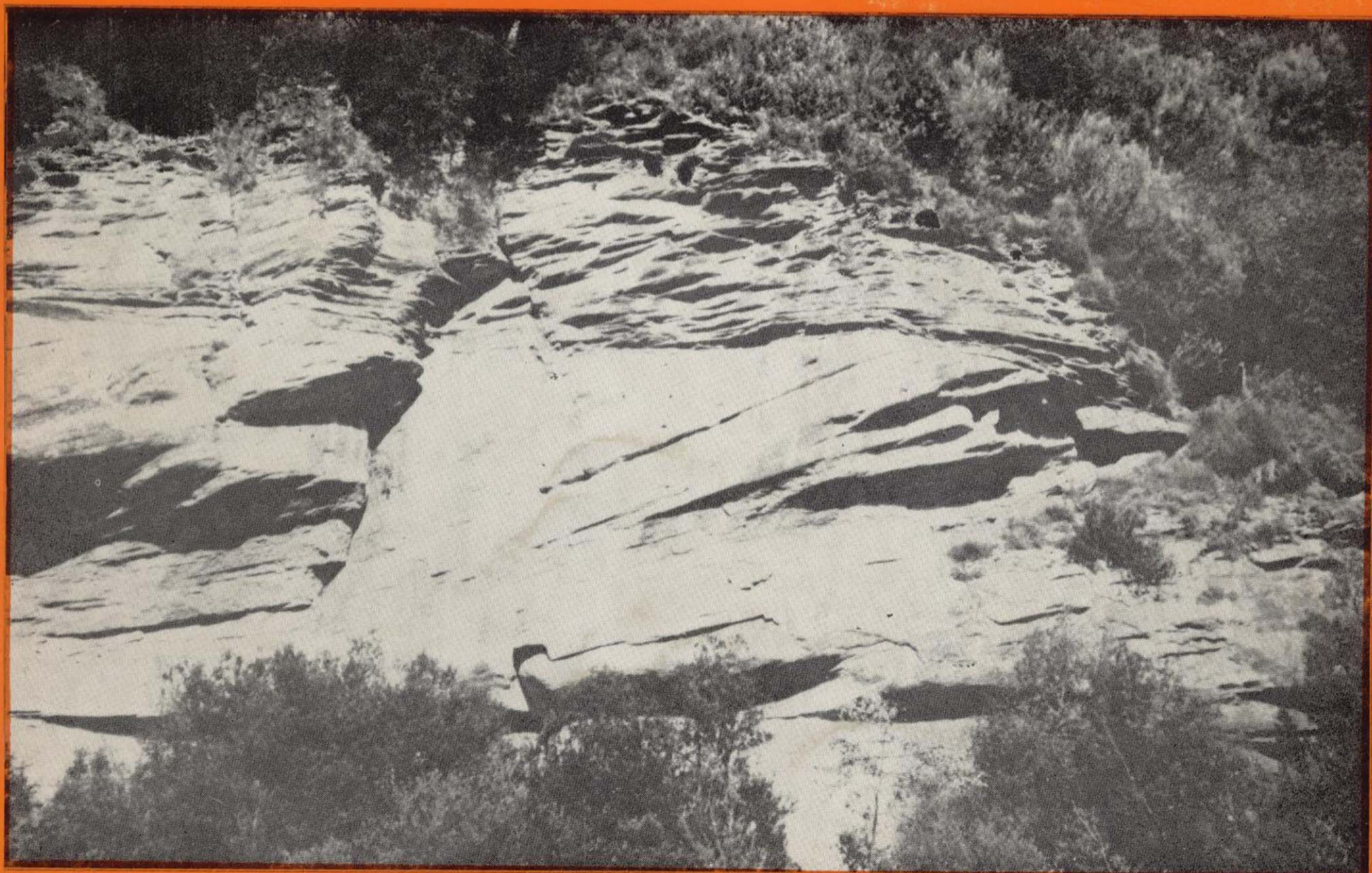
- El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica.
- Sur le caractere syntectonique de quelques plutons de la Sierra Morena occidentale (Sud-Ouest espagnol).
- Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (provincia de Burgos).
- Diseño de un modelo para el estudio de descargas de acuíferos. Modelo Meda.
- El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español).
- Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (provincia de Guadalajara).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCV, Primer Fascículo. Enero-Febrero 1984

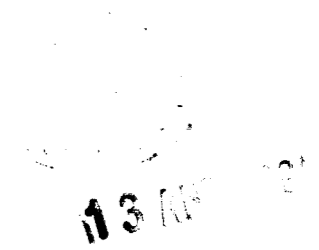
boletín geológico y minero

geología • minería • aguas subterráneas • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 95
Fascículo I
Enero - Febrero 1984

Boletín Geológico y Minero



revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

SUMARIO

Geología	M. ALVARO, A. BARNOLAS, P. DEL OLMO, J. RAMÍREZ DEL POZO y A. SIMO: El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica	3
	JOSÉ PONS y JEAN-PIERRE BRUN: Sur le caractere syntectonique de quelques plutons de la Sierra Morena occidentale (Sud-Ouest espagnol)	26
Minería	J. MENDUIÑA, S. ORDÓÑEZ y M. A. GARCÍA DEL CURA: Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (provincia de Burgos)	33
Aguas subterráneas	ALFREDO IGLESIAS LÓPEZ: Diseño de un modelo para el estudio de descargas de acuíferos. Modelo Meda	52
Estudio de Minerales y Rocas	C. CASQUET y F. TORNOS: El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español)	58
	A. APARICIO y L. GARCÍA CACHO: Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (Prov. de Guadalajara)	80
Información	JOSÉ ENRIQUE AZCÁRATE MARTÍN: Las aguas en el futuro del Instituto Geológico y Minero de España	90
	Campamentos de Geología «Canfranc 1983»	93
	Noticias y notas bibliográficas	96

DIRECCION Y REDACCION

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION

Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Teléfono 250 02 03

IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Geológico y Minero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

"Sand wave" en la Fm. Folgueroles, Eoceno Medio Superior de Cataluña.

Foto A. Barnolas

ISSN 0366 - 0176

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

Imprenta IDEAL - Chile. 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica



Por M. ALVARO (*), A. BARNOLAS (**), P. DEL OLMO (*),
J. RAMIREZ DEL POZO (*) y A. SIMO (***)

RESUMEN

Se definen ocho unidades deposicionales en el Neógeno de Mallorca, a partir de sus características sedimentológicas, bioestratigráficas y estructurales. Están separadas por discontinuidades estratigráficas de orden mayor, y cada una de ellas representa un episodio que permiten reconstruir la evolución tectosedimentaria de Mallorca durante esta época.

ABSTRACT

The Neogene from Mallorca (West Mediterranean Sea) is subdivided into eight depositional units from the sedimentological, biostratigraphical and structural points of view. They are limited by major stratigraphic discontinuities.

The lower unit is a thick sequence of black breccias, dolostones and gravitational deposits, located in the north-western area of Mallorca, where several pull-apart basins are developed during oligo-aquitania times.

The second one is extensive over the black breccias. It is an ensemble of terrestrial and shallow marine deposits, of Burdigalian age, that points out a regional downwarping stage.

The third unit is turbiditic, with abundant resedimented material (olisthostromes, debris-flows and olisthons).

The general sequence is deepening upwards and ends with regional tectonic collapse. However, in the central area of the island this unit ends with a prograding carbonate shelf regressive sequence. This turbiditic and carbonatic unit is syn-orogenic, and dates the principal tectonic phase of deformation in Mallorca, during Langhian times (thrust and nappe units setting).

The fourth unit, of Serravallian age, is represented by terrestrial and shallow marine deposits located in some isolated depressions. The Serravallian-Tortonian marls and gypsums of the fifth unit are extensive over this deposits. These marls have lenses of fluvial conglomerates in the bottom, and fresh-water limestones towards the top. Both the fourth and fifth units are post-nappe, but they are slightly folded.

The «Heterostegina layer» (Upper Tortonian) is at the bottom of the sixth unit. The Lower Messinian is represented by a prograding reef system, with shallowing upwards sequences, and fringing, barrier and ramp reef morphologies.

During Upper Messinian the seventh unit exhibits several cyclic events (normal to hypersaline), with lacustrine facies at top. The uppermost unit, of Pliocene age, is a deltaic sequence in the bottom, and beach sequence at top, extensive over the Messinian, into which it is strongly excavated.

The three Upper Miocene and Pliocene units are limited by discontinuities that mark strong vertical tectonic reactivation phases in a regional distensive tectonic regime.

Finally, an active-margin, geodynamic model in Mallorca during Upper Oligocene-Lower Miocene times is postulated. This model coordinates the observed delapsional events and the FALLOT'S and DARDER'S classical structural models.

INTRODUCCION

La Isla de Mallorca está situada sobre la plataforma balear, como prolongación de las Cordilleras Béticas, en el centro del Mediterráneo occidental.

a establecer los rasgos básicos de la geología mallorquina, en los aspectos cartográfico, estratigráfico, estructural y paleontológico: FALLOT (1922),

(*) Compañía General de Sondeos.

(**) División de Geología. IGME.

(***) Departamento de Petrología. Universidad Central de Barcelona.

Numerosos autores han dedicado su esfuerzo

DARDER (1932), COLOM (1947, 1975), OLIVEROS, ESCANDEL y COLOM (1960), BOURROUILH (1973), MATAILLEX y PECHOUX (1975), entre otros. Recientemente, una serie de trabajos específicos sobre el Neógeno han precisado la estratigrafía y sedimentología de conjunto o de algunas de las unidades que se tratan en este artículo: ESTEBAN et al. (1977), POMAR (1979), RODRÍGUEZ (1982), ESGUIZÁBAL (1982), FORNOS (1983).

Los sedimentos más antiguos que afloran en Mallorca son de edad triásica, en facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. El Jurásico Inferior está representado por depósitos carbonáticos de aguas poco profundas, hasta el Toarciense, en el que la fragmentación y hundimiento de la plataforma carbonatada da paso a una sedimentación de cuenta con altos y surcos, que persiste hasta el Cretácico Superior.

Los primeros movimientos alpinos son atestiguados por la inexistencia de sedimentos Paleocenos, ya que los primeros depósitos terciarios son de edad Eoceno Medio (Luteciense) en facies continentales y costeras. Estas condiciones persisten durante el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior-Medio. Una nueva etapa de deformación es la responsable de la discontinuidad existente entre estos depósitos y los del Oligoceno Superior, también de carácter continental.

La serie neógena de Mallorca presenta ocho unidades deposicionales. La inferior, en relación de continuidad con el final de la sedimentación paleógena, está ubicada en zonas netamente delimitadas y se caracteriza principalmente por un conjunto de brechas, dolomías negras y olistones. Por el contrario, la siguiente unidad es extensiva sobre toda el área emergida de la Isla; es una unidad caracterizada por conglomerados fluviales y carbonatos de plataforma.

La tercera unidad consiste en un conjunto de margas, areniscas turbidíticas, depósitos de *mass-flow*, silixitas y olistones de dimensiones variables, que en el sector central de la Isla evoluciona verticalmente a carbonatos de plataforma.

Estas tres unidades están afectadas por una fase de compresión de edad Langhiense Superior, responsable de las estructuras tangenciales que configuran los aspectos esenciales de la arquitectura actual de la Isla: pliegues, cabalgamientos y recubrimientos tectónicos del orden de decenas de kilómetros y vergencia al NO.

Los depósitos «postorogénicos» se disponen orlando los relieves de las sierras y del centro de la Isla, y su configuración y características están controlados por la actividad de fracturas del zócalo estructurado, en un ambiente distensivo. La primera unidad deposicional «postectónica» corresponde a un conjunto de carbonatos costeros que quedan limitados a un área muy localizada de la zona central de Mallorca, al pie de la Sierra de Levante. Las margas, conglomerados, calizas lacustres, yesos y lignitos de la siguiente unidad ocupan una extensión mayor, y ambas aparecen afectadas por una fase de deformación débil que genera estructuras de plegamiento de gran radio. En el Mioceno Superior hay un término inferior de potencia variable y escasa representación («capas de Heterosteginas»), una unidad de carácter arrecifal y otra superior carbonatada-hipersalina con sedimentación lagunar a techo. Finalmente, la unidad deposicional pliocena aparece encajada en cuencas subsidentes, y evoluciona de depósitos deltaicos a costeros.

El Plioceno Superior y el Cuaternario están representados por litologías muy variables, condicionadas por los ambientes deposicionales: conglomerados de conos aluviales, arcillas de decalcificación, dunas, depósitos litorales y de bahía, etcétera (CUERDA, 1975).

El objeto de este trabajo es establecer las unidades deposicionales del Neógeno de Mallorca, describiendo su estratigrafía, sedimentología y bioestratigrafía, y ofrecer una interpretación de conjunto de los ambientes deposicionales y su evolución en un contexto dinámico.

Todos los datos para su elaboración se han obtenido durante la realización de proyectos del IGME por los autores, especialmente en la elaboración del Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA), y en el estudio sedimentológico del Neógeno a partir de datos del subsuelo. A este organismo hemos de agradecer la posibilidad de haberlos utilizado.

Nuestro agradecimiento también para D. Alfredo Barón, geólogo del Servicio Hidráulico de Baleares, por la información aportada sobre los pozos y sondeos de la Isla. El nos introdujo a algunos de nosotros en la problemática del Neógeno postectónico.

Este trabajo se ha presentado gráficamente en una sesión sobre el Neógeno mediterráneo du-

rante el X Congreso Nacional de Sedimentología, celebrado en Mahón (Menorca) en septiembre de 1983.

UNIDADES DEPOSICIONALES

En el Neógeno de Mallorca se definen ocho unidades deposicionales delimitadas por rupturas sedimentarias de carácter erosivo o discontinuidades sedimentarias importantes. En este apartado se describen la geometría de las unidades, las relaciones entre las facies deposicionales y su contexto general. Lógicamente, el carácter sintético del trabajo obliga a omitir las descripciones minuciosas y los datos de carácter local.

Las tres primeras unidades deposicionales están muy deformadas por la fase de compresión langhiense, a la que en principio se la asigna la máxima importancia en la estructuración del área mallorquina. De las cinco restantes, consideradas postorogénicas en sentido amplio, las dos inferiores aún aparecen afectadas por estructuras compresivas de menor importancia, y las tres superiores únicamente muestran evidencia de actividad tectónica distensiva.

UNIDAD DE BRECHAS NEGRAS OLIGOCENO SUP. (?) - AQUITANIENSE

Esta unidad está limitada geográficamente en una franja situada a lo largo del sector septentrional de la Sierra norte (fig. 1). Su espesor es variable, entre 200 y 900 metros. Se apoya mediante un contacto erosivo sobre el Triás y el Jurásico Inferior, y a techo está erosionado por una unidad marina. Hasta el momento a esta unidad se le había asignado una edad jurásica, y así figura en los mapas geológicos existentes.

Se caracteriza por diferentes litofacies de carácter delapsional (brechas y olistolitos) y lagunar (dolomías negras fértidas brechificadas). La sucesión de estas litologías es diferente según el lugar en que se verifique, revelando un notable control tectónico sobre un ámbito sedimentario compartimentado (fig. 2).

En principio se considera equivalente de la Brecha de Alcanar (SOLER et al., 1982), y posiblemente está en relación con las facies de brechas

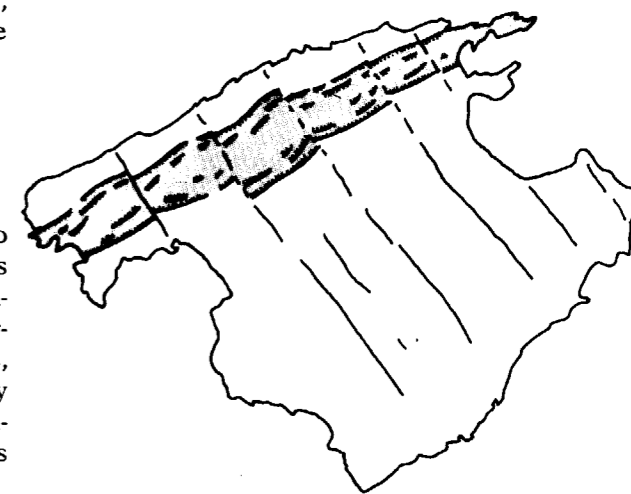


Figura 1.—Distribución de la unidad de brechas negras Oligoceno Superior-Aquitaniense.

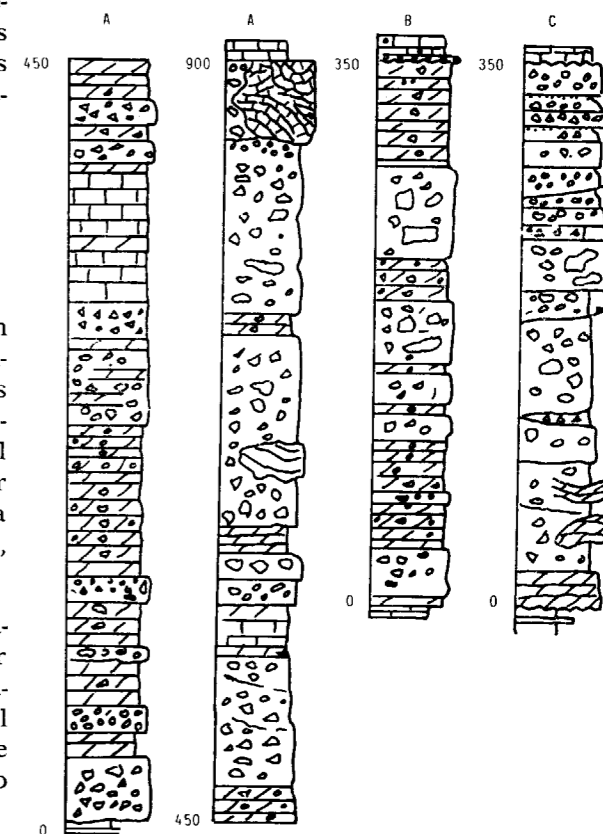


Figura 2.—Secciones estratigráficas de la unidad brechas negras. A: Sección de Sa Calobra. B: Serie de Port de Valldemosa. C: Serie de George Sand.

de olistolitos oligocenos de la fosa de Manosque (GIGOT, 1975).

Las litofacies observadas son:

a) Dolomías fétidas negras a gris oscuro, con oncolitos, gasterópodos y niveles laminados. Normalmente están brechificadas por procesos pedogenéticos y se disponen en bancos de 40 a 70 centímetros. Aparecen intercaladas en toda la serie como tramos de potencia variable. También se presentan como olistolitos dentro de la litofacies de brechas.

b) Brechas masivas poligénicas de cantos de caliza, dolomías, areniscas y ocasionalmente sílex. La fábrica es desordenada, soportada por los cantos y polimodal. La matriz está bien a pobremente clasificada. No hay estratificación cruzada. Generalmente no presentan gradación, y cuando sucede puede ser normal a inversa, y siempre difusa. La estratificación es masiva, a estratificada, en capas de 60 a 140 centímetros de espesor. Cuando presentan gradación normal el techo aparece retrabajados por corrientes tractivas. Son frecuentes los niveles «slumpizados», la dolimitización y la presencia de «*Microcodium*».

c) Olistolitos, megabrechas y depósitos asociados. Consisten en bloques de dimensiones métricas a hectométricas de materiales triásicos (Keuper, Muschelkalk) y Jurásico (Lías, Doger y Malm) y conglomerados asociados que aparecen preferentemente en la parte superior de la serie. La geometría es de tipo cuña, con conglomerados precursores, que se diferencian de las brechas por acentuarse su carácter poligénico, y que soportan al olistolito, y conglomerados en la parte trasera con algunos bloques de pequeñas dimensiones.

La alternancia de las diferentes litofacies, su variabilidad de composición y espesor regionalmente, y la naturaleza del sedimento sugieren un transporte corto de materiales erosionados en un escarpe inestable afectado por meteorización subaérea, y transportados en masa como brechas y olistolitos a una cuenca con sedimentación lagunar carbonática localizada en un sistema de fosas subsidentes con escarpes tectónicos muy activos (figura 1).

UNIDAD DE CONGLOMERADOS Y CALIZAS (AQUITANIENSE-BURDIGALIENSE INFERIOR)

Es una unidad extensiva sobre la anterior y aparece en toda la Isla. Se apoya mediante un contacto erosivo sobre la Unidad de brechas y el Mesozoico y Paleógeno estructurados. El contacto con la unidad superior es disconforme. Su espesor es variable, de 10 a 70 metros, como resultado de rellenar un sustrato irregular. En parte corresponde a la «Unidad basal» de RODRÍGUEZ (1982) (fig. 3).

Presenta dos litofacies claramente diferenciables:

a) Conglomerados unimodales con fábrica bien clasificada y soportada por los cantos, y gradación normal. La matriz está bien a pobremente clasificada. Los cantos son de caliza, dolomía y arenisca, muy bien redondeados y esféricos, variando su tamaño de 2 a 7-10 centímetros. La matriz es de arena media a fina con algunos niveles microconglomeráticos y arcillosos. Generalmente presentan buena cementación carbonática. Están asociados a niveles de limolitas, arcillas amarillo-rojas con trazas de raíces, y dolomías.

b) Calizas bioclásticas de textura rudstone a packstone, con bivalvos, equínidos, ostreidos y

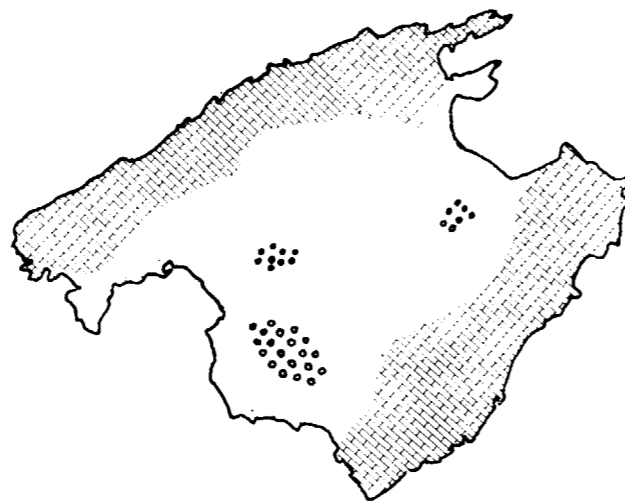


Figura 3.—Distribución de la unidad de conglomerados y calizas. Aquitaniense-Burdigaliense Inferior.

rodóceas como componentes dominantes, aunque son comunes corales, briozoos, etc. Son masivos y sin estructuras sedimentarias. En general, en la base son conglomeráticas, con cantos del Mesozoico y del Paleógeno. En la Sierra Norte las interdigitaciones de barras conglomeráticas son frecuentes, presentando sus cantos señales de retrabajamiento en un medio costero («Lithodomus», etcétera). Es frecuente observar que esta litofacies se dispone sobre un sustrato alterado pedogenéticamente.

La litofacies de conglomerados se interpreta como sedimentos fluviales. La litofacies de calizas bioclásticas se interpreta como depósitos de plataforma carbonática costera.

La litofacies de calizas bioclásticas ha sido datada en la Sierra Norte como Burdigaliense Inferior. En este sector, además, aparecen localmente facies «paráticas» (COLOM, 1968). En la

Sierra de Levante su edad es Aquitaniense (BOURROUILH, 1973).

Todas las características de esta unidad sugieren un dispositivo paleogeográfico, consistente en unas plataformas someras marinas situadas al sur y norte de la Isla, separadas por un sector con predominio de sedimentación fluvial de los ríos que drenaban los relieves sometidos a denudación. En la línea de costa el material grosero aportado por la desembocadura de los ríos es retrabajado por el oleaje formando barras conglomeráticas (figura 4).

Este dispositivo es claramente transgresivo, y el hundimiento acelerado de toda el área mallorquina conduce a que los sedimentos carbonáticos recubran directamente a la unidad de brechas negras en la Sierra Norte durante el Burdigaliense Inferior.

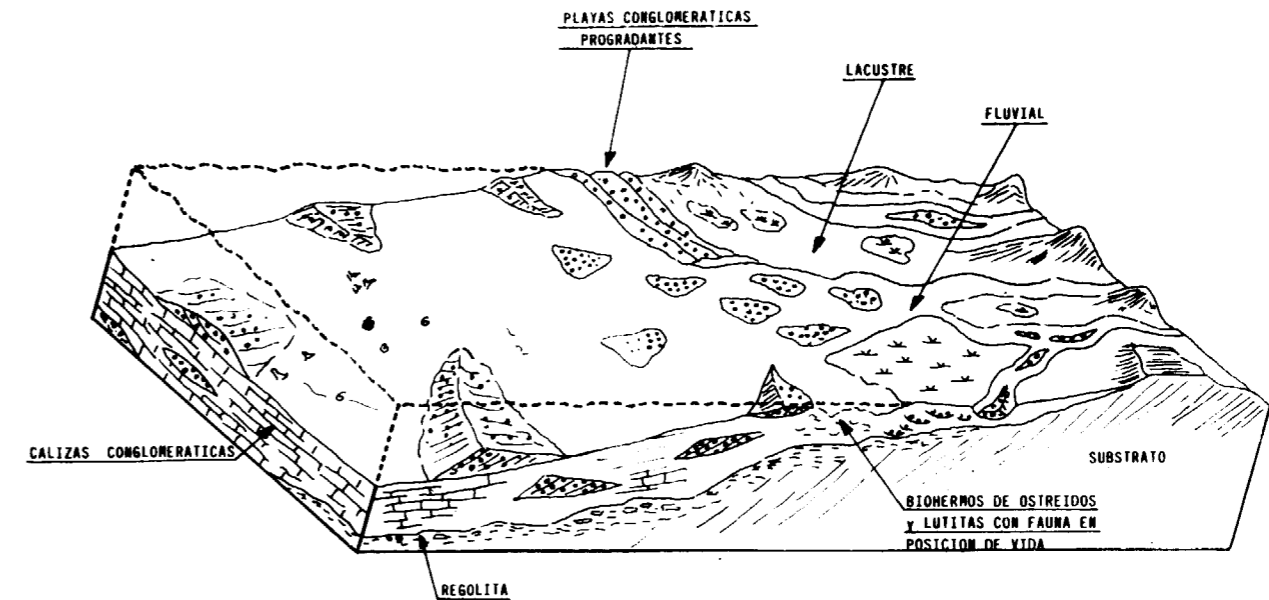


Figura 4.—Modelo deposicional de la unidad de conglomerados y calizas Aquitaniense-Burdigaliense Inferior.

UNIDAD TURBIDITICA-CARBONATICA (BURDIGALIENSE SUPERIOR-LANGHIENSE)

Por encima de la unidad precedente se desarrolla un episodio de sedimentación de cuenca en toda Mallorca, que en el sector central culmina

con depósitos de rampa carbonática (fig. 5). El límite inferior de esta unidad puede ser erosivo sobre la anterior. Su espesor, difícil de evaluar por motivos tectónicos, es variable y del orden de hasta varios centenares de metros. Es la última unidad anterior a la fase de estructuración langhiense, siendo evidente su carácter sintectónico.

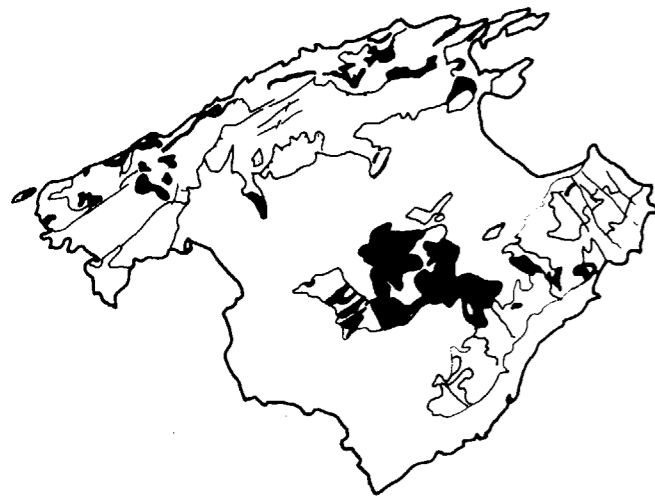


Figura 5.—Distribución de la unidad turbidítica y carbonática. Burdigaliense-Langhiense.

Su edad varía en sentido S-N, de Burdigaliense a Langhiense Medio. Corresponde en parte a la unidad turbidítica de POMAR (1979) y RODRÍGUEZ (1982) y a las «Calizas de Randa» (ESQUIZÁBAL, 1982).

Presenta dos litofacies, que corresponden a dominios sedimentarios diferentes (fig. 6):

a) Margas, areniscas, silexitas, olistostromas, etcétera.

b) Calizas organógenas.

a) La primera corresponde a depósitos de talud inestable, en el que alternan capas de areniscas, margas con silexitas y depósitos delapsionados. Las areniscas aparecen en capas de 5 centímetros hasta 1,5 m. de espesor, y son litarenitas de tamaño arena media, bien clasificadas y con gradación normal, con estructuras tractivas en casos con disminución de energía hacia el techo. Corresponden a capas turbidíticas con los términos de BOUMA Tb-c y capas tractivas. Son frecuentes las estructuras de escape de agua; las paleocorrientes y «slumpings» son hacia el norte. Lateralmente pueden pasar a conglomerados de pie de talud.

Las margas, de tonos verdes, con abundante fauna de globigerinas, intercalan frecuentemente niveles de silexitas de espesor centimétrico. En todas las series son muy frecuentes las intercalaciones de depósitos delapsionales, como *slumps*, *debris flows*, *mudflows* y olistones, en las margas y are-

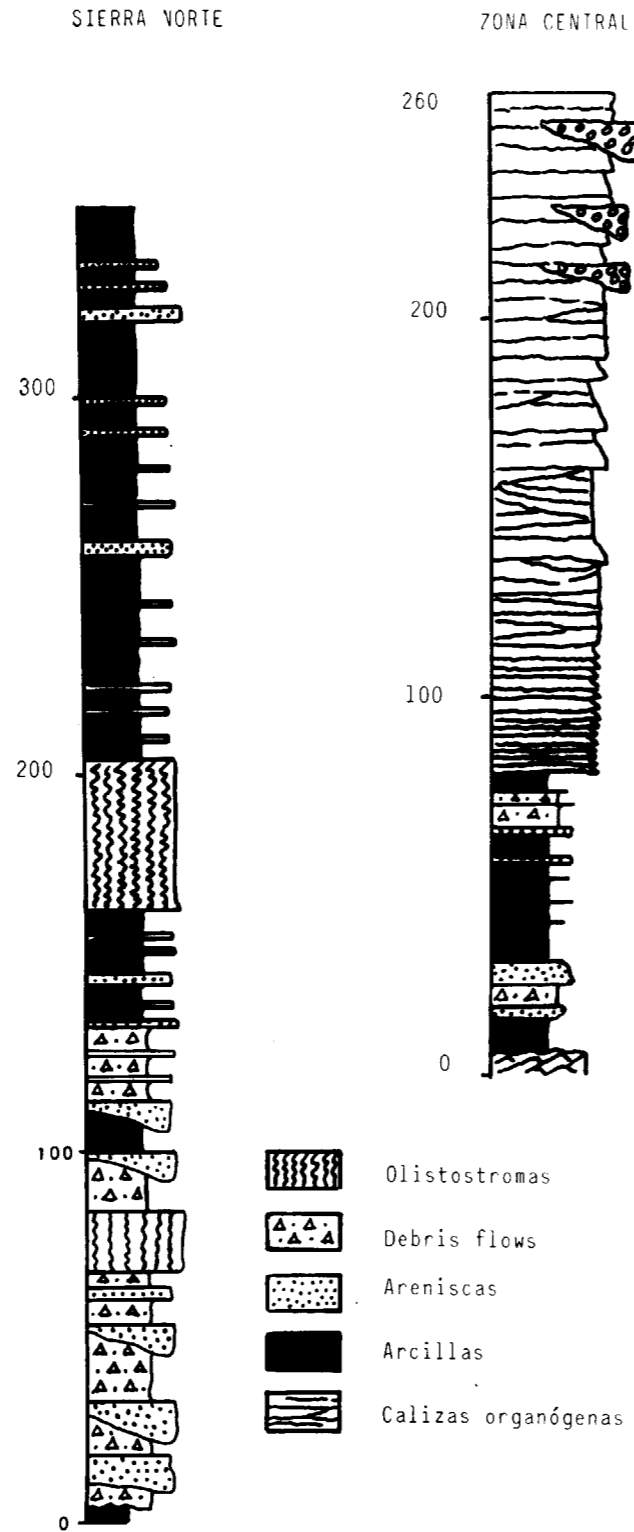


Figura 6.—Columnas sintéticas de la unidad turbidítica y carbonática. La serie de la Sierra Norte es «deeper up», colapsada por emplazamiento de unidades tectónicas. En la zona central es «shallowing up», con rápida progradación de carbonatos.

niscas. La naturaleza de los elementos que las componen es tanto intraformacional como procedente de la unidad deposicional anterior, o del Mesozoico y Paleógeno, y su tamaño varía desde centímetros a hectómetros cúbicos.

El techo de esta litofacies en las sierras periféricas generalmente es una superficie de corrimiento.

b) En la zona central de la Isla, sobre la litofacies anterior aparecen depósitos de una plataforma carbonática progradante. Texturalmente son rudstones de rodofíceas y moluscos muy bien cementados y dispuestos en capas de 15 a 35 centímetros, y canales conglomeráticos a techo. Las estructuras sedimentarias varían, de base a

techo: capas de turbiditas carbonáticas (con desarrollo a veces de los términos Ta-c de BOUMA), estratificación cruzada de bajo ángulo, barras y canales. La secuencia es granocreciente y sometrizante hacia el techo.

Las secuencias observables varían de unos dominios paleogeográficos a otros. En las Sierras Norte y Levante las secuencias son profundizantes y terminan con un colapsamiento por emplazamiento de unidades alóctonas o paraalóctonas procedentes del SE. Por el contrario, en el sector central de la Isla se trata de una secuencia sometrizante con deposición rápida de carbonatos de aguas poco profundas progradante hacia el Norte sobre depósitos del «Shelf» arcilloso.

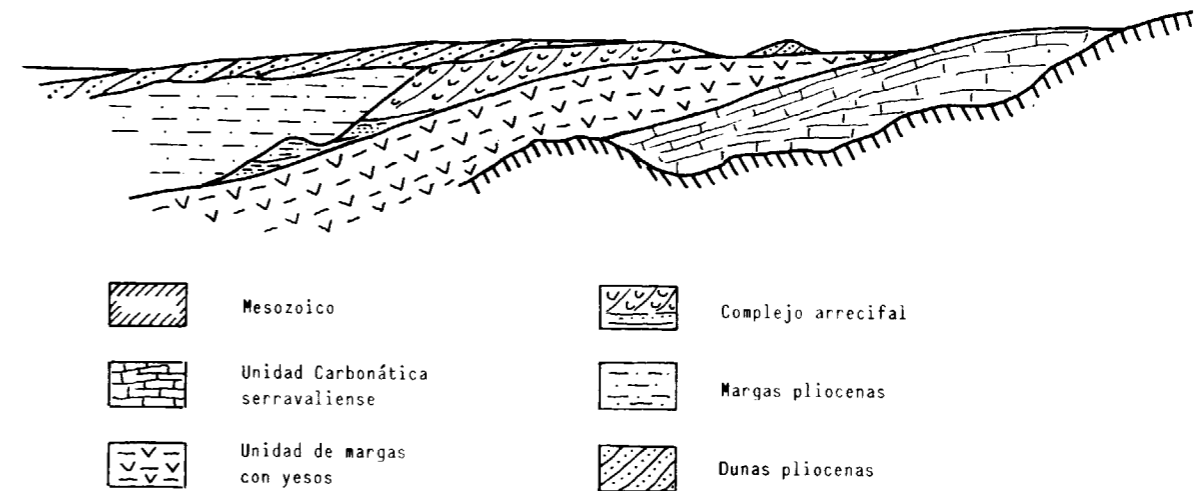


Figura 7.—Geometría de las unidades deposicionales posttectónicas en el área de Manacor-Santa Margarita.

UNIDAD CARBONATICA SERRAVALIENSE

Ocupa una zona situada entre las Sierra Central y de Levante, rellenando las áreas más deprimidas de los relieves estructurados (fig. 8). El límite inferior corresponde a conglomerados y regolitas. El techo está truncado por conglomerados continentales. La sedimentación de esta unidad es marina, siendo los componentes más abundantes: fragmentos de equínidos, rodofíceas, bivalvos, gasterópodos y briozoos. La serie representativa (fig. 9) presenta unos conglomerados basales mal clasificados, poco rodados, subsféricos y heterométricos, que hacia el techo pasan a estar bien clasi-

ficados, bien rodados y esféricos, disminuyendo el tamaño de grano de 5-12 cm. a 2-7 cm. La matriz pasa de arcilla roja a matriz calcilutítica. Le sigue un tramo carbonático calcilutítico de color ocre-rosado con pasadas de cantos de 0,5 a 1 cm., pulidos flotando en una matriz de textura wackstone-packstone de púas de equínidos; el tamaño de grano es de arena media a fina. De forma progresiva se observan facies de rodolitos, bivalvos, gasterópodos y briozoos, con pequeñas pasadas conglomeráticas, y recurrencias de las facies anteriores. La matriz es blanca pulverulenta muy chalkyficada.

En la base corresponde a depósitos continen-



Figura 8.—Distribución de la unidad carbonática Serravalliense.

tales de carácter aluvial, localizados en las áreas más deprimidas. Posteriormente se depositan sedimentos masivos que hacia el techo evolucionan a una plataforma carbonática abierta.

UNIDAD MARGAS CON YESOS SERRAVALIENSE-TORTONIENSE

Esta unidad, que ocupa mayor extensión que la anterior, está situada entre la Sierra de Levante y la Sierra Norte. Corresponde a la unidad «Burdigaliense Superior salobre-lacustre» de OLIVEROS, ESCANDELL y COLOM (1960). El límite inferior es erosivo y de carácter conglomerático y el techo de la unidad está truncado (fig. 10). Las potencias son variables (40 a 200 m.).

Su carácter sedimentario es lagunar, representado por diversas litologías y áreas deposicionales que se describen a continuación:

- Sector NE, Sta. Margarita (fig. 10).—Estudiada en afloramiento y sondeos presenta una sucesión (fig. 11) de conglomerados basales, pasando a margas con yesos masivos, y a niveles de lignitos con *Hydrobias* asociados a canales conglomeráticos, y un techo de carbonatos lacustres. Los conglomerados son *clast-supported*, bien rodados y esféricos. La matriz es arcillosa a microconglomerática. Están canalizados y presentan una elevada imbricación de canales en la base (canales efímeros), y una imbricación escasa en el techo de la serie. Los yesos se han localizado en algunos sondeos, y su textura es masiva, creciendo entre niveles arcillosos, interpretándose los cristales y rompiendo la textura deposicional. Los lignitos están alternando en bandas con margas laminadas. Internamente son abundantes los gasterópodos (*Hydrobia*) y filamentos algales. Es abundante la silicificación tardía en nódulos de 5 a 40 cm. Los carbonatos lacustres son masivos, bioturbados, de color blanco, con algas cianofíceas o bien corresponden a depósitos laminados con *tepees* y algún cristal de yeso.

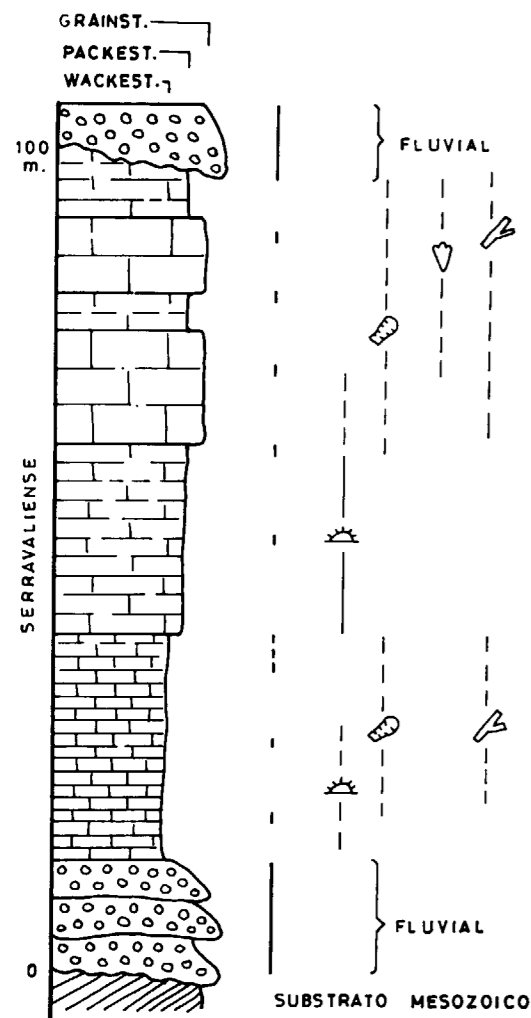


Figura 9.—Columna sintética de la unidad carbonática Serravalliense.

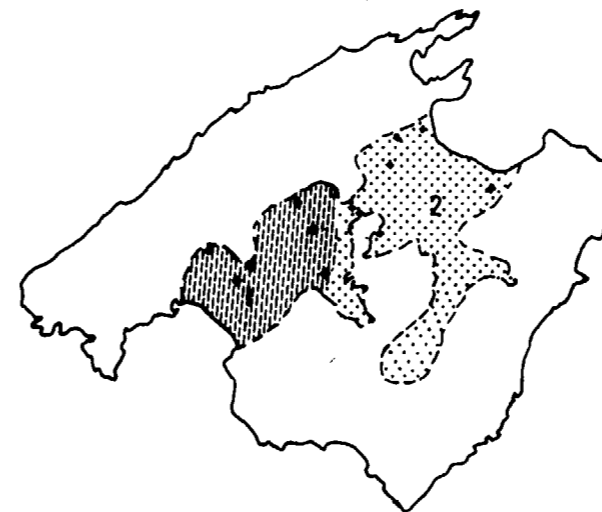


Figura 10.—Distribución de la unidad de margas con yesos. Serravalliense-Tortonense.

canales conglomeráticos efímeros como los descritos anteriormente y el resto de la serie corresponde a una alternancia de gypsarenitas, margas y yesos.

Los yesos son autóctonos o alóctonos. En el primer caso se diferencian tres litofacies: (1) yesos en empalizada de 0,5 a 2 cm. separados por láminas de lutita carbonática, (2) yesos intersticiales de hábito lenticular o prismático, y (3) costras de yesos lenticulares de 0,5 a 1 cm. de potencia. En el primer caso corresponden a yesos depositados bajo la lámina de agua; en el segundo caso corresponde a yesos depositados en la zona vadosa, y los terceros a la interfase vadoso-freático («gypsum mush», SHEARMAN, 1966). En todos los casos la precipitación tuvo lugar por la sobresaturación, causa directa de descensos periódicos de la lámina de agua (modelo «draw down» de MAIKLEM, 1971). Estas litofacies sugieren la deposición en un cuerpo de agua restringido y poco profundo. La única presencia de yesos podría corresponder a dos causas: A) continuo aporte de agua dulce, que evitaría la precipitación de evaporitas más salobres (ej., HARDIER and EUGIER, 1971; NATTISK and RICCI LUCCHI, 1978), o B) las aguas no estarían

- Sector SO, Llano de Palma (fig. 10).—El límite inferior de la sucesión del Llano de Palma es desconocido. Los materiales más bajos alcanzados en sondeos pertenecen a

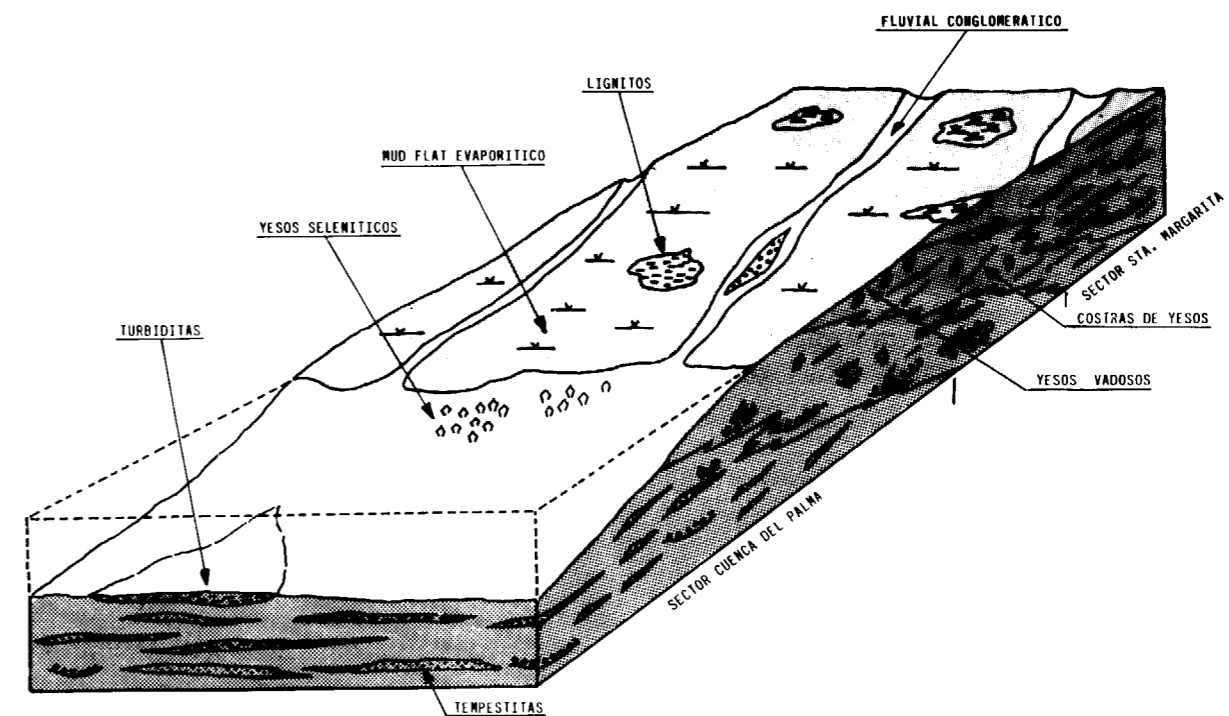


Figura 11.—Modelo deposicional de la unidad de margas con yesos. Serravalliense-Tortonense.

lo suficientemente restringidas como para permitir la precipitación de sales.

Los yesos alóctonos corresponden a gypsarenitas con estructuras tractivas. El hábito cristalino es lenticular de 1 a 3 mm. según el eje máximo. Presentan dos tipos de fábrica: (1) «*spill over ripples*», siendo la litología gypsarenitas puras, y (2) capas con gradación normal en las que hay un lag de fragmentos carbonosos mezclados con yesos lenticulares. Hay abundante bioturbación. En el primer caso corresponden a depósitos originados por el oleaje, de tipo tormentitas, y en el segundo caso a turbiditas que drenarían áreas con deposición de carbones. Los yesos lenticulares serían drenados de la llanura arcillosa.

Las arcillas son de color gris, masivas, muy bioturbadas. En ocasiones presentan cantos de 5-15 cm., rodados y subangulosos. La figura 11 representa la sucesión vertical de las diferentes litofacies descritas.

El conjunto corresponde a una cuenca evaporítica, con precipitación de yesos. Se diferencia un área con predominio de sedimentación continental (sector Sta. Margarita), otra intermedia, que correspondería a una extensa llanura arcillosa, y un área lagunar (Llano de Palma).

El área con sedimentación continental presenta diferentes ambientes: (1) canales fluviales con relleno conglomerático, (2) *over bank* arcilloso, (3) lagunas con sedimentación reductora (carbones), o bien carbonática (fig. 11). El área intermedia o llanura arcillosa, presenta sedimentación arcillosa y evaporítica. El hábito cristalino del yeso está controlado por las zonas de circulación de aguas (vadoso y freático) y la sobresaturación producida por los descensos de la lámina de agua. No es posible concretar la profundidad de la laguna, y el carácter sedimentario es gypsarenitas entre niveles de arcillas.

MIOCENO SUPERIOR: CAPA DE HETEROSTEGINAS (TORTONIENSE)-COMPLEJO ARRECIFAL (MESSINIENSE)

El complejo arrecifal se desarrolla sobre una unidad Tortoniense (Capa de Heterosteginas y equivalentes) que representa el máximo expansivo posterior a la unidad descrita anteriormente. En un

área de sedimentación más reducida se deposita el Complejo arrecifal. Este se extiende por la costa sur, este y norte de la Isla, ocupando una franja (costa oriental) o bien una zona extensa (costa sur, fig. 12). Descansa sobre un sustrato variable (sustrato estructurado, margas con yesos Serravallienses-Tortonienses) y presenta el techo carstificado y erosionado. La potencia varía de 0 a 150 metros.

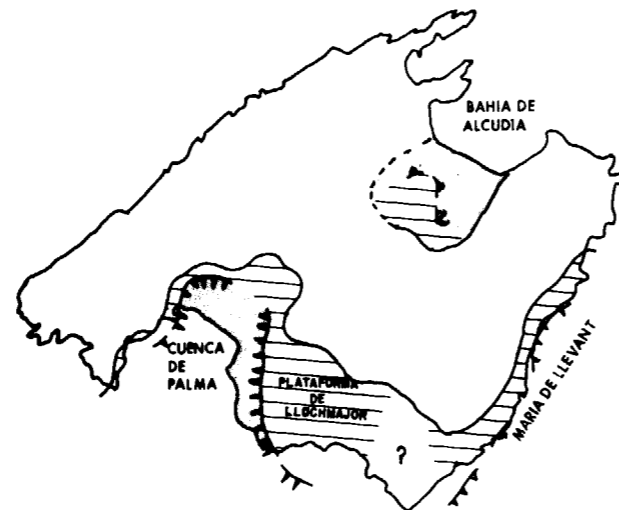


Figura 12.—Distribución de la unidad del complejo arrecifal. Messiniense.

El carácter sedimentario es arrecifal y progradante (secuencia *shallowing*) y ha sido estudiado con anterioridad por ESTEBAN (1979) y ESTEBAN et al. (1977). Presenta tres facies deposicionales bien diferenciadas, de base a techo:

1. *Talud arrecifal*: forma una secuencia grano-creciente hacia el techo, pasando de mudstone-wackstone arcilloso a grainstone-rudstone bioclástico. Los componentes bioclásticos son bivalvos, gasterópodos, rodofíceas y placas de *Halimeda*. La bioturbación es abundante en la base y disminuye progresivamente hacia el techo. Los componentes del talud varían de ser totalmente de Rodofíceas a ser de placas de *Halimeda* a medida que prograda el arrecife. La potencia varía de 100 a 20 m.

2. *Frente arrecifal*: caracterizado por la textura framestone de carácter masivo formada por co-

rales *Tarbellastrea* sp., y *Porites* sp. Asociados a estos materiales hay grainstones-packstones bioclásticos y floatstones de bivalvos «in situ». La morfología de los corales y la relación con el sedimento permite diferenciar tres tramos: (a) Tramo inferior, que se caracteriza por corales planales alternando con sedimento interno bioclástico o rodofíceas (pared arrecifal), (b) Tramo intermedio o pradera de rodofíceas, con abundante sedimento bioclástico (terrazza arrecifal), y (c) Tramo superior, en que aumenta gradualmente la proporción de corales esféricos y ramosos hasta ser masivo, con canales rellenos por sedimento bioclástico. Hacia el techo aumenta la proporción de grainstones bioclásticos masivos bien cementados, con fragmentos de corales (*spur and groove*, y *reef flat*). Los corales dominantes son *Tarbellastrea* sp. y *Porites* sp., siendo sustituido totalmente el primero por el segundo a medida que prograda el arrecife. La potencia varía de 55 a 25 m.

3. *Plataforma interna o Back reef*: alternancia de niveles bioclásticos y construcciones arrecifales (*patch reefs*). La morfología de los corales es en domo y ramosos y presenta sedimento interno formando bolsadas. La colonización del sustrato se realiza progresivamente y el límite superior es erosivo. Lateralmente pasa a packstone-grainstone bioclástico, siendo los componentes más comunes los bivalvos, rodofíceas, gasterópodos, ostreidos, miliólidos y alveólidos. Son masivos y localmente presentan estratificación cruzada. Potencia variable de 5 a 20 m.

Las facies deposicionales y el carácter secuencial se mantiene constante a lo largo de los afloramientos. No obstante, se diferencian tres dominios según la posición del frente arrecifal respecto a la línea de costa y geometría del frente arrecifal.

a) Sector Plataforma de Lluchmayor (fig. 13), presenta un talud, frente arrecifal, y plataforma interna muy desarrolladas. El frente arrecifal es continuo, cortado por algunos canales de drenaje y alejado de la línea de la costa de 2 a 4 Km. Correspondería a una barrera arrecifal con un amplio *lagoon* interno y una barrera continua de una anchura variable de 25-75 m.

b) Sector Marina de Levante (fig. 13). La configuración actual de la costa impide con precisión el poder seguir el frente arrecifal; no obstante, es accesible en algunos puntos. El carácter del

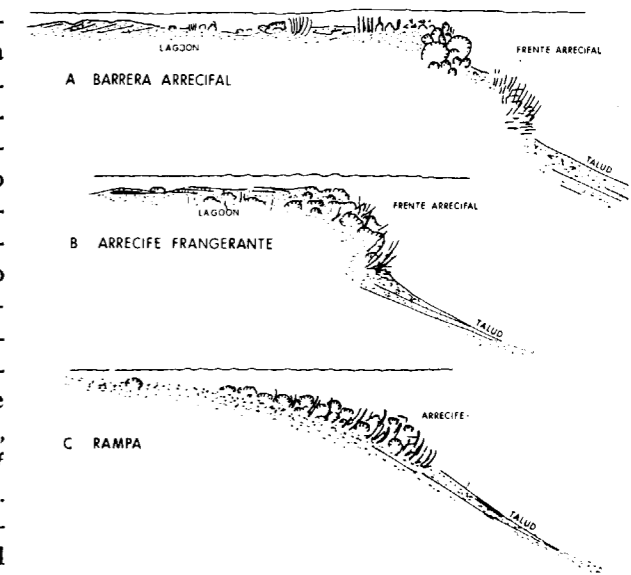


Figura 13.—Modelos arrecifales de la unidad del complejo arrecifal Messiniense (ejemplo A, según ESTEBAN, 1979).

talud y del frente arrecifal son parecidos a los del sector anterior, pero la distancia entre el frente arrecifal y la línea de costa entre 1 a 0,5 Km. Todo ello lleva a pensar en un arrecife franjeante (*fringing reef*) con un pequeño *lagoon*.

c) Sector Bahía de Alcudia (fig. 13). El frente arrecifal es discontinuo, formando parches alineados. La geometría del cuerpo es en rampa, con una suave pendiente hacia el mar, rota por la presencia de las bioconstrucciones.

COMPLEJO TERMINAL MESSINIENSE

En esta unidad deposicional se agrupan dos unidades superpuestas en el tiempo: una inferior carbonática hipersalina, y una superior arcillosa con fauna de agua dulce. Ocupa la zona costera de Levante, el margen de la cuenca de Palma, y zonas dispersas de la Bahía de Alcudia (fig. 14). El límite inferior corresponde a una superficie de erosión, y el superior a una superficie kárstica y erosiva.

A) La unidad carbonática inferior ocupa mayor extensión que la superior, y presenta una alter-

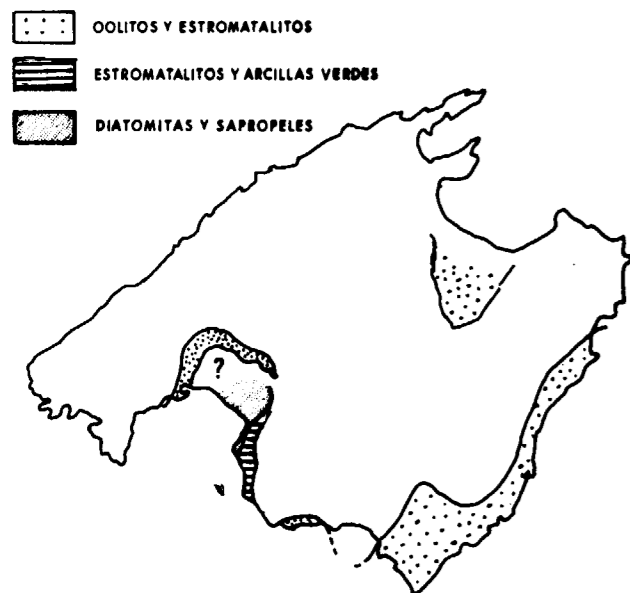


Figura 14.—Distribución de la unidad del complejo terminal Messiniense.

nancia de niveles oolíticos y estromatolíticos. El carácter sedimentario es expansivo (SIMO, 1982). Esta unidad fue definida por ESTEBAN et al. (1977) y ESTEBAN (1979) en el Mediterráneo occidental y ha sido estudiada por BARÓN (inédito) y FORNOS (1983) en los afloramientos de la costa. Se diferencian las siguientes facies deposicionales:

Grainstone oolítico-caliza oolítica de color blanco con abundante *crossbedding*. El tamaño de grano es arena fina a gruesa y está fuertemente cementado.

Estromatolitos-bindstones de algas cianofíceas de textura planar a columnar, color blanco y gran continuidad lateral.

Calcsiltitas bioturbadas. Calizas blancas pulverulentas con bioturbación vertical muy marcada.

En la Marina de Levante la serie presenta un tramo inferior de calcsiltitas bioturbadas interpretadas como *mangrove* (BARÓN, en prensa; FORNOS, 1983). Un tramo intermedio estromatolítico, y uno superior oolítico-estromatolítico interpretado como *sand-shoal* y zonas de estabilización. El conjunto está afectado por colapsos de hasta 80 m³.

En la cuenca de Palma el tramo inferior es arcilloso con niveles microconglomeráticos y oolíticos. A techo se desarrolla el término oolítico-estromatolítico.

Este conjunto puede estar neomorfizado total o parcialmente a facies de calizas negras («facies Pont d'Inca»).

Por encima de la superficie de erosión intramessiniense se inicia el ciclo expansivo del complejo terminal. La base se caracteriza por depósito de poca profundidad, y escasa energía, pasando a niveles energéticos representados por los *shoals* oolíticos. Potencia máxima 40 m.

B) Localizado el margen E de la cuenca de Palma y en la cuenca de Alcudia. Por encima de los oolitos-estromatolitos de la unidad precedentes o en contacto con los sedimentos de talud del complejo arrecifal se desarrolla una unidad cíclica caracterizada por varias discontinuidades internas (fig. 15):

- Arcillas sapropélicas: margas laminadas de 2 mm. con pasadas grises, verdes y negras. Presentan peces bien conservados.
- Diatomitas blancas pulverulentas masivas de agua dulce.
- Arcillas verdes bioturbadas con algunos cantos de 0,5 a 3 cm. de diámetro muy redondos y esféricos.

Wackstone blanco pulverulento bioclástico. Los componentes son bivalvos y gasterópodos.

La relación entre los diferentes términos es erosiva. En sondeos el tránsito entre cada unidad está bioturbado, y en afloramiento el ciclo se inicia con una superficie irregular que brechifica la unidad inferior. Las zonas brechificadas se rellenan de arcillas laminadas y masivas pasando a los términos de wackstone-estromatolítico (fig. 15).

Esta unidad de agua dulce, situada entre el complejo terminal y el Plioceno ha sido reconocida por ROUCHY (1981) en el Mediterráneo y representa el cambio entre el Mioceno terminal, que se enrarece progresivamente (factores aberrantes, ESTEBAN et al., 1977) y el Plioceno marino normal.

No hay afloramientos de yesos messinienses en la Isla. Sin embargo, en algunos sondeos de la zona del Llano de Palma (sector del Coll d'en Rabassa), debajo de la unidad del Plioceno se

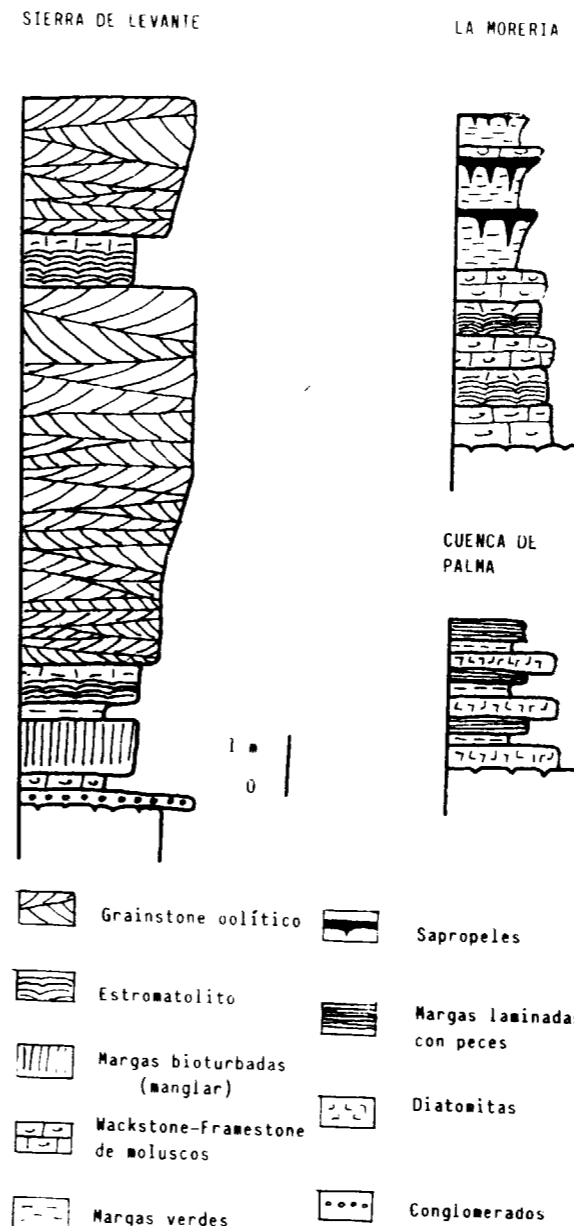


Figura 15.—Columnas sintéticas del complejo terminal Messiniense.

han cortado yesos masivos, que BARÓN y COLOM (inédito) han atribuido al Messiniense. Teniendo en cuenta que la unidad serravalliense también presenta niveles de yesos masivos, y que la unidad pliocena aparece fuertemente encajada en ella, es necesario disponer de un mayor número de datos que permitan comprobar las relaciones de los

yesos y confirmar o no su atribución al Messiniense.

UNIDAD DEPOSICIONAL PLIOCENA

Esta unidad, distribuida en tres cuencas (figura 16), es de carácter arcilloso, granocreciente y *shallowing* hacia el techo. Se encuentra encajada en las unidades precedentes y el techo está fosilizado por el Pliocuaternario. La potencia máxima de la unidad es de unos 250 metros.

Presenta tres facies bien diferenciadas:

A) Arcillas y margas limolíticas con *Ammusium*, *Dentalium*, Foraminíferos planctónicos y abundante bioturbación. La estructura es masiva, con pasadas detríticas finas más abundantes hacia el techo. Color gris.

B) Lateralmente al término anterior se observan conglomerados y areniscas en secuencias granocrecientes con abundantes estructuras de escape de agua. Los cantos están rodados y son esféricos, variando el tamaño de 1 a 5 cm. Son de caliza, areniscas, y algunos paleozoicos.

C) Por encima de los términos anteriores se desarrolla un tramo granocreciente a techo, ini-

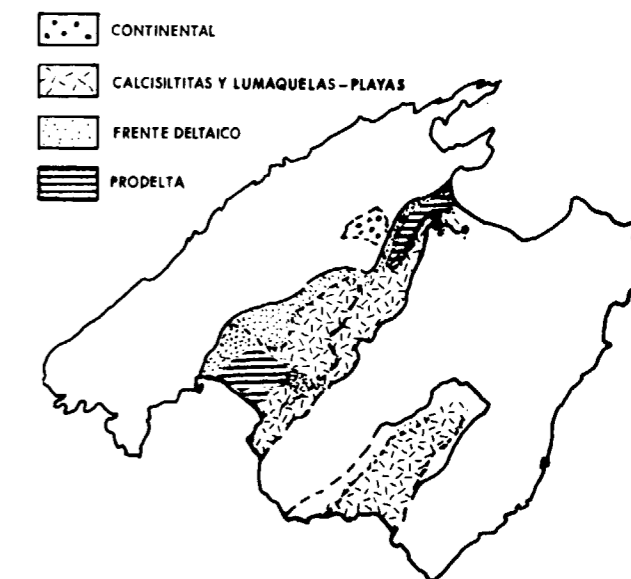


Figura 16.—Distribución de la unidad deposicional del Plioceno.

ciado por calcisiltitas con abundantes fragmentos de bivalvos que pasan de forma progresiva a un rudstone de bivalvos con estratificación cruzada.

En la cuenca de Campos los componentes son calizas de miliólidos y calizas neomórficas blancas. Igualmente están asociadas a depósitos de bahía en la cuenca de Alcudia-La Puebla. La extensión de este tramo es superior al de los tramos A y C, que están encajados en su sustrato.

La unidad se interpreta como una secuencia *shallowing* que evoluciona desde materiales deltaicos (tramos A y B) a depósitos de Playa costeros (tramo C).

El Complejo Deltaico estaría alimentado básicamente por la denudación de la Sierra Norte y por canales muy encajados que drenan la Sierra de Levante y Sistema Central. Alejado de la área fuente, se desarrollan playas que progradan hacia el centro de la cuenca (fig. 17).

Las cuencas de Palma y Alcudia-La Puebla son de mar abierto y la cuenca de Campos corresponde a un área restringida.

CRONOESTRATIGRAFIA

Resulta muy difícil datar correctamente las series Neógenas de Mallorca no sólo por ser, generalmente, pobres en fósiles, sino también porque éstos, en la mayor parte de las unidades deposicionales, tienen un valor cronoestratigráfico muy reducido por tratarse de facies muy litorales, transicionales o incluso lacustres. La excepción a lo indicado anteriormente son las unidades turbidítica (Burdigaliense Superior-Langhiense) y las arcillas y margas con *Amussium* (Plioceno) que, por corresponder a sedimentos de mar abierto, contienen Foraminíferos planctónicos que permiten establecer biozonaciones. Por otra parte, en algunas unidades son muy frecuentes los microfósiles resedimentados de otras más antiguas, particularmente de las unidades del Mioceno Inferior-Medio.

Los datos obtenidos de los estudios micropaleontológicos realizados se resumen en las líneas siguientes:

Unidad de brechas negras

La litofacies de calizas micríticas y microdolomías contiene restos de Lamelibranquios, Gasterópodos y concreciones algales que indican un medio lagunar, pero que no permiten hacer datación alguna.

Las brechas masivas poligénicas, con cantos predominantes del Lías y algunos del Dogger y Trías, tienen una matriz grumosa que puede presentar, en ocasiones, texturas de caliche y zonas con concreciones criptoalgales, así como secciones de *Microcodium* y Ostrácodos.

Los fósiles encontrados no permiten asignar una edad precisa a esta unidad, que se atribuye al Oligoceno Superior y Aquitaniense en base a su posición por debajo de la unidad marina siguiente.

Unidad de conglomerados y calizas

Tanto la litofacies de calizas bioclásticas (biomicritas a intrabiomicritas) como el cemento carbonático de los conglomerados contiene abundantes microfósiles entre los que se destacan: *Amphistegina lessoni* d'ORB., *Operculina complanata* (DEFR.), *Lenticulina*, *Cibicides*, *Gyroidina*, *Gypsina*,

Ammonia, Globigerínidos, Textuláridos, *Lithothamnium* y *Lithophyllum* junto a Briozoos, Ostreidos, Equinodermos y Coralaris más o menos fragmentados. Son frecuentes los Equinodermos de los géneros *Scutella* y *Clypeaster*, así como *Ostraea gingsensis* SCHLOT. y *Chlamys*.

Excepcionalmente, en algún nivel que ha podido levigarse, se ha identificado la siguiente microfaua: *Globigerina bollii* CITA y PREM. SILVA, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides bisphaericus* TODD, *Globigerinoides inmaturus* LEROY, *Globigerinita dissimilis* (CUSHM. y BERM.), *Globigerinita naparimaensis* BRONN, *Globoquadrina dehiscentes* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Globorotalia mayeri* CUSHM y ELLISOR, *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM.) y *Siphonina reticulata* (CZJEK).

En algunos puntos se ha reconocido *Miogypsina mediterranea* BRONN. junto a *Globigerinita dissimilis* (CUSHM. y BERM.), como han señalado DROOGER (1956), COLOM (1958) y BIZON, BIZON y COLOM (1968), que datan un Burdigaliense que se corresponde aproximadamente con la zona de *G. dissimilis* de BIZON y BIZON (1972).

Las asociaciones de microfósiles mencionadas no tiene gran valor bioestratigráfico, por lo que no se puede correlacionar exactamente con ninguna biozona, pero puede, al menos, asignarse esta unidad al Burdigaliense.

Unidad turbidítica-carbonática

La litofacies de margas, areniscas y silexitas es una de las más ricas en microfósiles del Neógeno mallorquín, aunque la microfaua se presenta generalmente mal conservada y deformada. Los Foraminíferos de esta unidad han sido dados a conocer por COLOM en numerosas publicaciones (1945, 1946, 1956 y 1958), y más recientemente en una corta nota por BIZON, BIZON y COLOM (1967).

Los microfósiles planctónicos son relativamente frecuentes en los niveles margosos, habiéndose reconocido en la parte inferior de la unidad deposicional: *Globigerinoides trilobus* REUSS, *Globigerinoides bisphaericus* TODD, *Globigerinoides inmaturus* LEROY, *Globigerinoides diminuta* BOLLI, *Globigerinoides quadrilobatus* BANNER y BLOW, *Globigerina foliata* BOLLI, *Globigerina woodi* JEN-

KINS, *Globigerina* cf. *Bollii* CITA y PREM. SILVA, *Globigerina diplostoma* REUSS, *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Globigerina angulisuturalis* BOLLI, *Globigerinita naparimaensis* BRONN., *Globigerinatella insueta* CUSHM. y STAINF., *Globoquadrina dehiscentes* (CHAPM., PARR y COLLINS), *Globoquadrina altispira* CUSHM. y JARVIS, *Globoquadrina conglomerata* (SCHWAG.), *Cassigerinella chipolensis* (CUSHM. y PONTON), *Catapsydrax stainforthi* BOLLI, LOEBL. y TAPP., *Globorotalia* cf. *mayeri* CUSHM. y ELLISOR, *Globorotalia obesa* BOLLI, *Globorotalia barisanensis* LEROY y *Globorotalia acrostoma* WEZEL. Es una asociación que, aun no teniendo gran valor cronoestratigráfico, se caracteriza por la falta de formas exclusivas del Mioceno Medio y que posiblemente representa a la zona N.8 de BLOW, o la zona de *G. trilobus* de BIZON y BIZON en el área mediterránea. Pensamos que puede también paralelizarse con la zona de *G. insueta* de la zona del Caribe (BOLLI, 1957).

En la parte superior aparecen formas nuevas, como *Globorotalia archaeomenardii* BOLLI, *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Globoquadrina globosa* BOLLI y *Globoquadrina langhiana* CITA y GELATI, que indican el techo del Mioceno Inferior (Burdigaliense) y el Mioceno Medio (Langhiense), correlacionable con la parte superior de la zona N.8 y base de la zona N.9 de BLOW o zona de *P. glomerosa* de BIZON y BIZON (1972), que puede paralelizarse con la zona de *G. barisanensis* de BOLLI (1957) y de POSTUMA (1971).

En conjunto, se data a la unidad turbidítica como Burdigaliense Superior a Langhiense Medio.

Los Foraminíferos bentónicos son también muy frecuentes, siendo el número de especies muy elevado, como se deduce de las listas dadas por COLOM en varios de sus trabajos. Se destaca la presencia de *Nonion boueanum* d'ORB., *Nonion padanum* PERCONIG, *Nonion soldanii* d'ORB., *Planulina ariminensis* (d'ORB.), *Planulina marialana* HADLEY, *Siphonina reticulata* (CZJEK), *Siphonina bradyana*, *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM.), *Cibicides lobatulus* (WALKER y JACOB), *Cibicides mexicanus dertonensis* RUSCELLI, *Pullenia bulloides* d'ORB., *Gyroidina soldanii* d'ORB., *Gyroidina longispira miocenica*, *Uvigerina auberiana* d'ORB., *Robulus rotulatus* (LAM.), *Amphistegina lessoni* d'ORB., *Stilostomella monilis* (SILV.), *Nodosaria longiscata* d'ORB., *Nodosaria obliquata* (BATSCH), *Bolivina scalprata miocenica* MACF., *Elphidium*

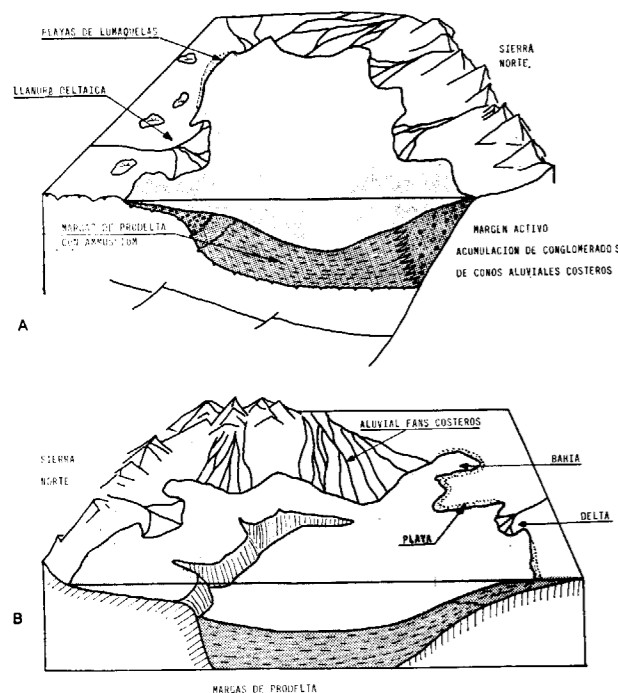


Figura 17.—Modelos deposicionales de la unidad plioceno en la cuenca de Alcudia (A) y en la cuenca de Palma (B).

macellum (FICHT. y MOLL), *Elphidium crispum* (LINNE), *Martinotiella communis* (d'ORB.), *Cyclammina latidorsata* (BORN.), *Siphonodosaria adolphina* *Ellipsonodosaria verneuli* (d'ORB.), *arreiella subcylindrica* (NUTT.), *Plectofrondicularia diversicostata* NEUG., *Tritaxilina balearica* COLOM y *Lagenodosaria scalaris* (BATSCH).

La litofacies de calizas organógenas presenta una microfacies de intrabioesparitas, generalmente arenosas, con *Amphistegina lessoni* d'ORB., *Spiroplectammina*, *Dorothia*, *Cibicides*, *Ammonia*, *Rotalia*, Globigerínidos, *Lithothamnium*, *Lithophyllum*, Briozoos y Ostreidos.

Unidad carbonática Serravallense

Las calizas existentes en esta unidad son biomicritas con un elevado contenido fosilífero, destacándose *Amphistegina lessoni* d'ORB., *Operculina complanata* (DEFR.), *Cibicides* aff. *lobatulus* (WALK y JAC.) *Spiroplectammina* cf. *carinata* (d'ORB.), *Ossangularia* sp., *Dorothia* sp., y especialmente las Algas Rodofíceas (*Lithothamnium*, *Lithophyllum*) y los Briozoos. Ocasionalmente se encuentran Globigerínidos (principalmente *Orbulina* y *Globigerinoides*), así como *Heterostegina complanata* MENEGHINI. Es frecuente la presencia de otros fósiles, mal conservados y fragmentados, que sin duda son resedimentados (*Miogypsina*, *Lepidocyclus* y a veces *Amphistegina*).

La edad Mioceno Medio (Serravallense) viene definida por la posición en la columna general y por la presencia de *Orbulina* y *Heterostegina*.

Unidad margas con yesos

En las dos áreas deposicionales presenta una asociación de fósiles muy semejante, constituida preferentemente por Ostrácodos [*Cylocypris balearica* COLOM, *Lectocythere* cf. *castanea* (SARS) y *Candona* sp.], Characeas [*Nitellopsis meriani* (BRAUN), *Chara notata* GRAMB., *Chara maioricensis* COLOM y *Rhabdochara* sp.] y Gasterópodos (*Hydrobia* sp. y *Planorbis* sp.). Además son frecuentes los Coprolitos de Gasterópodos y en muchos niveles margosos los microfósiles (Foraminíferos) son resedimentados de unidades inferiores. En particular es frecuente encontrar, en niveles conglomeráticos, una asociación de Miogypsinas con Foraminíferos planctónicos mal con-

servados (entre ellos *Globigerinita ciproensis* BLOW y BANNER) *Globigerinita dissimilis* (CUSHM. y BERM.), *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Globigerinoides triloba* (REUSS), *Globigerinoides diminuta* BOLLI y *Globoquadrina dehiscens* (CHAPM., PARR y COLLINS) que son resedimentados, como han señalado BIZON, BIZON y COLOM (1967). Esta unidad ha sido ampliamente descrita por COLOM y ESCANDELL (1959) y COLOM (1967) en la región de Santa Margarita, donde muy recientemente MEIN y ADROVER (1982) la han datado por medio de Micromamíferos como Mioceno Medio, edad que encaja bien dada su situación en la columna general, por encima de niveles pertenecientes al Langhiense y bajo el Tortoniense.

Unidad Mioceno Superior: Capas de Heterosteginas y Complejo arrecifal

Los niveles con Heterosteginas contienen, además de este macroforaminífero (*Heterostegina gomez-angulensis* PERCONIG), algunos microforaminíferos planctónicos, normalmente no muy frecuentes, y bentónicos. Los más característicos son: *Globigerina woodi* JENKINS, *Globigerina riveroae* BOLLI y BERM., *Globorotalia obesa* BOLLI, *Globorotalia acostaensis* BLOW, *Globorotalia* cf. *menardii* (d'ORB.), *Globorotalia* cf. *pseudomiocena* BOLLI y BERM., *Bolivina antiqua* d'ORB., *Bolivina* cf. *dilatata* REUSS, *Bolivina* cf. *arta* MACFAD, *Cibicides lobatulus* (WALK. y JAC.), *Cibicides bellincioni* GIANNINI y TAVANI, *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Ammonia punctatogranosa* SEG., *Ammonia inflata* (SEG.), *Elphidium crispum* (LINNEO), *Elphidium aculeatum* (d'ORB.), *Nonion boueanum* (d'ORB.), *Spiroplectammina wrighti* (SILV.), *Spiroplectammina carinata* (d'ORB.), *Eponides schreibersi* (d'ORB.), *Uvigerina flinti* CUSHM., *Uvigerina peregrina* CUSHM., *Frondicularia denticulata* COSTA, *Nodosaria acuminata* HANTK. y *Robulus* cf. *rotulatus* (LAM.).

La asociación caracteriza al Mioceno Superior (Tortoniense), y aunque los Foraminíferos planctónicos no suelen ser abundantes, las especies citadas encajan bien en la zona N.16 de BLOW (1969), que puede paralelizarse con la zona de *G. acostaensis* de BOLLI y BERMÚDEZ (1965) y de PÓSTUMA (1971).

Las microfacies de los niveles más compactos son de biomicritas arenosas con *Heterostegina*,

Amphistegina, Textuláridos, Briozoos, *Lithothamnium*, Ostreidos y restos de Equinodermos.

En cuanto al complejo arrecifal, las tres facies deposicionales descritas anteriormente presentan asociaciones de microfósiles y microfacies diferentes.

Las facies de *talud arrecifal* se caracterizan por la presencia de Algas Rodofíceas (*Lithothamnium* y *Lithophyllum*) del Alga Clorofícea *Halimeda*, de Moluscos y eventualmente Briozoos.

En la facies de *frente arrecifal*, además de los corales (*Porites*, *Montastrea* y *Tarbestrea*), se han reconocido Algas Rodofíceas (*Lithothamnium*), Miliólidos y Espículas.

Finalmente, en las facies de *plataforma interna* o «back reef» son muy frecuentes los niveles calcareníticos (intrabioesparitas, a veces con oolitos) con *Borelis melo* (FICHTEL y MOLL), Miliólidos de gran tamaño, Lituólidos próximos a *Cyclammina*, *Ammonia* cf. *beccarii* (LINNEO), Ataxophrágmidos, fragmentos de *Lithothamnium* y de *Lithophyllum*, Gasterópodos, Equinodermos, Ostreidos y Ostrácodos.

Complejo terminal Messiniense

En la unidad carbonática, tanto los grainstone oolíticos como los estromatolitos suelen ser muy pobres en fósiles. Los grainstones oolíticos presentan Miliólidos (*Quinqueloculina*, *Triloculina*) *Ophthalmidium*, *Ammonia* cf. *tepida* (CUSHM.), *Glomospira*, Gasterópodos y Ostrácodos. Los niveles de carácter estromatolítico se caracterizan por presentar niveles oncolíticos y con calcificaciones algales, observándose solamente secciones de Ostrácodos, Gasterópodos y *Favreina*.

Las facies de margas y calcisiltitas son generalmente más ricas en microfósiles, en especial Ostrácodos [*Cyprideis torosa* (JONNES), *Haplocytheridea* sp., *Cyprinotus* sp., *Candona* sp.] y Foraminíferos de habitat muy litoral [*Elphidium aculeatum* (d'ORB.), *Elphidium crispum* (LINNEO), *Elphidium decipiens* (COSTA), *Elphidium advenum* CUSHM., *Nonion boueanum* (d'ORB.), *Nonion depressalum* (WALK. y JAC.), *Nonion granosum* (d'ORB.), *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Ammonia tepida* (CUSHM.), *Quinqueloculina oblonga* (MONTF.), *Quinqueloculina longirostra* d'ORB., *Triloculina* cf. *gibba* d'ORB., *Cibicides* sp.], Serpú-

lidos, Lamelibranquios, Gasterópodos (especialmente Cerithidos), y eventualmente Characeas.

La unidad arcillosa, tanto los niveles sapropélicos como los de tonos verdes o rojizos, son muy pobres en fósiles, no conteniendo generalmente Foraminíferos. Se han identificado Ostrácodos [*Cyprideis torosa* (JONES), *Haplocytheridea* sp., *Lophocythere* sp., *Cylocypris* sp., *Candona* sp., y *Darwinula* sp.], Characeas [*Rhabdochara* sp., *Chara maioricensis* COLOM, *Nitellopsis* cf. *meriani* (BRAUN)] y Gasterópodos (*Hydrobia* sp.).

Unidad Pliocena

La facies de *margas limolíticas y/o arenosas*, situadas en la parte baja del Plioceno, se caracterizan por su elevado contenido en Foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, además de *Amussium* y Escafópodos (*Dentalium*). Los Foraminíferos planctónicos, que pueden llegar a constituir el 50 por 100 del total, presentan una asociación muy rica en especies, entre los que se destacan: *Orbulina universa* d'ORB., *Orbulina suturalis* BRONN., *Biorbulina bilobata* (d'ORB.), *Globigerinoides amplus* PERCONIG, *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Globigerinoides extremus* BOLLI y BERM., *Globigerinoides triloba* (REUSS), *Globigerinoides inmatura* LEROY, *Globigerinoides elongatus* (d'ORB.), *Globigerinoides adriatica* FORN., *Globigerinoides irregularis* (LEROY), *Globigerinoides helacinus* (d'ORB.), *Globigerinoides emeisi* BOLLI, *Globigerinoides ruber* (d'ORB.), *Globigerinoides sacculifera* (BRADY), *Globorotalia margaritae* BOLLI y BERM. (en la parte inferior y media), *Globorotalia puncticulata padana* DONDI-PAPETTI (en la parte media y superior), *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), *Globorotalia* cf. *scitula* (BRADY), *Globorotalia dutertrei* (d'ORB.), *Globorotalia acostaensis* BLOW, *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerina apertura* CUSHM., *Globigerina bulloides* d'ORB., *Globigerina nepenthes* TODD, *Hastigerina aequilateralis* (BRADY), *Hastigerina pelagica* d'ORB., *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (BLOW), *Sphaeroidinellopsis seminula* (SCHWAG.), *Globoquadrina globosa* BOLLI, *Globoquadrina altispira* (CUSHM. y JARV.), *Globoquadrina conglomerata* (SCHWAG.).

No hay duda en asignar estos niveles al Plioceno, como ya ha hecho anteriormente COLOM (1980) en una nota previa. Se pueden correlacio-

nar con las zonas de *G. margaritae* y *G. puncticulata* establecidas por BIZON y BIZON (1972) en el área mediterránea, aunque es más problemático su encaje con la biozonación de BLOW (1969). En principio el tramo debe situarse próximo a las zonas N.18 y N.19 de este autor. La abundancia de Foraminíferos planctónicos indica un marino abierto de salinidad normal y la asociación de especies aguas cálidas.

La lista de Foraminíferos bentónicos es también muy larga, predominando las especies pertenecientes a las familias Lagenidae, Buliminidae y Cibicidae.

Las facies de *calcisiltitas* y *calcarenitas* que se desarrollan sobre las margas representan al Plioceno Medio-Superior. Son normalmente biomicritas, biopelmicritas e intrabiomicritas con predominio de Foraminíferos litorales [*Elphidium crispum* (LINNEO), *Elphidium* sp., *Nonion boueanum* (d'ORB.), *Cibicides refulgens* (MONTF.), *Cibicides lobatulus* (WALKER y JACOB), *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Ammonia inflata* (SEG.), *Ammonia punctato-granosa* SEG., *Ammonia ammonoides* (d'ORB.), *Discorbis grabularis* (d'ORB.), *Gyroidina* sp.], además de *Lithothamnium*, Equinodermos y Lamelibranquios.

miento de una zona de subducción al SE de las Baleares y la creación de una cuenca marginal en la situación del mar Nord-Balear, como postularon inicialmente HINZ (1973) y Hsü y RYAN (1973) (fig. 18).

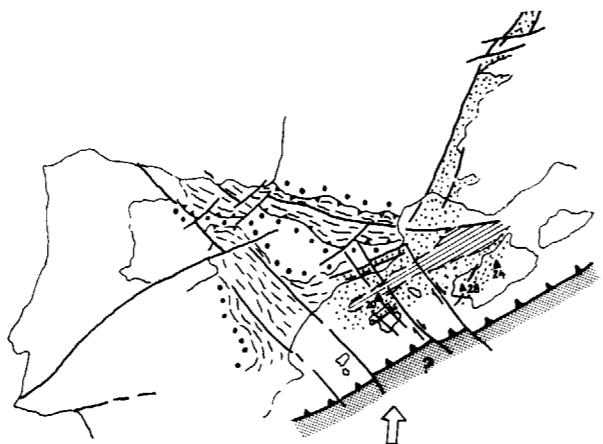


Figura 18.—Marco geodinámico de las Baleares en el Oligoceno Superior-Aquitaniense: zona de subducción meridional, creación de una cuenca marginal con corteza de tipo intermedio (rayado), y un área sometida a distensión (punteado) en relación con las fosas europeas. Los triángulos señalan vulcanismo calcoalcalino, y los números, su edad.

CONTEXTO ESTRUCTURAL

El período de tiempo correspondiente al Oligoceno Superior-Aquitaniense está enmarcado en el Mediterráneo occidental en un contexto geodinámico caracterizado por la deriva antihoraria del bloque corsosardo y la aparición de vulcanismo calcoalcalino en esta región (BELLON, 1977; COULON, 1977, y WEZEL, 1977); por la apertura de la cuenta nordbalear y el golfo de Valencia, como culminación de un proceso de estiramiento cortical que conduce a la creación de una corteza de tipo intermedio (HINZ, 1973) a través de la que ascienden los materiales volcánicos calcoalcalinos de emplazamiento subaéreo logrados en el DSDP site 123 (Hsü y RYAN, 1973) y datados de 19 a 22 m.a., y por el desarrollo de una tectónica de «rifting» en el margen ibérico y en el continente europeo a lo largo del sistema de fosas y fallas de transformación continental del Ródano y el Rin (BERGERAT, 1981-82). Por otra parte, BANDA y CHANNELL (1979), apoyándose en datos geofísicos, abogan claramente por el estableci-

Durante el Oligoceno Superior-Aquitaniense en la Sierra Norte de Mallorca se depositan las brechas y olistolitos correspondientes a la unidad deposicional inferior (fig. 19). Sus características sedimentológicas y la variabilidad lateral que presentan permiten interpretarlas como el relleno de un sistema de cuencas transtensionales con sus bordes NO y SE en fallas normales y los márgenes NE y SO en fallas transcurrentes. La mayor frecuencia y talla de olistolitos en el borde septentrional de la Sierra probablemente marca la posición del margen activo principal, mientras que hacia el borde opuesto y longitudinalmente podría desarrollarse un sistema fluvio-lacustre más evolucionado, como atestiguan los depósitos fluviales del Paleógeno Superior de la región SO de la Sierra, con olistolitos en facies de llanura de inundación.

La unidad de conglomerados y calizas zoógenas es extensiva sobre la anterior, y en conjunto mar-

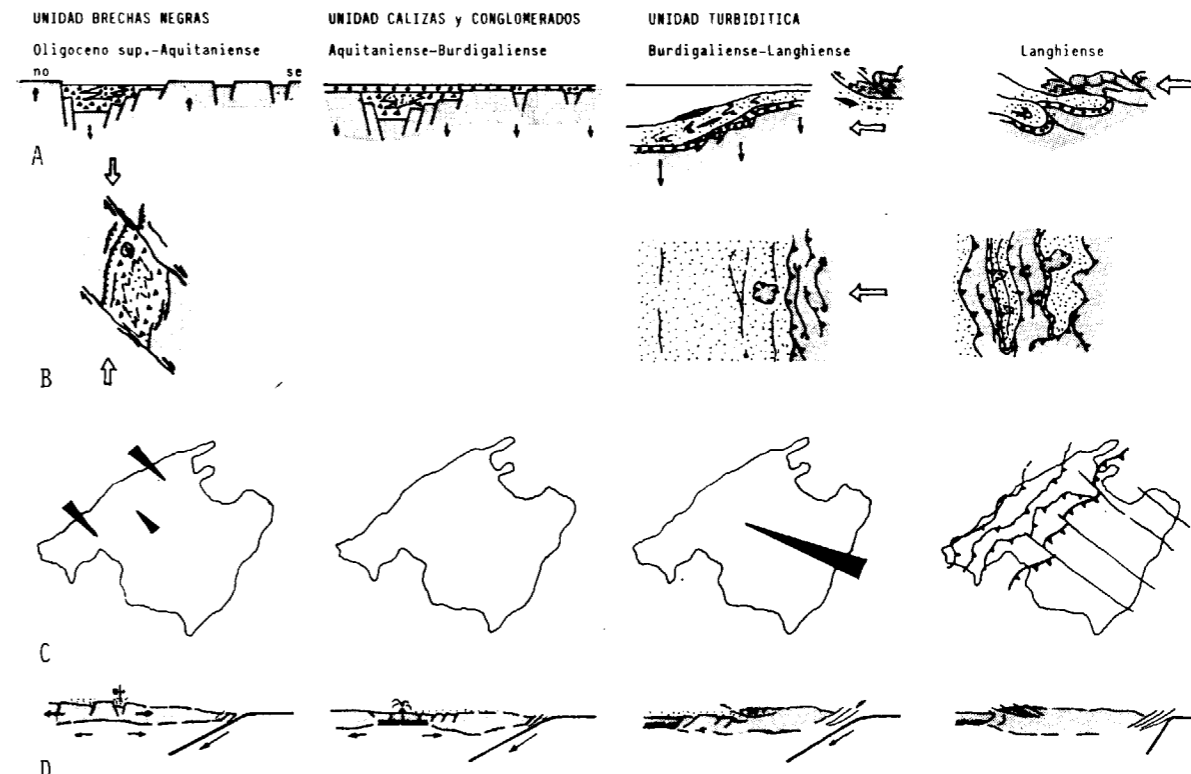


Figura 19.—Evolución de las unidades del Neógeno estructurado (A), régimen tectónico (B), polaridad sedimentaria (C), y contexto geodinámico (D).

ca un hundimiento generalizado de toda el área mallorquina, que es ocupada casi totalmente por el mar.

La unidad turbidítica carbonática del Burdigaliense Superior-Langhiense marca el paso brusco de unas condiciones de plataforma somera en la unidad deposicional anterior a otras de sedimentación profunda. La deposición de margas pelágicas con turbiditas, los fenómenos de delapsión que indican abundante transporte gravitacional sinorogénico y la vergencia de las deformaciones sinsedimentarias (hacia el Norte) indican que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en una serie de surcos en relación con un margen tectónicamente activo situado al SE del área mallorquina. Finalmente, la cuenca es colapsada por el emplazamiento de unidades tectónicas alóctonas y paraalóctonas en condiciones submarinas (figura 19). Las relaciones entre series turbidíticas con fenómenos delapsionales y la tectónica tangencial se han puesto de manifiesto recientemente para el Carbonífero de la Montaña Negra (ENGEL et al., 1978) y el Silúrico de Groenlandia (HURST

et al., 1983). Las secuencias somerizantes que aparecen en el sector central de la isla son interpretables tanto en el contexto de una zona de plataforma más elevada sobre el surco de la Sierra Norte, que se eleva en la medida en que este último se profundiza, como en relación con la colmatación local de un surco progradante generado por el apilamiento y desplazamiento de unidades alóctonas hacia el norte.

La evolución sedimentaria en Mallorca entre el Oligoceno Superior y el Langhiense es coherente con los eventos geodinámicos descritos anteriormente y avala la hipótesis de un modelo zona de subducción buzando hacia el NO-cuenca marginal. El área mallorquina se enmarca en un margen activo en el que se pasa de condiciones locales de distensión en relación con la apertura de la cuenca marginal a condiciones de compresión con el progreso y/o bloqueo de la subducción.

El Serravalliense corresponde a dos unidades deposicionales que quedan limitadas a los sectores centrales de Mallorca. La inferior es con-

tinental en la base y marina a techo, y está ubicada en zonas deprimidas muy localizadas. La superior es extensiva y de carácter continental (figuras 8 y 10). En conjunto corresponden a un episodio regresivo relacionado con la emersión generalizada del área mallorquina como consecuencia de la estructuración langhiense. El ajuste isostático se realizó a favor del juego de un sistema de fracturas del zócalo estructurado que controlaron la sedimentación serravallense (figura 20).

Entre el Mioceno Medio y el Superior tuvo lugar una fase de compresión de poca intensidad, la última registrada en Mallorca, ya que a partir de esta época se mantienen condiciones distensivas hasta finales del Neógeno.

Las discontinuidades que separan las unidades deposicionales del Mioceno Superior y el Plioceno corresponden a fases de distensión que acentúan, invierten o renuevan una tectónica vertical de «horsts» y «grabens» controlada por las fracturas del zócalo pre-tectónico. Estas líneas condicionan el ámbito de deposición y las facies del complejo arrecifal, complejo terminal y el Plioceno (figs. 12, 14, 16 y 20). La fase que separa el complejo terminal messiniense de la unidad deposicional pliocena introduce un cambio paleogeográfico importante con respecto a las condiciones anteriores, y posiblemente es la responsable de la subsidencia de las cuencas actuales del Mediterráneo Occidental (STANLEY et al., 1974), y surrección de las áreas continentales en las que actualmente aparecen los depósitos pliocenos fuertemente encajados.

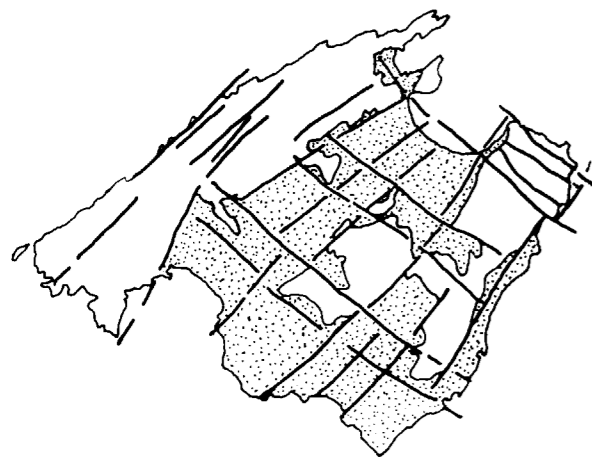


Figura 20.—Principales fracturas y lineamientos tectónicos que condicionan la sedimentación post-tectónica.

CONCLUSIONES

El Neógeno de Mallorca consta de ocho unidades deposicionales, cuyas características sedimentológicas y estructurales se sintetizan a continuación:

Unidad de brechas negras.—Son brechas negras, dolomías y depósitos gravitacionales asociados que aparecen exclusivamente en la Sierra Norte. Corresponde a depósitos subaéreos y lacustres en fosas limitadas por escarpes tectónicamente activos. La matriz de las brechas suelen presentar texturas de caliche con *Microcodium* y Ostrácodos. La edad atribuida (Oligoceno Superior? y Aquitaniense) se hace en base a su posición, bajo el Burdigaliense Inferior.

Unidad de conglomerados y calizas.—Representa facies continentales y marinas someras, de plataforma carbonática, que son extensivas sobre la unidad anterior. El contenido paleontológico indica una edad Burdigaliense. En algunos puntos hay Foraminíferos planctónicos que permiten correlacionar con la zona de *G. dissimilis* de BIZON y BIZON.

Unidad turbidítica y carbonática.—Está presente en toda la isla. Es una unidad detrítica con abundante material resedimentado: olitostromas, *debris-flows*, *mud-flows*, turbiditas y olistones. En el sector central de la Isla culmina con una secuencia regresiva de plataforma carbonática progradante hacia el norte, mientras que en el sector norte la secuencia es *deepening-upwards* y finaliza por colapso tectónico. Los microfósiles planctónicos son muy abundantes, indicando una edad Burdigaliense Superior a Langhiense, correlacionable con la zona número 8 y parte inferior de la número 9 de BLOW.

Unidad carbonática serravallense.—Está limitada a zonas deprimidas al pie de la Sierra Levante. Son calizas de plataforma somera que presentan materiales conglomeráticos en la base. Se apoyan sobre un sustrato plegado y meteorizado. Se caracterizan por contener abundantes Algas Rodofíceas, Briozoos y macroforaminíferos (*Amphistegina*, *Orbulina*, *Heterostegina*) y ocasionalmente algunos Foraminíferos planctónicos. Los restos orgánicos resedimentados son también frecuentes.

Unidad de margas y yesos serravallenses-tortonienses.—Es extensiva sobre la anterior. Es una unidad de carácter continental en la que predo-

minan las facies fluviales y lacustres salobres en la parte inferior y evoluciona a facies lacustres de agua dulce a techo. Son frecuentes los microfósiles resedimentados, siendo los fósiles típicos de la unidad los Ostrácodos, Characeas y Gasterópodos.

La edad de la unidad se establece de acuerdo con la de la infra y suprayacente.

Complejo arrecifal.—Esta unidad deposicional se inicia con una facies extensiva y de distribución irregular, la «capa de *Heterosteginas*» (Tortoniense Superior). A continuación se instala en los márgenes de la Isla un sistema arrecifal progradante que origina secuencias *shallowing-upwards*, y presenta morfologías franjeantes, en barrera y en rampa en función de las condiciones fisiográficas locales. Las «capas de *Heterosteginas*» se asignan al Tortoniense Superior y se correlacionan con la zona número 16 de BLOW, mientras que el complejo arrecifal pertenece al Mioceno Superior (Messiniense), careciendo de Foraminíferos planctónicos.

Complejo terminal.—Se dispone mediante un contacto erosivo sobre la anterior. Esta unidad representa una repetición cíclica (oolitos-estromatolitos, etc.) de episodios de salinidad normal y episodios hipersalinos, con facies lacustres a techo. Las facies lacustres se caracterizan por contener Ostrácodos (particularmente *Cyprideis torosa*), Characeas y Gasterópodos, mientras que los episodios de salinidad normal contienen Foraminíferos de hábitat litoral (*Miliólidos*, *Elphidium*, *Nonion*, *Ammonia*, etc.).

Unidad pliocena.—La serie neógena culmina con una unidad que, apareciendo fuertemente encajada en su sustrato, presenta una secuencia fundamentalmente deltaica en la base y termina con depósitos de playa, extensivos sobre los anteriores. La secuencia deltaica (margas con *Amussium*) es muy fosilífera, indicando los Foraminíferos planctónicos una edad Plioceno Inferior que se corresponde aproximadamente con las zonas número 18 y número 19 de BLOW, mientras que en los depósitos de playa, de carácter calcisiltítico y calcarenítico predominan los Foraminíferos bentónicos muy litorales (*Elphidium*, *Ammonia*, *Discorbis*, *Cibicides*) que no permiten precisar la edad.

La unidad de brechas corresponde a un relleno de fosas subsidentes en un ambiente distensivo

(cuencas *pull-apart*). La unidad de conglomerados y calizas marca el hundimiento generalizado del área mallorquina. La unidad turbidítica y carbonática es de carácter sintectónico, y culmina con la etapa de estructuración principal de Mallorca (emplazamiento de unidades alóctonas y para-autóctonas).

Las unidades de calizas serravallenses y margas con yesos serravallenses-tortonienses son los depósitos que marcan la elevación general de la Isla posteriormente a la etapa orogénica, y están afectadas por una fase de plegamiento débil, la última que experimenta la región.

Las condiciones distensivas enmarcan la deposición de las unidades del Mioceno Superior (Complejos arrecifal y terminal) y el Plioceno, que están separados por discontinuidades que señalan las épocas de fuerte reactivación de la tectónica vertical. La última de ellas, situada en el Plioceno Inferior, es muy enérgica y está en relación con la fase de hundimiento del Mediterráneo occidental y surrección de las áreas continentales actuales.

Como conclusión de todo lo anteriormente expuesto es importante señalar que la evolución de Mallorca entre el Oligoceno Superior y el Langhiense es posible enmarcarla en un modelo geodinámico de margen activo. Este modelo, acorde con los datos de las regiones vecinas y del dominio marino actual, permite compatibilizar la existencia de importantes fenómenos de delapsión, tanto en ambiente tensional (Oligoceno Superior-Aquitaniense) como compresivo (Burdigaliense-Langhiense), y los modelos estructurales clásicos de FALLOT y DARDER, que asignan a la tectónica tangencial un papel primordial en la arquitectura del edificio estructural de Mallorca.

BIBLIOGRAFIA

- BANDA, E., y CHANNEL, J. E. T.: *Evidencia geofísica para un modelo de evolución de la cuenca del Mediterráneo occidental*. Estud. Geol., 35, 5-14 (1979).
- BARÓN, A.: *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Mioceno medio y superior postorogénico de la isla de Mallorca*. Premio Ciudad de Palma, inédito (1976).
- BARÓN, A.: *El «Complejo terminal» Messiniense de la isla de Mallorca*. In litt.
- BARÓN, A., y COLOM, G.: *Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno marino en Mallorca*. In litt.

- BELLÓN, H.; COULON, CH., y EDEL, J. B.: *Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paleomagnétiques*. Bull. Soc. Géol. France, 19 (4), 825-831 (1977).
- BERGERAT, F.: *Le couloir rhodanien au Paléogène: analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale*. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Physique, 23 (5), 329-343 (1981-82).
- BIZON, G.; BIZON, J. J., y COLOM, G.: *Note préliminaire sur les microfaunes planctoniques du Miocene marin de l'île de Majorque (Baléares)*. Comm. Méditerr. Néogène Stratigr. Proc. IV, Secc. Bologne. Giornale de Geol. (2), 35, Fasc. II, pp. 331-340 (1967).
- BLOW, W. H.: *Late Middle Eocene to recent Planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. First Int. Conf. Plank. Microf. Geneva, 1967, E. S. Brill, pp. 199-422, 54 pl. (1969).
- BOLLI, H. M.: *Planktonic Foraminifera from the Oligo-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad*. B. W. I. U. S. Nat. Muss, Bull., 215, pp. 97-123 (1957).
- BOLLI, H. M., y BERMÚDEZ, P. J.: *Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm-water sediments*. Bol-Infor. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr., vol. 8, núm. 5, pp. 119-149 (1965).
- BOURROUILH, R.: *Stratigraphie, sedimentologie et tectonique de l'île de Menorque et du l'île de Majorque (Baléares)*. Thèse de doctorat en sciences. Trav. Lab. Médit. Ass. CMRS. et Dpt. Geol. Struc. Univ. Paris VI (1973).
- COLOM, G.: *Los Foraminiferos de «concha arenácea» de las margas Burdigalienses de las Baleares (Ibiza-Mallorca)*. Est. Geol., núm. 2, pp. 5-33 (1945).
- COLOM, G.: *Los sedimentos burdigalienses de las Baleares*. Est. Geol., núm. 3, pp. 21-112 (1946).
- COLOM, G.: *Los Foraminiferos de las margas vindobonenses de Mallorca*. Est. Geol., núm. 3, pp. 113-176 (1946).
- COLOM, G.: *Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares*. Inst. «Lucas Mallada» de Invest. Geol. CSIC, 147 pp., Madrid (1947).
- COLOM, G.: *Los Foraminiferos del Burdigaliense de Mallorca*. Mem. Real Acad. Cienc. y Artes Barcelona, núm. 653, vol. 33, núm. 5, 140 pp., 25 láms. (1956).
- COLOM, G.: *The age of the beds with Miogypsina mediterranea Bronnimann on the island of Mallorca*. Micropaleontology, vol. 4, núm. 4, pp. 347-362 (1958).
- COLOM, G.: *Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca*. Mem. Real Acad. Cienc. y Artes Barcelona, núm. 728, vol. 38, núm. 5, 69 pp. (1967).
- COLOM, G.: *Les lacs du Burdigalien supérieur de l'île de Majorque (Baléares) et rôle des Melosires (Diatomees) dans la formation de leurs varves*. Bull. Soc. Géol. France, vol. 9, pp. 835-843 (1967).
- COLOM, G.: *El Burdigaliense inferior, parálico de la ladera Norte del Puig Mayor (Mallorca)*. Mem. Real Acad. Cienc.
- Ex. Fis. y Nat. de Madrid. Serie cienc. Nat., tomo 24, núm. 1, 44 pp. (1968).
- COLOM, G.: *Les bassins lacustres tertiaires de l'île de Majorque (Baléares)*. Rapp. Comm. int. Mer Médit., vol. 20, núm. 4, pp. 535-538, Mónaco (1972).
- COLOM, G.: *Primer esbozo del Aquitaniense mallorquín. Caracteres litológicos y micropaleontológicos de sus depósitos*. Mem. Real Acad. Cienc. y Artes Barcelona, número 762, vol. 41, núm. 12 (1973).
- COLOM, G.: *Geología de Mallorca*. Dip. Prov. Baleares. Inst. Estudios Baleáricos, CSIC, 2 vols., 522 pp. (1975).
- COLOM, G.: *Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno inferior marino, en Mallorca (Baleares)*. Acta Geol. Hisp., t. XV, núm. 2, pp. 45-49 (1980).
- COLOM, G., y ESCANDELL, J. O.: *Nota preliminar sobre el hallazgo de lechos lacustres del Burdigaliense superior en Mallorca*. Not. y Comun., IGME, núm. 55, pp. 33-59 (1959).
- COULON, CH., y DUPUY, C.: *Caractères minéralogiques et géochimiques de la suite andésitique de Sardaigne: le probleme de la zonation spatiale*. Bull. Soc. Géol. France, 19 (4), 857-863 (1977).
- CROWELL, J. C.: *Origin of late cenozoic basins in southern California*. In: W. R. Dickinson, ed.: *Tectonics and sedimentation*. S. E. P. M., Spec Publ., 22, 190-204 (1974).
- CUERDA, J. C.: *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Dip. Prov. Baleares. Inst. Estudios Baleáricos, CSIC, 304 pp. (1975).
- DARDER, B.: *Mapa Geológico de las Sierras de Levante de l'illa de Mallorca*. Escala 1:50.000. Editada por Excma. Dip. Prov. Baleares (1932).
- DROOGER, C. W.: *Transatlantic correlation of the Oligocene-Miocene by means of Foraminifera*. Micropaleontology, vol. 2, núm. 2, pp. 183-192 (1956).
- ENGEL, W.; FEIST, R., y FRANKE, W.: *Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S France)*. Z. dt. Geol. Ges., 129, 461-472 (1978).
- ESGUÍZÁBAL, F. J.: *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Burdigaliense de Randa (Mallorca)*. Tesis licenciatura. Universidad Autónoma Barcelona. Inédita (1982).
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARÓN, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R., y PERMANYER, A.: *Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain*. Acta Geol. Hisp., 13 (1), 20-22 (1977).
- ESTEBAN, M.: *Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean*. Palaeog., Palaeod., Palaeoecol., 9, pp. 169-188 (1979-80).
- ESTEBAN, M.; BARÓN, A.; CALVET, F., y POMAR, L.: *The Messinian Reefs of Mallorca*, in «The Messinian Reefs of Spain», por M. Esteban, ed. (1976).
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.; BARÓN, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R., y PERMANYER, A.: *Messinian (Upper*

- most Miocene) reefs in Spain: Morphology, composition and depositional environment*. Com. Third Int. Coral Reef. Sympos. Miami. Florida (1977).
- FALLOT, P.: *Etude geologique de la Sierra de Majorque*. Thèse, Polytechnique Ch. Beranger. Paris (1922).
- FORNOS, J. J.: *Estudi sedimentologic del Miocè terminal de l'illa de Mallorca*. Tesis de licenciatura. Univ. de Barcelona. Inédita (1983).
- HARDIER, L. D., and EURGSTER, H. P.: *The depositional environment of marin evaporites a case for shallow, clastic accumulation*. Sedimentology, 16, pp. 187-220 (1971).
- HINZ, K.: *Crustal structure of the Balearic sea*. Tectonophysics, 20, 295-302 (1973).
- HSÜ, K. J., y RYAN, W. B. F.: *Comments on «The crustal structure of the Balearic sea»*. In *Light of deeps sea drilling in the Mediterranean*. Tectonophysics, 20, 303-306 (1973).
- HURTS, J. M.; MC KERROW, W. S.; SOPER, W. J., y SURLYK, F.S. *The relationship between Caledonian nappe tectonics and Silurian Turbidite deposition in North Greenland*. S. Geol. Soc. London, 140, 123-131 (1983).
- MAIKLEM, W. R.: *Evaporite drawdown: a mechanism for level lowering and diagenesis in the Elk Point Basin*. Bull. Can. Petroleum Geology, 19, 487-503 (1971).
- MATAILLET, R., y PECHOUX, J.: *Etude geologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne)*. Thèse Fac. Sciences et des Techniques de l'Univ. de Franche-Comté, 161 pp. (1978).
- OLIVEROS, J. M.; ESCANDELL, B., y COLOM, G.: *El Burdigaliense superior salobre-lacustre en Mallorca*. Mem. del IGME, 61, pp. 265-348 (1960).
- POMAR, L.: *La evolución tectosedimentaria de las Baleares: Análisis crítico*. Acta Geol. Hisp., 14, pp. 293-310 (1979).
- POSTUMA, J. A.: *Manual of Planktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Co. London, 420 pp. (1971).
- RIBA, O.: *Aspectes de la Geologia marina de la conca Mediterrània balear durant el Neogen*. Mem. Acad. Cienc. Artes Barcelona, núm. 805, vol. 45, núm. 1 (1981).
- RODRÍGUEZ D.: *Estudio sedimentológico del Mioceno basal transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca (Sector centro-occidental)*. Tesis licenciatura Univ. Central Barcelona. Inédita (1982).
- ROUCHY, J. M.: *La gènese des evaporites messinienses de la Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, VI (1981).
- SHEARMAN: *Origin of marine evaporites by diagenesis*. Inst. Miner. Metall., Secc. B, 75, pp. 208-215 (1966).
- SIMO, A.: *El Mioceno terminal de Ibiza y Formentera*. Tesis licenciatura. Univ. Barcelona. Inédita (1982).
- SOLER, R.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; MEGÍAS, A. G., y ABEGER, J. A.: *Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español*. Mediterránea (Ser. Geol.), 1, pp. 71-82 (1983).
- STANLEY, D. J.; GOT, H.; LEENHARDT, O., y WEILER, Y.: *Subsidence of the Western Mediterranean Basin in Pliocene-Quaternary Time: Further Evidence*. Geology, pp. 345-350 (1974).
- VAI, G. B., y RICCI LUCHI, F.: *The Vena del Gesso in Northern Apennine: Growth and mechanical breakdown of gipsifiel algar crust*. Mem. Soc. Geol. It., 16 (1976), Erice Seminar, pp. 217-249 (1978).
- WEZEL, F. C.: *Widespread manifestations of Oligocene-Lower Miocene volcanism around western Mediterranean*. Intern. Symp. Struct. History Mediterr. Basins. Oct. 1976. Edit. Technip, Paris, 1977, pp. 287-302 (1977).

Recibido: Mayo de 1983

GEOLOGIA

Sur le caractère syntectonique de quelques plutons de la Sierra Morena occidentale (Sud-Ouest espagnol).

Por JOSE PONS (*) y JEAN-PIERRE BRUN (**)

R E S U M E

Les plutons de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales et Salvatierra de los Barros (granitoïdes G' du segment sud-ibérique), mis en place dans l'anticlinorium de Burguillos-Monesterio, étaient précédemment réputés posttectoniques.

Divers arguments structurologiques (architectures des plutons et relations entre structures internes des plutons et schistosité de l'encaissant) conduisent à une conception syntectonique de leur mise en place.

R E S U M E N

Los batolitos de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales y Salvatierra de los Barros (granitos «G»), emplazados en el anticlinorium de Burguillos-Monesterio, estaban considerados como tardío- o post-tectónicos.

Varios datos estructurales (arquitecturas de los batolitos, relaciones entre las estructuras internas de las intrusiones y esquistosidades del encajante, etc.) nos inducen a pensar en un emplazamiento sin-tectónico de batolitos.

1. INTRODUCTION

À l'Hercynien, le Sud-Ouest de la Péninsule ibérique a été le siège d'une intense activité plutonique qui se manifeste par la mise en place d'intrusions nombreuses et de natures variées. Comme l'a fait remarquer BARD en 1971, la répartition des plutons dans cette région est tout à fait remarquable (fig. 1): ils tendent en effet à se concentrer dans des zones allongées NW-SE, qualifiées de «granitiques», qui alternent avec des zones dites «métamorphiques». BARD et FABRIES (1970) ont classé ces plutons dans deux grands groupes de granitoïdes: les uns (appelés G') se seraient mis en place durant ou légèrement après la première phase de déformation hercynienne; les

autres (appelés G''), bien développés, seraient tardiorogéniques.

C'est au second de ces groupes qu'appartiennent les massifs de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales et Salvatierra de los Barros qui font l'objet de cette étude. Ces plutons, composés de matériaux très variés (pouvant aller des ultrabasites aux granites), se mettent en place dans une vaste mégastucture hercynienne, l'anticlinorium de Burguillos-Monesterio; ils se concentrent essentiellement dans les formations schistograuwackeuses, d'âge précambrien, composant le centre de la mégastucture; les flancs calcaires, d'âge cambrien, de l'anticlinorium ne sont que très localement entamés par les intrusions. Cette configuration particulière (fig. 5) avait suggéré une mise en place tardi-tectonique de ces intrusions: leur ascension aurait été guidée par l'architecture de l'encaissant, acquise lors du plissement hercynien.

Nous avons réexaminé ce problème sur la base d'une nouvelle analyse structurale, menée aussi

(*) Laboratoire de Géologie-Pétrologie, Université Paul Sabatier, 38, rue des Trente-Six Ponts, 31500 Toulouse, France.

(**) Laboratoire de Géologie Structurale, Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes Cédex, France.

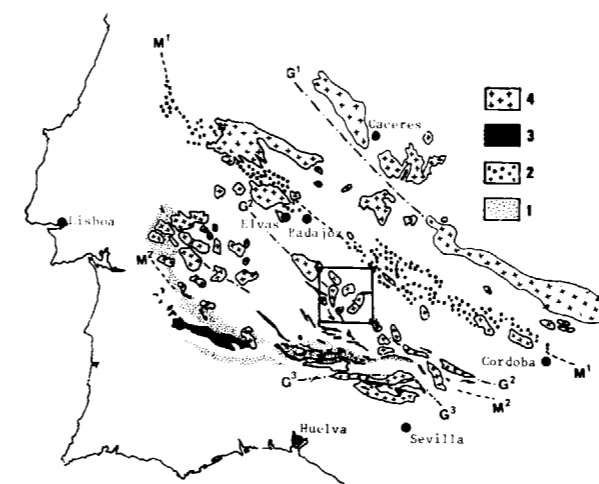


Figura 1.—Carte de répartition des aires métamorphiques (M¹ et M²) et granitiques (G¹, G², G³ et G⁴) du Sud-Ouest de la Péninsule ibérique, d'après BARD (1970).

- 1: ceinture métamorphique à andalousite-sillimanite de Aracena-Lora del Río;
 - 2: ceinture métamorphique à disthène-sillimanite de Elvas-Badajoz-Cordoue;
 - 3: roches basiques;
 - 4: granitoïdes.
- (la zone encadrée correspond à la région étudiée).

bien dans les plutons que dans leur encaissant. L'approche des mécanismes de mise en place des plutons nécessite en effet une connaissance structurale de ces deux domaines.

2. ARCHITECTURE DES TERRAINS ENCAISSANTS

Dans l'anticlinorium de Burguillos-Monesterio, les déformations affectant les formations précambriennes et les unités basales du Cambrien étaient précédemment décrites comme le résultat de deux phases de déformation superposées (la mise en place des plutons étant considérée comme postérieure à la seconde de ces phases). Jointes aux études tectoniques déjà réalisées dans des régions adjacentes (VAUCHEZ, 1974, pour la région de Fregenal de la Sierra; BLADIER, 1974, et LAURENT, 1974, dans la bande blasto-mylonitique de Badajoz-Cordoue), les nouvelles données structurales (BRUN, 1981; PONS, 1982 a) montrent qu'il faut envisager une déformation progressive et non pas une déformation polyphasée. On peut ainsi proposer le schéma évolutif qui suit.

La déformation régionale débute par un cisaillement tangentiel vers le SW donnant naissance à un anticlinorium déversé dans cette direction (et à la mise en place de nappes dans la région); il se développe une schistosité pénétrative à pendage moyen ou faible vers le NE et un étirement NE-SW, essentiellement visible dans le secteur situé entre les plutons (fig. 2 et 3). Cet épisode peut être mis en relation avec la tendance au chevauchement vers le SW constatée dans la zone de cisaillement de Badajoz-Cordoue et la mise en place des nappes de Fregenal de la Sierra.

Cet épisode est suivi par une déformation à composante de cisaillement transcurrent sénestre, sub-parallèle à l'axe de l'anticlinal. La schistosité se développe verticalement et les linéations ont une orientation moyenne NW-SE; ces structures se manifestent essentiellement en dehors du secteur situé entre les plutons (fig. 2 et 3). Dans le secteur structuré pendant le cisaillement tangentiel précoce, des plis asymétriques à déversement vers le NW, compatibles avec une composante de cisaillement sénestre, se développent localement en association avec une schistosité de crénulation. Ce second épisode peut être mis en relation avec le fonctionnement purement transcurrent du cisaillement de Badajoz-Cordoue et, probablement, avec la seconde phase de déformation postérieure à la mise en place des nappes dans le secteur de Fregenal.

Aucune limite nette n'a pu être trouvée entre les domaines de schistosité à pendage moyen ou faible et les domaines à schistosité redressée. Au contraire, le passage se fait de façon continue. La déformation apparaît donc comme un phénomène progressif, aboutissant toutefois localement à des structures superposées.

Il est important de noter que les trajectoires de schistosité ainsi agencées régionalement sont modifiées à proximité des plutons. Ce phénomène est capital dans la mise en évidence du caractère syntectonique des intrusions. Il sera repris plus loin, dans le paragraphe 4.

3. ARCHITECTURE DES MASSIFS PLUTONIQUES

À partir de l'agencement des structures primaires dans chacun des massifs, on a pu recons-

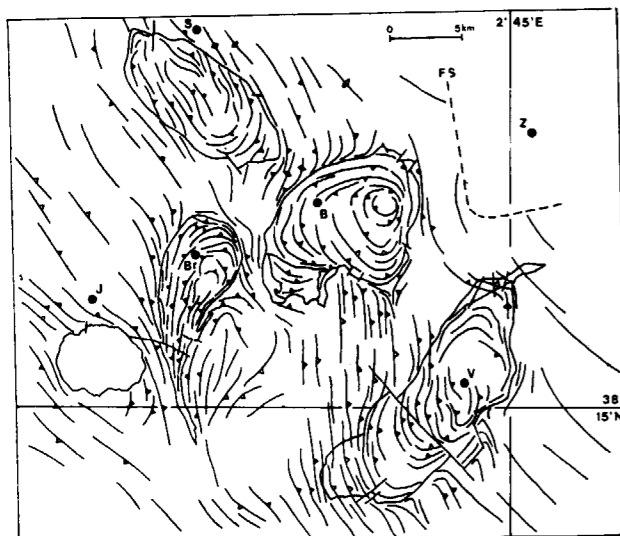


Figura 2.—Trajectoires de la «foliation» (schistosité de l'encaissant et structures planaires des roches plutoniques) dans l'anticlinal de Burguillos.

FS: front de schistosité;

B: Burguillos del Cerro; Br: Brovaes; J: Jerez de los Caballeros;

V: Valencia del Ventoso; S: Salvatierra de los Barros; Z: Zafra.

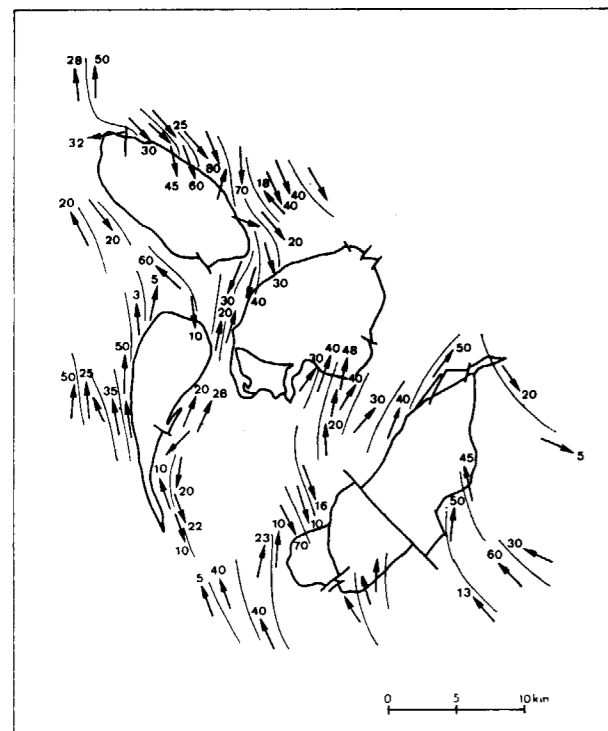


Figura 3.—Carte des linéations d'étirement. Les lignes courbes correspondent aux trajectoires générales des linéations.

truire leur architecture et, à partir de cette analyse géométrique, procéder à une analyse cinématique des intrusions. Tous ces massifs présentent un agencement globalement concentrique des structures planaires. Toutefois, le pendage de ces structures varie diversement dans chacun des massifs, ce qui dénote des formes quelque peu différentes. Les massifs les plus basiques (Burguillos del Cerro) apparaissent comme des dômes aplatis, à toit concave, et les massifs les plus acides (Brovaes) comme des dômes arrondis, à toit convexe; les massifs de composition moyenne (Valencia del Ventoso) présentent des formes intermédiaires (PONS, 1982 a; PONS, 1982 b). Ces formes globales sont généralement enracinées suivant un pédoncule rétréci. Elles suggèrent en elles-mêmes une ascension des plutons suivie d'un gonflement dans leur site de mise en place; elles sont d'ailleurs tout à fait analogues aux formes des modèles réduits obtenus expérimentalement par RAMBERG (1963, 1967, 1970) ou encore par NICKEL, KOCH et NUNGASSER (1967).

Par rapport à la mégastucture anticlinale encaissante, les plutons adoptent des conformations diverses qui peuvent être schématiquement rattachées à deux cas différents.

3.1. Cas des massifs de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso et Brovaes

Un caractère commun se manifeste dans les complexes de Burguillos del Cerro, de Valencia del Ventoso et dans la partie septentrionale du massif de Brovaes: c'est leur large dissymétrie structurale (et aussi pétrographique) qui se traduit par un coeur et un enracinement très excentré au NE, c'est à dire un gonflement important dans la direction opposée. Ce large épanchement des intrusions vers le SW, sub-perpendiculaire à l'axe de l'anticlinorium, coïncide avec le sens de déversement de la mégastucture; il est confirmé, à l'intérieur des plutons, par l'agencement des structures linéaires. Si l'on s'en tenait à cette seule caractéristique, on pourrait être tenté d'adopter une interprétation classique qui considère que la dissymétrie géométrique des plutons (et aussi la concentration des plutons dans le coeur de l'anticlinorium) est due au fait que leur mise en place a été guidée par la mégastucture anticlinale encaissante, elle-même déversée vers le SW. Mais une telle interprétation post-tectonique ne rend

pas compte d'un certain nombre d'autres caractères structuraux des plutons et de l'encaissant, exposés plus loin.

3.2. Cas du massif de Salvatierra de los Barros

A l'encontre des massifs précédents qui ont un allongement perpendiculaire ou sub-perpendiculaire à l'axe de l'anticlinorium, le massif de Salvatierra de los Barros est nettement allongé sub-parallèlement à l'axe de cette mégastucture. La partie méridionale, appendiculaire, du massif de Brovaes tend également à adopter cette orientation. L'agencement général des structures planaires dans le massif de Salvatierra adopte en outre une forme en S tout à fait remarquable qui semble a priori liée au fonctionnement sénestre de la déformation cisailante transcurrente de l'encaissant.

4. RELATIONS STRUCTURALES ENTRE ENCAISSANT ET PLUTONS.

4.1. Architecture des terrains encaissant à proximité des plutons

Les trajectoires de la schistosité de l'encaissant subissent une modification de leur orientation à proximité des plutons (fig. 2). Ainsi, sur les bordures «longues» des massifs de Burguillos, Valencia et Brovaes qui sont obliques par rapport à l'orientation régionale de la schistosité, ces trajectoires sont ployées progressivement sur une distance de 1 à 2 kilomètres autour des plutons jusqu'à tendre à se paralléliser aux contours de ces derniers. D'autre part, il apparaît de part et d'autre de chaque massif des «points-triples» de la foliation de l'encaissant, c'est à dire des zones étroites dans lesquelles divergent les trajectoires de la schistosité. Dans certains cas (massif de Salvatierra), ces points triples se localisent aux extrémités des massifs allongés; dans d'autres cas (massifs de Burguillos, Valencia et Brovaes), ils se disposent à proximité des flancs longs des massifs, à hauteur du coeur de ces derniers.

L'infléchissement de la schistosité se fait invariablement vers le SW (ou le SSW), c'est à dire dans le sens de l'épanchement des plutons. Pour cette raison, cet effet spectaculaire nous semble devoir être rattaché aux concepts classiques de «pushing aside» ou de «forceful intru-

sion» qui sont considérés comme la conséquence de la nature diapirique de la mise en place des plutons. Il est généralement admis que ces derniers font ascension dans l'écorce terrestre sous forme de bulles allongées ou «montgolfières» (GROUT, 1945; RAMBERG, 1967, 1970; FYFE, 1973). En fin de leur mise en place, par diminution de la force ascensionnelle ou par augmentation de la viscosité liée au refroidissement et à la cristallisation ou, encore, lorsqu'un obstacle s'interpose sur leur parcours (ce rôle semble ici joué par les calcaires cambriens), la partie supérieure des plutons est arrêtée tandis que leur queue continue à monter. Il en résulte un tassement de la montgolfière sur elle-même et une augmentation plus ou moins forte de son diamètre maximal, c'est à dire un gonflement apparent du pluton qui est susceptible de modifier la structure de l'encaissant immédiat.

Toutefois, il faut noter que les trajectoires de la schistosité de l'encaissant ne sont pas strictement parallèles aux contours des plutons et qu'elles passent en continuité directionnelle avec les structures internes de ces derniers. Il apparaît donc que le processus de gonflement des intrusions ne peut pas à lui seul rendre compte de l'architecture des terrains encaissants au contact des plutons.

4.2. Architecture des plutons à proximité de l'encaissant

En marge de leur agencement concentrique, dans la majeure partie, centrale, des massifs, les structures magmatiques planaires sont obliques par rapport aux contours des plutons et elles passent en continuité directionnelle à la schistosité de l'encaissant. Il est difficile d'imaginer qu'une telle disposition puisse être le résultat d'un écoulement magmatique dans un encaissant statique: dans un tel contexte en effet, les structures fluidales, uniquement guidées par l'encaissant, tendraient à se paralléliser aux contours des massifs. On pourrait envisager un phénomène de «pincement aux épontes» (BLANCHARD et al., 1979) qui pourrait produire une faible obliquité des structures sur les limites des plutons. Mais un tel mécanisme ne rend pas compte, d'une part des valeurs angulaires élevées que l'on observe souvent, d'autre part et surtout de la continuité directionnelle entre structures des roches éruptives et schistosité de l'encaissant.

5. MISE EN PLACE SYNTECTONIQUE DES PLUTONS

Ces relations spatiales entre structures internes des plutons et structures de l'encaissant nous ont tout naturellement incité à rechercher leur origine dans une mise en place syntectonique des massifs plutoniques.

Un modèle mathématique simple, développé ailleurs (BRUN et PONS, 1981), qui combine les effets d'un cisaillement simple de l'encaissant et d'un gonflement des plutons constitue un des arguments majeurs en faveur de cette hypothèse. Résumé dans la figure 4, il rend compte des principales relations structurales effectivement observées entre plutons et encaissant. Il aboutit ainsi à une obliquité du plan d'aplatissement de la déformation finie sur la limite pluton-encaissant: ce modèle explique bien sûr l'obliquité des structures internes des plutons et celle de la schistosité de l'encaissant sur les contours des massifs, ainsi que la continuité directionnelle des unes aux autres; il explique également l'existence des points-triples (qui correspondraient à des zones de constriction) ainsi que les positions différentes de ces points-triples vis-à-vis de la forme des massifs: lorsque la déformation correspond à un cisaillement tangentiel, les points-triples doivent se situer sur les bordures longues des plutons; par contre, ils se disposent aux extrémités des massifs lorsque le cisaillement est longitudinal. Enfin, l'orientation de l'allongement des plutons, sub-perpendiculaire ou sub-parallèle à l'axe de l'anticlinorium et le sens de leur épanchement s'intègrent bien dans l'une et l'autre de ces déformations.

Autrement dit, la mise en place des plutons de Burguillos et de Valencia apparaît comme synchronique de l'épisode de déformation cisailant tangentiel. Le massif de Salvatierra est synchronique de l'épisode longitudinal sénestre; la structure interne, en forme de S, de ce dernier pluton témoigne d'ailleurs du fonctionnement sénestre de ce cisaillement. Le massif de Brovales, quant à lui, marque la transition entre ces deux régimes: l'élaboration de la partie en dôme allongé NE-SW et enraciné au NE est synchronique du premier épisode de déformation; ce dôme est ensuite élongé vers le SSE sous forme d'un appendice par le second épisode de déformation.

Divers autres arguments vont dans le sens d'une telle hypothèse de mise en place syntectonique



	MODELE A Type : Burguillos - Valencia	MODELE B Type : Salvatierra
CARACTERISTIQUES GÉNÉRALES: Points triples (▲) Obliquités locales du plan d'aplatissement sur la limite pluton-encaissant		
ORIENTATION DU PLUTON	Sub-orthogonal à l'axe de l'anticlinal	Sub-parallèle à l'axe de l'anticlinal
PLONGEMENT DE LA FOLIATION DANS L'ENCAISSANT	Plat ou intermédiaire	Vertical
TRAJECTOIRES DE LA FOLIATION DANS LES PLUTONS	Excentrique	Spiralée
LIGNATION D'ÉTIREMENT	Sub-orthogonale à la direction de la foliation	Sub-parallèle à la direction de la foliation
COMPOSANTE DE CISAILLEMENT	TANGENTIELLE	TRANSCURRENT

Figura 4.—Caractéristiques des deux types de modèles de déformation finie résultant de l'interférence entre gonflement et cisaillement régional dans l'anticlinal de Burguillos.

des intrusions. Ainsi, l'enracinement de tous les plutons qui coïncide invariablement avec les replis anticlinaux de la mégastructure anticlinoriale et qui est immédiatement bordé par des replis synclinaux (fig. 5), semble bien résulter d'un mécanisme où interfèrent tectonique et diapirisme. La position et la forme du front de schistosité en marge occidentale des plutons (fig. 2) semble indiquer que la schistosité est en relation avec les plutons et qu'elle est liée au changement de rhéologie des formations sédimentaires réchauffées par l'intrusion des granitoïdes. Enfin, les âges radiométriques obtenus sur les plutons (DUPONT, LINARES et PONS, 1981) corroborent une mise en place synchronique des déformations du cycle hercynien.

6. CONCLUSION

L'analyse de la cinématique de mise en place des intrusions de l'anticlinorium de Burguillos-Monesterio, déductible de leurs structures internes et de celles de l'encaissant, aboutit à une conception syntectonique du plutonisme dans cette région. Elle permet en outre de confirmer le régime (ou les régimes successifs) de la déformation régionale lors de la mise en place des plutons (cisaillement tangentiel et cisaillement transcurrent).



Sans nier pour autant l'existence de plutons post-tectoniques dans la chaîne hercynienne, ceci nous conduit à suggérer que la déformation de la croûte continentale est souvent déterminante dans l'initiation et la montée des diapirs plutoniques. Ceci est tout particulièrement probable et plausible dans le cas des massifs basiques dont l'ascension ne peut évidemment pas être le résultat du contraste de densité («buoyancy rise»), qui est contraire.

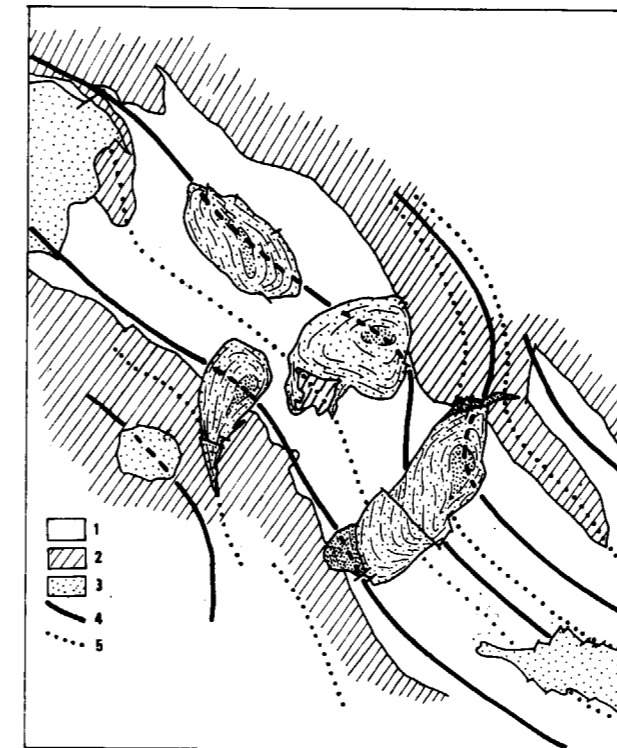


Figura 5.—Relations spatiales entre massif plutoniques et mégastructures de l'encaissant. 1: Précambrien; 2: Cambrien; 3: massifs plutoniques (les pointillés serrés figurent les coeurs, ou zones d'enracinement des plutons); 4: axes anticlinaux; 5: axes synclinaux.

BIBLIOGRAFIA

- BALK, R.: *Structural behaviour of igneous rocks*. Geol. Soc. Am. Mem., 5, 177 pp. (1937).
- BARD, J. P.: *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thèse U.S.T.L. Montpellier, 397 pp. (1969).

BARD, J. P.: *Sur l'alternance des bandes métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères tectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques»*. Bol. Geol. y Minero, LXXXII-IV, pp. 324-345 (1971).

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH., et RIBEIRO, A.: *Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen*. Nature Phys. Sci., 241, pp. 50-52 (1973).

BARD, J. P., et FABRIES, J.: *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)*. Bol. Geol. y Minero, LXXXI-II-III, pp. 112-127 (1970).

BLADIER, Y.: *Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoue (Chaîne hercynienne sud-ibérique à l'Ouest d'Azuaga, Espagne)*. Les roches cataclastiques-Classification-Interprétation. Thèse 3ème Cycle, U.S.T.L., Montpellier, 89 pp. (1974).

BLANCHARD, J. PH.; BOYER, P., et GAGNY, C.: *Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le «pincement des minéraux aux épontes»*. Tectonophysics, 53, pp. 1-25 (1979).

BRUN, J. P.: *Instabilité gravitaire et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons*. Thèse Sciences, Rennes, 197 pp. (1981).

BRUN, J. P., et PONS, J.: *Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation*. J. Struct. Geol., 3, pp. 219-229 (1981).

CLOOS, H.: *Das Batholithenproblem*. Fortschr. Geol. Paläont., H. 1 (1921).

DUPONT, R.; LINARES, E., et PONS, J.: *Premières datations radiométriques par la méthode potassium-argon des granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale*. Bol. Geol. y Minero, XCII, V, pp. 30-34 (1982).

FYTE, W. S.: *Some thoughts on granitic magmas*. In Newall and Rast «Mechanism of igneous intrusion». Gallery Press, London, pp. 201-216 (1970).

FYTE, W. S.: *The generation of batholiths*. Tectonophysics, 17, pp. 273-283 (1973).

GROUT, W. S.: *Scale models of structures related to batholiths*. Am. J. Sci., 243A, p. 260 (1945).

LAURENT, P. A.: *Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne sud-ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne)*. Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites. Thèse 3ème Cycle, U.S.T.L. Montpellier, 150 pp (1974).

MARRE, J.: *Structurologie des granitoïdes*. B. R. G. M., Série «Manuels et Méthodes», 3, 126 pp. (1981).

MARRE, J., et PONS, J.: *Structurologie*. Encyclopaedia Universalis, 15, pp. 455-459 (1973).

NICKEL, E.; KOCH, H., et NUNGASSER, W.: *Modellversuche zur Fließregelung in Graniten*. Schweiz. Miner. Petrol. Mitt., 47, pp. 399-498 (1967).

- PONS, J.: *Pétrofabrication des roches éruptives dans les complexes de Quérigut (Ariège, France) et de Burguillos del Cerro (Badajoz, Espagne)*. *Pétrologie*, I, 3, pp. 209-223 (1975).
- PONS, J., et BRUN, J. P.: *La structure interne des granitoïdes: tectonique et écoulement magmatique*. Tème Réun. Ann. Sc. Terre, Lyon (1979).
- PONS, J.: *Un modèle d'évolution de complexes plutoniques. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)*. Thèse Sciences, Toulouse, 451 pp. (1982 a).
- PONS, J.: *Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures des plutons basiques et acides. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale*. Bull. Soc. Géol. France (7), t. XXV, n.º 3, pp. 349-355 (1983).
- RAMBERG, H.: *Experimental study of gravity tectonics by means of centrifugated models*. Bull. Uppsala Univ. Geol. Inst., vol. 42-1 (1963).
- RAMBERG, H.: *Gravity, deformation and the Earth' crust*. Academic Press, London, 214 pp. (1967).
- RAMBERG, H.: *Models studies in relation to intrusion of plutonic bodies*. In: «Mecanism of igneous intrusion» by Newall and Rast, Ed. Gallery Press, Liverpool, 380 pp. (1970).
- VAUCHEZ, A.: *Tectoniques tangentielles superposées dans le segment hercynien sud-ibérique: les nappes et plis couchés de la région d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz)*. Bol. Geol. Minero, LXXXV-VI, pp. 573-580 (1975).

Recibido: Mayo de 1983

Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (Provincia de Burgos)

Por J. MENDUÑA (*), S. ORDOÑEZ (**) y M. A. GARCIA DEL CURA (***)

RESUMEN

En este trabajo se estudian los depósitos de sulfato sódico terciarios de Cerezo del Río Tirón desde un punto de vista geológico, petrológico y mineralógico.

La paragénesis primaria es glauberita+anhidrita+dolomita (calcedonia). Calcita y yeso son minerales secundarios, este último relacionado frecuentemente con la hidratación y disolución incongruente de la glauberita.

En este trabajo se ofrecen criterios petrográficos para diferenciar el yeso procedente de la disolución incongruente de la glauberita del procedente de la hidratación de la anhídrita.

Los tipos petrográficos de glauberita descritos son: a) glauberita masiva con secuencias granodrecientes y anhídrita nodular sobreimpuesta; b) capas milimétricas de glauberita alternando con otras dolomicríticas; c) cristales aislados de glauberita dispersos en una matriz dolomicrítica.

Se propone un modelo de «lago perenne» para explicar los rasgos generales de los depósitos evaporíticos. Las facies detríticas son interpretadas mediante un modelo lacustre deltaico con secuencias tipo «thining upward» interdigitadas con facies químicas.

Los datos isotópicos de los sulfatos ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CD}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) y carbonatos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) nos permiten establecer una discusión acerca del modelo teórico de génesis de salmueras. De acuerdo con los datos isotópicos no está claro un origen marino directo de estas salmueras, pero también puede ser rechazado un origen continental estricto. La mezcla de aguas continentales y marinas o la herencia de rocas madres evaporíticas (Triás) son tenidas en cuenta.

ABSTRACT

Sodium sulfate tertiary deposits of Cerezo del Río Tirón (Spain) are studied from a mineralogical, petrological and geological point of view.

Primary paragenesis is glauberite+anhydrite+dolomite+(chalcedony). Secondary minerals related with hydration and incongruent dissolution of glauberite are mainly gypsum and calcite.

This paper shows a procedure for the discrimination of gypsum from glauberite incongruent dissolution of an other one from anhydrite hidration.

The petrographic glauberite types described in Cerezo de Rio Tirón section are: a) masive glauberite with fining upward sequences and nodular anhydrite overimposed; b) Milimetric glauberite layers alternating with dolomicritic ones; c) Glauberite single crystals dispersed in dolomicritic matrix.

A «perennial lake» model is proposed to explain the general features of evaporitic deposits. The detrital facies are interpreted as a deltaic lacustrine model with thinning upward sequence interfingering with chemical facies.

Sulfate ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CD}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) and carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) isotopical data let us to discuss about theoretical model of brine genesis. According to these isotopical data, it is not clear a direct marin origin for this brine, but a stricted continental origin can be refused also. Mixing of continental and marine waters or heritage from evaporitic source rocks (Trias) are invocated.

INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Este trabajo constituye una primera aportación al estudio de los yacimientos de sulfato sódico de la provincia de Burgos.

(*) IGME.

(**) Facultad de Geología, Universidad Complutense.

(***) CSIC.

El yacimiento de sales sódicas de Cerezo del Río Tirón tiene una gran importancia económica, como lo demuestra el hecho de que su producción, al iniciarse la década de los 80 supusiera el 50,3 por 100 de producción nacional del sulfato sódico natural, el 33,5 por 100 de la producción total nacional y el 2,9 por 100 de la producción mundial.

No obstante, en este trabajo vamos a marginar las características económicas de este yacimiento, tratadas por MENDUIÑA (1982), para adentrarnos en su conocimiento científico, el cual ha sido hasta ahora muy escaso.

RÍOS (1964, pág. 148) describe la secuencia de la mina, dando cuatro capas glauberíticas cuya continuidad observa durante un kilómetro a lo largo de los escarpes de las márgenes del río Tirón.

GARCÍA DEL CURA (1979a) da algunos datos petrográficos sobre las capas superiores de la mineralización.

ORTI et al. (1979) hacen una breve cita respecto a la litofacies de esta mineralización, considerando, en un trabajo posterior, ORTI (1982), como dudoso el significado genético de dicha secuencia.

El IGME (1980) repite la secuencia de la mina dada por RÍOS y da como yeso alabastrino las capas anhidríticas de lo que denomina «zonas centrales de la cubeta», y como material arcilloso la dolomicrita predominante intercrystalina respecto a la glauberita.

ORDÓÑEZ et al. (1982) describen brevemente la geología y las características de la explotación de sales sódicas de Cerezo del Río Tirón.

MENDUIÑA (1982), junto con un estudio geológico de la mineralización, realiza un estudio económico cubicando las reservas seguras de sulfato sódico existentes en el yacimiento actualmente en explotación de Cerezo del Río Tirón.

ENCUADRE GEOLOGICO

La zona donde se ha realizado el presente trabajo se sitúa en la terminación occidental del denominado «Surco Terciario del Ebro», que enlaza la Cuenca del Ebro (Cuenca Terciaria del Ebro-Rioja: Rioja Alta-La Bureba) con la Cuenca Terciaria del Duero (Burgos).

En la Cuenca del Ebro-Rioja, muy subsidente y con grandes potencias de sedimentos, se han diferenciado una serie de facies, tanto detríticas (facies de Nájera, Haro, Pancorbo, Bureba) como químicas (facies Cerezo) y mixtas (facies Altable, Crisaleña, Briviesca, Cameno), PORTERO y RAMÍREZ DEL POZO (1978), y PORTERO, RAMÍREZ DEL POZO y HERNÁNDEZ SAMANIEGO (1978), cuya situación

litoestratigráfica relativa es un tanto dudosa, debido a la dificultad que el carácter de los afloramientos tiene para determinar si se trata de cambios laterales de facies o de superposiciones.

Facies Cerezo

La mineralización se encuentra en la denominada «Facies Cerezo», en la que predominan los tonos grises, y que está constituida fundamentalmente por sulfatos (anhidrita y glauberita), alternando con dolomita, estando presentes también algunos niveles margosos en los que los componentes detríticos fundamentales son micas (ilita) y cuarzo, y en menor proporción feldespatos y caolín. Más escasos aún son los niveles arenosos cuyos clastos son de composición cuarzo-feldespatíca (Cuarzo/feldespatos ≈ 3) y su pasta carbonatado-yesífera en proporciones variables.

La hipergénesis ha hecho que los niveles más próximos a la superficie de erosión aparezcan hoy como yesos, al igual que los niveles más íntimamente relacionados con el nivel freático de la zona. En menor proporción esta hipergénesis afecta a los carbonatos dedolomitizándolos.

En la «Facies Cerezo», dentro del área estudiada (fig. 1) hemos diferenciado dos tramos pensando, más que en criterios litoestratigráficos, en criterios de productividad, dado el carácter geológico minero de este estudio. Estos tramos son: uno «Inferior», que contiene niveles de glauberita explotables, y otro «Superior», que no presenta de forma generalizada y explotable dichos niveles, siendo en cambio frecuentes los niveles detríticos y de calizas. Los afloramientos del «Tramo Inferior» se caracterizan por las abundantes eflorescencias de mirabilita, reflejo externo de la presencia de glauberita que ha sido alterada. La parte superior de la columna de Briviesca, la columna de la Mina (fig. 2) y la columna del Sondeo (fig. 3) nos suministran datos acerca de la composición litológica de estas facies cuyas características petrográficas y mineralógicas serán expuestas al tratar de la «Mineralización».

Facies Cameno

Hacia el muro y lateralmente, en el NO de la zona estudiada, las «Facies Cerezo» pasan a las «Facies Cameno» definidas por PORTERO et al.,

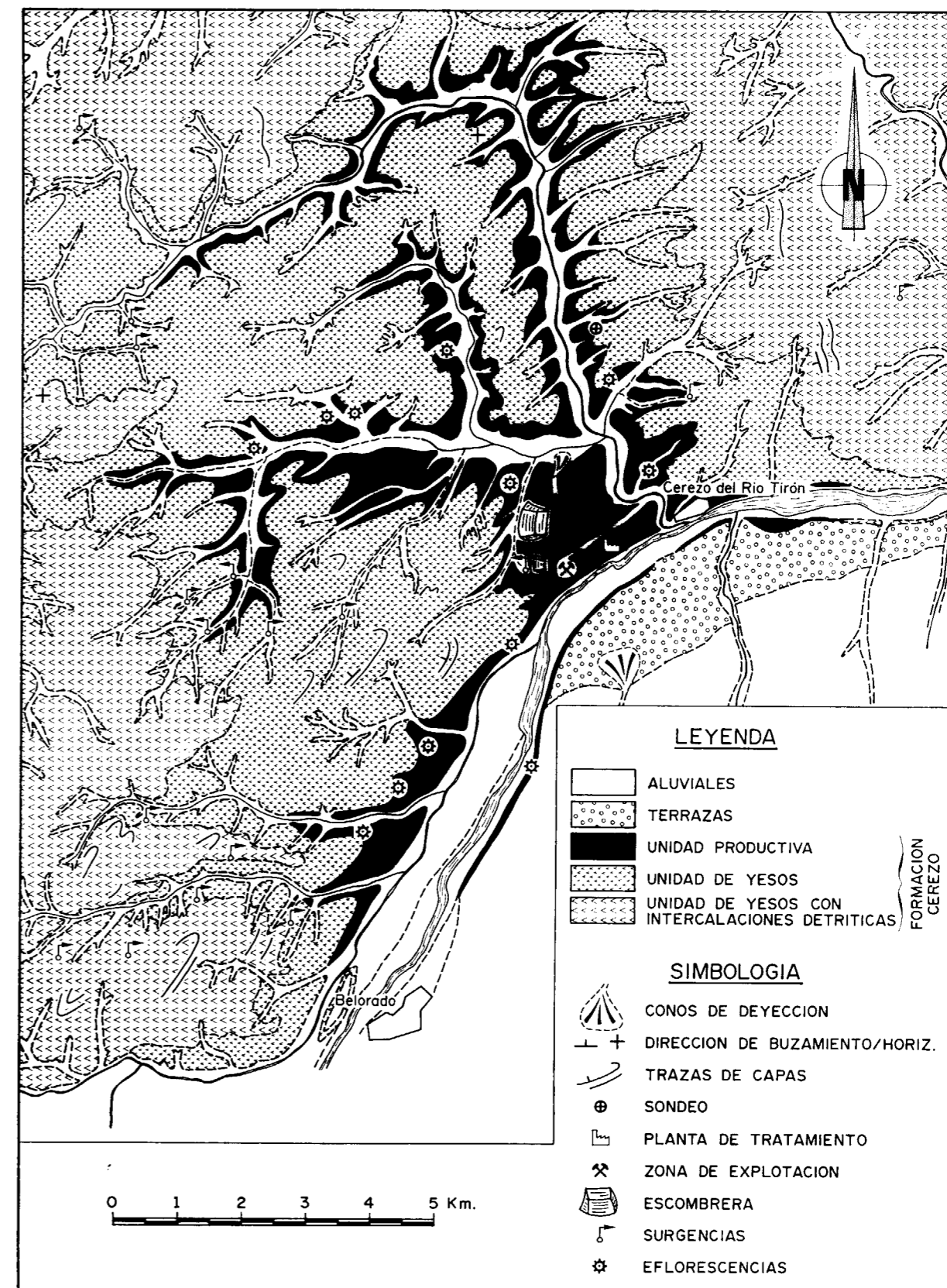


Figura 1.—Esquema geológico del yacimiento de Cerezo del Río Tirón.

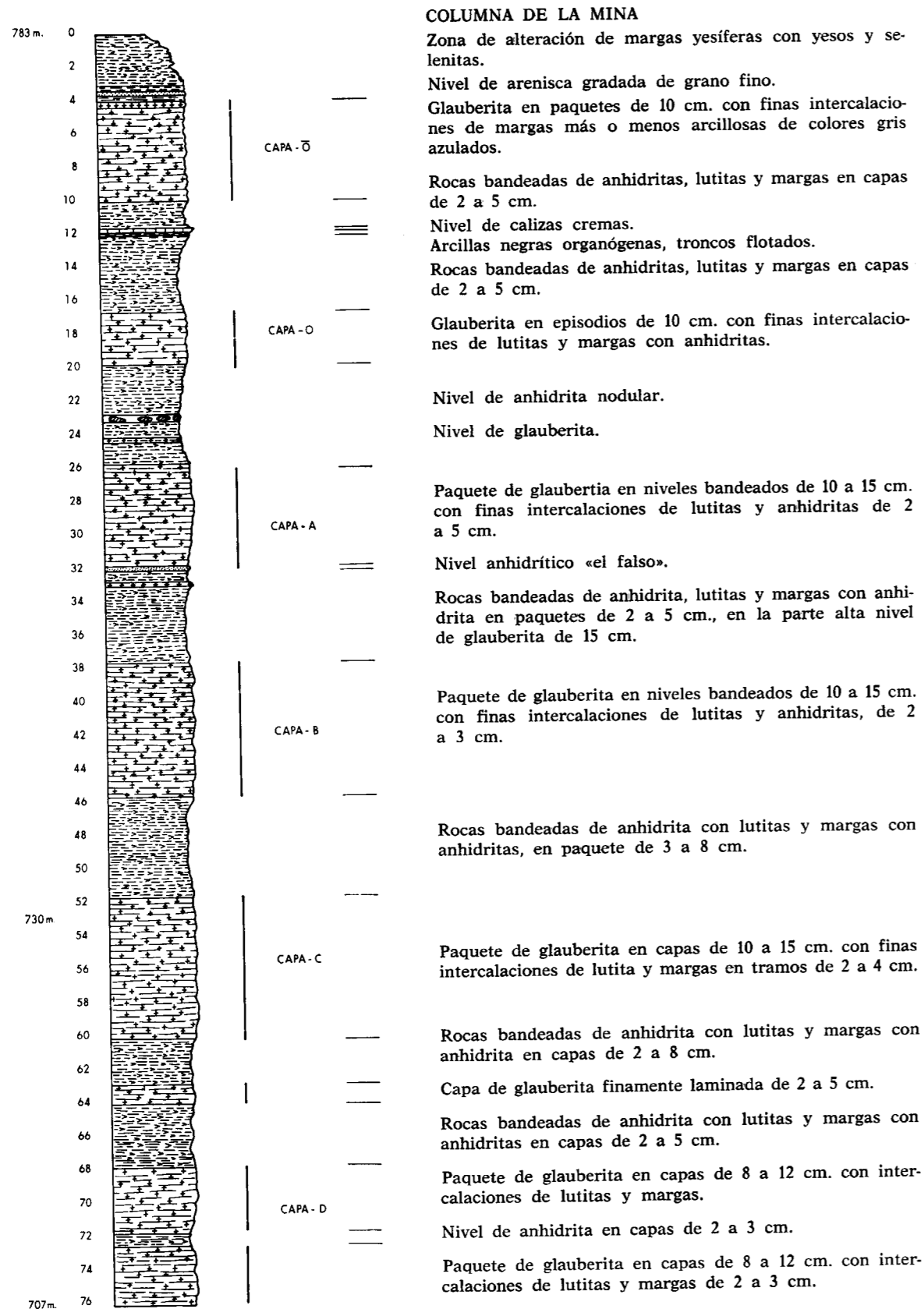


Figura 2.—Columna litoestratigráfica de la mina.

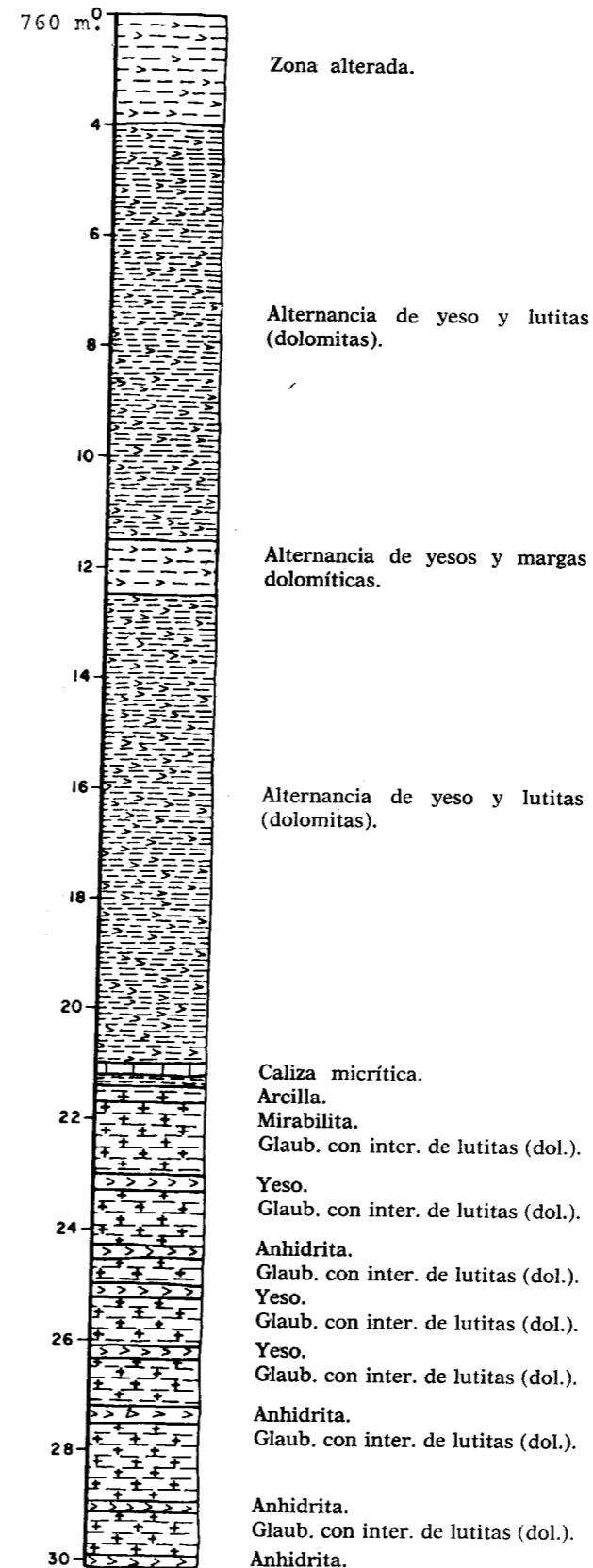


Figura 3.—Columna litoestratigráfica del sondeo.

(1978), que son facies detríticas con cantidades variables de yeso, que dichos autores consideran como facies de transición entre las «Facies Bureva», fundamentalmente detríticas, y las «Facies Cerezo», fundamentalmente químicas.

Es interesante hacer notar que en las «Facies Cameno» (en la cuesta de Parapa, en Briviesca) se ha encontrado un cráneo de un Rinocerótido, clasificado como probable *Chilotherium* s.p. por CRUSAFONT et al. (1966), atribuyéndole entonces una posible edad vindoboniense. Más dudosa parece aún, según estos autores, la atribución al mismo género de unos molares encontrados en las «Facies de Haro» en el término de Cellorigo.

Las «Facies Cameno» fueron estudiadas por nosotros al S de Briviesca, donde pasan lateralmente a las «Facies Cerezo», siendo difícil establecer un límite preciso entre ellas.

La sección de Briviesca presenta en su mitad inferior secuencias tipo «thickening upward» que se inician, con gran abundancia de facies químicas anhidrítico-dolomíticas, en la zona basal de la sección, en la que se intercalan cuerpos arenosos decimétricos, en contacto neto pero erosivo con las facies químicas. Hacia arriba gradualmente los cuerpos arenosos se hacen más importantes, alcanzando espesores métricos, presentando contacto rugoso y neto con el material infrayacente; muestran una sección externa completa que comienza con estructuras masivas con gradación interna y frecuentes «cantos blandos» y laminaciones de corriente a las que siguen normalmente rizaduras de corriente y «wavy». Estos cuerpos arenosos se interrumpen en la vertical de una manera brusca, apareciendo facies químicas con características análogas a las de las «Facies Cerezo». En la parte central de la sección de Briviesca las facies químicas dejan paso a un episodio de lutitas homogéneas en las cuales se intercalan pequeños lechos arenosos con abundantes rizaduras de corriente. La parte superior de la sección de Briviesca aparece muy cubierta y en ella únicamente resaltan los bancos de arenas cementadas con las ya mencionadas estructuras, pero sin que sea posible reconstruir las secuencias deposicionales.

Es notable la presencia, en el techo del conjunto detrítico, de facies ooidales, observándose algunos ooides con núcleo de yeso y otros de feldespato, si bien predominan los núcleos de cuarzo

y dolomita. La cantidad de pasta (dolomicrita) es variable, observándose desde términos arenosos a términos dolomíticos, presentándose intercalaciones dolomíticas con sulfatos, posiblemente glauberita, disueltos, como se observa en la figura 4, donde también aparece calcedonia en dicho nivel.

Las características mineralógicas y texturales de este conjunto detrítico aparecen resumidas en la figura 5. En cuanto al cuarzo presente en estas rocas detríticas, hay que hacer constar que si bien es fundamentalmente monocristalino, existe del orden de un 5 por 100 de cuarzo policristalino, a veces con extinción ondulante, e indicios de clastos de chert (≤ 1 por 100) con mosaico criptocristalino predominante, denotando el carácter de rocas detríticas de segundo ciclo que tienen estas samitas.

LA MINERALIZACION

La mineralización forma parte de una secuencia evaporítica anhidrítico-glauberítica en la que dichos minerales alternan con niveles, en general de menor grosor, dolomicríticos y/o margosos que a veces se reducen a su simple presencia como



Figura 4.—Facies ooidales de la sección de Briviesca en contacto con niveles evaporíticos parcialmente disueltos que contienen calcedonia. N X, $\times 11,5$.

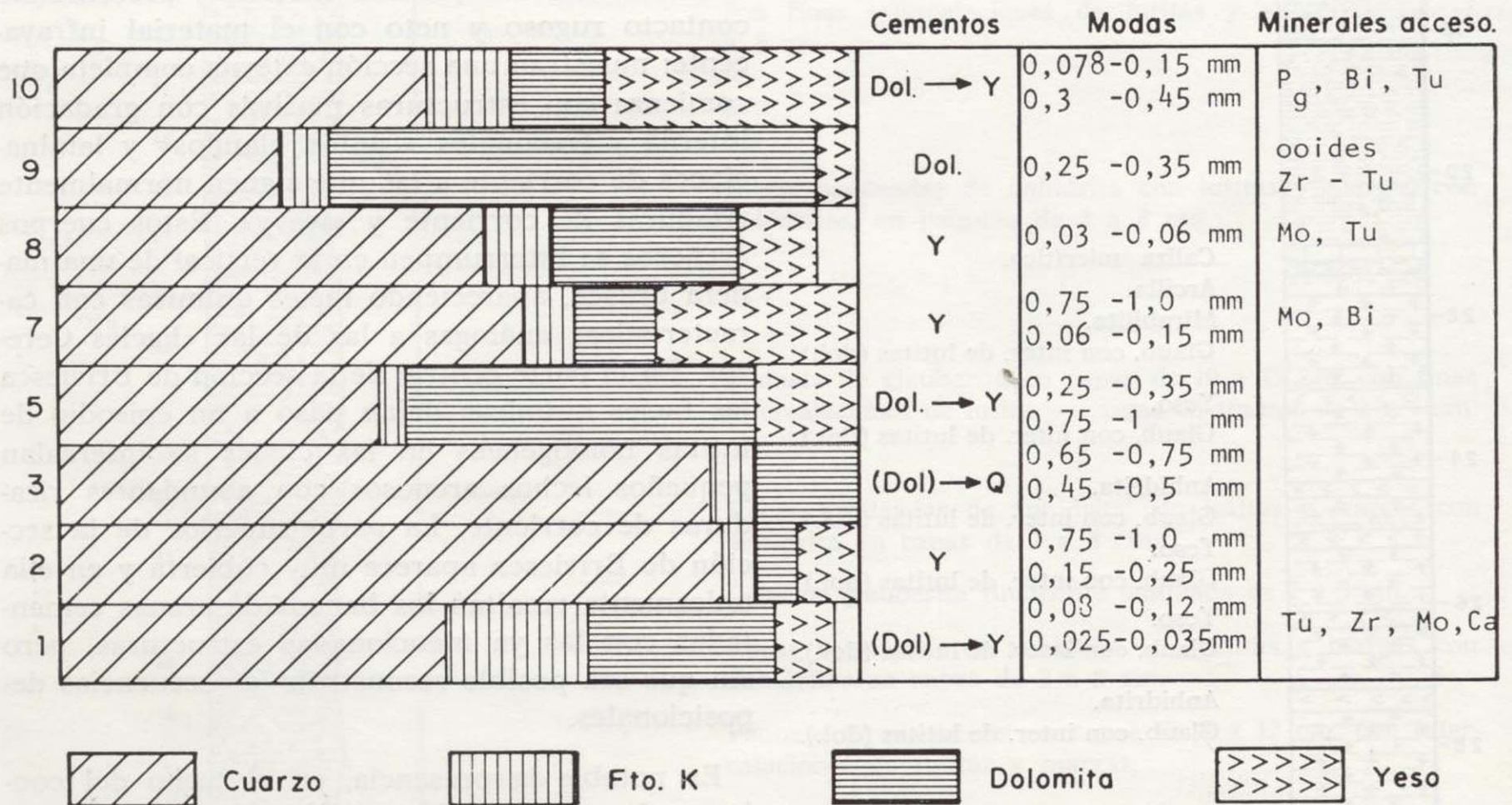


Figura 5.—Espectro mineralógico de las samitas de la Facies Cameno (sección de Briviesca), con expresión de la naturaleza de los cementos, tamaños modales y minerales accesorios.

y dolomita. La cantidad de pasta (dolomicrita) es variable, observándose desde términos arenosos a términos dolomíticos, presentándose intercalaciones dolomíticas con sulfatos, posiblemente glauberita, disueltos, como se observa en la figura 4, donde también aparece calcedonia en dicho nivel.

Las características mineralógicas y texturales de este conjunto detrítico aparecen resumidas en la figura 5. En cuanto al cuarzo presente en estas rocas detríticas, hay que hacer constar que si bien es fundamentalmente monocristalino, existe del orden de un 5 por 100 de cuarzo policristalino, a veces con extinción ondulante, e indicios de clastos de chert (≤ 1 por 100) con mosaico criptocristalino predominante, denotando el carácter de rocas detríticas de segundo ciclo que tienen estas samitas.

LA MINERALIZACION

La mineralización forma parte de una secuencia evaporítica anhidrítico-glauberítica en la que dichos minerales alternan con niveles, en general de menor grosor, dolomicríticos y/o margosos que a veces se reducen a su simple presencia como

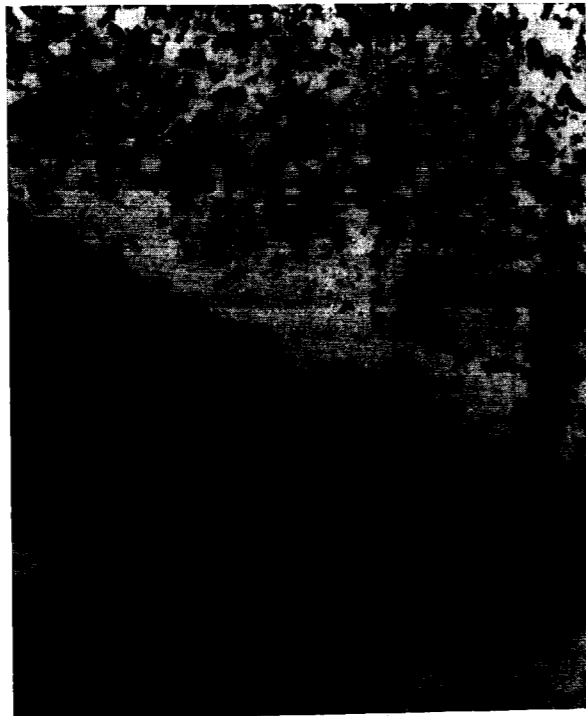


Figura 4.—Facies ooidales de la sección de Briviesca en contacto con niveles evaporíticos parcialmente disueltos que contienen calcedonia. N X, $\times 11,5$.

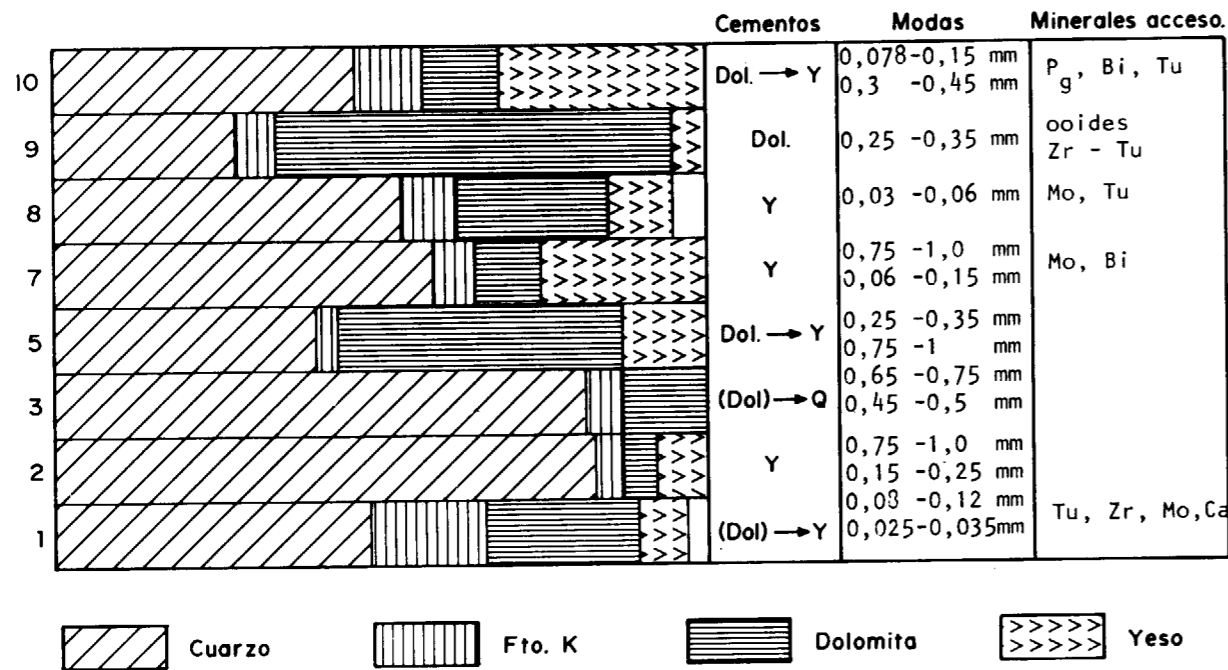


Figura 5.—Espectro mineralógico de las samitas de la Facies Cameno (sección de Briviesca), con expresión de la naturaleza de los cementos, tamaños modales y minerales accesorios.

material intercrystalino (fig. 6), especialmente en los ciclos glauberíticos más potentes, donde puede hablarse de la presencia de glauberita masiva (ver descripción de las rocas glauberíticas).

Los niveles anhidríticos son conocidos como «falsos» en el lenguaje minero cuando tienen una potencia mayor que la media de los niveles del conjunto. La anhidrita no siempre se presenta como niveles continuos, sino que son muy frecuentes las formas nodulares de diferentes tamaños, desde milimétricos a decimétricos (figs. 7 y 8).

La figura 2 nos muestra la «Columna de la Mina». Esta columna es notablemente más completa que la anteriormente publicada (ver antecedentes), en ella se observan seis capas glauberíticas, al mismo tiempo que se describen petrologicamente los niveles intermedios. Es importante la presencia del nivel de calizas de color beige (de 16 a 20 cm.), mostrando alternancia de micrita fosilífera y micrita arenosa, posible nivel guía de la mineralización, bajo estas calizas aparece un nivel arcilloso con vegetales flotados.

Esta secuencia salina, al igual que ocurre en la Cuenca de Madrid (GARCÍA DEL CURA, 1979a, b, y GARCÍA DEL CURA, ORDOÑEZ y LÓPEZ AGUAYO, 1979) está hipergénizada en la parte limítrofe con la superficie topográfica, apareciendo yesos secundarios de variadas texturas que a continuación describiremos, junto con las otras rocas asociadas a la mineralización.

Rocas yesíferas

Las rocas yesíferas asociadas a la mineralización son yesos secundarios que forman parte de las anteriormente denominadas «Facies Cerezo».

Estas rocas, en su estado actual, han sido generadas por procesos hipergénicos, de ahí que su presencia sea función de la composición mineralógica primaria y de su situación respecto a la superficie topográfica y al nivel freático actual y anteriores.

Hemos realizado un estudio de las facies de los yesos utilizando la nomenclatura compilada por ORTI (1977) modificada, añadiendo algunos términos texturales que no recoge.

Los elementos texturales presentes en estos yesos son:

1) Agregados microcristalinos: éstos tienen en estas rocas un tamaño de cristal comprendido entre 20 y 50 μ , generalmente con una dimensión predominante, pudiendo definir microestructuras de tipo «fluidal», crenulaciones... (fig. 9) (1).

2) Agregados mesocristalinos: damos este nombre a aquellos mosaicos constituidos por elementos de extinción uniforme. Su tamaño en estos materiales oscila entre 50 y 100 μ . Los cristales son límpidos, no soliendo presentar inclusiones de anhidrita, y su contorno está bien definido (2).

3) Agregados mesocristalinos («macrocrystalinos») con elementos de extinción no uniforme (CENU). Dichos elementos son generalmente mayores de 60 μ , pudiendo llegar a algunos decímetros (3).

4) Mosaicos mesocristalinos con cristales porfidotópicos de extinción uniforme, bien definidos, con hábitos euédrales o subeuédrales, a veces con zonación (4).

5) Formas fibrosas: aparecen rellenando cavidades y en planos de discontinuidad litológica paralelos-coincidentes con la estratificación. Los cristales se disponen generalmente perpendiculares a los bordes de la cavidad o plano de discontinuidad (fig. 10) (5).

6) Cristales pseudomorfos y masas lenticulares policristalinas de yesos perimórficos con morfología de los cristales de glauberita, debido al carbonato intercrystalino que conserva dicha forma (figs. 11, 12 y 13) (6).

7) Estructuras reticuladas no citadas anteriormente. Están constituidas por una serie de láminas formadas por cristales finos de tendencia fibrosa cuya longitud es del orden de 30 μ . Entre estas láminas se encuentra dolomicrita muy escasa (figs. 14 a y b) (7).

En la figura 15 se observa el espectro textural del sondeo estudiado que ha permitido establecer una matriz de asociación entre los tipos texturales, cuyos resultados quedan reflejados en la figura 16.

Los dos últimos componentes texturales citados (6 y 7) son, a nuestro modo de ver, característicos de la hidratación de glauberita, no siendo habituales en los materiales yesíferos secundarios.

Los materiales constituidos por «Estructuras

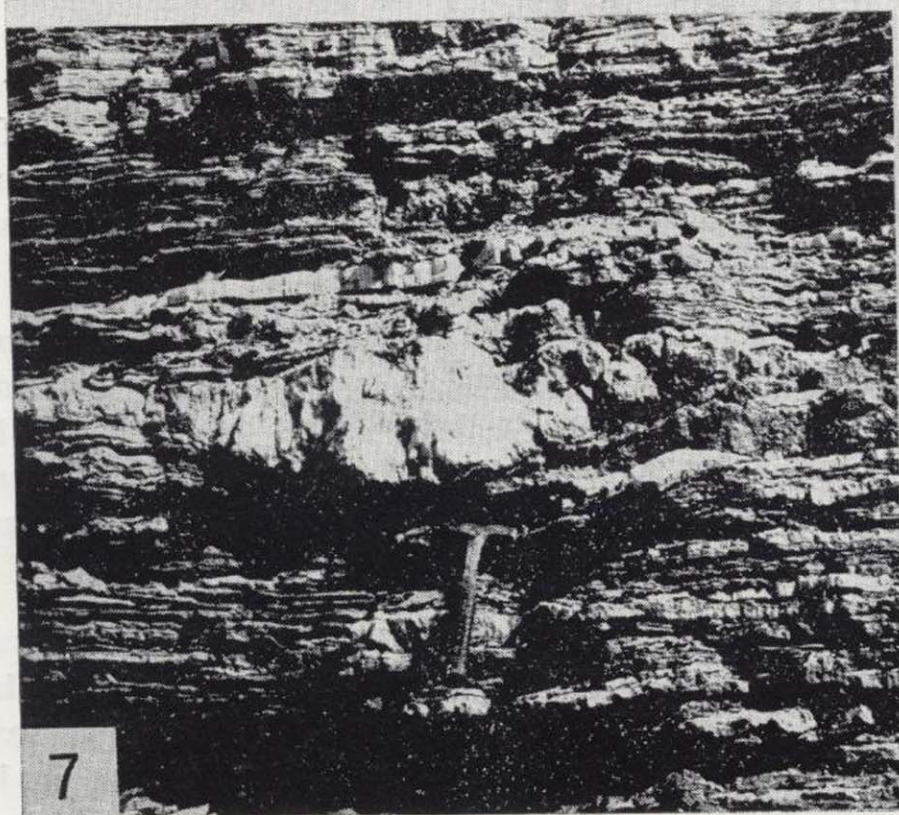
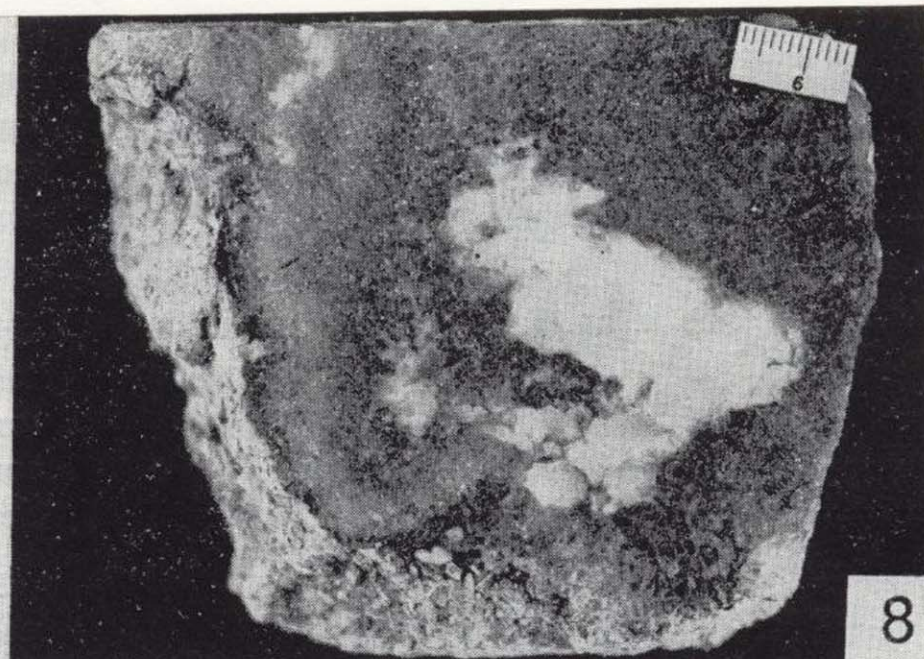
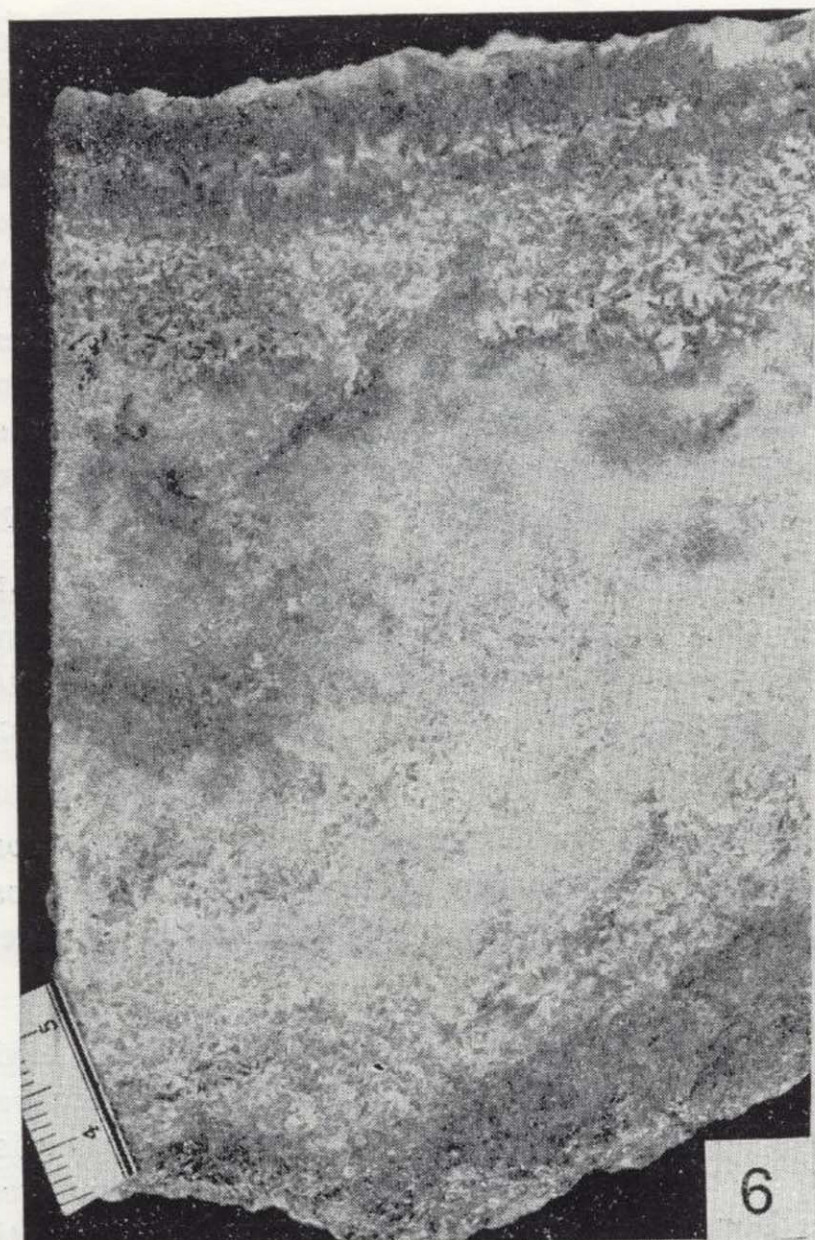
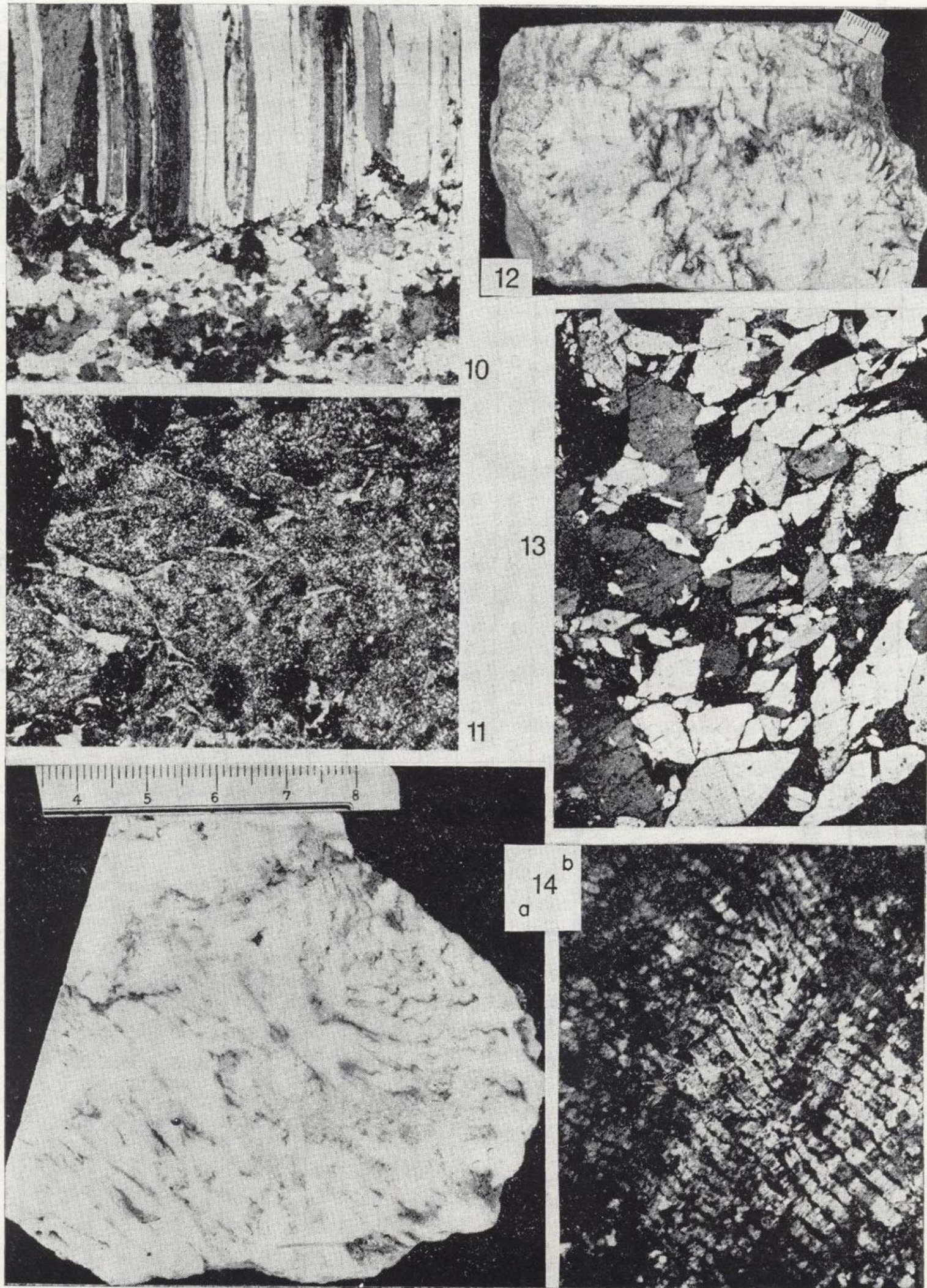


Figura 6.—Facies glauberítica masiva en la que la mayor riqueza de material intercrystalino no sulfatado define un bandeo difuso más patente en la parte superior del fragmento de testigo de sondeo.

Figura 7.—Nódulos de yeso alabastrino procedentes de la hidratación de nódulos anhidríticos.

Figura 8.—Nódulos de anhidrita en el seno de glauberita de facies masiva. Sondeo.

Figura 9.—Yeso, fundamentalmente microcrystalino, mostrando estructura replegada. Sondeo N X, $\times 31$.



LAMINA I.—Facies yesíferas procedentes de alteración de glauberita.

- Figura 10.—Yeso fibroso correspondiente a un nivel centimétrico en contacto con un nivel yesífero politextural. N X. \times 13. Sondeo.
- Figura 11.—Yeso microcristalino perimórfico de glauberita. N X. \times 37,5. Muestra superficial de la explotación.
- Figura 12.—Aspecto a la mesoescala de un yeso procedente de la alteración de glauberita.
- Figura 13.—Yeso seudomórfico de glauberita. N X. \times 11,5. Sondeo.
- Figura 14.—Estructura reticulada. Sección de Cerezo. a) Aspecto a la mesoescala. b) Microfotografía N X, \times 50.

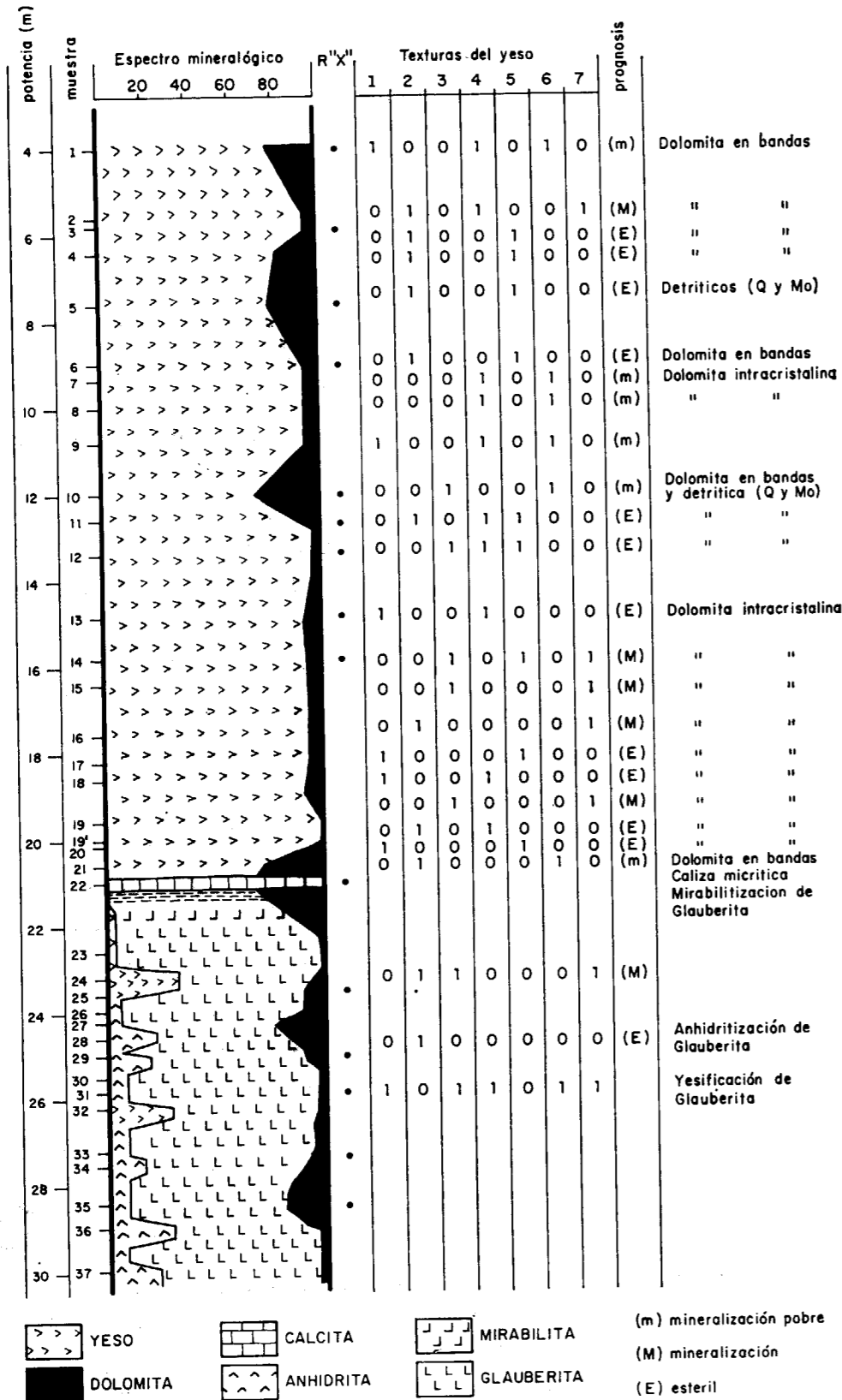


Figura 15.—Espectro mineralógico y textural del sondeo.

Reticuladas», los cuales presentan a la mesoescala unos rasgos muy característicos (aspecto «migmatítico» (fig. 14 a) color beige, baja densidad, etc...) corresponden siempre y pueden correlacionarse con niveles mineralizados, lo que corrobora la idea de que se trata de la alteración de dichos niveles glauberíticos. Al componente textural al que las estructuras reticuladas aparecen asociadas preferentemente es al mosaico de componentes de extinción no uniforme, lo que es un dato a favor del carácter universal de esta textura de hidratación.

Las texturas 1 y 4 y parte de la 3 pueden considerarse como resultado de la hidratación de facies anhidriticas, mientras que las texturas 2, 6 y 7 y parte de la 3 corresponden a hidratación de la glauberita. La disminución de volumen que acompaña al paso glauberita → yeso, así como las altas relaciones de saturación que implica la disolución incongruente de la glauberita, con la elevada nucleación correspondiente, explica la génesis de las formas fibrosas, tanto en sentido estricto (textura 5) como formando parte de las estructuras reticuladas. Dicha disminución de vo-

lumen puede también causar procesos de colapsamiento de las rocas, contribuyendo así a crear los rasgos «migmatíticos» citados.

Las vénulas-capa paralelas a la estratificación seguramente están relacionadas con los procesos de hidratación de niveles con láminas milimétricas de glauberita definiendo sus cristales un entramado denso, mientras que cuando los cristales de glauberita están diseminados en el seno de carbonatos, éstos protegen la morfología del molde del cristal y se forman así estructuras de hidratación, o bien pseudomórficas s.s. o con masas de cristales que reproducen la morfología del cristal.

Rocas carbonáticas

El carbonato asociado a la dolomitización es fundamentalmente dolomita, que en los niveles superiores suele aparecer dedolomitizada (calcita).

Constituye bandas de pequeño grosor que alternan con otras de sulfato, detalle que, debido a la escala, no queda reflejado en el espectro mineralógico del sondeo (fig. 15).

Es frecuente que la orientación original de las masas de dolomicrita se vea alterada por los procesos de blastesis ligados a la alteración de fases sulfatadas, originándose facies más o menos brechoides. Como caso extremo de esta alteración tenemos el nivel que aparece hacia la cota 738 m. del sondeo de calizas brechoides secundarias asociadas a glauberita mirabilizada.

También existen niveles carbonáticos no compactos con elementos detriticos, margas, en los que junto con dolomita y yeso, que son los componentes principales, aparecen, siendo mucho menos abundantes: cuarzo, ilita, caolín, talco y feldespato potásico.

Cabe aquí también recordar el nivel de calizas micriticas citado al hablar de la columna de la Mina, el cual a simple vista presenta laminaciones brechificadas, observándose al microscopio cómo estas laminaciones están constituidas por la alternancia de micritas fosilíferas y/o biomicritas de ostrácodos y micritas arenosas (con cuarzo y micas como detriticos principales). A veces las láminas se presentan muy replegadas, estando constituidas entonces por calcita micritica con mesocristales de yeso y algo de dolomicrita.

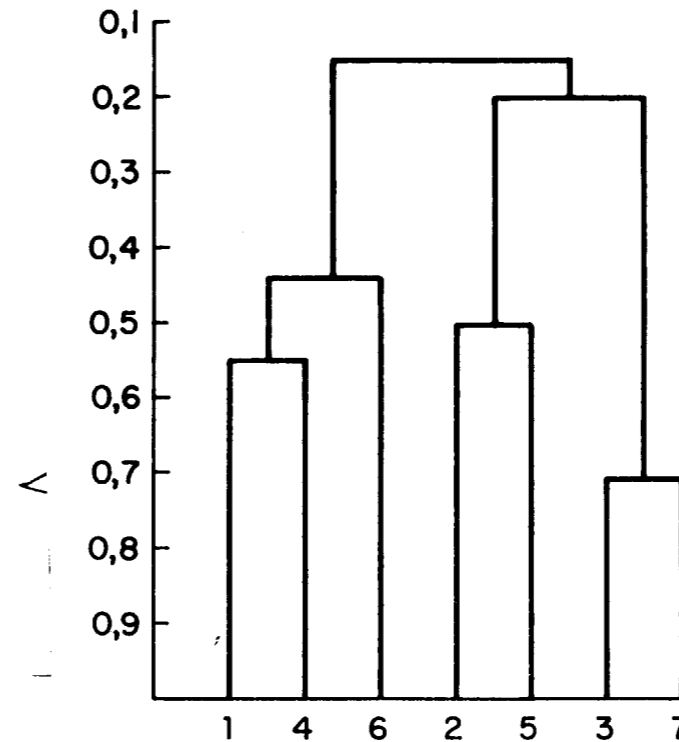


Figura 16.—Análisis cluster de las texturas de las rocas yesíferas.

Rocas anhidríticas

Son las más abundantes en las zonas inalteradas, constituyen un bandeo en el que alternan con niveles de dolomicrita con algunos cristales dispersos de glauberita y anhidrita microcristalina; este bandeo se ve a veces alterado por el hábito nodular que adoptan las masas de anhidrita.

En ocasiones la dolomita es menos abundante y tenemos entonces una alternancia de niveles anhidríticos de gran pureza mineralógica con otros que tienen dolomicrita intercrystalina.

La anhidrita de los niveles es fundamentalmente microcristalina y anhedral (cristales de 4 a 8 μ) con pórfidos idiomorfos considerablemente mayores (del orden de 70 μ), por el contrario la anhidrita de las masas nodulares es más equigranular (de 10 a 40 μ) y presenta mayor idiomorfismo (fig. 17), mostrando también una ligera variación de sus características ópticas.

Rocas glauberíticas

Se pueden considerar tres tipos fundamentales:

- Glauberita masiva (glauberitita).
- Glauberita bandeada con dolomita.
- Cristales de glauberita dispersos en el seno de una matriz carbonatada.

a) *La glauberita masiva* está formada por cristales idiomorfos y/o subidiomorfos, observándose en algunos casos (fig. 18) una sedimentación gradada, oscilando el tamaño de los cristales entre 0,3 mm y 4 mm. Estos cristales presentan inclusiones de anhidrita idiomorfa de tamaños entre 0,06 y 0,09 mm.

Junto con los cristales primarios aparece frecuentemente glauberita cementante, originando, desde recrecimientos marginales (cemento rim) (fig. 19), a formas poiquilóticas en las que un cristal de cemento engloba a varios cristales anteriores.

El tanto por ciento de matriz es variable, siendo frecuentemente nulo. Cuando su cantidad es algo significativa presenta indicios de bandeo (figura 20), se trata fundamentalmente de dolomicrita, a veces algo margosa. Contienen algunas masas nodulares de anhidrita que a veces penetran en los cristales de glauberita (fig. 17). También

presentan indicios de sílice no detrítica: calcedonia y cuarzo autigénico. La calcedonia, relativamente abundante, es intracrystalina, tanto de los cristales de glauberita, como de los cristales de yeso pseudomórficos de ésta (fig. 21).

Es común la yesificación parcial de los cristales de glauberita, que se inicia en sus bordes y progresa hacia el centro, siendo a veces observable incluso a la mesoescala.

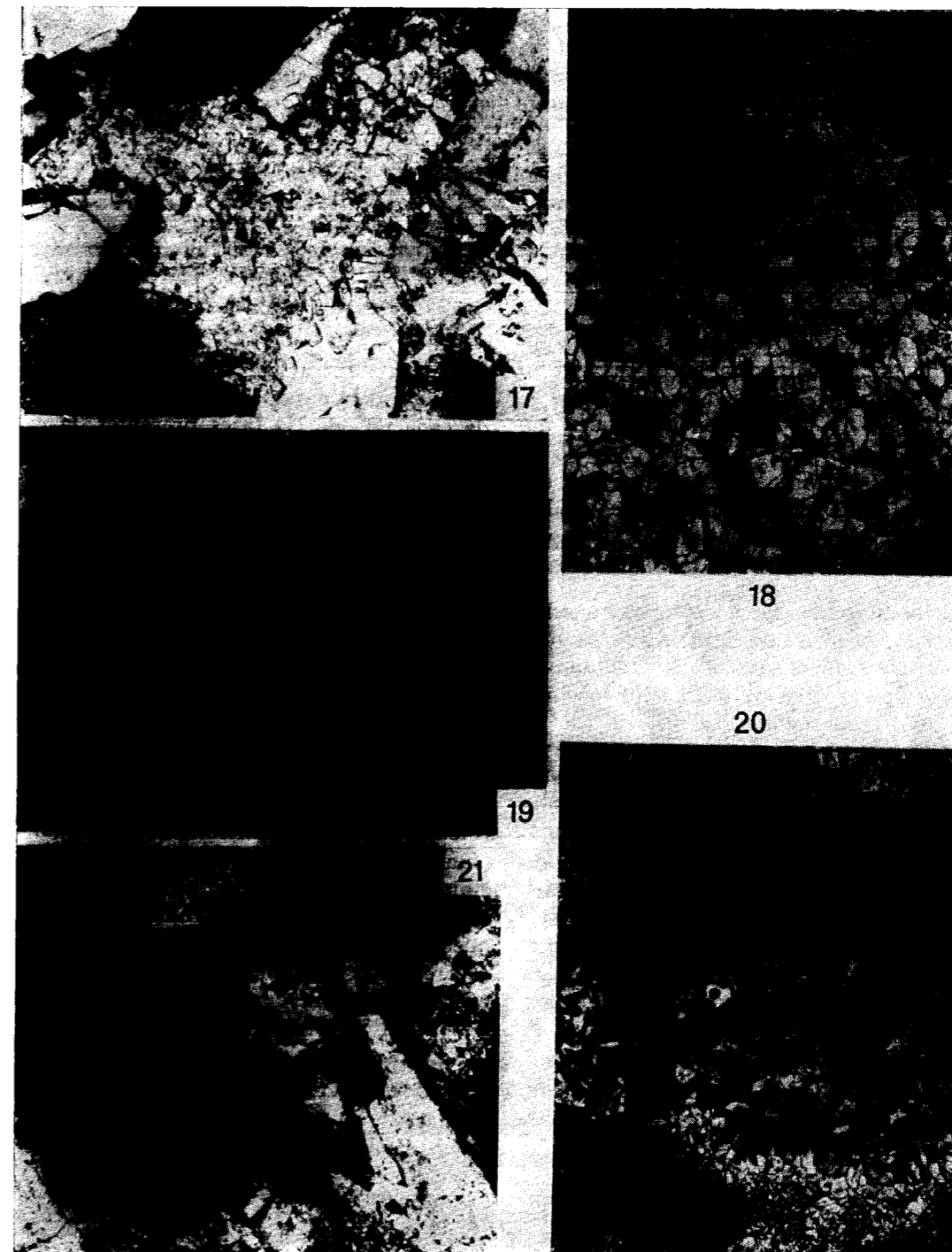
b) *La glauberita bandeada con dolomicrita* presenta unas características petrográficas similares al tipo anterior, si bien la dolomicrita es más abundante, constituyendo bandas que pasan gradualmente a dolomita o a glauberita con dolomicrita en posición intercrystalina. La dolomita presenta indicios de detríticos y fantasmas de ostrácodos. Este tipo petrológico suele encontrarse en el muro de los bancos de glauberita.

c) *Los cristales de glauberita dispersos en el seno de una matriz carbonatada* son de pocos milímetros. En los materiales frescos encontramos los cristales de glauberita en el seno de dolomicrita, en los materiales hipergenzados encontramos yeso pseudomórfico de glauberita o bien los moldes de los cristales de glauberita en el seno de caliza.

MINERALOGENESIS

Básicamente las facies de Cerezo están formadas por materiales bandeados donde alternan, con mayor o menor proporción y con una regularidad difícil de precisar, láminas carbonatadas (de naturaleza dolomicrítica), con otras de naturaleza sulfatada (cálcica o sódico-cálcica).

El origen de las dolomicritas debe buscarse en un precursor carbonatado, ya sea aragonítico o calcítico (HMC), aunque por comparación con trabajos anteriores nuestros nos inclinamos por un precursor calcítico (HMC), ya que no se han identificado facies ricas en estroncio (celestina), típicas cuando el precursor es de naturaleza aragonítica. Los lodos precursores podrían tener restos esqueléticos, fundamentalmente ostrácodos, bien conservados en los escasos niveles de calizas micríticas, pero totalmente obliterados en las dolomías, si bien han podido quedar algunas estructuras fantasmales. Las facies dolomicríticas pueden estar en niveles continuos o asumir un papel



LAMINA II.—Petrografía de las facies glauberíticas.

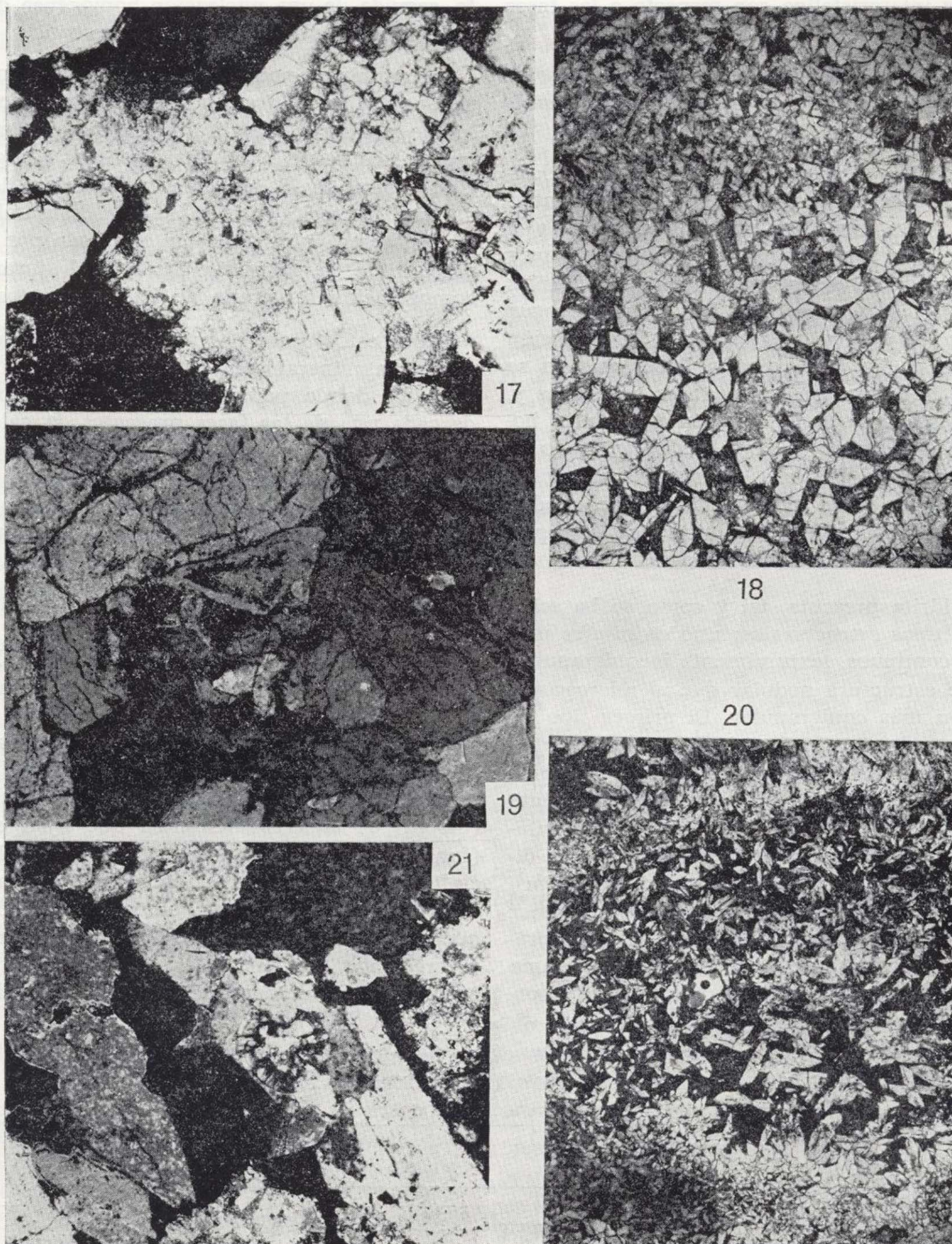
Figura 17.—Anhidrita preferentemente anhedral y secundaria en contacto con glauberita. N X, \times 25. Sondeo.

Figura 18.—Glauberita mostrando rasgos de sedimentación gradada. N //, \times 5. Sondeo.

Figura 19.—Glauberita cementante en roca glauberítica (obsérvense los recrecimientos cristalinos). N X, \times 27. Sondeo.

Figura 20.—Glauberita con dolomicrita definiendo estructura bandeada. N //, \times 5. Sondeo.

Figura 21.—Calcedonia en facies glauberítica ligeramente yesificada. N X, \times 27. Sondeo.



LAMINA II.—Petrografía de las facies glauberíticas.

Figura 17.—Anhidrita preferentemente anhedral y secundaria en contacto con glauberita. N X, \times 25. Sondeo.

Figura 18.—Glauberita mostrando rasgos de sedimentación gradada. N //, \times 5. Sondeo.

Figura 19.—Glauberita cementante en roca glauberítica (obsérvense los recrecimientos cristalinos). N X, \times 27. Sondeo.

Figura 20.—Glauberita con dolomicrita definiendo estructura bandeada. N //, \times 5. Sondeo.

Figura 21.—Calcedonia en facies glauberítica ligeramente yesificada. N X, \times 27. Sondeo.

de matriz intercrystalina con respecto a las fases sulfatadas.

Dentro de las fases sulfatadas es forzoso separar, desde el punto de vista genético, la glauberita y la anhidrita.

La glauberita presenta texturas de granoclasi-ficación a veces muy marcada, y pudiera interpretarse como una fase primaria depositada a partir de una salmuera cuya naturaleza hemos señalado en nuestros trabajos anteriores (ORDÓÑEZ et al., 1982). Ello presupone un cuerpo de agua oxigenado, ya que en caso contrario la reducción bacteriana de los $\text{SO}_4^{=}$, podría hacer que no se alcanzase la saturación en las fases sulfatadas y, por supuesto, presupone también una cierta homogeneidad respecto a la salinidad en todo el cuerpo de agua. Después de su sedimentación esta glauberita sufre recrecimientos, que quedan reflejados en inclusiones dolomíticas en superficies de crecimiento de los cristales.

La anhidrita presenta, tal y como se ha señalado, dos tipos estructurales: uno en niveles más o menos continuos, texturalmente inequigranular, y otra de estructura nodular que al microscopio se observa más equigranular. El primer tipo de anhidrita podría ser primario, pero quizá argumentando desde un punto de vista físico-químico la aH_2O en la salmuera no sería suficientemente baja como para justificar la presencia de anhidrita primaria, ni tampoco la temperatura de dichas salmueras. Pensamos que quizá en los primeros centímetros de enterramiento pudo tener lugar una anhidritización temprana del yeso precursor; este proceso se hace en dos fases: una de génesis de porfidoblastos de anhidrita idiomor-

fa, seguida de una nucleación homogénea de cristales alotriomorfos de pequeño tamaño.

La anhidrita nodular deforma los planos de sedimentación y afecta a los cristales preexistentes de glauberita, dando unas formas prismáticas que crecen desde la anhidrita nodular a la glauberita, indicando el carácter metaestable de ésta durante el crecimiento de aquélla. Esta anhidrita es más tardía y puede estar originada por la migración de la salmuera intersticial durante la compactación temprana de los sedimentos.

Todos estos datos nos permiten establecer una secuencia mineralógica que se resume en la figura 22, donde podemos observar la evolución de cada una de las fases presentes, la calcita, a pesar de estar escasamente representada en los materiales estudiados (nivel decimétrico a techo de la capa 0), la hemos querido representar ya que puede atribuirse e interpretarse como un «freshening».

Cabe preguntarse a qué se deben las alternancias mineralógicas de composición: BEGIN et al. (1974) observan en la formación Lisan que las variaciones climáticas anuales son las responsables de la precipitación alternante de láminas carbonáticas y yesíferas, de forma que en la estación lluviosa se produce una disminución de salinidad favoreciendo con ello el desarrollo de floraciones (bloom) de algas planctónicas que fijan el CO_2 (función fotosintética) y con ello provocan la precipitación de carbonatos, en cambio en la estación seca se produce un aumento de salinidad que provoca una sobresaturación salina del medio, favoreciendo con ello la precipitación de fases sulfatadas que se depositan en el fondo del lago.

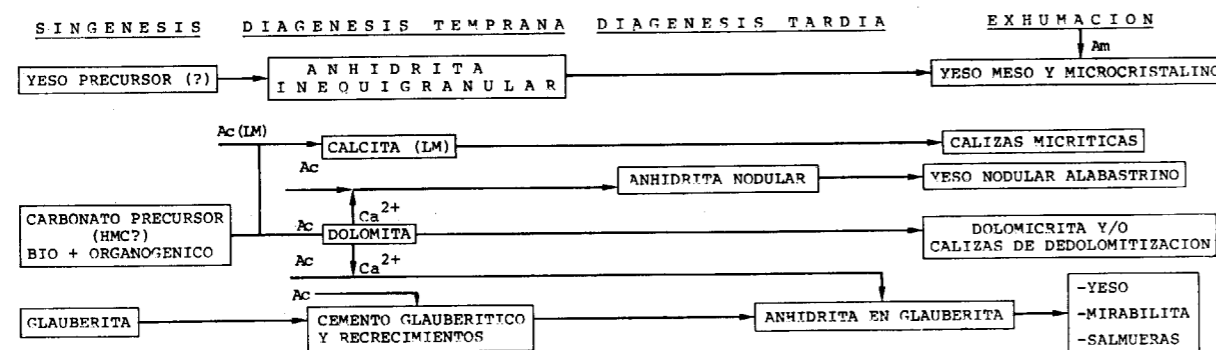


Figura 22.—Secuencia mineralogénica propuesta.

Esto nos permitiría interpretar esta ritmicidad como ligada a procesos puramente estacionales.

El relleno de la cuenca presenta secuencias ricas en glauberita (mineralización), alternando con otras secuencias ricas en anhidrita (estéril), siendo las potencias de estos niveles, en la columna de la Mina, del orden de 6 a 8 m. de glauberita y de 6 a 8 m. de anhidrita, esto supone poder pensar, siguiendo el razonamiento por el cual las laminaciones primarias pueden atribuirse a cambios climáticos estacionales o anuales, que los grandes paquetes productivos alternantes con los estériles sería válido interpretarlos como variaciones climáticas seculares.

Otro aspecto importante a considerar sería la profundidad, o mejor dicho el espesor de la lámina de agua donde se desarrollarían estos depósitos: creemos que un buen criterio para conocer este dato es el análisis de las estructuras de las series marginales (columna de Briviesca), en este sentido STURM y MATTER (1978), entre otros autores, han puesto de manifiesto la importancia que tienen las corrientes de turbidez en la sedimentación lacustre. En este contexto cabría clasificar la serie de Briviesca como un depósito «deltaico» que «prograda» en el seno de una cuenca donde predomina la sedimentación química, de forma que las facies distales de tipo químico se interrumpen bruscamente por cuerpos arenosos que aumentan en potencia y desarrollo a medida que ascendemos en la columna.

La coexistencia de la precipitación química y la sedimentación detrítica justificaría las formas ooidales que hemos encontrado en algunos de los cuerpos arenosos, los cuales representan el sistema de canales distribuidores del cono deltaico.

Posiblemente este hecho tenga un doble interés, ya que de una parte nos dice que efectivamente la paleogeografía de la cuenca difería poco de la actual forma de los afloramientos, ya que al oeste de la serie de Briviesca tenemos los relieves de la Sierra de Rojas y Santa Casilda, y el otro es que constituye un argumento a favor del modelo de «lago perenne» opuesto al de «playa lake» para la cuenca de sedimentación.

En este sentido consideramos fundamental el modelo propuesto por HARDIE, SMOOT y EUGSTER (1978) en el sentido de que la relación entre la entrada de agua en la cuenca y la evaporación es la variable fundamental en la cinética del pro-

ceso y que la naturaleza de las sales precipitadas depende fundamentalmente de la composición química de las aguas que alimentan el sistema. Esto explicaría el hecho de que, cuando estacionalmente o durante breves períodos de tiempo, la alimentación de agua al sistema es superior a la evaporación, y solamente en zonas aisladas y someras, puede producirse deposición de evaporitas, mientras que en la cuenca se depositarán lodos micríticos cuya naturaleza dependerá exclusivamente de la relación Mg/Ca: con valores bajos de esta relación predominará L. M. C. (low magnesium calcite) y con valores intermedios H. M. C. (high magnesium calcite). Por el contrario, cuando la alimentación es menor que la evaporación, la cuenca alcanza la saturación de una fase evaporítica (yeso, glauberita, etc.), precipitándose sobre el fondo y dando lugar a un episodio evaporítico.

CONSIDERACIONES GENÉTICAS PREVIAS

Desde antiguo ha existido una compleja polémica para justificar la génesis de los potentes depósitos salinos de los Terciarios interiores de la Península Ibérica. EZQUERRA DEL BAYO (1845) es el primer autor que cita los grandes lagos peninsulares, posteriormente (1852-1869) VERNEUIL y COLLOMB los designarán con el nombre de grandes ríos que asocian a cuencas lacustres: lago del Ebro, lago del Tajo y lago del Duero.

En 1864 CASIANO DEL PRADO, refiriéndose a los depósitos salinos del Valle del Ebro, asegura que los lisos de sal de Remolinos tienen cierto parecido con los niveles de precipitación de halita observables en las salinas de Torre Vieja, lo que le hace señalar que estos lagos tuvieron una cierta comunicación con aguas marinas.

Posteriormente, CALDERÓN (1895) pone en boca de CORTÁZAR una nueva interpretación de los depósitos salinos afirmando que tienen su origen en la disolución de sales triásicas. Llama la atención en este trabajo de CALDERÓN el hecho de que defiende cuestiones como el que la naturaleza de las fases salinas dependa exclusivamente de la hidroquímica, de forma que atribuye a la evaporación el mecanismo fundamental de la precipitación de los minerales salinos. En otros párrafos compara las grandes cuencas terciarias de nues-

tra península con el Mar Muerto y con el Gran Lago Salado del estado americano de Utah, y por último defiende los aportes de soluciones a través de grandes ríos.

Todas estas ideas son válidas hoy, ochenta años después, ya que de hecho HARDIE, SMOOT y EUGSTER (1978) utilizan el mismo modelo al interpretar los procesos de sedimentación salina en «lagos perennes».

La controversia sobre el origen de los evaporitos de las cuencas neógenas españolas sigue vigente, así en algunos estudios recientes (ORDÓÑEZ et al., 1977) defendemos las ideas de lagos perennes e incluso con una posible conexión marina; sin embargo, otros autores (ORTI et al., 1979) defienden, concretamente para los depósitos de la Cuenca de Madrid, el origen tipo «Lago y playa».

ORDÓÑEZ et al., 1982, defendimos que el origen de los depósitos españoles de sulfato sódico debe abordarse sobre la base de que la naturaleza de las salmueras madres ha de interpretarse en un diagrama Mg-Na-K₂-Cl-SO₄-H₂O saturado en halita y con exceso de iones de calcio. Con respecto a la morfología de la cuenca nos definimos por el modelo de lagos perennes y extrapolamos este modelo en base a los datos cartográficos al resto de las cuencas terciarias internas de la Península.

La interpretación de estos resultados se hizo aplicando el modelo de KEITH y WEBER (1963): según estos autores la discriminación entre las calizas depositadas en una cuenca de agua dulce y las de origen marino puede realizarse utilizando la ecuación:

$$Z = 2,048 (\delta^{13}C_{PDB} + 50) + 0,498 (\delta^{18}O_{PDB} + 50)$$

Esta ecuación es válida para las calizas depositadas desde el Jurásico hasta la actualidad.

Con valores de Z superiores a 120 las calizas pueden clasificarse como marinas.

En nuestro caso se trata de dolomita, según FONTES et al. (1973) la dolomita formada a partir de un «precursor» calcítico o aragonítico, muestra una composición semejante a la del mineral inicial y solamente cuando la dolomita tiene un precursor de naturaleza protodolomítica se presentan con un enriquecimiento del 2,03 por 1.000 en $\delta^{18}O_{PDB}$.

Realizando las correcciones para este último supuesto los valores de Z apenas sufren variaciones y, por ello, la primera consecuencia es que se trata de aguas saladas, muy parecidas en cuanto a su composición isotópica a las aguas marinas.

También se han estudiado isotópicamente seis muestras de sulfatos, cuyos resultados se observan en la tabla.

DATOS ISOTOPICOS

Indudablemente, los diferentes autores, al defender los distintos modelos, tienen unas fuertes argumentaciones en un sentido o en otro. Por esta razón hemos acudido a los estudios de fraccionamiento de isótopos estables en busca de nuevos datos que consideramos importantes para definir una hipótesis genética, los cuales, aunque no sean totalmente definitivos para establecer la génesis de los yacimientos salinos, son una aportación más a los estudios realizados.

Se han estudiado dos muestras de dolomita, cuyos resultados son los siguientes:

	67375	67372
$\delta^{13}C_{PDB}$ *	-2,36	-3,08
$\delta^{18}O_{PDB}$ *	+6,75	+4,65
Z	125,83	123,31

* Chicago PDB Standard *Belemnitella americana* de la formación Pedee (Cretácico, Carolina del Sur).

TABLA

	$\delta^{18}O_{SMOW}$ *	$\delta^{34}S_{CD}$ **
G-19. Glauberita	+18,45	+13,61
A-20. Anhidrita	+18,95	+13,07
A-21. Anhidrita	+18,65	+12,76
G-22. Glauberita	+16,55	+11,76
Y-23. Yeso	+19,45	+13,31
G-25. Glauberita	+18,30	+12,15
X	+18,38	+12,78
σ	0,99	0,71

* Standard Mean Ocean Water.
** Canyon Diablo iron meteorite.

Estos valores los hemos representado en una gráfica (fig. 23) $\delta^{34}S_{CD}$ - $\delta^{18}O_{SMOW}$, esta representación nos demuestra que en principio las salmueras han sufrido una evaporación muy intensa, ya que en los sulfatos nunca se alcanza el valor $\delta^{18}O_{SMOW}=0$; por otro lado, en las cuencas cerradas continentales el $\delta^{34}S_{CD}$ está próximo a +10; en nuestro caso las salmueras de Cerezo del Río

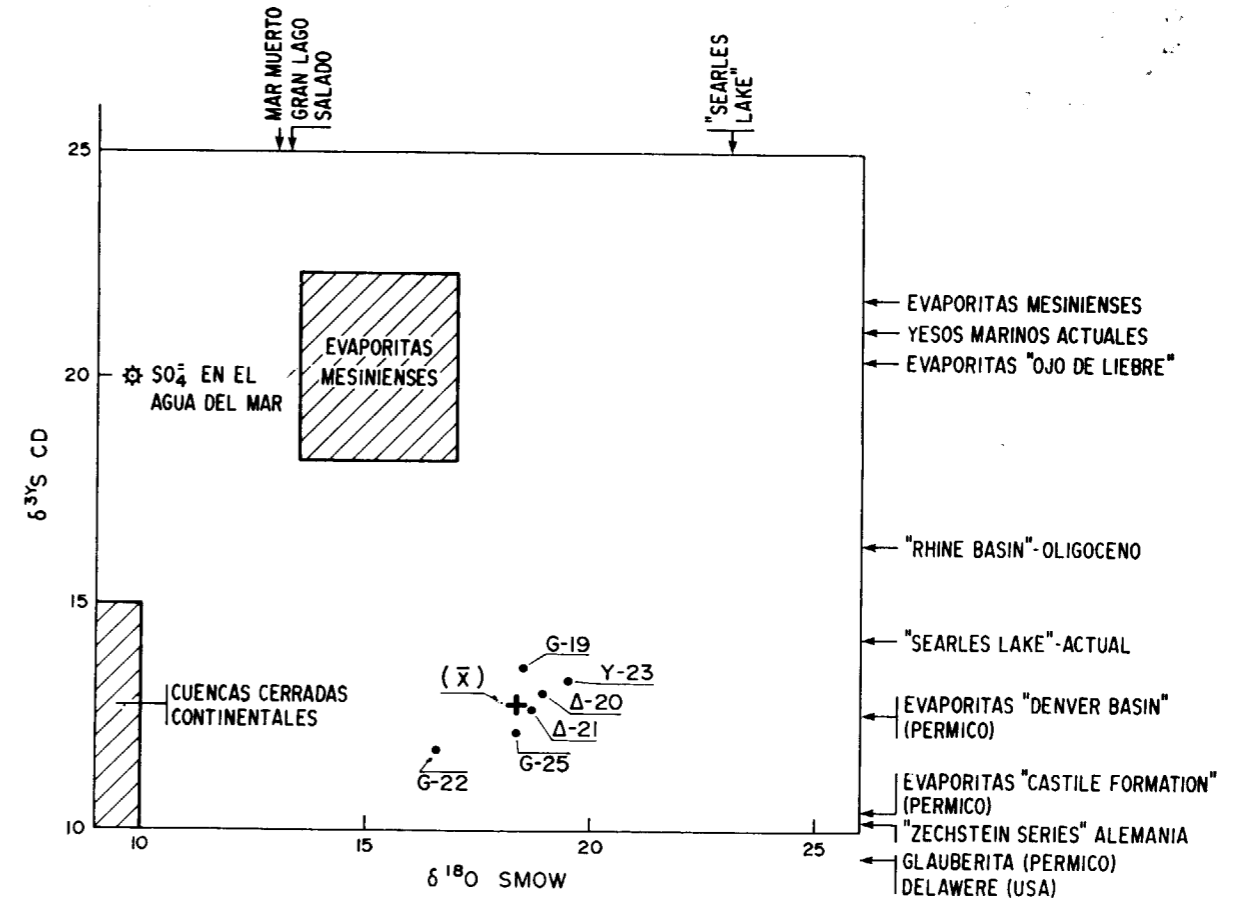


Figura 23.—Composición isotópica de los sulfatos de Cerezo de Río Tirón y algunos valores comparativos.

Tirón superan los valores medios obtenidos en las evaporitas del Messiniense, lo que implica una evaporación intensa como anteriormente adelantábamos.

HOLSER y KAPLAN (1966) y PIERRE y FONTES (1979), entre otros autores, han demostrado que las aguas marinas desde el Terciario hasta la actualidad han presentado valores de $\delta^{34}S_{CD}$ prácticamente constantes y próximos a 20 por 1.000. En consecuencia, y dado los valores de que disponemos, las salmueras de esta cuenca no tienen un origen marino; por tanto, el problema está en encontrar un modelo genético que nos justifique la alta salinidad, sin ser marino. Por otro lado, comparando nuestros datos de $\delta^{34}S_{CD}$ con los de otras formaciones evaporíticas se observa que presentan una gran afinidad con los de las evaporitas Permo-Triásicas, según el único dato isotópico

de glauberita que hemos podido localizar (HOLSER y KAPLAN, *op. cit.*).

Como primera aproximación se puede decir que no se trata de una cuenca evaporítica cerrada normal y que o bien sufrió una alimentación exterior o las evaporitas triásicas han podido alimentar esta cuenca. En todo caso, los datos isotópicos apuntan hacia aguas que han sufrido un proceso de evaporación muy intenso, y cuyo $\delta^{34}S_{CD}$ no parece indicar un origen marino de las salmueras, el cual, en caso de existir, implicaría un aporte de sulfatos enriquecidos en el isótopo ligero, que puede ser de segundo ciclo (Triásico) o de oxidación de sulfuros o simplemente de sulfatos atmosféricos.

BIRNBAUM y COLEMAN (1979) estudian el $\delta^{34}S_{CD}$ en siete muestras de yeso terciario de la Cuenca

del Ebro y en cinco muestras de yeso del Triás (cuatro de la región del Ebro y una de Valencia), obteniendo en las primeras unos valores entre +9,16 por 1.000 y +14,02 por 1.000, con una media de 13,61 por 1.000, y en las muestras del Triás unos valores de +13,73 por 1.000 a +14,02 por 1.000, con una media de 14,66 por 1.000. De ahí deducen estos autores que la aportación de los sulfatos triásicos a los depósitos evaporíticos terciarios es grande y pudo ir acompañada de una dilución por el isótopo ligero aportado por el azufre atmosférico o la oxidación de los sulfuros. El hecho de que los datos geológicos que aparecen en este trabajo no sean correctos, no exista un criterio claro de muestreo y falten los datos isotópicos del oxígeno quita valor a esta aportación.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la empresa CRIMIDESA, y especialmente a los señores García Gallardo y Ceballos, la colaboración y facilidades que nos han ofrecido para estudiar la explotación.

Agradecemos, asimismo, a la Empresa Nacional ADARO, S. A., y personalmente al señor Osborne, por habernos permitido estudiar los testigos de los sondeos realizados por el IGME en el trabajo «Investigación Nacional de Yesos».

BIBLIOGRAFIA

- BEGIN, Z. B. et al.: *Lake Lisan: the Peistocene Precursor of the Dead Sea*. Geol. Survey of Israel Bull, 63, pp. 1-30 (1974).
- BIRNBAUM, S. J., y COLEMAN, M.: *Source of sulphur in the Ebro Basin (Northern Spain) tertiary nonmarine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes*. Chemical Geology, 25, pp. 163-168 (1979).
- CALDERON, S.: *Origen de la sal común y de los sulfatos de los terrenos terciarios lacustres de la Península*. Anales de la Soc. Esp. Hist. Nat., 24, pp. 337-362 (1895).
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O.: *Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja*. Notas y Com. del IGME, 90, pp. 53-76 (1966).
- EZQUERRA, J.: *Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España*. Anales de Minas, t. III, pp. 300-316 (1845).

FONTES, J. CH.; LEPVRIER, C.; MELJERES, F., y PIERRE, C.: *Isotopes stables dans les carbonates évaporitiques du Miocene Supérieur de Méditerranée Occidentale*. Messinian events in the Mediterranean, 1973, pp. 91-100 (1973).

GARCÍA DEL CURA, M. A.: *Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo*. a) Mem. Fundación Juan March, 185 pp. b) (resumen) Serie Universitaria. Fundación Juan March, núm. 109, 39 pp., Madrid (1979).

GARCÍA DEL CURA, M. A.; ORDÓÑEZ, S., y LÓPEZ AGUAYO, F.: *Estudio petrológico de la «Unidad Salina» de la Cuenca del Tajo*. Estudios Geol., 35, pp. 325-339 (1979).

HARDIE, L. A.; SMOOT, J. P., y EUGSTER, H. P.: *Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach*. In: *Modern and Ancient Lake Sediments*, ed by A. Matter and M. E. Tucker. Spec. Pub. n. 2 of IAS. Blackwell Sci. Publ. Oxford, pp. 7-42 (1978).

HOLSER, W. T., y KAPLAN, I. R.: *Isotope geochemistry of sedimentary sulfates*. Chemical Geology, 1, pp. 93-135 (1966).

IGME: *Estudio preliminar de los yacimientos e indicios de sulfato sódico natural en España*. 81 pp., Ministerio de Industria y Energía. Comisaría de la Energía y Recursos Naturales.

KEITH, M. I. & WEBER, J. N.: *Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, 1787-1816 (1964).

MENDUIÑA, J.: *Estudio geológico y significado económico del yacimiento de sulfato sódico de la Cuenca de Cerezo del Río Tirón*. Tesis de Licenciatura Universidad Complutense, 200 pp. (1982).

ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F., y GARCÍA DEL CURA, M. A.: *Contribución al conocimiento mineralógico del yacimiento de sales de Villarrubia de Santiago (Toledo)*. Estudios geol., 33, 167-171 (1977).

ORDÓÑEZ, S.; MENDUIÑA, J., y GARCÍA DEL CURA, M. A.: *El sulfato sódico natural en España*. Tecniterrae, 46, 16-33 (1982).

ORTI, F.: *Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y su origen*. Inst. Investiga. Geológicas. Diputación Prov. de Barcelona, XXXII, 87-152 (1977).

ORTI, F.; PUEYO, J. J., y SAN MIGUEL, A.: *Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Toledo) (Terciario continental de la Cuenca del Tajo)*. Bol. Geol. y Min., 90, 19-45 (1979).

ORTI, F.: *Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares*. Temas Geológico Mineros, 6, 485-508 (1982).

PIERRE, C., et FONTES, J. CH.: *Oxygène 18, carbone 13, deuterium et soufre 34: marqueurs géochimiques de la diagenèse et du paléomilieu évaporitiques du Messinien de la Méditerranée*. Bull. Mus. natn. Hist. nat. Paris, 4^e sér., 1, 3-18 (1979).

PORTERO, J. M., y RAMÍREZ DEL POZO, J.: *Memoria Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. Hoja 169, Casalarreina. IGME. Madrid, 41 pp. (1978).

PORTERO, J. M.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.: *Memoria Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000, Hoja 168, Briviesca. IGME. Madrid, 36 pp. (1978).

PRADO, C. DEL: *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid* (1864). Junta General de Estadística. Madrid. Reedición. Colegio de Ing. de Caminos, Canales y Puertos, 348 pp. Gayá Ciencia. Barcelona (1975).

RÍOS, J. M.: *Materiales salinos del suelo español*. Memoria 64, IGME, 166 pp. (1963).

STURM, M., y MATTER, A.: *Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents*. In *Modern and Ancient Lake Sediments*, ed. by A. Matter y M. E. Tucker. Spec. Publ. number 2 of IAS. Blackwell Scientific Publication, 145-166 (1978).

VERNEUIL, E., et COLLOMB, E.: *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*. Bull. Soc. Geol. France, 1 série, t. X, 61-144 (1852).

VERNEUIL, E., et COLLOMB, E.: *Carte géologique de l'Espagne et du Portugal*. Paris (1869).

Recibido: Mayo 1983.

Diseño de un modelo para el estudio de descargas de acuíferos. Modelo Meda.

Por ALFREDO IGLESIAS LOPEZ (*)

RESUMEN

La integración de las aguas subterráneas en los Planes Hidrológicos Nacionales presenta, entre otras dificultades, la necesidad de tener que trabajar conjuntamente con los diferentes tipos y entidad de las series que se utilizan en los estudios de hidrología superficial y subterránea.

Por parte del autor y dentro de los trabajos que le han sido encomendados, en el seno de la División de Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero de España, se ha puesto a punto este modelo, que permite restituir los caudales de una serie histórica de descargas de un acuífero, si se dispone de la correspondiente serie de precipitaciones y un corto período de medidas reales de las descargas.

El modelo es sencillo y fácil de calibrar, al menos en los casos en que ha sido utilizado, incluyendo el programa en BASIC adaptado en HP-85, que se espera pueda ser de utilidad, a los técnicos que tengan que resolver problemas adecuados a la aplicación de este método.

ABSTRACT

Joint use of surface and groundwaters in hydrological planning presents, among other difficulties, the necessity of working with different kinds of series of data available in surface hydrology and hydrogeology.

In the framework of the studies carried out by the author at the Instituto Geológico y Minero de España, Division of Groundwater, a model has been developed allowing restitution of series of discharges from the aquifer, starting with a corresponding series of precipitations and a short period of real discharge data.

The model is simple and easy to calibrate, at least in the cases it has been tested. Included is BASIC programme adapted to HP-85 computer.

Se dispone de una serie de medidas de caudales mensuales de drenaje de un acuífero para un período corto de años (SQ).

Se dispone, asimismo, de una serie de precipitaciones sobre el área de recarga para un largo período de tiempo (SP), de tal suerte que el período de (SQ) esté comprendido en el de (SP).

El modelo MEDA (modelo para el estudio de descargas de acuíferos) pretende obtener, por restitución, una serie de caudales de descarga para el período largo (SP).

El caudal de una fuente, o la descarga de un acuífero en general, no se correlaciona con la precipitación con carácter mensual. Las descargas

dependen del volumen almacenado en el acuífero por encima de la cota de drenaje y dicho volumen se correlaciona con las lluvias habidas en varios meses e incluso en años anteriores.

Sin embargo, donde sin duda se establece una interdependencia clara, es entre la precipitación de un período y el volumen de descarga acontecido a lo largo del tiempo, como consecuencia de esta precipitación.

El método para calcular el volumen de descarga consecuente a una precipitación dada, puede encontrarse en el informe del Instituto Geológico y Minero de España, «Estudio del Manantial de Alomartes». Plan de Urgencia de Andalucía, EMILIO CASTILLO (Inagesa), 1981.

El hidrograma de una de las fuentes estudiadas

(*) Instituto Geológico y Minero de España.

para el período conocido, SQ, se incluye en la figura 1, en escalas natural y semilogarítmica, junto a las precipitaciones mensuales acontecidas en el mismo período.

Las rectas de agotamiento del gráfico semilogarítmico se extrapolan en el natural, pudiendo observarse que entre cada dos agotamientos queda limitada un área A.

Esta área representa el volumen de agua descargado por el acuífero como consecuencia de la precipitación caída en el período comprendido entre el final de un agotamiento y el principio del siguiente.

Dado que la precipitación y el volumen descargado son causa y efecto respectivamente, podría intentarse correlacionarlos estadísticamente. De este modo, en base a la serie de precipitaciones, podrían restituirse los caudales de descarga del acuífero para el mismo período.

En el caso que se expone en el hidrograma de la figura 1, se han obtenidos los siguientes resultados:

	Precipitación (mm.)	Volumen descargado (m ³)
Area 1	338	60.310
Area 2	56	5.760
Area 3	310	51.840
Area 4	66,5	7.560
Area 5	211,3	33.120
Area 6	187	24.480
Area 7	258,5	40.320

Los valores que se obtienen para el coeficiente de correlación son muy altos, del orden de 0,9, tanto con correlación ortogonal como potencial, habiéndose obtenido resultados parecidos para los restantes casos estudiados y para el citado como bibliografía anteriormente (correlación potencial $r=0,83$) (E. CASTILLO, 1981).

En consecuencia, puede admitirse que el volumen descargado puede relacionarse con la precipitación mediante expresiones sencillas, del tipo

$$V = m P + n \quad \text{o} \quad V = m P^n$$

V = Volumen descargado en un tiempo indefinido, consecuencia de una precipitación P .
 m y n = Parámetros adimensionales.

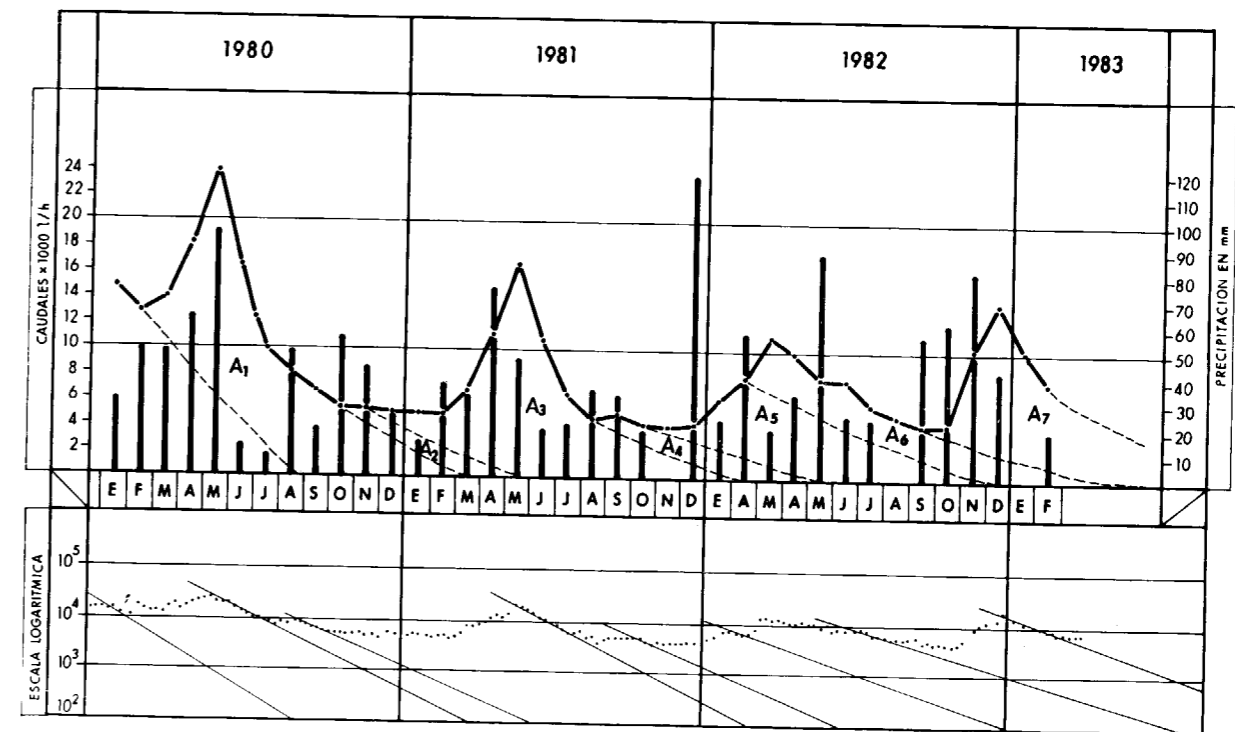


Figura 1.—Hidrograma y valores de la precipitación.

Estas relaciones se han obtenido para los casos «medibles» del hidrograma, comprendidos entre el final de un agotamiento y el principio del otro, como se ha visto; pero puede admitirse que existe la misma correlación entre la precipitación de un mes y el volumen que se descarga como consecuencia de esta precipitación, que es, en definitiva, el mismo concepto.

El segundo paso a dar es el estudio de la curva de agotamiento.

Tal y como es bien conocido, la función más usualmente ajustable para dicha curva viene dado por

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Q_0 = Valor del caudal a tiempo inicial

Q = Caudal en el instante t

t = Tiempo

α = Coeficiente de agotamiento, característico del acuífero.

Por tanto,

$$\lg Q = \lg Q_0 - \alpha \cdot t \cdot \lg e$$

$$\lg Q = \lg Q_0 - K t \quad [1]$$

Que representada en escala semilogarítmica es una recta de pendiente

$$K = \alpha \cdot \lg e \quad \text{y} \quad K = 0,4343 \cdot \alpha$$

que permite obtener el valor del coeficiente de agotamiento por el procedimiento clásico. De la expresión [1] pueden obtenerse algunas conclusiones prácticas:

$$\lg \frac{Q}{Q_0} = -K t$$

$$\frac{Q}{Q_0} = \text{antilogaritmo}(-K t) = B = \text{constante}$$

Es decir, puede establecerse que el caudal en un momento dado es función del caudal de un período anterior multiplicado por un coeficiente B comprendido entre cero y uno.

Si el período es de un mes:

$$\frac{Q}{Q_0} = \text{antilogaritmo}(-30 K)$$

En este caso se definirá B como el «coeficiente de disminución mensual», y será un valor com-

prendido entre 0 y 1, tal que al multiplicarlo por el caudal de un mes se obtendría el caudal al siguiente mes en ausencia de recarga.

Para el ejemplo expuesto en la figura 1, los valores de B obtenidos oscilan entre 0,50 y 0,66, lo que implica que, en el período de agotamiento, el caudal de descarga está comprendido entre el 50 y el 66 por 100 del caudal del mes anterior.

La última etapa del diseño del modelo MEDA se llevará a cabo con la ayuda de la figura 2.

En el mes i , el caudal de descarga es Q_i . Si no existiera recarga en este mes, el caudal del mes $i+1$ sería BQ_i .

Sin embargo, dado que puede existir una precipitación P_i , el caudal tendrá en realidad un valor superior en el mes $i+1$; Q_{i+1}

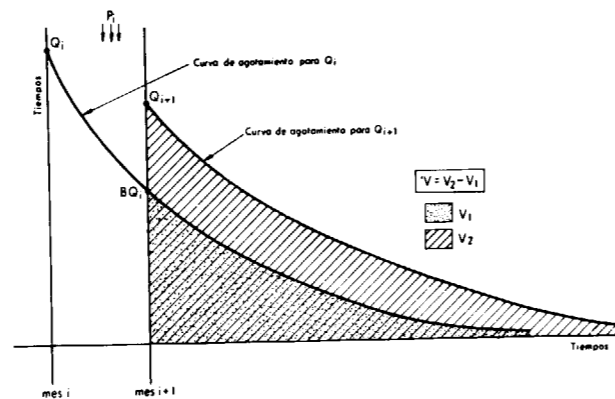


Figura 2.—Esquema para la deducción del cálculo del caudal de un mes.

La precipitación P_i incrementará el volumen almacenado en el acuífero en una cantidad equivalente al área comprendida entre las dos curvas de agotamiento representadas.

El cálculo de este volumen puede realizarse por sustracción entre las áreas limitadas entre las curvas de agotamiento y el eje de tiempos.

El volumen almacenado, cuando el caudal vale Q_{i+1} , viene dado por:

$$V_2 = \int_0^{\infty} Q_{i+1} e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_{i+1}}{\alpha}$$

En este mismo momento el volumen almacenado, como consecuencia del caudal Q_i del mes anterior, será:

$$V_1 = \int_0^{\infty} B Q_i e^{-\alpha t} dt = \frac{B Q_i}{\alpha}$$

El volumen V , que se ha almacenado como consecuencia de las lluvias del mes (P_i), será:

$$V = V_2 - V_1 = \frac{Q_{i+1}}{\alpha} - \frac{B Q_i}{\alpha}$$

Naturalmente, se pretende calcular Q_{i+1}

$$Q_{i+1} = V \alpha + B Q_i$$

Pero V es el volumen de descarga consecuencia de la precipitación del mes y, como se ha visto, es ajustable por correlación ortogonal o potencial:

$$V = M (P_i) + N$$

o bien

$$V = (P_i)^N$$

Por tanto,

$$Q_{i+1} = (M P_i + N) \alpha + B Q_i$$

o bien

$$Q_{i+1} = M (P_i)^N \cdot \alpha + B Q_i \quad [2]$$

Es decir, el caudal de un mes es función del caudal del mes anterior y de la precipitación del

mes anterior, quedando definido por cinco parámetros de ajuste:

M y P = Parámetros de la correlación

α = Coeficiente de agotamiento

B = Coeficiente de disminución mensual

Q = Un caudal inicial dado al azar, que sólo influirá en los valores de unos pocos meses siguientes, caso de ser conocido, puede darse un valor real.

Con lo dicho queda planteado el modelo MEDA.

Mediante la fórmula [2] pueden calcularse los caudales de cada mes en base a la precipitación y caudales del mes anterior y a los parámetros característicos del acuífero.

Cada caudal calculado será, de un modo iterativo, el caudal de entrada del mes siguiente.

El cálculo se realiza para toda la serie (SP) de precipitaciones conocidas.

Los valores obtenidos para el período de caudales conocidos, SQ , se comparan con los reales medidos (fig. 3), efectuándose así el proceso de calibración, mediante el oportuno cambio de los parámetros de ajuste: Q , B , α , M y N .

Cuando la calibración para el período conocido se considera satisfactoria, se dan por buenos los valores obtenidos para el resto de la serie.

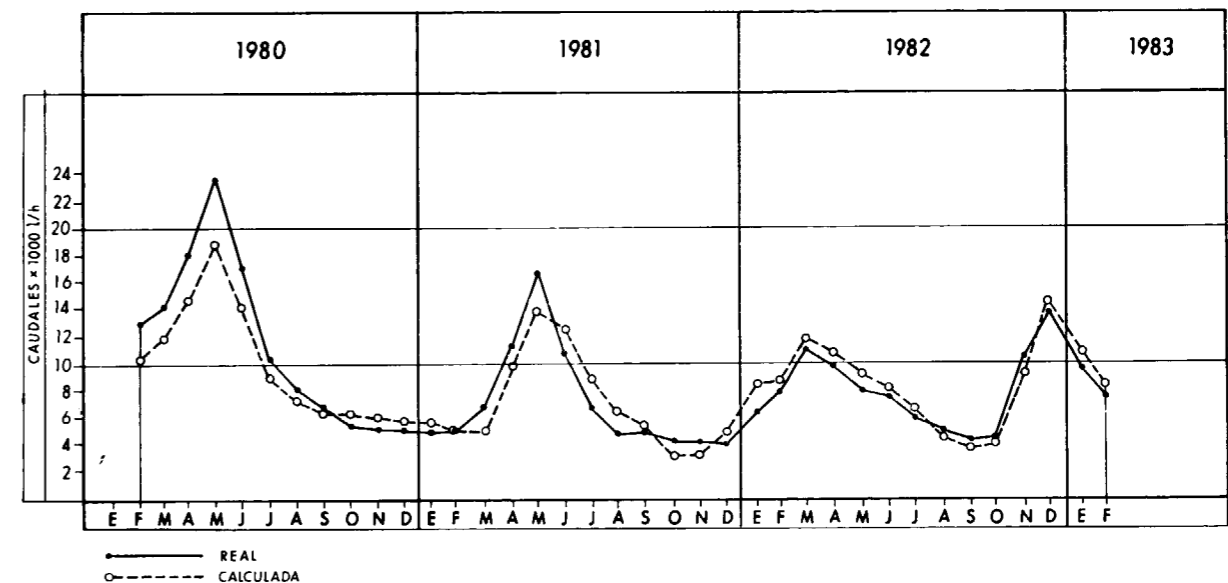


Figura 3.—Calibración.


```

10 REM "MEDAS"
20 PRINTER IS 704,80
30 PRINT "Modelo para el Estudio de Descargas de Acuíferos"
40 PRINT "=====
50 PRINT
60 PRINT "autor ALFREDO IGLESIAS"
70 PRINT
90 OPTION BASE 1
90 DIM P(32,12),Q(32,13),C(12)
100 DISP "PRIMER AÑO DE LA SERIE?"
110 INPUT T
120 DISP "CAUDAL INICIAL ?"
130 INPUT Q(1,1)
140 DISP "VALOR DEL COEFICIENTE DE DISMINUCION MENSUAL ?"
150 INPUT B
160 DISP "VALOR DEL COEFICIENTE ALFA?"
170 INPUT A
180 DISP "VALORES DE LA CORRELACION PRECIPITACION-DESCARGA"
190 DISP "COEFICIENTE DE LA PRECIPITACION (M)?"
200 INPUT M
210 DISP "VALOR DEL EXPONENTE (N)?"
220 INPUT N
230 ASSIGN# 1 TO "P DATE"
240 READ# 1 ; P()
250 ASSIGN# 1 TO *
260 I=1
270 FOR J=1 TO 12
280 IF P(I,J)>90 THEN P(I,J)=90
290 Q(I,J+1)=M*P(I,J)^N*A+B*Q(I,J)
300 NEXT J
310 IF I=32 THEN GOTO 350
320 Q(I+1,1)=Q(I,13)
330 I=I+1
340 GOTO 270
350 FOR I=1 TO 5
360 PRINT "."
370 NEXT I
380 PRINT "PARAMETROS DE AJUSTE"
390 PRINT "=====
400 FOR I=1 TO 3
410 PRINT "."
420 NEXT I
430 PRINT "Q INICIAL COEF.D.M. ALFA COEF.P(M) T. IND(N)"
440 PRINT USING 450 ; Q(1,1),B,A,M,N
450 IMAGE 2X,3D.D,6X,D.2D,5X,D.3D,5X,8D.4D,5X,8D.4D
460 FOR I=1 TO 5
470 PRINT
480 NEXT I
490 PRINT "CAUDALES MENSUALES CALCULADOS"
500 PRINT
510 PRINT "           ENE  FEB  MAR  ABR  MAY  JUN  JUL  AGO  SEP  OCT
NOV  DIC"
520 PRINT
530 FOR I=1 TO 32
540 PRINT T;
550 FOR J=1 TO 12
560 C(J)=Q(I,J)
570 NEXT J
580 PRINT USING 590 ; C(1),C(2),C(3),C(4),C(5),C(6),C(7),C(8),C(9),C(10),C(11),C
(12)
590 IMAGE 2X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D,X,3D.D
,X,3D.D,X,3D.D
600 T=T+1
610 PRINT
620 NEXT I
630 END

```

El programa de ordenador que se adjunta está en BASIC adaptado a HP-85, siendo preciso, para rodarlo, crear previamente el archivo de precipitaciones.

Este modelo se ha aplicado con éxito en todos los casos utilizados hasta la fecha; no obstante, deben tomarse, en base a la experiencia del autor, las siguientes precauciones:

- Disponer de un hidrograma para un período suficientemente representativo, en el que existan valores de precipitación máximas y mínimas.
- Estudiar convenientemente los parámetros B y α del acuífero, y no permitir que la calibración se efectúe con valores fuera de rango entre los calculados.
- Admitir que estos parámetros pueden tener diversos valores, según el estado de niveles en el acuífero y que deben introducirse en el programa con los oportunos bloques condicionales.
- La correlación lineal (ortogonal) tiene un rango de validez. Para valores demasiado bajos, puede dar resultados anómalos e incluso negativos, que deben ser igualados a cero en el programa.
- La correlación potencial puede dar subidas demasiado altas para rangos muy altos de la precipitación, pudiendo adoptarse en estos casos derivaciones lineales.

Actualmente se están elaborando modificaciones a este modelo, con objeto de mejorar los siguientes puntos:

- Se simulan bombeos en el acuífero, introdu-

ciendo en la ecuación [2] el valor $W \cdot \alpha$ (W =bombeos del mes).

— Las lluvias se afectan por coeficientes reductores en función de la ETP del mes correspondiente.

— El ajuste de la correlación Precipitación-Volumen se está intentando llevar a cabo mediante una suma de correlaciones tipo.

Los resultados obtenidos hasta la fecha, con la aplicación de este modelo, animan al autor a seguir trabajando en su desarrollo, fundamentalmente por su simpleza, rapidez y eficacia.

Se han restituido períodos de 32 años con un tiempo de ordenador de 29", consiguiéndose siempre una calibración óptima en menos de veinte pasadas, que pueden realizarse en menos de dos horas.

Queda, por último, expresar el deseo del autor de ser informado, por parte de aquellos que opten por usar este modelo, los resultados que obtengan del mismo y muy principalmente en los casos en que no sea satisfactorio, para conocer mejor su campo de validez y corregir, si es posible, la metodología aplicada.

BIBLIOGRAFIA

- CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R.: *Hidrología subterránea*. Editorial Omega (1976).
- IGLESIAS LÓPEZ, A.: *Informe sobre los manantiales del Arroyo de la Beceda*. Abril (1983).
- IGME: *Plan de Urgencia de Andalucía. Estudio Hidrogeológico para abastecimiento a Illora, Estación de Illora y Alomartes*. Abril (1981).

Recibido: Abril 1983.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español)

Por C. CASQUET y F. TORNOS (*)

RESUMEN

El skarn del Carro del Diablo es un tipo desconocido en el Sistema Central Español. Se forma por interacción hidrotermal tardi y postmagmática entre los mármoles dolomíticos de la Serie Inferior y la parte apical del stock granítico de Rascafría-El Paular, aunque también están afectadas por la alteración, el propio granito y un nivel de leucogneis. El proceso, jalonado por episodios breves de deformación frágil, da lugar a skarns en venas y laminas sobre el mármol y reemplazamientos en el granito y leucogneis.

El skarn sobre mármoles es de tipo magnésico con contenidos bajos en Fe y que evoluciona en condiciones de muy baja fS_2 (pirrotina) y fO_2 (grafito). Asimismo, juegan un papel importante el F y B, que pueden alcanzar altas concentraciones en diversos minerales (fluoborita, condroditas, flogopita, fluorita, etc.). Es significativa la existencia de recurrencias cálcicas con idocrasa en la evolución del skarn, con las que se asocian concentraciones significativas de scheelita no molibdénica. El Sn vinculado al skarn magnésico se presenta como estannina (skarn en venas) o casiterita (skarn laminar). Asimismo, son frecuentes los sulfuros asociados a la etapa de temperatura media (pirrotina, calcopirita, esfalerita, loellingita, arsenopirita). El skarn comienza a formarse a temperaturas superiores a la «solidus» del granito (660°C) y continúa hasta temperaturas muy bajas desarrollando microzonaciones que reflejan cambios en la composición del fluido. La presión litostática (probablemente equivalente a la de fluidos) se evalúa entre 2 y 3,5 Kb. (skarn mesozonal).

Los leucogneises se transforman en albititas (ab+cta+esf+ap), sobre las que crecen venas y nódulos de minerales de skarn con zonaciones correlacionables con las de los mármoles. A esta etapa sigue una evolución a tipos greisen poco acentuada.

El granito apical, que es una adamellita peraluminica (bt, ms, and), sufre también una albitización en forma de chimeneas o «pipas». A esta fase sigue una de corrosión ácida con formación de oquedades y precipitación de pirita.

ABSTRACT

The Carro del Diablo skarn is of a type described for the first time in the Spanish Central System. It developed by the late to postmagmatic hydrothermal interaction between dolomitic marbles of the Lower Series and the roof of the Rascafría-El Paular granitic stock, although the granite itself and a leucogneiss body are, also affected by the alteration. The evolution, stepped by short events of brittle deformation, gave rise to vein and laminar-like skarns on marbles and replacements on the granite and leucogneiss.

The skarns on marbles is a Mg-skarn with low Fe contents that evolved under very low fS_2 (pyrrhothite) and fO_2 (graphite) conditions. Furthermore volatiles like F and B played an important role as they may attain high concentrations in some minerals (fluoborite, fluorite, chondrodite, phlogopite, etc.). The existence of calcium overprints with idocrase interrupting the evolution of the Mg-skarn is remarkable, because significant amounts of Mo-free scheelite are associated to it. Sn is linked to the Mg-trend and stannite in the vein-type and cassiterite in the laminar-skarn are quite common. Base metal sulphides precipitated during de medium-temperature stage (pyrrhothite, chalcopyrite, sphalerite, loellingite, arsenopyrite) are not rare. The skarn began to form at temperatures above the granite «solidus» (660°C) and continued down to very low temperatures, giving rise to small-scale zonations reflecting changes in the composition of the fluid. Lithostatic pressure (likely similar to fluid's one) is estimated between 2-3.5 Kb (mesozonal skarn).

Leucogneis was transformed into an albitite (albite, chlorite, sphene, apatite). Furthermore, veins and zoned nodules of skarn minerals were formed too in close relation. A low-intensity greisen stage followed.

The granite at the top of the stock is a peraluminous adamellite (biotite, moscovite, andalusite). It also shows a strong albitization along «pipes». An acid leaching stage with formation of cavities and precipitation of pyrite followed.

(*) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid (3).

INTRODUCCION

La Sierra de Guadarrama, en el Sistema Central Español, hace parte de la Zona Centroibérica de la Cadena Hercínica Española, y está constituida por rocas metamórficas de grado medio y alto y de diferente naturaleza (metasedimentos y ortogneises) que han sido afectadas en profundidad por el metamorfismo y deformación hercínicas. Son muy abundantes, además, las intrusiones graníticas mesozonales tardi y postorogénicas de quimismo generalmente peraluminico, consistentes mayoritariamente en adamellitas biotíticas y cordierítico-biotíticas, leucoadamellitas y granitos de dos micas.

La sucesión litoestratigráfica de este sector de la cadena consiste esquemáticamente en dos series (BELLIDO et al., 1981). La estructuralmente inferior (Serie Fémica Heterogénea de NAVIDAD y PEINADO, 1976) está compuesta por gneises porfiróides vulcanosedimentarios y subvolcánicos calcoalcalinos de composición intermedia-ácida, metagrauvascas y potentes niveles de mármoles y rocas de silicatos cálcicos asociados. Por encima de esta serie y separada de ella mediante un contacto cuyo significado es todavía problemático, está la Serie Buitrago, definida por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) y que se extiende hasta la Falla de Berzosa, accidente tectónico sinmetamórfico que separa el Complejo de Guadarrama del de Somosierra (CAPOTE et al., 1982). Esta serie consiste en gneises migmatíticos, a veces glandulares, subarcócos, gneises esquistosos y esquistos de naturaleza progresivamente más pelítica hacia el techo y con intercalaciones volumétricamente poco importantes de cuarcitas, orto y parafibrolitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos. La complejidad de esta zona profunda de la cadena se ve aumentada por la abundancia de ortogneises de distintas edades y significado.

Los skarns y skarnoides son relativamente frecuentes en los mármoles y rocas de silicatos cálcicos de la Serie Fémica en contacto con los granitos tardíos. La importancia petrológica de estas litologías se ha visto reforzada por su posible importancia minera al haberse detectado en ellos concentraciones potencialmente importantes de magnetita, sulfuros, scheelita y casiterita. En este trabajo se estudia precisamente un skarn de tipo W-Sn, como parte de un proyecto más amplio en curso (Tesis doctoral de F. T.) de in-

vestigación petrológico-metalogénica de una serie de skarns tipo en los mármoles de la Serie Inferior.

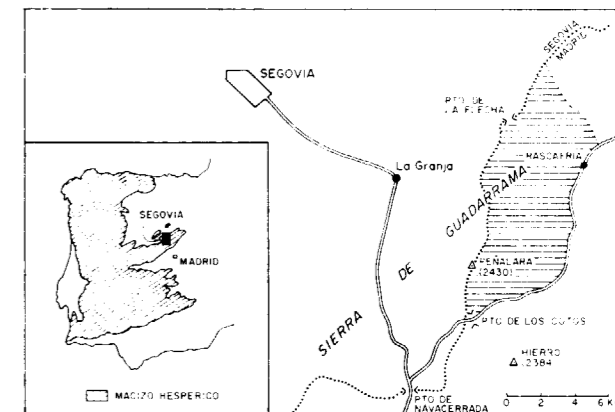


Figura 1.—Situación del área estudiada.

LOCALIZACION Y METODO DE TRABAJO

El skarn del Carro del Diablo se localiza en la ladera oriental del Macizo del Peñalara, a una altitud de unos 1.550 m., en las laderas del valle del Artiñuelo, que desciende desde el Puerto de la Flecha a Rascafría (fig. 1). La situación del skarn se concreta en la figura 2, que corresponde a la geología del área rayada en la figura anterior. El acceso puede hacerse por un camino forestal que sale al NO de Rascafría (Camino al Puerto de Malagosto).

Datos sobre la existencia de mineralogía típica de skarn se tienen desde el trabajo de CARANDELL (1914). Sin embargo, el skarn como tal fue descrito por primera vez por TORNOS (1981) al realizar la cartografía 1/25.000 del área. Posteriormente se realizó una cartografía de detalle a 1/2.000, acompañada por una recogida sistemática de muestras. Los minerales principales han sido analizados con microsonda electrónica (CAMECA MS46 y JEOL50) siguiéndose los métodos de BENCE y ALBEE (1969) y ZAF para su posterior corrección. En algunos casos se ha determinado el flúor siguiendo el trabajo de BIZOUARD et al. (in press), empleando un patrón de fluorita. Los análisis cuantitativos de algunos elementos (W, Sn, Mo, metales base) en roca total se han realizado mediante fluorescencia de rayos X.

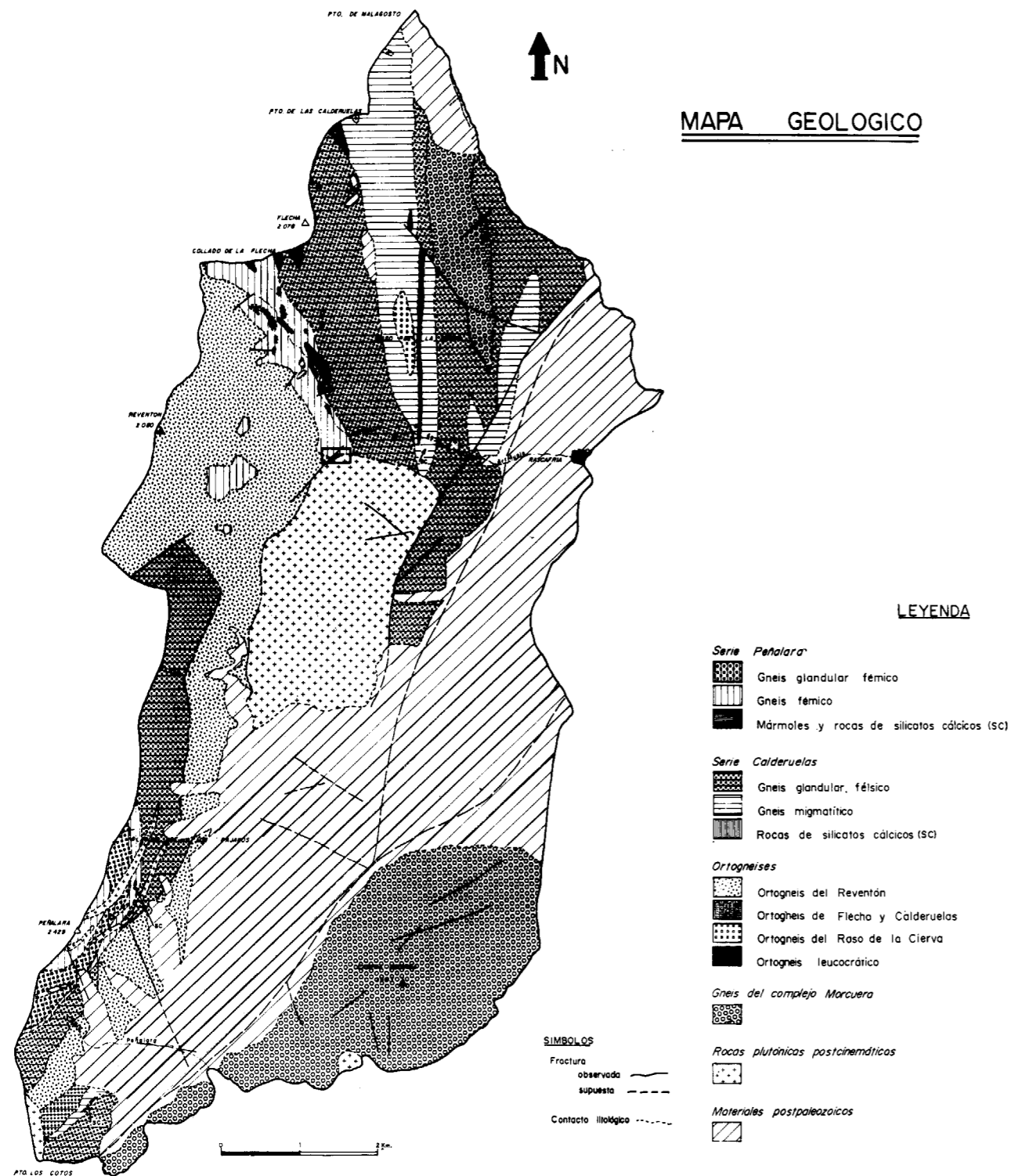


Figura 2.—Encuadre geológico del skarn del Carro del Diablo (TORNOS, 1981).

ENTORNO GEOLOGICO

Encuadre general

El skarn del Carro del Diablo se sitúa en el contacto NO del pequeño stock granítico de Rascafría-El Paular (fig. 2), con los mármoles dolomíticos de la Serie Inferior. Como puede verse, este granito corta no sólo a las rocas más altas de la Serie Inferior, sino también a los materiales basales de la Serie Superior (Series Peñalara y Calderuelas).

Estructuralmente el macizo de Peñalara es un pliegue tumbado de F_2 que repliega estructuras más antiguas (F_1) en una compleja figura de interferencia. Ambas fases son sinesquistas, simetamórficas y vergentes al E. Posteriormente hay otras dos fases (F_3 y F_4) de menor importancia regional, que generan también pliegues y fracturas.

El valle alto del Artiñuelo es de gran complejidad, ya que es precisamente la zona de charnela de ese pliegue tumbado, y coincide, a su vez, con el contacto entre las dos series litoestratigráficas definidas anteriormente.

Todas las rocas metamórficas presentan asociaciones minerales de alto grado, dentro de la zona de fto. K+cord+sill con migmatización, con la que culmina el metamorfismo hercínico en la zona profunda del Sistema Central (FUSTER et al., 1974; LÓPEZ RUIZ et al., 1975). Este pico metamórfico corresponde a un régimen intermedio de baja presión, alcanzándose en este sector condiciones de P-T del orden de $780 \pm 50^\circ \text{C}$ y P_L de alrededor de 5 Kb durante F_2 , próximas ya a condiciones granulíticas (CASQUET y TORNOS, 1981). Se conserva, por otro lado, almandino relicto que confirma la existencia demostrada en todo el Sistema Central de gradientes más antiguos de más alta presión (FUSTER et al., *op. cit.*, LÓPEZ RUIZ et al., *op. cit.*).

El stock de Rascafría-El Paular, con el que se relaciona espacial y genéticamente el skarn, es un pequeño plutón de paredes verticales y techo subhorizontal que termina por el este contra la importante falla que limita el Valle del Lozoya. Casi todo el contacto occidental es muy tendido y se realiza con los ortogneises del Reventón, menos en el extremo NO, donde lo hace con los materiales superiores de la Serie Inferior. El borde S está cubierto por depósitos fluvio-glaciares.

Este plutón, estudiado por APARICIO et al. (1973), consiste mayoritariamente en granodioritas y adamellitas biotíticas de grano grueso, a veces algo porfídicas. Hacia sus bordes, y principalmente hacia su zona apical se encuentran facies de grano fino-medio, incluso aplíticas, con composición de leucoadamellitas de dos micas. En los tipos aplíticos abunda, además de la moscovita, la andalucita y son frecuentes las cavidades centimétricas miarolíticas con relleno pegmatítico de cuarzo y moscovita. Aunque las relaciones entre las facies con moscovita y sin ella no están claras, es probable que estas últimas formen intrusiones independientes de la principal emplazadas en la zona de techo del plutón, como lo sugiere la existencia de diques félsicos que cortan a este último.

El granito provoca un metamorfismo de contacto local en los tipos gneísicos, neoformándose andalucita a expensas de sillimanita regional y andalucita, cordierita y opacos a partir de la biotita. En algunos puntos la sillimanita regional permanece estable.

Aparte de una débil esquistosidad de fractura desarrollada localmente en el interior del plutón y que se ha atribuido a una fase de deformación tardía, F_3 , el granito sólo presenta una red de fallas-diaclasas posteriores al emplazamiento del stock que va a controlar el desarrollo espacial del skarn. Esta red es semejante, tanto en el granito como en la roca de caja (APARICIO et al., 1973). Así, aparecen dos sistemas bien definidos de diaclasas formadas por dos series conjugadas: el primero lo forman las series N-S y E-O; el segundo, mejor desarrollado, corresponde a las direcciones 150°E y $60-70^\circ \text{E}$, existiendo direcciones intermedias peor desarrolladas.

Aspectos locales

La geología de detalle, a escala 1/2.000 aproximadamente, en torno del skarn del Carro del Diablo, se representa en la figura 3, y corresponde, como se ha dicho, al borde NO del stock granítico. En el corte geológico se observa que las transformaciones se han realizado en una cuña de roca encajante cuyo contacto con el granito muestra una geometría irregular, que pasa de subhorizontal en el saliente próximo al Carro del Diablo, a fuertemente inclinado hacia el NO, correspondiendo probablemente al comienzo de la pared del plutón.

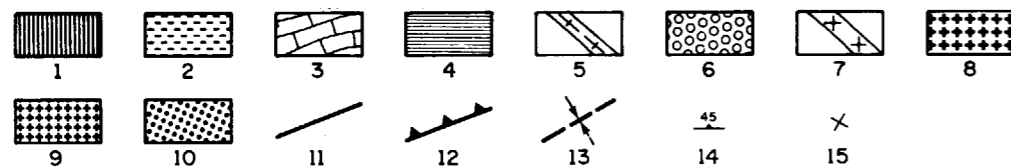
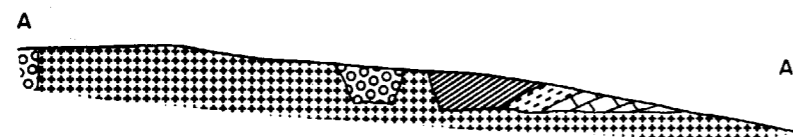
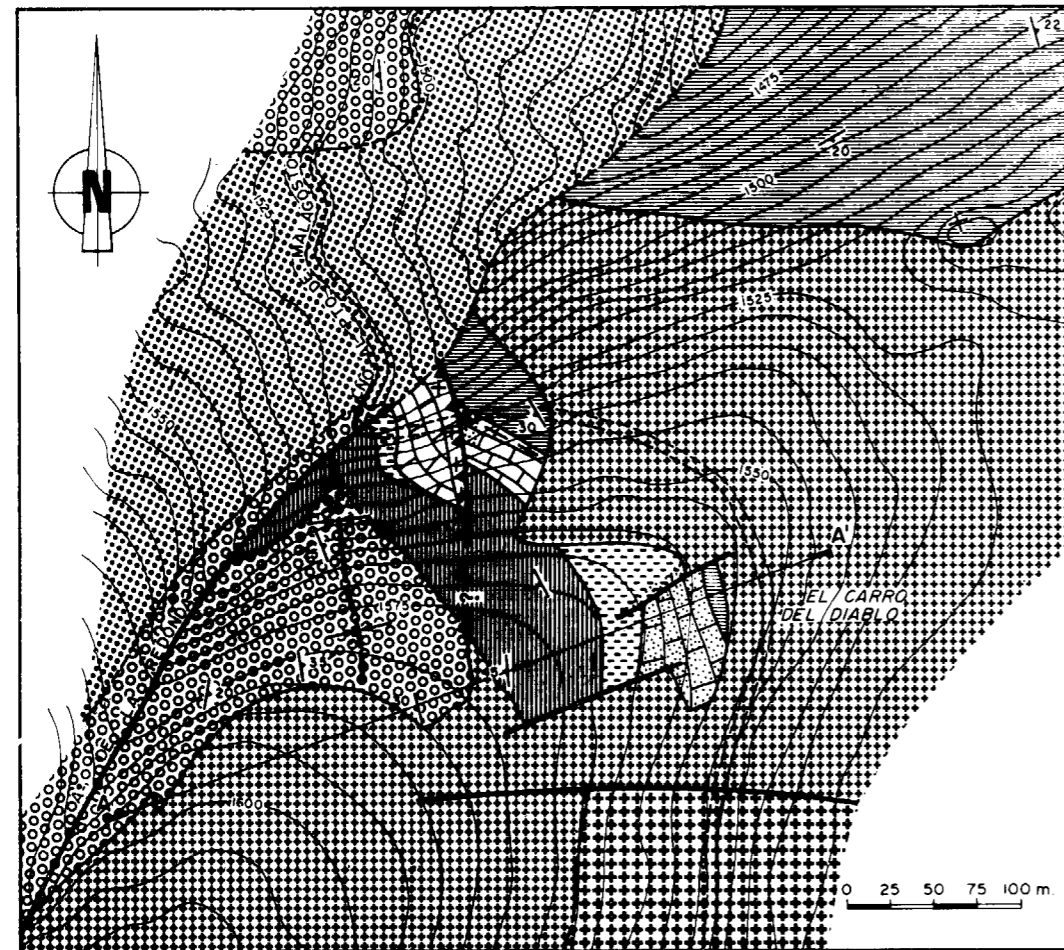


Figura 3.—Esquema geológico del skarn del Carro del Diablo: 1. Esquistos félicos Serie Inferior.—2. Rocas de silicatos cálcicos.—3. Mármoles dolomíticos.—4. Gneises glandulares migmatizados. Base Serie Superior.—5. Leucogneises.—6. Ortogneis glandular del Reventón.—7. Apófisis graníticas cataclásticas.—8. Adamellitas y leucoadameilitas de dos micas apicales. Stock del Carro del Diablo.—9. Adamellitas biotíticas. Facies dominante del stock.—10. Recubrimientos periglaciares.—11. Falla.—12. Cabalgamientos.—13. Anticlinal.—14. Dirección y buzamiento de capas clinadas.—15. Capas horizontales.—Punteado fino: zonas eskarnificadas.

DESCRIPCION DEL SKARN

Tipos de alteración

Con el nombre de skarn del Carro del Diablo incluimos de forma amplia un conjunto de transformaciones químicas, mineralógicas y texturales que afectan a varios tipos de rocas junto al contacto con el granito, como resultado de la actividad hidrotermal que acompaña al enfriamiento de éste.

Estas litologías son, por un lado, las rocas inicialmente calcomagnésicas (mármoles y rocas de silicatos cálcicos) y por otro, rocas silíceo-alumínicas (leucogneis y el propio granito), cuya naturaleza condiciona el tipo de alteración resultante.

Así, sobre los mármoles y rocas de silicatos cálcicos se instala un complejo exoskarn. En el granito, por el contrario, la alteración postconsolidación se localiza en conductos cilíndricos apicales donde la roca experimenta una intensa alteración hidrotermal tipo albitita-greisen. En el leucogneis se observa un tipo de alteración mixta con desarrollo de un periskarn (en el sentido de ZHARIKOV, 1970) y reemplazamientos tipo albitita semejantes a los del granito.

No se han detectado, en superficie, alteraciones significativas de las restantes litologías aflorantes.

La mayor intensidad de las alteraciones se observa en las zonas punteadas en la figura 3, al E de la falla inversa y coincidentes con el techo de la intrusión, o zonas próximas al mismo. Por otro lado, y como veremos, hay un importante control tectónico de la alteración por la red de fracturas.

Skarn sobre mármoles

Los mármoles, de tipo dolomítico, han experimentado un metamorfismo regional de alto grado al que se superpone un metamorfismo de contacto prácticamente isoquímico junto al granito y que no modifica las asociaciones minerales regionales (cc, do, chu, flog, fo, mt)*.

(*) ab: albita, anf: anfíbol, ap: apatito, apy: arsenopirita, bn: bornita, cc: calcita, cl: clorita, cond: condrita, cord: cordierita, cpx: clinopiroxeno, cpy: calcopirita, chu: clinohumita, esf: esfena, flog: flogopita, fluo: fluorita, fo: forsterita, fto K: feldespato potásico, graf: grafito, loe: loellingita, hm: hematites, mt: magnetita, po: pirrotina, py: pirita, ps: pistacita, Q: cuarzo, sch: scheelita, ser: sericita, sill: sillimanita, sph: esfalerita.

Por el S el granito proyecta una protuberancia vertical que corta a los ortogneises metagraníticos del Reventón (TORNOS y CASQUET, 1982). El borde N del plutón, que en la zona cartografiada contacta con los gneises basales glandulares-migmatíticos de la Serie Superior, es también vertical con tendencia a ponerse bruscamente horizontal en los lugares topográficamente más altos. Tanto el granito como el encajante terminan bruscamente contra la falla del Arroyo de la Redonda.

La serie metamórfica en contacto con el granito está invertida tectónicamente y presenta de techo a muro la sucesión siguiente, que puede observarse perfectamente en el camino al Puerto de Malagosto (fig. 3):

1) Gneises glandulares heterogéneos migmatíticos (base de la Serie Superior) consistentes en glándulas proterógenas de feldespato potásico de 2-3 cm. en una mesostasia gneílica-embrechítica con biotita, plagioclasa, sillimanita, cordierita y a veces granate.

2) Nivel de leucogneis: Se trata de un ortogneis de grano fino y muy félsico formado por cuarzo, microclina, oligoclasa ácida y biotita.

3) Mármoles dolomíticos de color gris claro y granoblásticos, constituidos por calcita, dolomita, forsterita, clinohumita, espinela verde (pleonasto), flogopita y magnetita.

4) Rocas de silicatos cálcicos, con texturas granoblásticas y bandeado centimétrico composicional relicto de la primitiva estratificación. Mineralógicamente bastante variadas, están constituidas mayoritariamente por clinopiroxeno y combinaciones de flogopita, microclina, plagioclasa y cuarzo.

5) Esquistos negros corneánicos metagrauaváquicos formados por un agregado granoblástico de cuarzo y oligoclasa, con sillimanita y biotita definiendo la foliación, cordierita en porfidoblastos poiquilíticos orientados según una lineación y granate relicto almandínico.

6) Ortogneis glandular del Reventón: Procede de un granito porfídico, está compuesto por glándulas muy homométricas de feldespato potásico en una mesostasia foliada-embrechítica de cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita, siendo frecuentes las zonas movilizadas de tipo nebulítico resultantes de una migmatización avanzada.

Para una descripción más detallada de las litologías de este sector véase TORNOS (1981).

Sobre estos mármoles se forman dos tipos estructurales de skarn, que hemos denominado skarn en venas y skarn laminar, con importante control tectónico.

a) *Skarn en venas*

Consiste en reemplazamientos del mármol a lo largo de un retículo de fracturas (figs. 4 y 5) de direcciones dominantes:

- 1) 70 a 80° E y buzamiento de 70° S.
- 2) 130 a 170° E, según el punto, y subverticales.
- 3) 20° E y buzamiento 70° SE.

Las dos primeras corresponden, como se ha dicho, al sistema mejor definido en el granito y en el encajante.

Estas venas, de espesor incluso decimétrico, están constituidas generalmente por una zona central de grandes prismas de hasta varios centímetros de clinopiroxeno diopsídico (anal. 1, cuadro I) (*) entrelazados y con algo de calcita y flogopita accesorias. En las cavidades interseriales aparecen rellenos de minerales posteriores; tremolita uralítica, flogopita muy magnésica (anal. 10) y serpentina (anal. 24), que localmente crecen sobre el piroxeno (fig. 6).

Las venas avanzan hacia los bordes por reemplazamientos del mármol, siendo en la zona frontal los granos de clinopiroxeno de menor tamaño y encontrándose la forsterita serpentizada.

Estas venas piroxeníticas son, a su vez, la roca de caja de un segundo tipo de reemplazamientos que ocupan pequeñas grietas de tensión con anchuras de hasta 2-3 cm. y longitudes variables, y que muestran una zonación consistente en (figuras 7 y 8):

- 1) Un núcleo de idocrasa (anal. 7) con texturas en haces entrelazados con la que se asocian grandes granos de scheelita (hasta 5 mm., sch I) (figuras 8 y 9) con bordes redondeados y ameboides, cantidades accesorias de calcita y un granate anisótropo rojizo. Asociados a esta fase se observa la presencia de esfalerita en masas alotriomorfas con contenidos en Fe relativamente alto (9 por 100) y sobre todo Cd (6-7 por 100) (anal. 8 y 9, cuadro II), en relación espacial con la schee-

(*) Los análisis de minerales translúcidos van referidos al cuadro I y los de los minerales opacos al cuadro II.

lita, y de pirrotina (anal. 13 y 14) en pequeñas masas irregulares.

Normalmente los prismas de idocrasa están deformados (curvatura, extinción ondulante, fracturas) y a veces se observa en los bordes de la zona un ribete de idocrasa II muy deformada reemplazada por clinopiroxeno. En la interfase entre el núcleo y el ribete de idocrasa+clinopiroxeno tiene lugar una sustitución posterior por clinozoisita (anal. 17), posible pumpellita y fluorita.

- 2) Sobre la zona central de idocrasa avanza por reemplazamiento una zona de glimmerita constituida mayoritariamente por flogopita algo más rica en Fe que la de las venas (anal. 11), una segunda generación de granos de scheelita muy pequeños de bordes también corroídos (sch II, 0,1-0,5 mm.), agregados palmeados de una mica cálcica, tipo clintonita, y abundantes sulfuros; esfalerita, calcopirita, estannina y pirrotina.

La esfalerita se encuentra en granos de pequeño tamaño, en parte de los cuales aparecen inclusiones de calcopirita en «gotas». La presencia de estas gotas de calcopirita (~ 8 por 100 volumen total) sin pirrotina asociada se interpretan en este caso como una textura producto de la cristalización simultánea y no de exolución, ya que trabajos experimentales recientes (MOH, 1975, y HUTCHINSON y SCOTT, 1981, fundamentalmente) demuestran que la cantidad de calcopirita, en ausencia de pirrotina, soluble en la esfalerita no llega al 1,25 por 100 a 625° C.

La estannina es la fase portadora del Sn en el skarn en venas y se encuentra siempre en la interfase entre calcopirita y esfalerita. Son pequeñas masas alotriomorfas con fuerte sustitución $Fe \rightleftharpoons Zn$ (30 por 100 kesterita, anal. 10 y 11), sin que se hayan detectado texturas de exolución (MOH, 1975, β estannina ss.).

La pirrotina se encuentra en masas irregulares tempranas, mientras que la calcopirita es tardía.

La alteración supergénica de esta paragénesis metálica da lugar a la aparición de casiterita y calcopirita a expensas de la estannina, «producto intermedio» a partir de la pirrotina y grandes placas de covellina (con hasta un 1 por 100 Ag, anal. 12) asociada a la calcosina y sustituyendo a esfalerita y calcopirita.

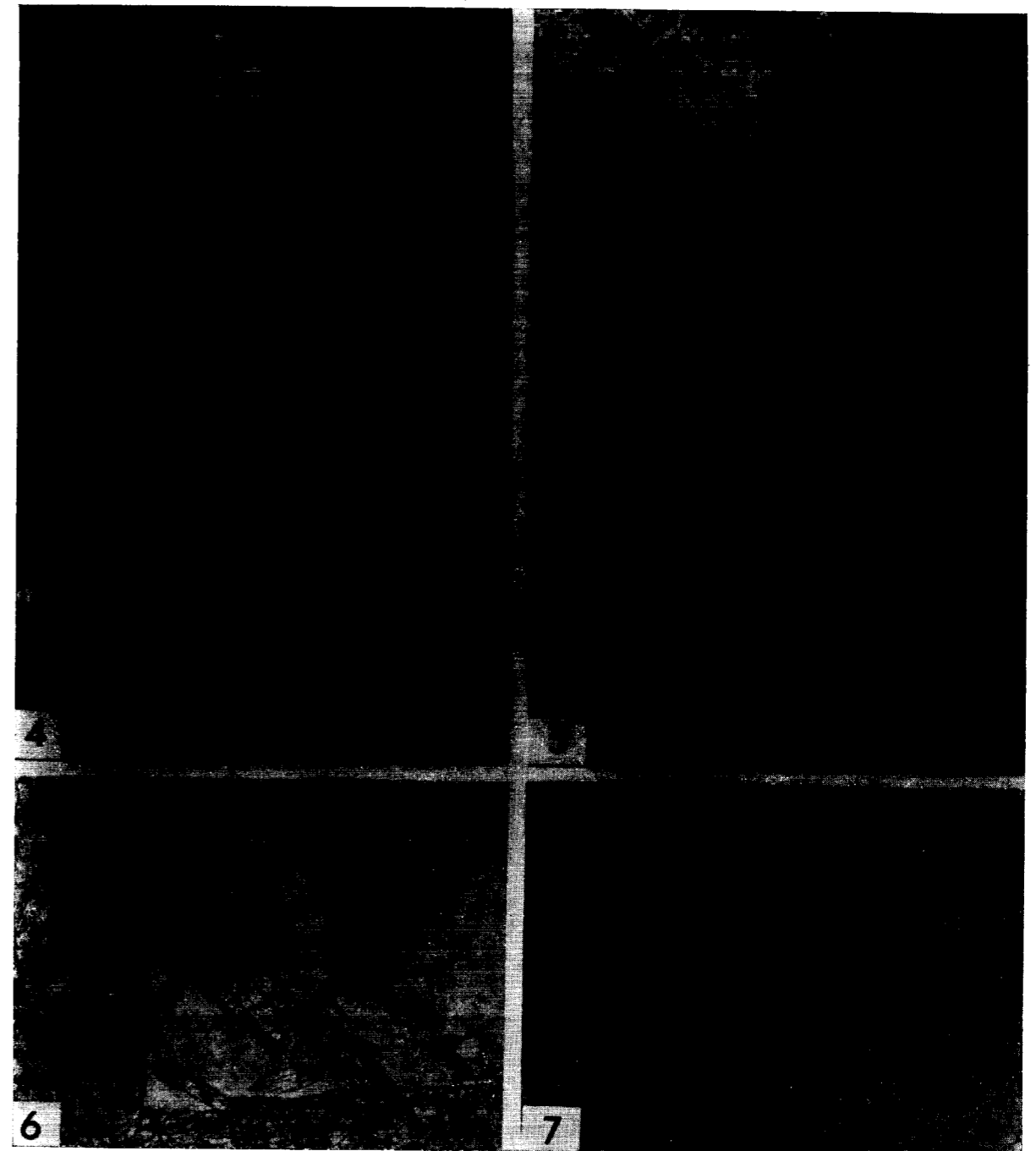


Figura 4.—Aspecto macroscópico del skarn en venas sobre el mármol dolomítico.

Figura 5.—Aspecto conjunto del skarn en venas y skarn laminar sobre el mármol dolomítico.

Figura 6.—Skarn en venas: Intercrecimientos de cristales de diópsido transformados a anfíbol y cavidades interseriales de minerales de baja temperatura. 67566. LP. $\times 40$.

Figura 7.—Skarn en venas: Aspecto de los reemplazamientos zonados en grietas de tensión. S-28. LN. $\times 40$.

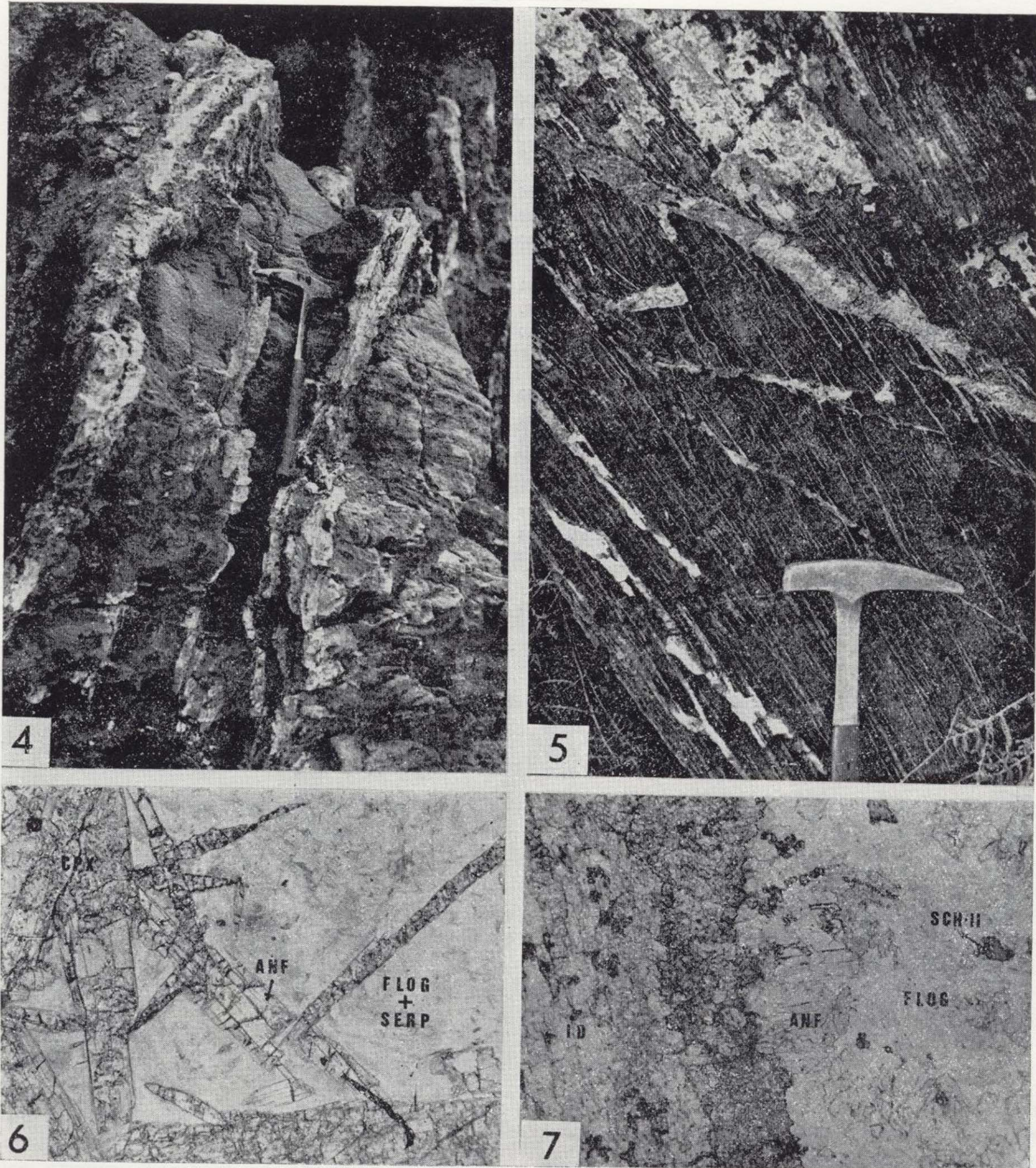


Figura 4.—Aspecto macroscópico del skarn en venas sobre el mármol dolomítico.

Figura 5.—Aspecto conjunto del skarn en venas y skarn laminar sobre el mármol dolomítico.

Figura 6.—Skarn en venas: Intercrecimientos de cristales de diópsido transformados a anfíbol y cavidades interseriales de minerales de baja temperatura. 67566. LP. $\times 40$.

Figura 7.—Skarn en venas: Aspecto de los reemplazamientos zonados en grietas de tensión. S-28. LN. $\times 40$.

CUADRO I

	cpx				gr		id			flog			condr			clint
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	55.02	52.46	54.63	52.84	39.07	37.79	35.79	36.56	36.24	42.77	42.64	41.44	33.22	34.88	33.87	20.25
Al ₂ O ₃	0.21	0.39	0.24	0.11	20.83	20.54	17.90	17.23	16.48	11.85	11.70	15.98	-	-	0.03	34.53
FeO	0.63	9.43	8.23	1.37	4.50	3.94	2.97	3.85	3.31	1.49	3.86	1.19	1.21	3.00	4.65	0.71
MnO	-	-	-	-	0.23	-	-	-	-	-	-	-	0.15	0.42	0.57	-
MgO	17.84	12.42	13.08	18.47	0.06	0.05	2.20	2.06	1.74	26.71	23.36	25.80	52.48	53.19	49.31	20.43
CaO	25.22	25.37	24.63	23.74	36.97	37.50	37.65	36.79	35.41	-	-	0.06	0.05	0.08	0.07	12.64
Na ₂ O	-	0.08	0.05	0.03	-	-	-	0.10	0.07	tr.	0.10	0.24	-	-	-	0.20
K ₂ O	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	10.61	10.25	9.87	-	-	-	-
TiO ₂	0.02	-	-	-	0.34	-	-	0.91	2.70	tr.	-	-	-	-	-	-
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.74	n.d.	n.d.	n.d.	4.72	1.82	5.41	6.47	4.35	1.39
Total	98.93	100.16	100.87	96.57	102.00	99.82	98.09	97.10	95.65	93.43	96.63	95.63	90.25	95.32	91.02	89.54
Ox.eq.	6	6	6	6	12	12	78	78	78	22	22	22	9	9	9	11
Si	2.01	1.98	2.02	1.98	5.85	5.79	18.70	18.92	18.97	6.10	6.23	5.80	2.05	2.07	2.09	1.52
Al	0.01	0.02	0.01	-	3.67	3.71	11.02	10.51	10.17	1.99	2.01	2.64	-	-	-	3.06
Fe ²⁺	0.02	0.30	0.25	0.04	-	-	1.30	1.67	1.45	0.18	0.47	0.14	0.06	0.15	0.24	0.04
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.51	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.03	-
Mg	0.97	0.70	0.72	1.03	0.01	0.01	1.71	1.59	1.36	5.67	5.08	5.38	4.83	4.69	4.54	2.29
Ca	0.98	1.02	0.97	0.95	5.92	6.16	21.07	20.39	19.85	-	-	0.01	-	0.01	-	1.02
Na	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.07	-	0.03	0.07	-	-	-	0.03
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.93	1.91	1.76	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	0.04	-	-	0.35	1.06	-	-	-	-	-	-	-

	ep.			anf.			serp.	cl.			
	17	18	19	20	21	22		23	24	25	26
SiO ₂	44.32	39.73	39.01	41.16	58.60	59.10	35.37	44.63	28.16	29.16	24.53
Al ₂ O ₃	24.72	29.39	29.07	14.55	0.68	0.30	12.68	0.79	22.08	21.43	19.12
FeO	-	6.74	6.62	10.19	3.06	1.76	3.21	2.87	12.66	0.90	25.22
MnO	-	-	-	0.60	-	-	0.77	-	0.56	-	1.24
MgO	-	0.04	0.02	13.41	22.72	24.73	1.79	39.01	22.06	27.84	13.88
CaO	28.45	23.55	23.71	13.34	12.73	12.80	27.41	0.07	-	0.05	-
Na ₂ O	-	-	-	2.57	0.45	0.37	0.30	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	1.36	0.27	0.17	0.02	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	0.11	-	-	4.64	-	-	-	-
F	n.d.	n.d.	n.d.	2.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	97.49	99.45	98.43	98.53	98.52	99.23	86.18	87.36	85.51	79.38	84.00
Ox.eq.	25	25	25	23	23	23	7	28	28	28	
Si	6.81	6.05	6.01	6.11	7.97	7.94	2.07	5.66	5.90	5.47	
Al	4.48	5.27	5.28	2.55	0.11	0.05	0.04	5.23	5.11	5.02	
Fe ²⁺	-	-	-	1.27	0.35	0.20	0.11	2.13	0.15	4.70	
Fe ³⁺	-	0.77	0.77	-	-	-	-	-	-	-	
Mn	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	0.23	
Mg	-	0.01	-	2.97	4.60	4.95	2.69	6.61	8.39	4.61	
Ca	4.68	3.84	3.91	2.12	1.85	1.84	-	-	0.01	-	
Na	-	-	-	0.74	0.12	0.10	-	-	-	-	
K	-	-	-	0.26	0.05	0.03	-	-	-	-	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Skarn en venas: 67566 (n°1,10 y 24), 73466 (n°7,11,17,20 y 25)

Skarn laminar: 73467 (n°12,13,14,15,16 y 26)

Skarn sobre roca de silicatos cálcicos: Artiñuelo, 51938 (n°5,6,8 y 23). Pájaros, 71346 (n°3,9,18 y 19).

Endoskarn S-43 (n°27), S-44 (n°4,21 y 22).

En las fórmulas estructurales no se ha tenido en cuenta el F. En los granates y epidotas el Fe es como Fe₂O₃.

CUADRO II

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	apy I	apy II	apy III	cpy I	cpy II	cpy III	cpy IV	sph I	sph II	st I	st II	cov	po I	po II
S	18.02	18.33	18.12	33.58	33.55	34.01	33.80	32.69	31.99	28.62	29.37	31.42	37.29	37.60
As	47.47	47.11	47.12	0.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	33.71	33.94	34.76	28.69	28.90	29.57	29.41	9.26	9.44	11.11	11.38	0.19	60.35	59.97
Zn	-	-	-	-	-	-	-	51.28	50.42	3.36	3.50	0.29	-	-
Cu	-	-	-	34.15	35.33	35.07	34.75	-	-	28.90	28.26	65.60	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.16	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26.61	27.20	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	6.70	7.54	-	-	-	-	-
Total	99.19	99.39	100.00	96.64	97.78	98.65	97.95	99.93	99.40	98.60	99.70	98.65	97.64	97.57

Fórmulas estructurales
S 31.24 31.61 31.11 49.84 49.36 49.51 49.55 50.17 49.69 49.14 49.74 48.25 51.83 52.20
As 35.21 34.78 34.62 0.13 - - - - - - - - - - - -
Fe 33.54 33.61 34.27 24.65 24.41 24.72 24.75 8.16 8.42 10.95 11.07 0.17 48.17 47.80
Zn - - - - - - - 38.61 38.41 2.83 2.91 0.22 - -
Cu - - - 25.27 26.23 25.77 25.70 - - 25.05 24.15 50.84 - -
Ag - - - - - - - - - - - 0.53 - -
Sr - - - - - - - - - - 12.03 12.13 - - -
Cd - - - - - - - 3.06 3.48 - - - - -

Skarn laminar: S-30 (n°1, 2, 3, 4)
Skarn en venas: S-28 (n°5,6,7,8,9,10,11 y 12) S-29 (n°13 y 14)

El límite entre la zona de la idocrasa y la glimmerita es siempre neto, aunque pueden observarse sustituciones más difusas de la idocrasa y scheelita I por flogopita, a manera de manchas, dentro de la propia zona central. En este caso la scheelita I presenta una textura relicta con bordes fuertemente corroídos que indican su disolución.

es indicadora de la evolución temporal del skarn, y parece estar jalonada por breves episodios de deformación frágil, con los que parece limitarse cada etapa de reemplazamientos. El mármol encajante de las venas piroxeníticas no experimenta cambios mineralógicos significativos, a excepción de la serpentinización del olivino en el inmediato contacto.

3) A la formación de la glimmerita sigue una nueva fase de fracturación con reemplazamientos de clorita (clinocloro, anal. 25) y calcita a lo largo de fisuras que cortan a bajo ángulo las dos zonas anteriores y que afectan a todos los minerales previos. También se observan reemplazamientos en zonas puntuales.

b) Skarn laminar

Este tipo de skarn ha sido observado principalmente en el retazo situado a techo del granito, constituyendo una banda de límites imprecisos (unos 2 m.), paralela a la falla más meridional de las que afectan al contacto con el mismo. También se observa accesoriamenente en otros puntos, probablemente en relación con fracturas menores.

4) Finalmente, se observan grietas muy oblicuas con respecto a la anterior con relleno de cubos de fluorita.

La sucesión de reemplazamientos descrita, y que se observa en las venas de clinopiroxena,

Consiste este skarn (fig. 5) en una alternancia rítmica de vénulas oscuras de 1-2 mm. de espe-

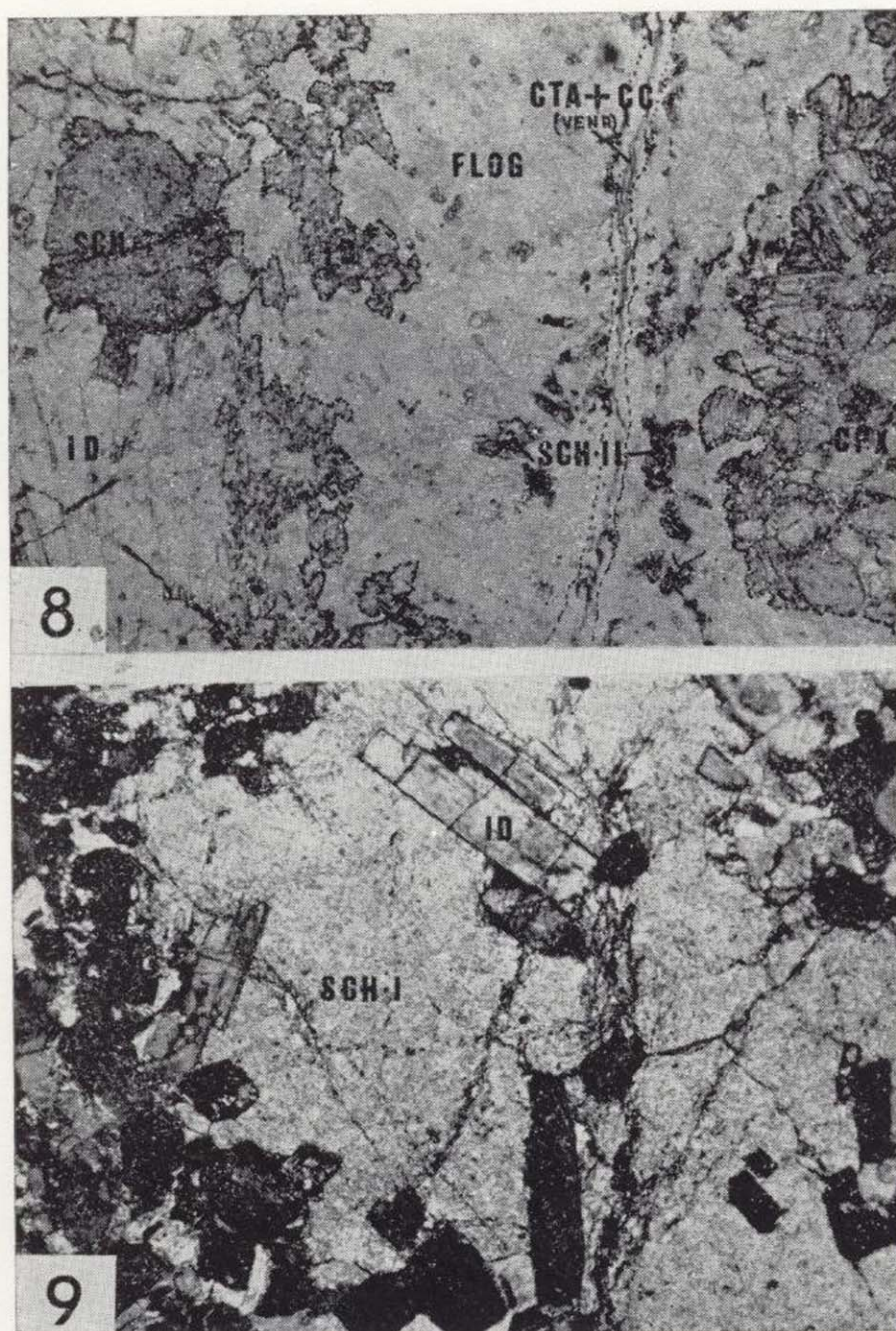


Figura 8.—Skarn en venas. Aspecto de los reemplazamientos zonados en grietas de tensión. S-28. LN. $\times 40$.

Figura 9.—Skarn en venas: Cristal de scheelita I englobando poiquiloblásticamente prismas idiomorfos de idocrasa. S-29. LP. $\times 100$.

sor y capas de 0,5-0,8 cm. con aspecto de mármol de grano fino de color gris claro, con gran continuidad lateral y paralelismo aparente. En detalle, se observa una cierta sinuosidad de las venas y bifurcaciones e intersecciones a lo largo de su recorrido. Esta laminación es perpendicular aquí a la estratificación.

Pese a su apariencia uniforme, se observan distintos tipos de vénulas incluso a nivel de preparación, mostrando sustitución de sus asociaciones minerales por otras a lo largo de su trazado. Se han observado las siguientes asociaciones, que se exponen en sentido cronológico:

1) Venas de clinopiroxeno con flogopita accesoria.

2) Venas de condrodita incolora (condr. II, FeO=3 por 100, anal. 14), también con flogopita accesoria y abundante grafito.

3) Venas y reemplazamientos de las dos anteriores, consistentes en flogopita masiva (glimmerita) (FeO=1,19 por 100, anal. 12), condrodita amarillo-anaranjada (condr. III, FeO=4,65 por ciento, anal. 15), clintonita en haces palmeados (anal. 16), abundante scheelita en granos anhedrales de unos 1-2 mm., casiterita parda idiomorfa, grafito y sulfuros (fig. 10). Estos últimos consisten en loellingita, arsenopirita, pirrotina, esfalerita y calcopirita.

La loellingita se ha encontrado únicamente en masas irregulares dentro de los cristales idiomorfos de arsenopirita y separada de la pirrotina (fig. 11). Los cristales de arsenopirita son variablemente cataclásticos y no presentan zonación apreciable, por lo que se puede suponer un intervalo de crecimiento con relativamente pocas variaciones fisicoquímicas del medio (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976). Característica a destacar de esta arsenopirita es la alta relación As/S (2,57-2,61), encontrada únicamente en raros ambientes muy desulfurados (KRETSCHMAR y SCOTT, op. cit.)

Esta compleja asociación forma venas independientes que reemplazan lateralmente al tipo 1, y también se observan como reemplazamientos en las venas de tipo 2, dando lugar a una microzonación transversal.

4) Cloritización que afecta a todos los minerales, pero que tiende a instalarse en las venas zonadas tipo 3 en la interfase entre ambas zonas.

5) Finalmente, y discordantes con la venulación anterior, hay fisuras rellenas de fluorita (figura 12).

Los niveles claros entre las vénulas corresponden al mármol huésped muy transformado (calcifiro). Consisten en calcita, condrodita I incolora (anal. 13) formando agregados policristalinos globulosos, algo de flogopita y, como rasgo más destacable, abundante fluoborita en prismas aislados. Esta fluoborita muestra en conjunto una cierta disposición radiada o intercrecimientos

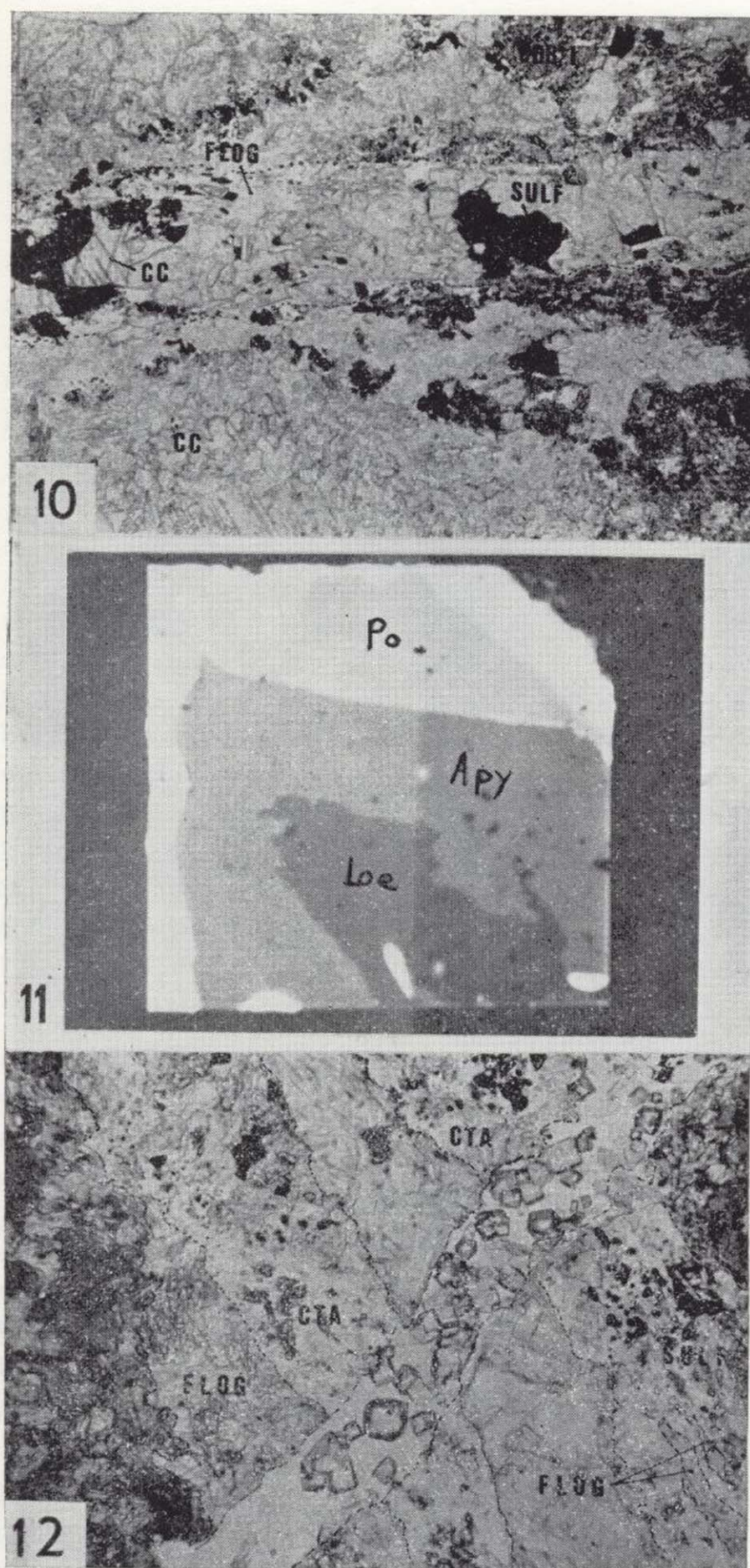


Figura 10.—Skarn laminar: Aspecto petrográfico de las vénulas III. 73467. LN. $\times 40$.

Figura 11.—Skarn laminar: Cristal de arsenopirita englobando loellingita y bordeada por pirrotina. S-30. Imagen obtenida por microsonda electrónica.

Figura 12.—Skarn laminar: Fractura tardía y discordante de fluorita sobre vénula zonada. 10842. LN. $\times 100$.

simplectíticos junto con algo de dolomita en la calcita. Por otro lado, se conservan granos de espinela verde del mármol original con texturas

de desequilibrio. Esta asociación es reemplazada por los minerales que forman las venas de tipo 3, destacando la sustitución del borde de los glóbulos de la condrodita II incolora por la condrodita III amarilla intensa. Finalmente se forman cloritas tipo clinocloro (anal. 26), fundamentalmente a expensas de minerales del grupo de la humita y de la flogopita.

Se han observado en las vénulas y en el calcíforo que tanto los cambios laterales mineralógicos en las primeras como la presencia o no de fluoborita en el segunda parecen corresponder, en cierta medida, a las variaciones composicionales del mármol original, que son perpendiculares a la dirección de las venas.

Este skarn laminar es semejante estructuralmente, aunque no composicionalmente, a la «wrigglita» de KWAK y ASKINS (1981) en el skarn de F-Sn-W de Moina (Tasmania) y al skarn, también de F-Sn-W, en venas bandeadas de DOBSON (1982) en Lost River (Alaska). Destaca su paralelismo con fracturas y su discordancia con la estratificación e implica un importante control estructural en la circulación de los fluidos metamórficos, que también ha quedado demostrada en el skarn en venas.

En estos dos tipos de skarn sobre el mármol dolomítico se observa un alto contenido en F, principalmente en las condroditas (hasta un 6,5 por 100), flogopita (hasta un 4,7 por 100), idocrasa, anfíbol y clintonita, y que se manifiesta en la aparición de fluorita tardía. Por otro lado, la presencia de fluoborita atestigua el importante papel del boro en la génesis del skarn laminar.

Skarn sobre el leucogneis

En el corte del leucogneis junto al camino se observa que éste experimenta una profunda transformación de límites imprecisos consistentes en manchas y en las que se asocian espacialmente dos tipos de modificaciones. Por un lado se forma una roca albítica, que constituye el fondo, sobre el que se destaca un conjunto de nódulos zonados de distintas tonalidades de color verde, y filoncillos de igual naturaleza (endoskarn, figura 13).

La albita consiste en una roca heterogranoblástica de grano medio a muy grueso (3-15 mm.) formada por cristales ehedrales de albita (an_{10}) que dejan cavidades intersetales rellenas por una clorita de tipo ripidolita (anal. 27) microcrista-

lina, formando agregados de microglóbulos con texturas radiadas (fig. 14). Sobre éstas destacan a veces grandes placas de biotita degradada a biotita verde o clorita. Abundan en estas cavidades cristales aciculares de un mineral del grupo de la esfena (Al=7,80; posiblemente de tipo grothita) con fluorescencia amarillo verdosa a la luz ultravioleta corta. Asimismo hay pequeños granos escasos de scheelita.

Con posterioridad, y sobre la albitita, tienen lugar una serie de transformaciones de poca intensidad y cronológicamente mal definidas consistentes, primero, en una silicificación (greisen); luego, un reemplazamiento en parches de la albitita por feldespatos potásicos, y, finalmente, una venulación de calcita con formación de rebordes locales de albita pura y quizá sericitización sincrónica en los núcleos más básicos de los cristales de plagioclasa.

Los nódulos y filoncillos verdes constituyen, sin lugar a dudas, el rasgo más sobresaliente de estas rocas. Los primeros son cuerpos subsféricos o elipsoidales de bordes irregulares ameboides, con tamaños de grano comprendidos entre algunos centímetros y 2 dm. Muestran una tonalidad variable desde amarillo-verdosa a verde oscura y se percibe claramente una zonación interna (fig. 13). El contacto con la albitita huésped es muy neto en todos los casos. Los filoncillos, de trazado muy sinuoso, están también zonados y destacan macroscópicamente crecimientos transversales a la vena de grandes prismas de anfíbol (7-8 cm.) sobre un núcleo amarillo pálido, así como una película de flogopita formando el contacto con la albitita.

Las zonas que forman los nódulos tienen límites bastante netos y representan etapas sucesivas de reemplazamiento, en unos casos de tipo unidireccional (hacia el núcleo del nódulo) y en otros hacia dentro y hacia la albitita. Por otro lado, la sucesión zonal varía de unos nódulos a otros. Esquemáticamente las sucesiones observadas desde el núcleo hasta la albitita greisenificada (A. G.) son:

- I) cpx ← anf inc. ← anf inc. ← cta+Q → A.G.
 (+flog) +flog uralítico
- II) anf inc. ← anf inc. ← cta+Q → A.G.
 flog+fluo uralítico
- III) anf inc. ← cta+Q ← cta → A.G.
- IV) ab+cta ← Q+ser → A.G.
 +floo
- (+Q)

El apatito llega a ser componente importante en algunas zonas. La sucesión IV) coincide con una intensa alteración de la albita del núcleo a minerales arcillosos y calcita, probablemente en relación con la zona intermedia (Q+ser). Esta

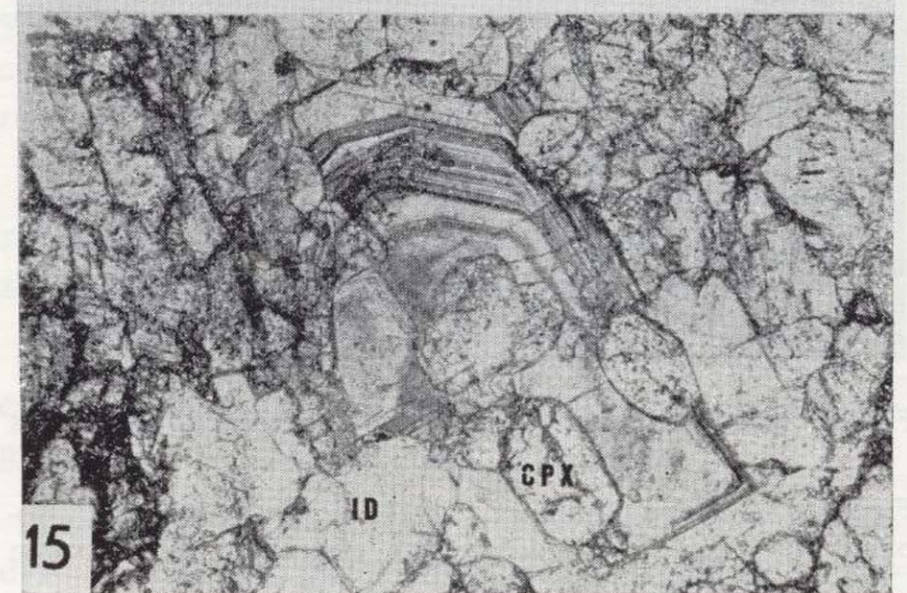
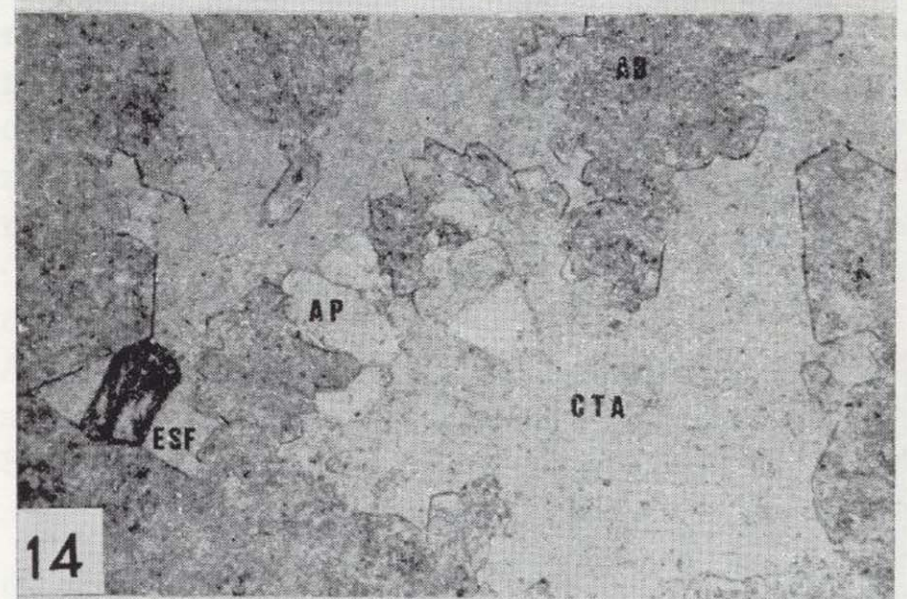
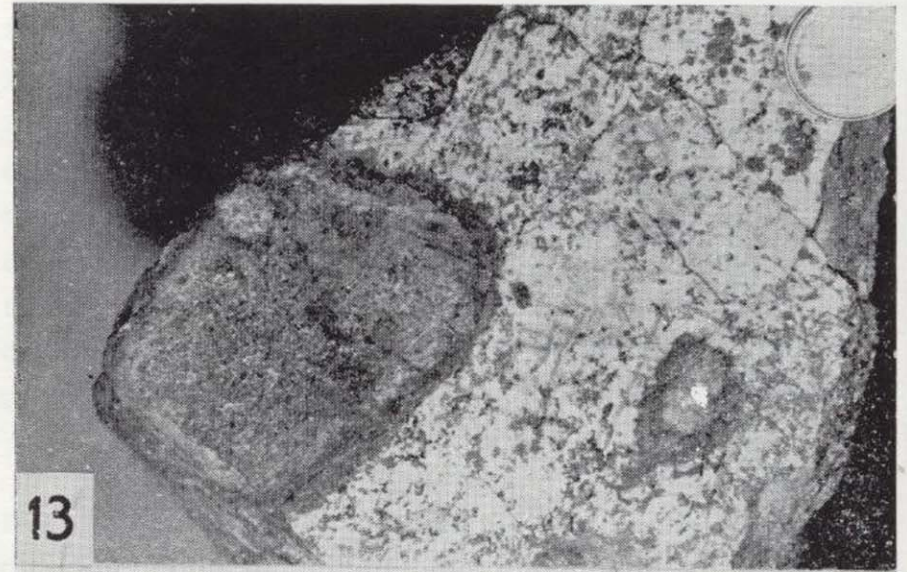


Figura 13.—Endoskarn en nódulos sobre la albitita. S-43.

Figura 14.—Aspecto textural de la albitita S-39. LN. $\times 100$.

Figura 15.—Skarn sobre roca de silicatos cálcicos: Mineral zonado (anal. 23, cuadro 1) sustituyendo a idocrasa. 51938. LN. $\times 100$.

lina, formando agregados de microglóbulos con texturas radiadas (fig. 14). Sobre éstas destacan a veces grandes placas de biotita degradada a biotita verde o clorita. Abundan en estas cavidades cristales aciculares de un mineral del grupo de la esfena ($Al=7,80$; posiblemente de tipo grothita) con fluorescencia amarillo verdosa a la luz ultravioleta corta. Asimismo hay pequeños granos escasos de scheelita.

Con posterioridad, y sobre la albitita, tienen lugar una serie de transformaciones de poca intensidad y cronológicamente mal definidas consistentes, primero, en una silicificación (greisen); luego, un reemplazamiento en parches de la albitita por feldespato potásico, y, finalmente, una venulación de calcita con formación de rebordes locales de albita pura y quizá sericitización sincrónica en los núcleos más básicos de los cristales de plagioclasa.

Los nódulos y filoncillos verdes constituyen, sin lugar a dudas, el rasgo más sobresaliente de estas rocas. Los primeros son cuerpos subesféricos o elipsoidales de bordes irregulares ameboides, con tamaños de grano comprendidos entre algunos centímetros y 2 dm. Muestran una tonalidad variable desde amarillo-verdosa a verde oscura y se percibe claramente una zonación interna (fig. 13). El contacto con la albitita huésped es muy neto en todos los casos. Los filoncillos, de trazado muy sinuoso, están también zonados y destacan macroscópicamente crecimientos transversales a la vena de grandes prismas de anfíbol (7-8 cm.) sobre un núcleo amarillo pálido, así como una película de flogopita formando el contacto con la albitita.

Las zonas que forman los nódulos tienen límites bastante netos y representan etapas sucesivas de reemplazamiento, en unos casos de tipo unidireccional (hacia el núcleo del nódulo) y en otros hacia dentro y hacia la albitita. Por otro lado, la sucesión zonal varía de unos nódulos a otros. Esquemáticamente las sucesiones observadas desde el núcleo hasta la albitita greisenificada (A. G.) son:

- I) cpx ← anf inc. ← anf inc. ← cta+Q → A.G.
 (+flog) +flog uralítico
- II) anf inc. ← anf inc. ← cta+Q → A.G.
 flog+fluo uralítico
- III) anf inc. ← cta+Q ← cta → A.G.
- IV) ab+cta ← Q+ser → A.G.
 +fluo
 (+Q)

El apatito llega a ser componente importante en algunas zonas. La sucesión IV) coincide con una intensa alteración de la albita del núcleo a minerales arcillosos y calcita, probablemente en relación con la zona intermedia (Q+ser). Esta

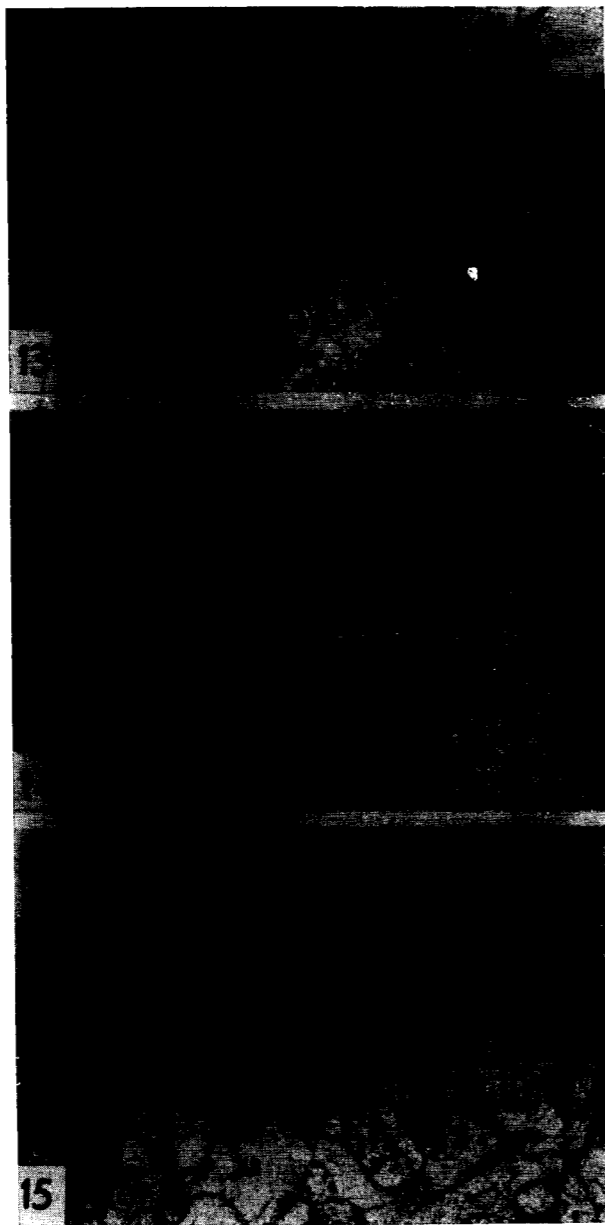


Figura 13.—Endoskarn en nódulos sobre la albitita. S-43.

Figura 14.—Aspecto textural de la albitita S-39. LN. $\times 100$.

Figura 15.—Skarn sobre roca de silicatos cálcicos: Mineral zonado (anal. 23, cuadro 1) sustituyendo a idocrasa. 51938. LN. $\times 100$.

consiste en un ribete microcristalino negro que define el borde del nódulo.

Como puede verse, existe un verdadero solapamiento en las sucesiones zonales de los distintos nódulos, lo que sugiere crecimiento continuo a lo largo del tiempo, siendo los más antiguos los que presentan la sucesión más completa. Las sucesivas zonas se van formando por reemplazamiento a partir del borde del nódulo progresando hacia el interior, probablemente en relación con temperaturas decrecientes.

En los filoncillos la sucesión zonal es semejante. En el núcleo se conserva clinopiroxeno diopsideo ($FeO=1,37$ por 100, anal. 4) sobre el que crecen casi perpendicularmente a las venas grandes cristales de tremolita ($FeO=3,06$ por 100, anal. 21) con salbandas flogopíticas. Sobre el anfíbol anterior, y preferentemente a favor de los bordes de los granos relictos del clinopiroxeno del núcleo, se desarrollan posteriormente crecimientos de un segundo anfíbol fibroso, también tremolítico ($FeO=1,76$ por 100, anal. 22). Finalmente, tienen lugar reemplazamientos tardíos con forma de manchas ocre compuestas por minerales arcillosos, sericitas y cubos de pirita.

La sucesión zonal en nódulos y filoncillos en la albitita es parecida a la del skarn en venas y laminar en el mármol dolomítico; esquemáticamente se distingue una primera etapa con clinopiroxeno, una segunda con anfíbol y flogopita y una tercera de clorita. En los nódulos se observa, sin embargo, un anfíbol II y la presencia de cuarzo en las zonas externas. A su vez, la fase de alteración final (sericitas, minerales arcillosos, calcita, albita, cuarzo, pirita) no se observa en el skarn sobre el mármol.

La relación temporal entre la formación de los nódulos y filoncillos y la de la albitita es dudosa. Por un lado, las zonas externas de clorita y cuarzo o clorita avanzan en ambas direcciones reemplazando tanto a la albitita como a la zona de anfíbol fibroso (en los nódulos) confirmando que el crecimiento del nódulo continúa una vez formada la albitita. Sin embargo, la relación entre ésta y las zonas de núcleo del nódulo no está bien definida. A falta de otros datos se piensa que la albitita se forma durante la etapa de crecimiento de la zona con anfíbol y flogopita, basándonos en el supuesto de que en dicha zona tiene lugar la fijación de parte del K liberado por la albitización de leucogneis.

Alteración sobre el granito

En esta zona apical el granito presenta un tipo de alteración restringido a manchas irregulares que se interpretan como «pipas» o chimeneas groseramente circulares, por las que ha debido existir una importante circulación hidrotermal.

En estas zonas, tanto la adamellita biotítica principal como las facies apicales de adamellitas y leucoadamellitas de dos micas están transformadas a una roca de grano medio de color ocre y muy oquerosa. Del primitivo granito sólo se conservan los cristales de feldespato potásico muy corroídos, inmersos en una matriz de neoformación afanítica granoblástica formada por albita y concentraciones de glóbulos radiales de clorita (albitita). Destacan abundantes cavidades de corrosión tapizadas por goethita y grandes cristales de pirita (2-3 mm.) probablemente asociados a las mismas.

Skarn sobre rocas de silicatos cálcicos

El primer problema que plantean estos skarns es el de separar los efectos metamórficos en relación con el granito de los debidos al metamorfismo regional previo. Como se sabe, durante este último las rocas de silicatos cálcicos tienden a reaccionar fácilmente con las litologías más silícico-alumínicas adyacentes (esquistos, gneises...), dando lugar así a skarns bimetasomáticos, también llamados difusionales (ZHARIKOV, 1970) o de contacto (EINAUDI y BURT, 1982), que con frecuencia muestran texturas postcinemáticas fácilmente confundibles con los generados por intrusiones cercanas.

Hemos distinguido así dos grupos de transformaciones bimetasomáticas sobre las rocas de silicatos cálcicos del Carro del Diablo y que se suceden en el tiempo:

1) Formación de un skarnoide bimineral de granate rico en grossularia en grandes cristales coalescentes y clinopiroxeno. Sobre este granate, y a partir de sus bordes, se desarrollan con posterioridad espectaculares crecimientos de prismas de idocrasa en agregados fasciculares y radiales, sin que desaparezca el clinopiroxeno, aunque siempre con bordes muy irregulares. En algún caso se observa algo de clinozoisita tardía.

2) Skarn poco desarrollado en fisuras capi-

lares o como reemplazamientos insignificantes del skarn anterior, consistentes en madejas de anfíbol asbestiforme tremolítico, plagioclasa de tipo albita-oligoclasa (an₁₀₋₄₀) y como accesorio, apatito. En algunas muestras se observa una segunda generación de fisuras con rellenos de anfíbol, también fibroso o prismático, flogopita vermiculitizada y calcita.

El primer grupo de transformaciones se observa también en otros skarns de la región, que serán tratados posteriormente (Laguna de los Pájaros, Arroyo del Artiñuelo). Todos ellos presentan cantidades variables de scheelita, y aunque su relación con el granito propuesta por TORNOS (1981) no es definitiva, nos inclinamos por ella en base sobre todo al aspecto masivo que adquieren junto al contacto. El segundo tipo de transformaciones parece exclusivo del Carro del Diablo, y por ello queda fuera de duda su origen infiltracional en la aureola del granito.

RELACIONES TEMPORALES DEL METASOMATISMO

En el cuadro III se han representado las sucesivas transformaciones de las distintas litologías que han sido afectadas por los cambios metasomáticos en el Carro del Diablo. Estas transformaciones se han agrupado en cuatro facies de temperatura y se han incluido los eventos tectónicos frágiles (fallas, cataclisis, etc.) que las jalonan.

La correlación se basa en dos supuestos:

- a) El desarrollo de un tipo de reemplazamientos (p. ej., flogopitización acompañada de anfíbol) es sincrónico en todas las rocas donde aparece, dado el pequeño tamaño del afloramiento.
- b) La formación de albita en el leucogneis y en el granito (que implica extracción de K, entre otros) la suponemos sincrónica y complementaria

CUADRO III

Skarn del Carro del Diablo (esquema de evolución temporal)

Facies de T.	Skarn en venas	Skarn laminar	Skarn sobre rocas de silicatos-Ca.	Alteración sobre leucogneis	Alteración sobre granito
T. ALTA	MARMOL ~~~~~ cpx (+flog) ~~~~~ Id + sch-I (⁺ gr, ⁺ esf, ⁺ cc) ~~~~~	MARMOL ~~~~~ cpx(+flog+cc) ?	gr + cpx idocrasa ~~~~~	cpx(+flog) v*	n* "solidus" granito-Ms
T. MEDIA	flog (glinmerita) (⁺ Anf, ⁺ clint, ⁺ F, ⁺ sch-II, ⁺ Sulf)	calcifiro cc+cdr-I +sp+flog cdr-II+gf +fbo (+flog+Sulf) flog+cdr-III+clint +sch+Sulf.	anf-I + pl ~~~~~ anf-II+flog+cc	Albitita ab + cta v*	n* Albitita ab + cta (+ap + esf-Al)
T. BAJA	cta + cc (⁺ serp)	cta	vermiculitización	Greisen cuarzo Fpato-K Anf-II cta+Q (-F)	n*
T. muy BAJA	fluorita	fluorita		"seric" (⁺ cc, ⁺ ab) min. arc. cc, Q	n* "sericitas" cavidades+Py óxidos de Fe (supergénicos)

~~~~~ = Episodios de deformación frágil.

con la flogopitización intensa (fijación de K) en las litologías calcomagnéticas. Esta última suposición implica que la etapa de flogopitización es postmagmática, dado que la albitita también lo es.

Por otro lado, la etapa de temperatura alta (venas y vénulas de clinopiroxeno con idocrasa y scheelita I en el mármol, nódulos y venas de clinopiroxeno en el leucogneis y skarnoide de clinopiroxeno, granate e idocrasa) podría ser tardimagmática. Hemos de recordar en este sentido que no se ha observado endoskarn sobre el granito, lo que significa una velocidad alta de escape de los fluidos transmagnéticos; superior a la necesaria para que sea eficaz la contradifusión de Ca, Mg, CO<sub>2</sub>... hacia el granito, pero también una formación de al menos la etapa de alta temperatura del exoskarn cuando el granito no había cristalizado del todo. Algunos datos de temperaturas, que se exponen posteriormente, apuntan también en este sentido.

En el caso de los nódulos en el leucogneis, posiblemente éstos comenzaron a formarse antes de la albitización y siguieron creciendo durante y con posterioridad al desarrollo de ésta.

En el cuadro III se destaca también la relación entre el skarn y los episodios de deformación. El sistema de fracturas mencionado inicialmente debió de tener una actividad pulsante durante la formación del skarn. Como puede verse además, las sucesivas etapas de reemplazamientos se inician por lo general en relación con un episodio tectónico. Estos episodios debieron producir alteración en el régimen hidráulico del encajante y con ello cambios bruscos en la composición de la fase fluida. La confirmación de este punto exige un estudio, ya en preparación, sobre inclusiones fluidas.

CONDICIONES P-T DE FORMACION DEL SKARN

Los skarns son sistemas geológicos abiertos en los cuales la interacción de los fluidos con las rocas preexistentes es un complejo proceso en el que los componentes químicos pueden ser termodinámicamente inertes o perfectamente móviles (KORZHINSKII, 1959) según que sus potenciales químicos estén tamponados o no, respectivamente, por la roca en vías de reemplazamiento. La

progresiva tendencia a la movilización de los componentes en los skarns se traduce en complicados esquemas de zonación en los que las diferentes zonas (dominios de equilibrio local de THOMPSON, 1959) están formados por unos pocos minerales, siendo frecuentemente incluso monominerales.

Este carácter multivariante del skarn, como puede comprenderse fácilmente, es una seria dificultad a la hora de establecer los valores de los parámetros intensivos P-T y los potenciales químicos de los componentes, por lo que las estimaciones han de estar apoyadas en criterios indirectos.

Así, en el caso del skarn del Carro del Diablo la presión máxima de carga (P<sub>L</sub>) debió ser inferior al valor del punto invariante del sistema Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (andalucita en la aureola de contacto), que es de 3,76 ± 0,3 Kb según HOLDAWAY (1971) o aproximadamente 5 Kb si se toma el valor medio de varias determinaciones anteriores (MULLER y SAXENA, 1977). Asimismo, la composición de cordieritas y biotitas en equilibrio en las adamellitas con sillimanita de otros cuerpos graníticos del Sistema Central Español (CASQUET y PEINADO, in litt.) indican una presión durante la cristalización de unos 3,6-3,7 Kb, asumiendo razonablemente una temperatura «solidus» de aproximadamente 675°C y empleando resultados experimentales en HOLDAWAY y LEE (1977).

Por otro lado, la presencia junto al skarn de granitos de dos micas indica una presión mínima de fluido (P<sub>F</sub>) de unos 2,5 Kb, que es el límite inferior de estabilidad de la moscovita ortomagmática (WYLLIE, 1977).

Asimismo, la composición de esfaleritas (contenido de FeS), en equilibrio con pirrotina y en ausencia de pirita (anal. 8 y 9), indican una presión mínima de carga (P<sub>L</sub>) de unos 2 a 2,4 Kb (±0,5) en base a los datos de HUTCHINSON y SCOTT (1981).

Parece, pues, razonable pensar que las presiones de carga y del fluido, probablemente no muy distintas, se situaron entre los 2,0 y 3,5 Kb.

Como puede observarse (cuadro III) existen cuatro etapas o tipos de skarn en facies de temperatura en base a criterios petrográficos. La facies de alta T se supone anterior a la cristalización completa del granito de dos micas, que es de unos 660°C para 2,5 Kb (WYLLIE, 1977).

En coincidencia con esto, la asociación espinela, forsterita y calcita en el mármol dolomítico no afectado durante la formación del skarn con venas de clinopiroxeno, indica un valor mínimo de T de unos 630°C para valores medios de la fracción molar de CO<sub>2</sub>, a unos 2 Kb de P<sub>F</sub> (WIDMARK, 1980).

La temperatura superior para el skarn con idocrasa fue inferior a los 725°C, que es el límite superior de estabilidad de este mineral (HOCHELLA et al., 1982).

El desarrollo de las facies de temperatura media, a la que se asocia la albitización en el leucogneis y en el granito, es claramente posterior a la solidificación de este último. Su límite inferior, en base a la estabilidad de condrodita y calcita y a la estabilidad de la fluoborita (TELL, 1972), es de unos 375°C (P<sub>T</sub>=P<sub>H2O</sub>) y 400°C, respectivamente. El límite inferior de estabilidad de la idocrasa en fluidos acuosos es también de unos 400°C.

Asimismo, la intersección de las isoplejas de las arsenopiritas analizadas (anal. 1, 2 y 3) en el sistema Fe-As-S (KRETSCHMAR y SCOTT, 1976) con la curva tampón loe+po=apy (BARTON y SKINNER, 1979), definen un intervalo de temperaturas entre 350 y 400°C y unas log fS<sub>2</sub> entre -10 y -12 (figura 16). Estos datos quedan reforzados con los

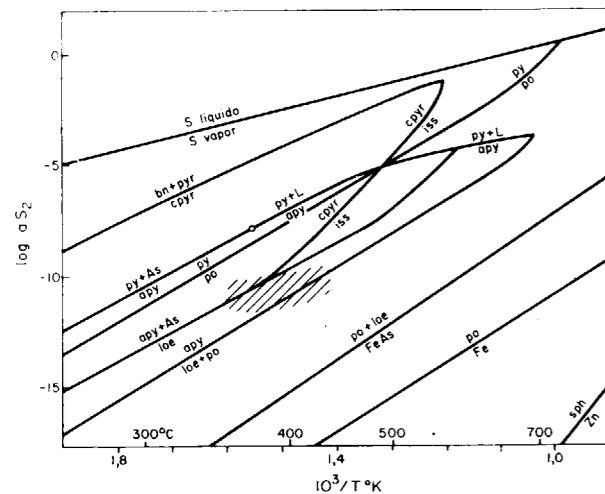


Figura 16.—Diagrama log aS<sub>2</sub>-T. Basado en datos de BARTON y SKINNER (1979) y KRETSCHMAR y SCOTT (1976). El área rayada corresponde a las condiciones del skarn durante la etapa de T intermedia.

de composiciones de las pirrotinas (anal. 13 y 14, BARTON y SKINNER, *op. cit.*) y composición de las estanninas (MOH, 1975).

En resumen, estas facies las situamos entre los 350°C y 650°C.

Los límites inferiores para las transformaciones de baja temperatura son, por el momento, difíciles de estimar.

#### ASPECTOS GEOQUIMICOS

El skarn apodolomítico del Carro del Diablo presenta características típicas de un skarn magnético (ZHARIKOV, 1970). El comportamiento inerte de este componente, tamponado por el medio dolomítico, determina la composición magnética dominante de los minerales de este tipo de skarn: minerales del grupo de la humita, espinela, clinopiroxeno, pargasita, flogopita, cloritas, etc., que aparecen bien desarrollados en este caso.

ZHARIKOV (*op. cit.*) establece, además, dos tipos de skarn magnético: los de la etapa magmática y los postmagmáticos, distinguiendo en ellos una serie de tipos (facies) caracterizados por distintos regímenes de actividades de los componentes perfectamente móviles principales (álcalis y Fe), esto es, aquellos cuyo potencial químico está definido externamente al sistema, considerado en equilibrio local con las disoluciones hidrotermales transmagnéticas.

Como se ha visto, las transformaciones son mayoritariamente postmagmáticas, aunque la primera etapa [venas y nódulos de cpx (+flog)] son probablemente tardimagmáticas pese al bajo contenido en fassaíta del clinopiroxeno, rasgo descrito por ZHARIKOV (1970) como distintivo de skarn de esta etapa.

Por lo que respecta a las facies de alcalinidad-ferruginosidad en los skarns magnéticos postmagmáticos (piroxeno-espinela, espinela-pargasita, flogopita y flogopita-pargasita) parece claro que en nuestro caso están bien representados los de flogopita y flogopita-pargasita, que reflejan un régimen normal de alcalinidad y ferruginosidad de moderada a alta, respectivamente.

Estos regímenes de ferruginosidad se mantienen hasta la etapa de reemplazamientos cloríticos

(Fe/Fe+Mg=0,02, aprox., en el primer caso, y 0,24 en el segundo).

El aumento progresivo de la ferruginosidad del medio se refleja también en las composiciones de las condroditas (Fe/Fe+Mg=0,01 en cond. I, 0,03 en cond. II y 0,05 en cond. III).

La existencia en los skarns apodolomíticos de venas de reemplazamiento, que se inician con una etapa de idocrasa+scheelita sobre el skarn magnético con clinopiroxeno y flogopita anterior, confirma la existencia de lo que se denominan imposiciones o recurrencias cálcicas y que se observan característicamente en este tipo de skarns, principalmente estanníferos (EINAUDI et al., 1981). Los fluidos hidrotermales se hacen más cálcicos, precipitando entonces la idocrasa y el granate. Este ascenso brusco de la actividad del Ca determina posiblemente la del producto de solubilidad de la scheelita, que precipita junto a la idocrasa (sch I). Estas recurrencias cálcicas son sólo locales (sólo se han visto en el skarn en venas) y evolucionan de nuevo a un régimen magnético normal, como indican las zonas subsiguientes de flogopita y flogopita+scheelita (sch II) en las mismas.

La existencia de dos generaciones de scheelita se puede explicar por la existencia de un máximo en la curva de solubilidad de este mineral en solución acuosa, detectado por FOSTER (1977) a menos de 2 Kb. El máximo de solubilidad a 450°C es compatible con los límites térmicos para las diferentes etapas de reemplazamiento discutidas anteriormente. No obstante, el problema debe ser más complejo debido a la presencia de Cl y F en las disoluciones, así como a aspectos tales como la relación de actividades aCa<sup>2+</sup>/aFe<sup>2+</sup> en el fluido (probablemente siempre suficientemente alta en nuestro caso, por lo menos para condiciones supercríticas) y el pH, muy importante a temperaturas subcríticas (FOSTER, *op. cit.*).

En cualquier caso, la precipitación parece ser favorecida por un medio de tendencia alcalina.

Rasgo importante del skarn apodolomítico son las muy bajas fS<sub>2</sub> y fO<sub>2</sub> que debió de tener durante su formación y que se manifiestan en los siguientes aspectos: presencia de grafito abundante en el skarn laminar, estado divalente del Fe en los minerales en los que está presente (clinopiroxeno, anfíbol, flogopita...) y bajo contenido en S de los sulfuros (pirrotina, loellingita, arsenopi-

rita). En ningún caso se ha observado pirita ni magnetita.

La composición de la fase fluida generadora del skarn se puede referir al sistema C-O-H-S. En presencia de grafito+pirrotina+pirita la fO<sub>2</sub> está definida para una P<sub>F</sub> y T dadas (OHMOTO y KERRICH, 1977), mientras que la fS<sub>2</sub> queda definida por el tampón pirita-pirrotina. Para una T de ~ 350°C y P<sub>F</sub>~2 Kb la fO<sub>2</sub> vale 10<sup>-29</sup> bars, valor que podemos tomar como límite superior en nuestro caso, dada la ausencia de pirita en equilibrio con el grafito. Este valor da idea del carácter extremadamente reductor de este skarn.

Este valor se ha proyectado en la figura 17, donde están representados a 350°C los campos de estabilidad de los sulfuros-óxidos de Sn y de los sulfuros de Fe en un diagrama log fS<sub>2</sub>-log fO<sub>2</sub> (PATTERSON et al., 1981). La línea «S» separa el campo de estabilidad de casiterita del de la estannina en presencia de Cu y Fe en exceso. La presencia de estannina en el skarn en venas y de granos de casiterita en el de tipo laminar sugieren condiciones a ambos lados de dicha línea para fO<sub>2</sub> inferiores a los 10<sup>-29</sup> bars y dentro del campo de estabilidad de la pirrotina, lo que implica valores de fS<sub>2</sub> entre un máximo de 10<sup>-8</sup> y un mínimo de 10<sup>-13</sup> bars, aproximadamente. Estos datos apoyan los expuestos anteriormente en el capítulo de termometría.

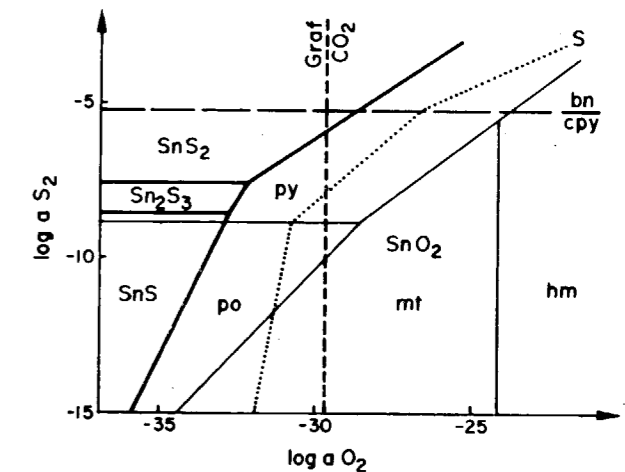


Figura 17.—Diagrama log aS<sub>2</sub>-log aO<sub>2</sub> a 350°C y 2 Kb para los sulfuros y óxidos de Cu, Sn y Fe. La línea «S» separa el campo de estabilidad de la casiterita en presencia en exceso de Cu y Fe (a la derecha) del de la estannina (PATTERSON et al., 1981). La situación de la recta Graf-CO<sub>2</sub> basada en los datos de OHMOTO y KERRICK (1977).

En lo que respecta a la composición de la fase fluida, los tres componentes principales en presencia de grafito son el CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>, cuya proporción depende del valor de la fO<sub>2</sub> por debajo del correspondiente a la curva de máxima estabilidad del grafito. Así, a fO<sub>2</sub> altas domina el CO<sub>2</sub>, a fugacidades intermedias el H<sub>2</sub>O, y en medios muy reductores, el CH<sub>4</sub> (OHMOTO y KERRICK, 1977). Este carácter reductor del medio explica la pobreza en Mo de la scheelita (GUY, 1979).

La consecuencia de esto es que si la fO<sub>2</sub> ha sido suficientemente baja, la composición de la fase fluida no se puede describir en términos de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O únicamente, sino que la fracción molar de metano (X<sub>CH<sub>4</sub></sub>) puede ser importante, incluso dominante. Se pretende que este particular quede confirmado mediante el estudio de inclusiones fluidas. No obstante, la proximidad de la curva de equilibrio estannina-casiterita (fig. 17) al valor de la fO<sub>2</sub> correspondiente al límite de estabilidad del grafito, hace suponer que la fase fluida estuvo mayoritariamente formada por CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O.

Dado, sin embargo, el carácter multivariante de las diferentes asociaciones del skarn, constituidas por pocos minerales, la determinación de la relación X<sub>H<sub>2</sub>O</sub>/X<sub>CO<sub>2</sub></sub> resulta muy difícil de determinar. Así, el campo de estabilidad de la clinohumita se sitúa en el lado pobre en CO<sub>2</sub> en una tipología isobárica T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub>, pero su amplitud relativa respecto al de la forsterita depende a su vez del contenido en F (X<sub>F<sup>chum</sup></sub>), siendo por tanto mayor, a medida que aumenta éste (RICE, 1980). Parece razonable pensar que el comportamiento de la condrodita sea parecido al de la clinohumita. La presencia de idocrasa confirma la contribución importante del H<sub>2</sub>O en la fase fluida.

Respecto al F, su papel en la formación de este skarn ha debido ser decisivo, como lo demuestran los altos contenidos en diversos minerales (idocrasa, flogopita, condrodita, clintonita, anfíbol, fluoborita, fluorita) Es probable que la propia presencia de idocrasa, así como la de la condrodita, se deban a la presencia de F en la fase fluida (ver, por ej., ITO y AREM, 1970), hecho que parece característico de los skarns wolframíferos. La actividad del F debió de ir en aumento hasta permitir que en la etapa de baja T precipitara fluorita. En cualquier caso, su contenido en la fase fluida es siempre insignificante (MUÑOZ y LIDDINGTON, 1974), pues se fracciona fuertemente

en los sólidos. La tendencia de fraccionamiento observada es:

Condrodita → flogopita → idocrasa, anfíbol, clintonita → clorita,

que coincide con el orden de fraccionamiento descrito por RICE (1980).

#### COMPOSICION DEL SKARN (W, Sn, Mo y otros metales base)

En el cuadro IV se representan los análisis de cinco rocas del Carro del Diablo; una adamellita de dos micas próxima al contacto, otra del skarn laminar y tres del tipo en venas.

Las dos primeras son rocas homogéneas, mientras que las muestras del skarn en venas consisten en venas de clinopiroxeno con reemplazamientos de idocrasa-glimmerita en grietas. Son, pues, rocas heterogéneas, por lo que los datos obtenidos son simplemente valores medios orientativos. En todas las rocas se analizó también el Mo, no detectándose en ningún caso.

##### a) W-Sn

El granito muestra valores de Sn normales, mientras que se encuentra enriquecido en W respecto a los contenidos medios de granitos de dos micas (15-45 ppm. de Sn, 5-7 ppm. de W, respectivamente, en el norte de Portugal, DERRE et al., 1982). El enriquecimiento de W se debe relacionar con la actividad hidrotermal, prueba de la cual son las cavidades miarolíticas con rellenos pegmatíticos de ms y Q.

En el skarn estos dos elementos muestran un fuerte enriquecimiento que confirma el papel concentrador del hidrotermalismo respecto a la diferenciación magmática. En el skarn en venas domina claramente el W sobre el Sn, el primero mayoritariamente en la scheelita, y el segundo en la estannina, pareciendo existir una correlación inversa entre ambos. La única muestra del skarn laminar confirma, sin embargo, una mayor cantidad relativa de Sn, aquí en forma de casiterita.

Esto parece ser debido a que el skarn laminar es un típico skarn de Mg-Sn (EINAUDI et al., 1981) con una recurrencia cálcica representada por la scheelita, más débil que la que existe en el skarn

CUADRO IV

|                                            | Sn (ppm) | W (ppm) | WO <sub>3</sub> * | Cu (ppm) | Pb (ppm) | Zn (ppm) |
|--------------------------------------------|----------|---------|-------------------|----------|----------|----------|
| Granito                                    | 20       | 30      | 0.004             | 45       | 112      | 52       |
| Skarn en venas S-26                        | 900      | 1960    | 0.25              | 35       | 68       | 891      |
| Skarn en venas S-29                        | 610      | 2920    | 0.37              | 412      | 576      | 1673     |
| Skarn en venas S-31                        | 370      | 1460    | 0.18              | 13       | 64       | 593      |
| Skarn laminar S-30                         | 1210     | 900     | 0.11              | 570      | 116      | 3223     |
| Granitos S. Central > 70% SiO <sub>2</sub> |          |         |                   | <15      | <40      | <10      |

en venas. La correlación inversa entre los dos elementos apunta en el mismo sentido.

Parece, pues, que el contenido de Sn y W en el skarn es el resultado de la superposición de dos evoluciones distintas y hasta cierto punto independientes de los fluidos hidrotermales; la primera, concentradora de Sn (vinculada al skarn magnésico) y la segunda de W (en relación con las recurrencias cálcicas).

Destacan, además, los valores relativamente altos de las leyes de ambos elementos. Como ejemplo, los skarns cálcico-wolframíferos de Costabona (Pirineos, GUY, 1979), tienen valores medios de 0,35 por 100 de WO<sub>3</sub>.

##### b) Metales base (Cu, Zn, Pb)

El granito de dos micas muestra un enriquecimiento en los tres elementos respecto a los valores normales para rocas muy diferenciadas (SiO<sub>2</sub> > 70 por 100) del Sistema Central Español (Cu < 15 ppm., Pb < 40 ppm., Zn < 10 ppm.) en base a los datos de APARICIO et al. (1975). Respecto a los skarns, destacan los elevados valores de Zn, en forma de esfalerita, en el skarn laminar.

#### OTROS SKARNS DEL MACIZO DEL PEÑALARA

Para dar una idea de conjunto se describen seguidamente y de forma somera los skarnoides que se observan en la ladera E del Macizo del Peñalara, dentro del área de influencia del granito, aunque su conexión genética con el mismo no está todavía suficientemente establecida.

Sin duda, los más interesantes son los de la

Laguna de los Pájaros, sobre rocas de silicatos cálcicos, y los que jalonan el Valle del Arroyo del Artiñuelo, asociados a los boudines de mármoles dolomíticos con rocas de silicatos cálcicos, iguales a los del Carro del Diablo (fig. 2).

Las rocas de silicatos cálcicos pre-skarn (TORNOS, 1981) muestran siempre un bandeado centimétrico relicto de la primitiva estratificación y están formadas por clinopiroxeno (diópsido-hedenbergita) y combinaciones de flogopita, microclina, plagioclasa y cuarzo.

Se han observado las siguientes etapas de reemplazamiento, que pueden variar localmente:

1.<sup>a</sup> Reemplazamiento de todos los minerales, excepto el clinopiroxeno, por granate rico en grosularia (anal. 5 y 6), siendo el clinopiroxeno en equilibrio de composición salítica (anal. 23). Esta etapa puede faltar en algunos skarnoides del Artiñuelo.

2.<sup>a</sup> Reemplazamiento del granate por idocrasa magnésica (anal. 8 y 9). En el caso del skarn sobre mármoles y rocas de silicatos cálcicos del Artiñuelo, en relación con una etapa de fracturación que produce grietas de tensión, persistiendo el clinopiroxeno estable. A esta etapa se añaden minerales como scheelita (sch I), fluorita, y un mineral que no se ha podido determinar y que se presenta como reemplazamientos zonados de la idocrasa (anal. 23, fig. 19 (\*)). Accesorios aparecen la calcita, allanita y esfena. Las plagioclasas relictas muestran una fuerte saussuritización.

3.<sup>a</sup> Una etapa de baja T (apokarn) cuyo desarrollo es muy variable en cuanto a intensidad y mineralogía de un punto a otro. En la zona de la Laguna de los Pájaros se han observado reemplazamientos de la idocrasa y granate por epidota (ps<sub>38</sub>, anal. 18 y 19), cuarzo, calcita, y a veces fluorita y esfena. El clinopiroxeno se conserva muy corroído.

En el valle del Artiñuelo el apokarn de baja T está dominado por anfíbol de tipo tremolita-actinolita procedente directamente de la transformación de la roca de silicatos cálcicos no afectada por las etapas anteriores. Localmente se han observado asociaciones de anfíbol, feldespato potásico

(\*) Este mineral presenta cantidades accesorias de SnO<sub>2</sub> (0,3 por 100), Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1 por 100), La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,7 por 100).

sico, arsenopirita, calcopirita, pirrotina, pirita y cuarzo, siendo el fenómeno más abundante el de sustitución del clinopiroxeno acompañado por la sericitización de los feldspatos y cloritización de la flogopita.

El granate en esta etapa se altera a calcita y cuarzo en fisurillas, aunque se pueden observar otros reemplazamientos por albita y esfena I seguidos de epidota, cuarzo y esfena II, que afectan tanto a la albita como al granate. En algunas muestras el conjunto granate+idocrasa+clinopiroxeno está transformado a epidota, actinolita, calcita, clorita y sulfuros, acompañados de un granate II, anisótropo (anal. 6).

## CONCLUSIONES

El skarn del Carro del Diablo pertenece a un tipo que se describe por primera vez en España, y que corresponde a un skarn magnésico-estannífero (casiterita-estannina) con recurrencias cálcico-wolframíferas (scheelita), típicas de estos skarns (ZHARIKOV, 1970, EINAUDI et al., 1981).

Su formación ha tenido lugar en condiciones de muy baja  $fO_2$  y  $fS_2$ , lo que parece explicar el bajo contenido en Mo de las scheelitas (HSU, 1977; GUY, 1979). Por otro lado, los volátiles juegan un papel significativo en la estabilización de diversos minerales (fluorita, condroditas, etc.).

Estas características de los skarns se suelen asociar a granitos mesozonales peraluminicos de la serie «S» de CHAPEL y WHITE (1974) o la aproximadamente equivalente serie ilmenítica de ISHIHARA (1981). En este sentido, y aunque todavía no se ha realizado una caracterización precisa de los granitos del Sistema Central español, éstos son predominantemente peraluminicos.

Respecto al origen del W y Sn parece claro que han sido aportados mediante fluidos hidrotermales desde el techo del stock graníticos. La participación de aguas de otra procedencia (conatas o freáticas) en este proceso es todavía desconocida.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al Prof. J. M. Fúster, por su lectura crítica del manuscrito, y a Juan

Locutura por su ayuda en el estudio de varias muestras. Parte de los análisis por microsonda se realizaron en el CENIM gracias a la amabilidad de Marcelino Torralba, Miguel Aballe y Paloma Avega, de la U. E. de Metalurgia Física, cuya constante ayuda, así como la de otros miembros de la unidad, nos ha sido de inapreciable valor. Asimismo nuestro agradecimiento a Martín Fernández, del IGME, que realizó las determinaciones por microsonda de varios minerales, y a Juan Martín Rubí, también del IGME, por los análisis de FRX. Nuestro agradecimiento expreso al IGME por las facilidades prestadas.

La esmerada labor de delineación fue realizada por Juan Manuel Angulo y la de fotografía por Eduardo Alegre, de la U. E. de Petrología (I. G. Económica), con los que quedamos reconocidos.

## BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.; BARRERA, J. L., y CASQUET, C.: *Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Pualar*. Est. Geol., 29, pp. 479-487 (1973).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 88, 145 pp. (1975).
- BARTON, P. B., y SKINNER, B. J.: *Sulfide mineral stabilities*. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, H. L. Barnes Ed., Wiley & Sons, 2 edic., pp. 278-403 (1979).
- BELLIDO, F.; CAPOTE, C.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILASECA, C.: *Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español*. Libro Guía de la excursión geológica de la VII Reunión sobre Geología del Oeste peninsular, pp. 1-48 (1981).
- BENCE, A. E., y ALBEE, L.: *Empirical corrections factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. Jour. Geol., 76-4, pp. 382-403, (1968).
- BIZOUARD, H.; METRICH, N., y CLOCCHIATTI, R.: *Essai de dosage par microsonde électronique de quelques éléments volatils (Cl, F et S) dans les liquides silicates inter et intracrystallins*. Bull. PIRSPEV, núm. 49, París, 11 pp. (1983).
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Las series anteorovíticas del Sistema Central Español*. Bol. Geol. y Min., t. 86-6, pp. 581-596 (1975).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Los grandes complejos estructurales del Sistema Central. Modelo de evolución tectonometamórfica*. Rev. Real Acad. Cien. Exact., Fís. y Nat. de Madrid, t. 86-2, pp. 314-331 (1982).
- CARANDELL, J.: *Las calizas cristalinas del Guadarrama*. Trab. Mus. Nac. de C. Nat. de Madrid, sección geol., número 8 (1914).
- CASQUET, C., y TORNOS, F.: *Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Cuad. Geol. Iber., 7, 135-150 (1981).
- CHAPELL, B. W., y WHITE, A. J. R.: *Two contrasting granite types*. Pacific Geol., 8, pp. 173-174 (1974).
- DERRE, C.; LECOLLE, M., y ROGER, G.: *Les quartzites a silicates calciques et scheelite: preconcentrations familiares ou pieges pour un tungstene étranger lie a l'hydrothermalisme perigranitique? Exemple du nord-est transmontain (Portugal)*. Miner. Deposita, 17-3, páginas 363-386 (1982).
- DOBSON, D. C.: *Geology and Alteration of the Lost River Tin-Tungsten-Fluorine Deposit, Alaska*. Econ. Geol., t. 77-4, pp. 1033-1052 (1982).
- EINAUDI, M. T.; MEINERT, L. D., y NEWBERRY, R. J.: *Skarn deposits*. Econ. Geol., 75 An. Vol., pp. 317-391 (1981).
- EINAUDI, M. T., y BURT, D. M.: *Introduction-Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits*. Econ. Geol., t. 77-4, pp. 745-754 (1982).
- FOSTER, R. P.: *Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions*. Chem. Geol., 20, pp. 27-44 (1977).
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M.: *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicas del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 85, pp. 595-600 (1974).
- GUY, B.: *Petrologie et geochemie isotopique (S, C, O) des skarns a scheelite de Costabonne*. Tesis Doctoral. Ec. Nat. Sup. Minas, París, 238 pp (1979).
- HOHELLA, M. F.; LIOU, J. G.; KESKINEN, M. J., y KIM, H. S.: *Synthesis and Stability Relations of Magnesium Idocrase*. Econ. Geol., t. 77-4, pp. 798-808 (1982).
- HOLDAWAY, M. J.: *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Amer. Jour. Sci., 271-2, pp. 97-131 (1971).
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M.: *Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental and theoretical and natural observations*. Contr. Miner. Petrol., 63, pp. 175-198 (1977).
- HSU, L. C.: *Effect of oxygene and sulfur fugacity on scheelite-tungstite and powellite-molybdenite stability relations*. Econ. Geol., 72, pp. 664-670 (1977).
- HUTCHISON, M. N., y SCOTT, S. D.: *Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system*. Econ. Geol., 76-1, pp. 143-153 (1981).
- ISHIHARA, S.: *The granitoid series and mineralization*. Econ. Geol., 75 An. Vol., pp. 458-484 (1981).
- ITO, J., y AREM, J.: *Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry*. Amer. Miner., 55, pp. 880-912 (1970).
- KORZHINSKII, D. S.: *Theory of metasomatic zoning*. Clarendon Press, Oxford, 162 pp. (1970).
- KRETSCHMAR, U.; SCOTT, S. D.: *Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application*. Can. Miner., 14, pp. 364-386 (1976).
- KWAK, T. A. P., y ASKINS, P. W.: *Geology and Génesis of the F-Sn-W (-Be-Zn) Skarn (Wrigglite) at Moina, Tasmania*. Econ. Geol., 76-2, pp. 439-467 (1981).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 86, 127 pp. (1975).
- MOH, G. H.: *Tin-containing mineral system, part I: The Sn-Fe-S-O system and mineral assemblages in ores*. Chemie Erde, 33, pp. 243-275 (1974).
- MOH, G. H.: *Tin containing mineral system, part II: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system*. Chemie Erde, 34, pp. 1-61 (1975).
- MUELLER, R., y SAXENA, S.: *Chemical Petrology*. Springer-Verlag, Berlín, 396 pp. (1977).
- MUÑOZ, J. L., y LUDINGTON, A.: *Fluoride-hydroxyl exchange in biotite*. Am. Jour. Sci., 274, pp. 396-413 (1974).
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M.: *Facies vulcanosedimentarias en el Guadarrama Central*. Studia Geol., 12, pp. 137-159 (1977).
- OHMOTO, H., y KERRICK, D.: *Devolatilization equilibria in graphitic systems*. Am. Jour. Sci., 277, pp. 1013-1044 (1977).
- PATTERSON, D. J.; OHMOTO, H., y SALOMON, M.: *Geologic Setting and Genesis of Cassiterite-Sulfide Mineralization at Renison Bell, Tasmania*. Econ. Geol., 76-2, pp. 393-438 (1981).
- RICE, J. M.: *Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones. Calculated stability of clinohumite*. Contr. Miner. Petrol., 71, pp. 219-235 (1980).
- TELL, I.: *Hydrothermal studies on fluorine and boron. Metamorphic relations in dolomite*. Inst. Min. Paleont., Quat. Geol., Sweden, 176, 63 pp. (1972).
- THOMPSON, J. B.: *Local equilibrium in metasomatic processes*. En *Researches in Geochemistry*. P. H. Abelson Ed., Wiley & Sons, 1, pp. 427-455 (1959).
- TORNOS, F.: *Petrología de las rocas metamórficas del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 151 pp. (1981).
- TORNOS, F., y CASQUET, C.: *Caracterización de gneises glandulares del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico*. Bol. Geol. Min., 43-1, pp. 68-78 (1982).
- WIDMARK, E. T.: *The reaction chlorite+dolomite=spinel+forsterite+calcite+CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O*. Contr. Miner. Petrol., 72, pp. 175-179 (1980).
- WYLLIE, P. J.: *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophysics, 43, pp. 41-71 (1977).
- ZHARIKOV, V. A.: *Skarns*. Partes I, II y III. Int. Geol. Rev., 12, 5 (554-559), 6 (619-674) y 7 (760-775) (1970).

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (Prov. de Guadalajara)

Por A. APARICIO (\*) y L. GARCIA CACHO (\*)

RESUMEN

El estudio del quimismo de los principales minerales constituyentes de las rocas andesíticas paleozoicas del área de Atienza y de sus enclaves metamórficos esquistosos, así como de los productos de reacción entre ambos, pone de manifiesto un proceso de asimilación parcial de los enclaves, que confirma el carácter xenolítico del granate en la roca volcánica y justifica el comienzo de cristalización de biotita en esta última.

Se establecen igualmente una serie de consideraciones sobre las relaciones de contacto entre la roca volcánica y el encajante metamórfico, sobre las temperaturas de intrusión, las de comienzo de cristalización magmática y las de génesis de los esquistos, todo ello en relación con la última fase evolutiva del magmatismo calcoalcalino del Sistema Central y la profundidad de génesis de dicho magma.

ABSTRACT

The chemical data of principal minerals (garnet, biotite, plagioclase, amphibol, etc.) from paleozoic andesitic rocks of Atienza (Guadalajara) and their metamorphic inclusions (schists) shows a partial contamination process, that confirm the xenolitic character of garnet and also determine the starting crystallization of biotite in the volcanic rocks.

Different considerations are established concerning relationship between volcanic and metamorphic host rocks, and about intrusion, crystallization and regional metamorphism temperatures respectively. All these factors are related to the late evolution of Hercinian igneous events on the Spanish Sistema Central.

INTRODUCCION

Las rocas volcánicas del área de Atienza (Guadalajara) corresponden a una serie de materiales andesíticos que se presentan en forma masiva atravesando un conjunto pizarroso paleozoico de edad Silúrica (fig. 1) afectado por un metamorfismo de bajo grado (APARICIO y GALÁN, 1980), cubiertos a su vez por rocas sedimentarias Pérmicas y Triásicas (HERNANDO, 1973, 1977). La edad de las rocas volcánicas (HERNANDO et al., 1980) queda circunscrita a finales del Carbonífero.

ANCOCHEA et al. (1980) y HERNÁN et al. (1981) han realizado un estudio detallado de los aspectos cartográfico, petrológico y geoquímico de estas rocas andesíticas, sugiriendo una posible re-

lación genética entre ellas y el magmatismo calcoalcalino que originó la serie plutónica hercínica del Sistema Central Español. Sin embargo, no abordaron otros aspectos, como el quimismo mineral de las rocas volcánicas y sus enclaves, así como su evolución y relaciones mutuas dentro del contexto magmático y metamórfico del Sistema Central, o dejaron planteados otros problemas como, por ejemplo, el origen magmático o xenolítico del granate, a la espera de datos más precisos o concluyentes.

El presente trabajo, continuación de los ya citados, tras la obtención de los datos químicos pertinentes, aporta algunas interpretaciones de tales aspectos complementando el mejor conocimiento de una de las escasas manifestaciones volcánicas en el ámbito plutónico del Sistema Central.

(\*) Instituto de Geología, C.S.I.C. C/ J. Gutiérrez Abascal, 2. Madrid-6.

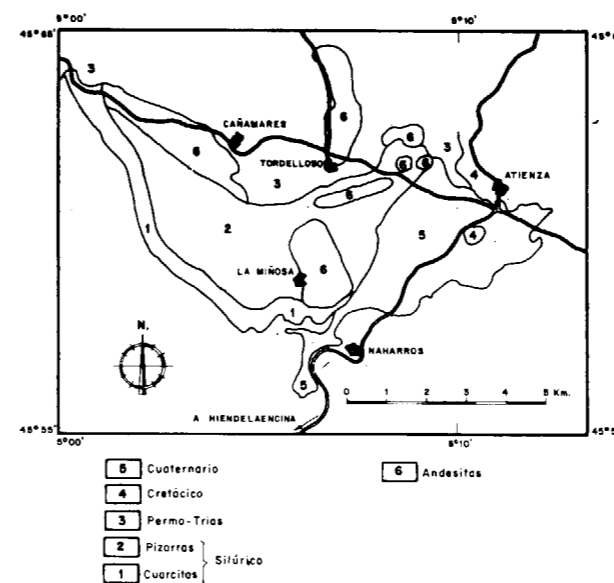


Figura 1.—Localización de los principales afloramientos de rocas volcánicas andesíticas de los alrededores de Atienza (Guadalajara).

Mineralogía

Los fenocristales más abundantes en la roca volcánica (HERNÁN et al., 1981) son biotita, plagioclase, granate, piroxeno y anfíbol (los dos últimos escasos y en general casi totalmente sustituidos por opacos). Esta paragénesis está generalmente acompañada de otra de carácter secundario, constituida por cuarzo, carbonatos, sericita, clorita, albita, etc., y originada a causa de procesos de transformación posterior (albitización, cloritización, moscovitización, etc.).

Son también muy frecuentes los enclaves de rocas metamórficas esquistosas de dimensiones y estado de asimilación variable, aunque los tamaños más frecuentes oscilan entre 1 y 4 cm. y el grado de transformación es bastante intenso; están constituidos fundamentalmente por biotita, granate, plagioclase y cuarzo, acompañados por cantidades accesorias de sillimanita, andalucita, cordierita, feldespato potásico, piroxeno y distena (HERNÁN et al., 1981). Con menor frecuencia también aparecen enclaves de pizarras y de cuarzitas.

El granate suele estar representado por cristales de tamaño variable (1 mm - 1 cm) (fig. 2) de idiomorfismo muy variable, aislados en la roca

volcánica o como constituyentes del enclave metamórfico, y en general presentan bordes de reacción muy evidentes (fig. 3), formados por plagioclase y/o biotita y/o opacos.

La biotita se presenta como fenocristales idiomorfos, bien conservados o con alteración a bandas cloríticas, o como cristales alotriomorfos pequeños en los bordes de reacción del granate. Es también el constituyente fenoblástico fundamental de la esquistosidad en los enclaves metamórficos.

La plagioclase aparece como fenocristales zonados en la roca volcánica y como pequeños cristales en los bordes de reacción del granate, al que pueden llegar a pseudomorfizar totalmente. Por último, los minerales opacos son pequeños cristales

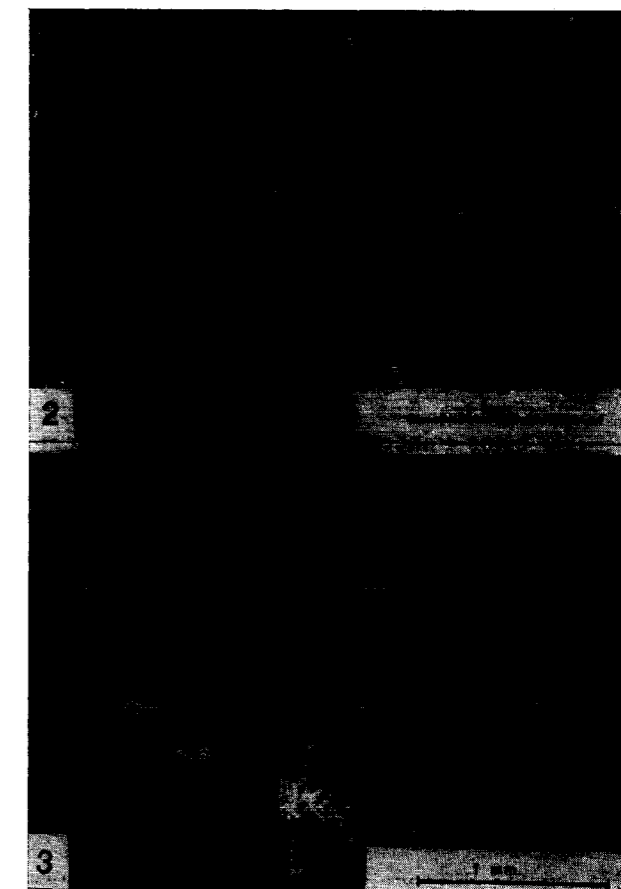


Figura 2.—Cristal de granate idiomorfo parcialmente transformado.

Figura 3.—Granate sustituido por cristales de plagioclase, biotita e ilmenita.



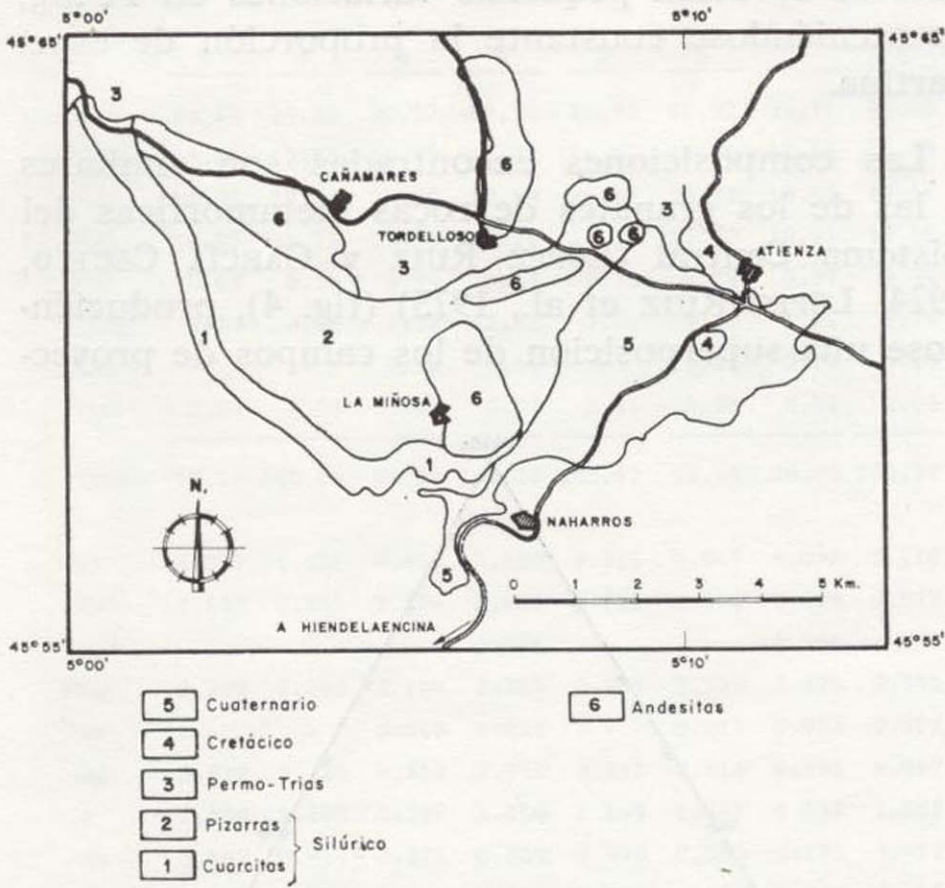


Figura 1.—Localización de los principales afloramientos de rocas volcánicas andesíticas de los alrededores de Atienza (Guadalajara).

**Mineralogía**

Los fenocristales más abundantes en la roca volcánica (HERNÁN et al., 1981) son biotita, plagioclasa, granate, piroxeno y anfíbol (los dos últimos escasos y en general casi totalmente sustituidos por opacos). Esta paragénesis está generalmente acompañada de otra de carácter secundario, constituida por cuarzo, carbonatos, sericita, clorita, albita, etc., y originada a causa de procesos de transformación posterior (albitización, cloritización, moscovitización, etc.).

Son también muy frecuentes los enclaves de rocas metamórficas esquistosas de dimensiones y estado de asimilación variable, aunque los tamaños más frecuentes oscilan entre 1 y 4 cm. y el grado de transformación es bastante intenso; están constituidos fundamentalmente por biotita, granate, plagioclasa y cuarzo, acompañados por cantidades accesorias de sillimanita, andalucita, cordierita, feldespato potásico, piroxeno y distena (HERNÁN et al., 1981). Con menor frecuencia también aparecen enclaves de pizarras y de cuarcitas.

El granate suele estar representado por cristales de tamaño variable (1 mm - 1 cm) (fig. 2) de idiomorfismo muy variable, aislados en la roca

volcánica o como constituyentes del enclave metamórfico, y en general presentan bordes de reacción muy evidentes (fig. 3), formados por plagioclasa y/o biotita y/o opacos.

La biotita se presenta como fenocristales idiomorfos, bien conservados o con alteración a bandas cloríticas, o como cristales alotriomorfos pequeños en los bordes de reacción del granate. Es también el constituyente fenoblástico fundamental de la esquistosidad en los enclaves metamórficos.

La plagioclasa aparece como fenocristales zonados en la roca volcánica y como pequeños cristales en los bordes de reacción del granate, al que pueden llegar a pseudomorfizar totalmente. Por último, los minerales opacos son pequeños cristales

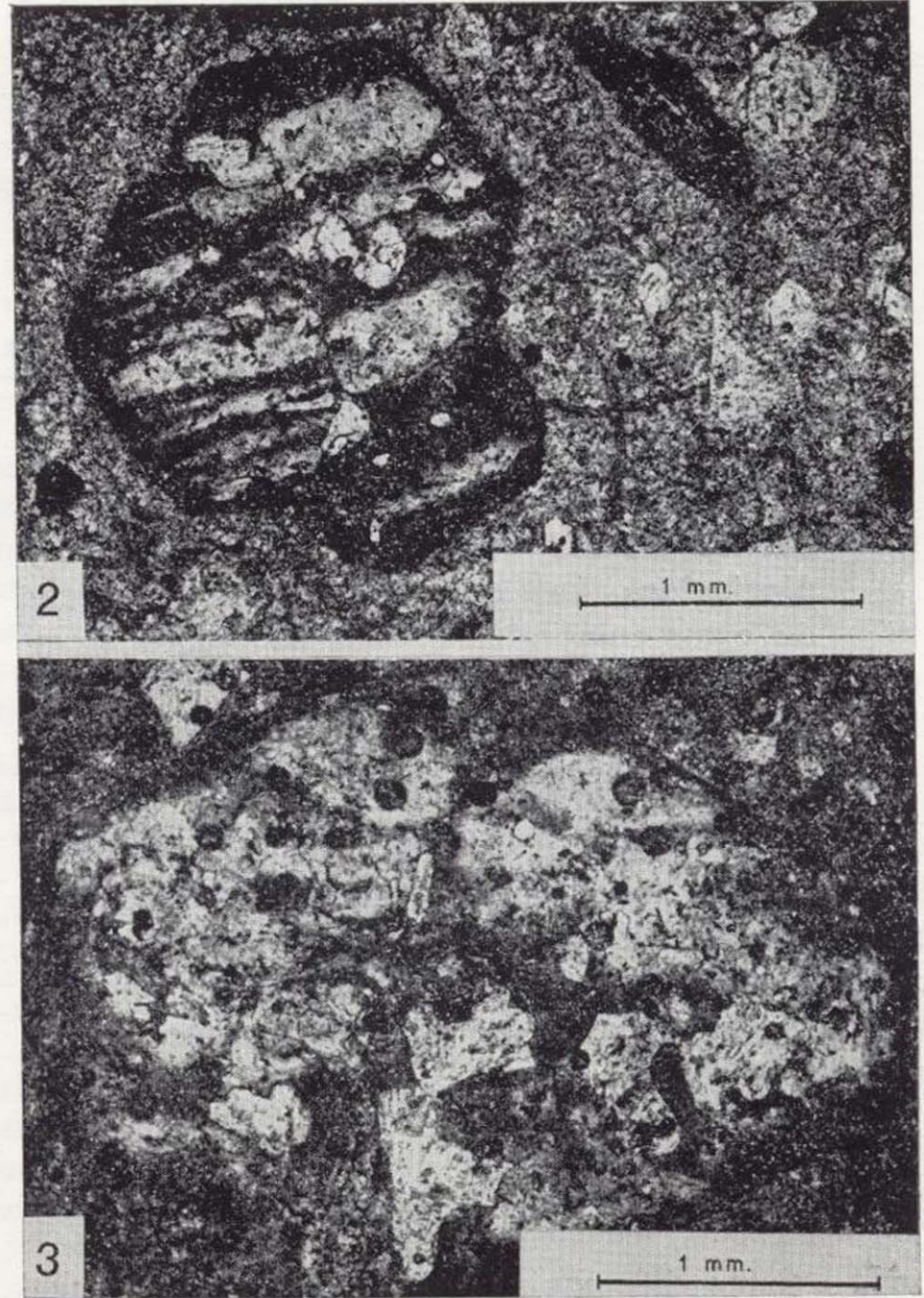


Figura 2.—Cristal de granate idiomorfo parcialmente transformado.

Figura 3.—Granate sustituido por cristales de plagioclasa, biotita e ilmenita.

diseminados en la pasta volcánica, están como inclusiones en otros minerales, o son producto de la reacción y transformación de otros minerales (granate, anfíbol, etc.).

Quimismo mineral

La selección de los minerales analizados (tabla 1) se ha realizado tomando como objetivo fundamental el estudio de las relaciones entre la roca volcánica, sus enclaves y el entorno metamórfico asociado, y ha estado muy condicionada por la fuerte incidencia de los procesos de transformación posteriores, ya citados, que dificultan el hallazgo de ejemplares idóneos. Así, se han analizado cristales de granate, biotita, clorita, plagioclasa y minerales opacos elegidos en base a los siguientes rasgos texturales:

- a) Fenocristales frescos de granate, biotita y opacos, aislados en la roca volcánica.
b) Fenoblastos frescos de granate y biotita pertenecientes a enclaves metamórficos.
c) Cristales de biotita, plagioclasa y opacos correspondientes a bordes de reacción de granates aislados en la roca volcánica o pertenecientes a enclaves metamórficos. Se ha distinguido entre bordes de reacción, en los que aparentemente el producto de transformación era sólo biotita y opacos, o bien, bordes en los que se generaba biotita y plagioclasa. Las determinaciones analíticas de estos minerales opacos asociados siempre han dado componentes ilmeníticos, aunque cabe la posibilidad de algún otro tipo, ya que la búsqueda no ha sido exhaustiva.

Dadas la escasez y el grado de alteración de los anfíboles, tan sólo fue posible analizar dos cristales. Por último, se han analizado también cristales de clorita asociados a granate y biotita, tanto en los enclaves metamórficos como en las rocas volcánicas.

Granates

No existen diferencias químicas notables entre los granates aislados en la matriz volcánica, los que presentan bordes de reacción, o los de enclaves metamórficos, y en todos los casos domina la molécula de almandino. En general (fig. 4),

sólo se aprecian pequeñas variaciones en Fe-Mg, manteniéndose constante la proporción de espartina.

Las composiciones encontradas son similares a las de los granates de rocas metamórficas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1974; LÓPEZ RUIZ et al., 1975) (fig. 4), produciéndose una superposición de los campos de proyec-

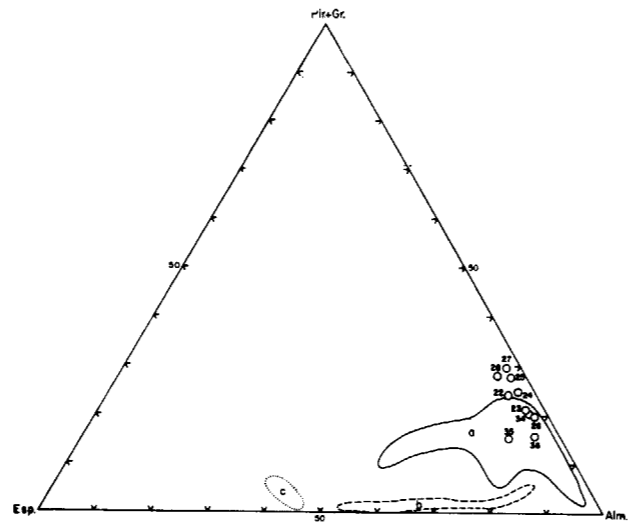


Figura 4.—Composición molecular de los granates de las rocas andesíticas. Las zonas limitadas corresponden:

a) granates de rocas metamórficas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ, et al., 1975); b) granates de rocas graníticas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975); c) granates de rocas aplíticas (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975).

34, 35 y 36, granates con borde de reacción de biotita en enclave metamórfico; 22, cristal de granate en enclave metamórfico (esquisto) sin borde de reacción; 23, cristal de granate en roca volcánica; 27, cristal de granate con borde de reacción a biotita en roca volcánica; 24, 26, 28 y 29, cristales de granate con borde de reacción de biotita y plagioclasa en roca volcánica. Los números corresponden a los análisis de la tabla 1.

ción, aunque con tendencia al enriquecimiento en Mg y Ca. El campo de proyección de los granates de las rocas plutónicas de este sector (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975) queda lo suficientemente alejado en esta figura como para descartar cualquier relación genética próxima entre ambos grupos.

Los perfiles borde-centro-borde realizados a través de los granates aislados en la matriz de la roca volcánica (fig. 5), no presentan modelos de-

TABLA 1

Table with chemical composition data for Biotita, Granate, Clorita, Anfíbol, and Plagioclasa across various samples. Columns include sample numbers and concentrations of SiO2, Al2O3, FeO, MgO, K2O, TiO2, MnO, H2O, and total weight. Includes a note at the bottom: 'Fórmulas de biotitas en base a 24 Ox'.

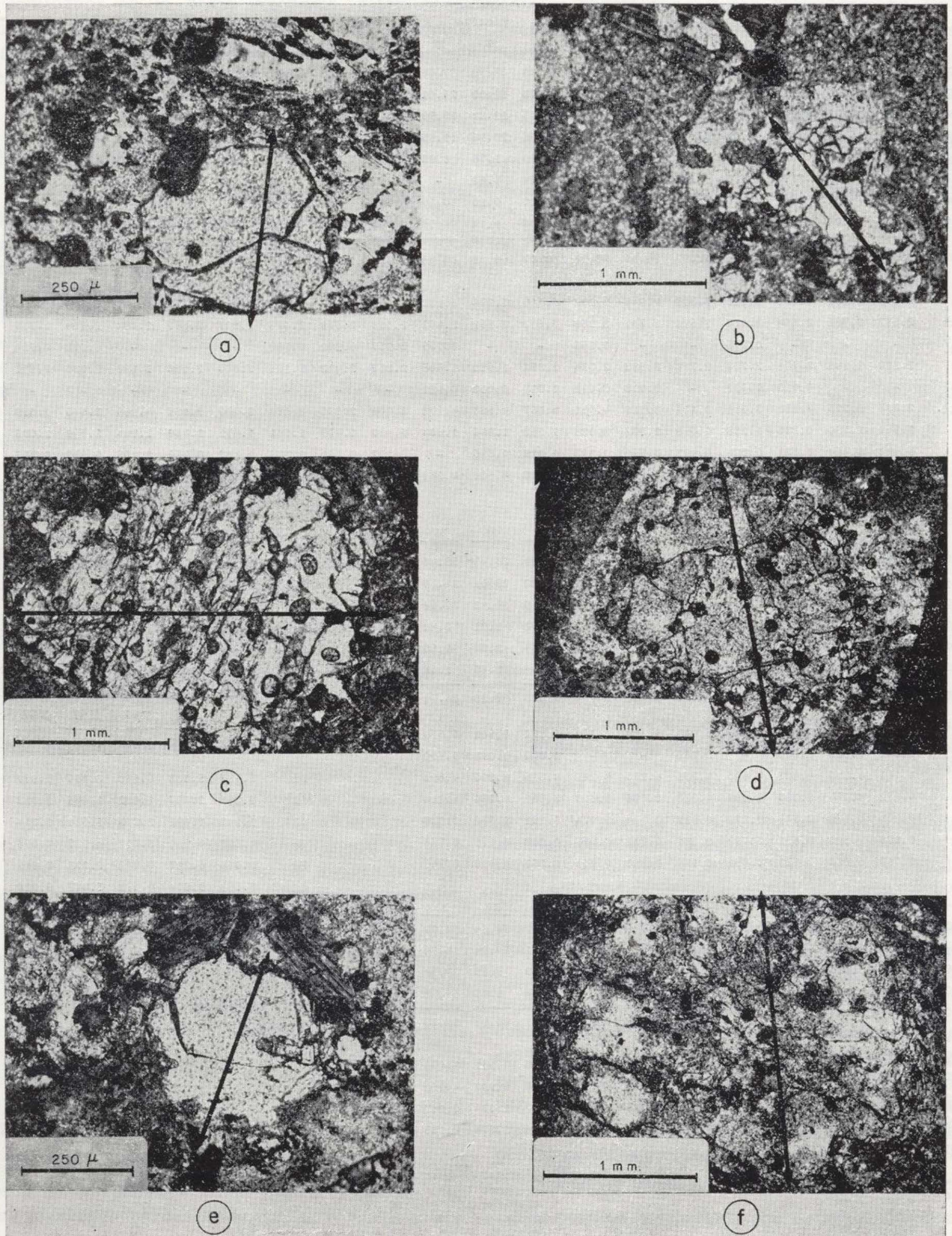


Figura 5.—Perfiles diametrales en granates aislados en las andesitas.

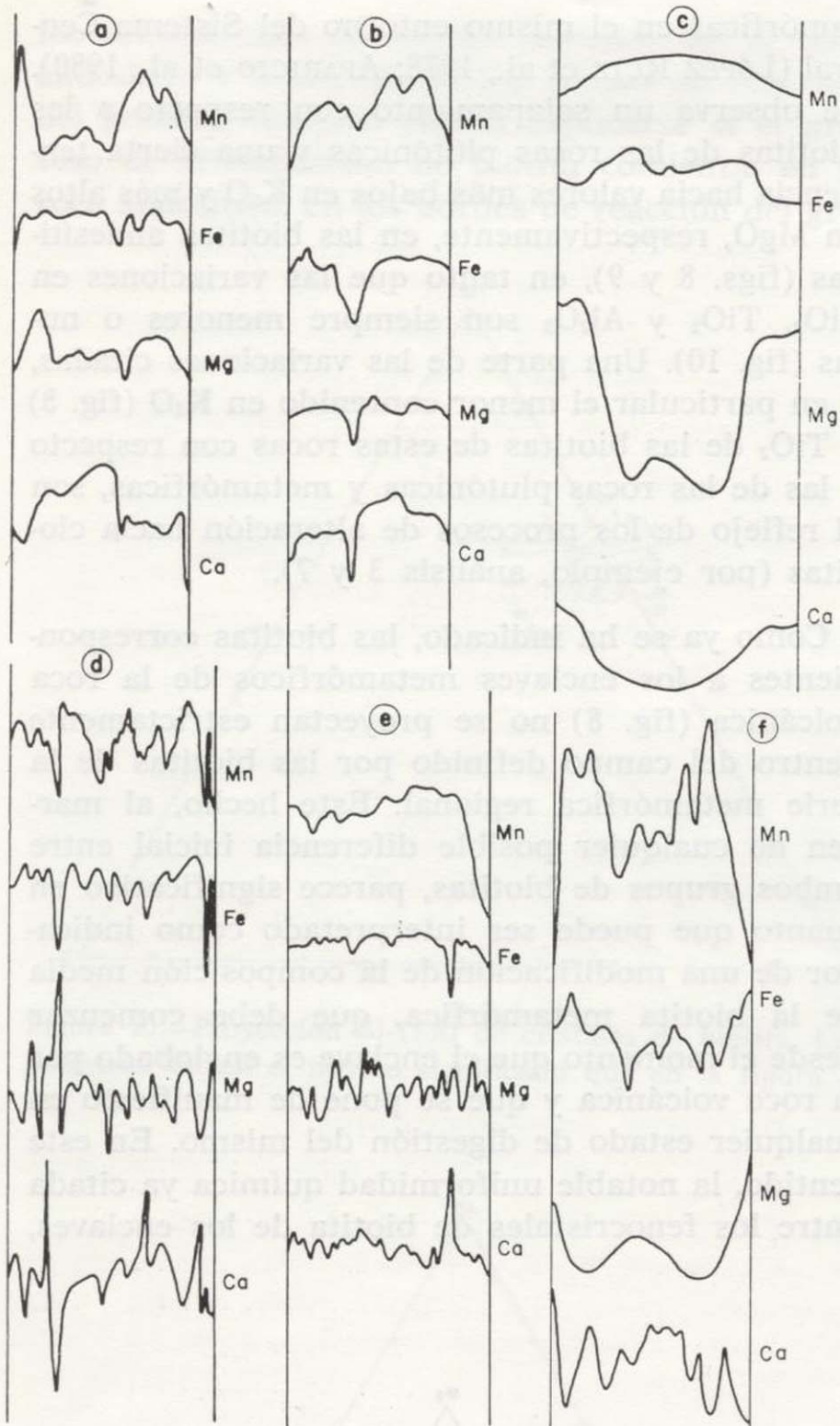


Figura 5.—Continuación.

finidos de variación en ningún elemento, similares, por ejemplo, a los existentes en los granates de la serie metamórfica (LÓPEZ RUIZ et al., 1975). La ausencia de criptozonado definido, e incluso la gran heterogeneidad manifiesta en la distribución de los distintos elementos, parece lógica si se admite que se trata de granates metamórficos, incorporados a la roca volcánica y que han reaccionado con el nuevo ambiente, modificando su primitiva morfología (fig. 6), alcanzando diversos estados en el proceso de difusión interna de los elementos constituyentes, a causa de factores tan variables como son, por ejemplo, el tamaño del enclave, el tiempo transcurrido desde su incorporación como enclave o xenocrystal a la roca volcánica, la temperatura del magma, etc.

Por estas mismas causas, en algunos de los granates (fig. 5) todavía se reconocen perfiles algo modificados, pero comparables con los de las rocas metamórficas publicados en LÓPEZ RUIZ et al. (1975). En resumen, si por los datos petrográficos (HERNÁN et al., 1981) se podía afirmar que al menos una parte de los granates que aparecen sueltos en la roca ígnea eran de claro origen metamórfico, la similitud química general y de zonado entre los distintos tipos de granate analizados, siguen apoyando la idea del carácter xenolítico de todos ellos. Por último, cabe decir que otro dato en favor del carácter no magmático del granate, sería la falta de correlación de la relación Fe/Mg entre el granate y biotita (figura 7).

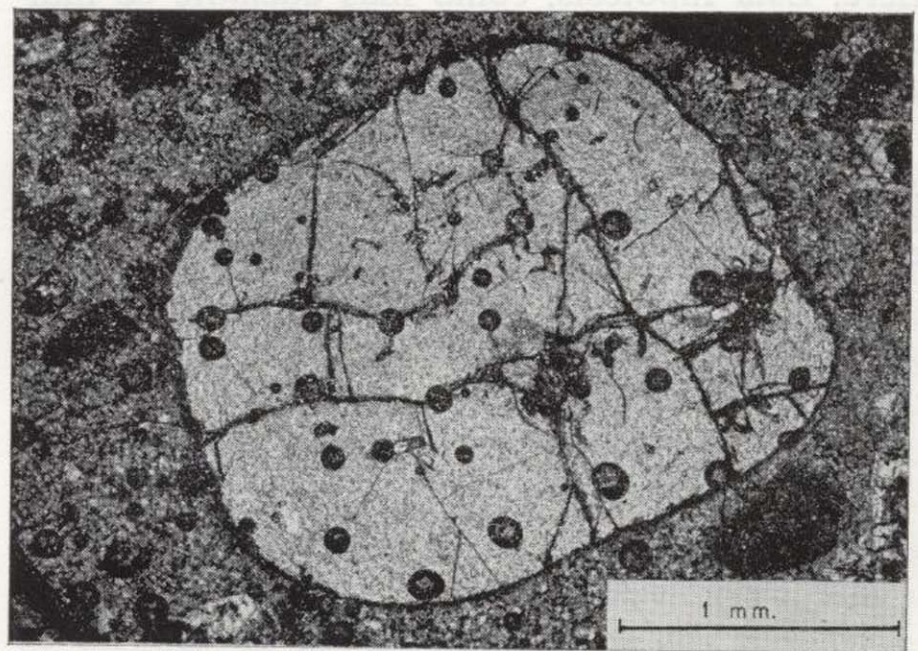


Figura 6.—Granate de bordes redondeados, incluido en la roca volcánica.

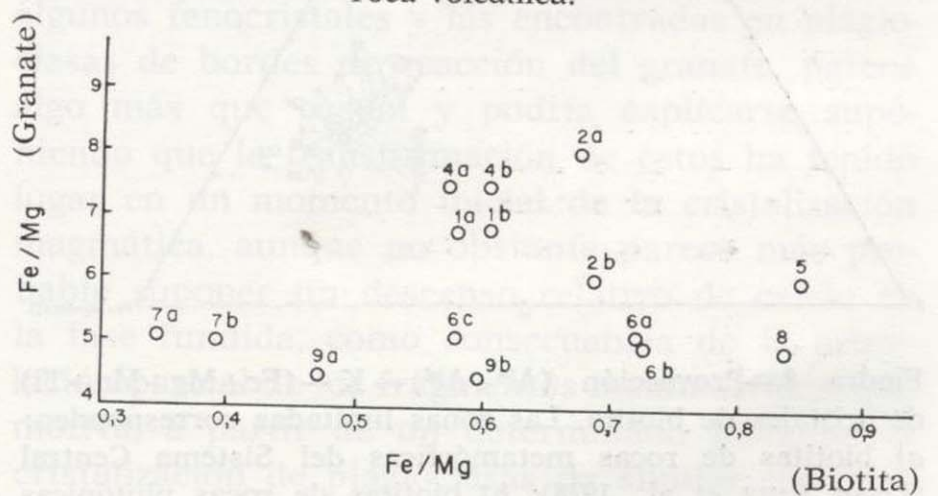


Figura 7.—Relaciones Fe/Mg entre granates y biotitas. 4a y 9b, cristales pertenecientes a enclaves metamórficos; 2a, 7b, 6a y 6b, cristales aislados en rocas volcánicas; 5, 8, 1, 7a y 6c, cristales asociados en borde de reacción granate-biotita en roca volcánica; 1a, 1b, 4b, 9a y 2b, cristales asociados en borde de reacción granate-biotita en enclaves metamórficos.

Los números hacen referencia a la muestra donde están contenidos en abscisas BIOTITA y en ordenadas GRANATE.

### Biotita

Las biotitas analizadas no presentan diferencias de composición notables entre sí, aun tratándose de fenocristales aislados en la roca andesítica, cristales constituyentes de la esquistosidad del enclave metamórfico, o cristales generados en bordes de reacción del granate, tanto en enclaves como en andesitas. Esta identidad química entre los distintos tipos de biotitas (fenocristales, bordes de reacción, y de los enclaves) así como las diferencias con respecto a las biotitas de las rocas metamórficas del entorno regional (fig. 8), podría interpretarse como el resultado del alto grado de transformación de los enclaves, que habrían alcanzado el equilibrio con el nuevo medio, en cuanto a la composición de las micas se refiere. Esta hipótesis, como más adelante se indica, no excluye la posibilidad de otras interpretaciones.

Los diagramas 8, 9 y 10 ponen de manifiesto las relaciones composicionales entre las biotitas analizadas y las biotitas de rocas plutónicas y me-

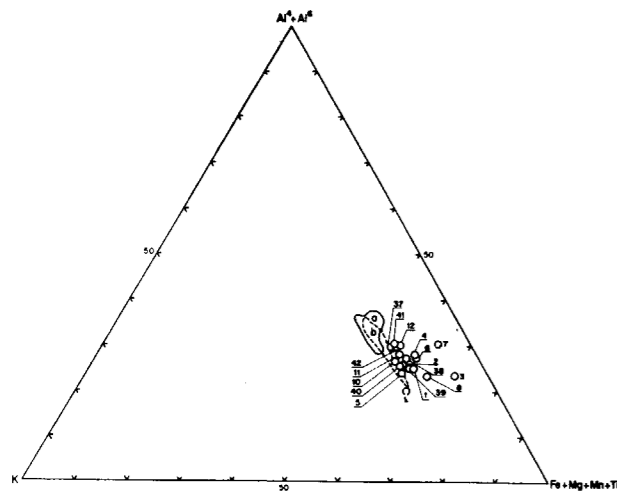


Figura 8.—Proyección  $(Al^4+Al^6) - K - (Fe+Mg+Mn+Ti)$  de cristales de biotita. Las zonas limitadas corresponden: a) biotitas de rocas metamórficas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ et al., 1978); b) biotitas de rocas plutónicas del Sistema Central (APARICIO et al., 1980); 2, 42, 39 y 28, cristales de biotita originados en borde de reacción de un granate de enclave metamórfico; 41 y 37, biotita de enclave (esquistosidad); 11, 10, 2, 4, 1, 5, 8, 40 y 6, biotita aislada en la roca volcánica; 12, biotita procedente de borde de reacción de un granate en roca volcánica; 7 y 9, biotita procedente de borde de reacción de granate, con generación de plagioclasa y biotita en roca volcánica.

Los números corresponden a los análisis de la tabla 1.

tamórficas en el mismo entorno del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ et al., 1978; APARICIO et al., 1980). Se observa un solapamiento con respecto a las biotitas de las rocas plutónicas y una cierta tendencia hacia valores más bajos en  $K_2O$  y más altos en  $MgO$ , respectivamente, en las biotitas andesíticas (figs. 8 y 9), en tanto que las variaciones en  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  y  $Al_2O_3$  son siempre menores o nulas (fig. 10). Una parte de las variaciones citadas, y en particular el menor contenido en  $K_2O$  (fig. 8) y  $TiO_2$  de las biotitas de estas rocas con respecto a las de las rocas plutónicas y metamórficas, son el reflejo de los procesos de alteración hacia cloritas (por ejemplo, análisis 3 y 7).

Como ya se ha indicado, las biotitas correspondientes a los enclaves metamórficos de la roca volcánica (fig. 8) no se proyectan estrictamente dentro del campo definido por las biotitas de la serie metamórfica regional. Este hecho, al margen de cualquier posible diferencia inicial entre ambos grupos de biotitas, parece significativo en cuanto que puede ser interpretado como indicador de una modificación de la composición media de la biotita metamórfica, que debe comenzar desde el momento que el enclave es englobado por la roca volcánica y que se pone de manifiesto en cualquier estado de digestión del mismo. En este sentido, la notable uniformidad química ya citada entre los fenocristales de biotita de los enclaves,

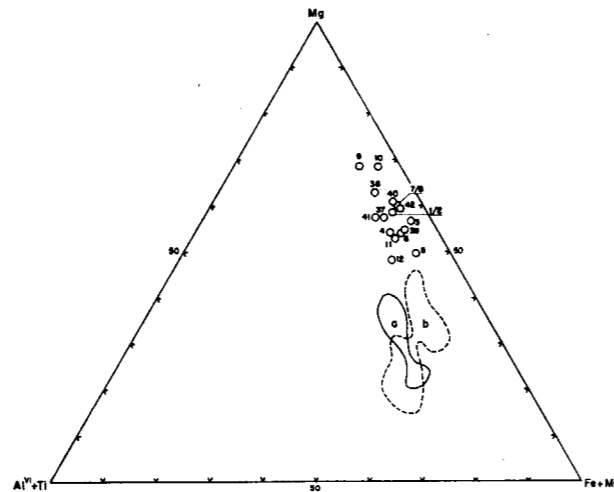


Figura 9.—Proyección  $Mg - (Al^6+Ti) - (Fe+Mn)$  de cristales de biotita.

Las muestras proyectadas tienen el mismo significado que en la figura 8.

los fenocristales de biotita aislados en la roca andesítica y la biotita de los bordes de reacción del granate, también podría explicarse si el proceso de cristalización de biotita comienza, en la roca andesítica, en los bordes de reacción del gra-

nate y, al tiempo que se inicia una modificación en la composición de las biotitas metamórficas de los enclaves, cuando el magma andesítico asciende, intruye y extruye, contaminándose por asimilación parcial de los elementos metamórficos incorporados en su ascenso. La contaminación magmática, unida al cambio de condiciones físicas, serían también responsables de la interrupción en la cristalización de piroxenos y anfíboles, toda vez que no se observan diferencias de composición entre biotitas coexistentes o no con anfíboles, lo que viene en apoyo de la cristalización de biotita sin relación y con posterioridad a aquéllos.

### Plagioclasa

Los datos de HERNÁN et al. (1981) sobre las composiciones respectivas de andesina-labradorita para los fenocristales y de oligoclasa para los microcristales de las rocas andesíticas, se amplían con los obtenidos aquí a partir del análisis químico de los productos feldespáticos desarrollados en los bordes de reacción del granate. El abanico composicional de estos últimos es relativamente amplio, y se sitúa entre los términos extremos albita y andesina (tabla 1). La incidencia de los procesos de albitización sufridos por el conjunto volcánico posteriormente a su implantación, puede ser responsable de la transformación en albita de algunas de las plagioclasas de los bordes de reacción. Sin embargo, la existencia de composiciones similares, de tipo andesina, entre las de algunos fenocristales y las encontradas en plagioclasas de bordes de reacción del granate, parece algo más que casual y podría explicarse suponiendo que la transformación de éstos ha tenido lugar en un momento inicial de la cristalización magmática, aunque no obstante parece más probable suponer un descenso relativo de calcio en la fase fundida, como consecuencia de la asimilación parcial de los fragmentos metamórficos, que motiva, a partir de un determinado instante, la cristalización de plagioclasas de similar composición en el seno de la roca (micro y fenocristales) y en los bordes de reacción del granate que se desestabiliza.

### Cloritas

Todos los datos texturales observados sobre la presencia de clorita están a favor de considerarla

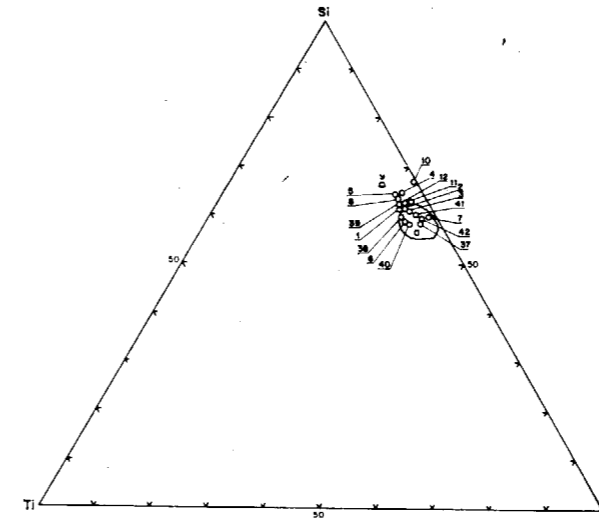


Figura 10.—Proyección Si-Ti-Al de cristales de biotita. Las muestras tienen el mismo significado que en la figura 8.

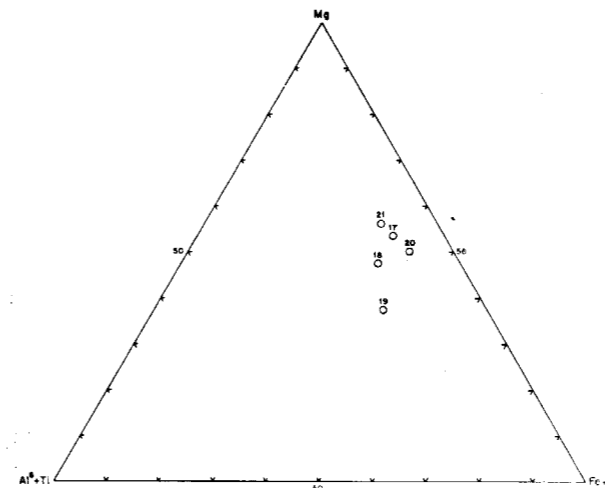


Figura 11.—Proyección  $Mg - (Al^6+Ti) - (Fe+Mn)$  para cloritas asociadas a granates y biotitas de las rocas andesíticas; 19 y 21, cloritas asociadas a granates con borde de reacción en roca volcánica; 17, clorita asociada a borde de reacción granate-biotita en enclave metamórfico; 18 y 20, cloritas asociadas a cristal de granate sin borde de reacción en roca volcánica.

Los números hacen referencia a los cristales analizados de la tabla 1.

como un producto secundario de transformación de biotita y/o granate. Los datos analíticos ponen de manifiesto en el mismo sentido una cierta relación de dependencia entre los contenidos de Fe, Mg, entre cloritas y biotitas.

## DISCUSION

Como ya se ha indicado, los últimos tramos metamórficos atravesados, y sobre los que descansan las rocas volcánicas de este área, están constituidos por pizarras, de edad silúrica, cuya paragénesis (APARICIO y GALÁN, 1980) indica unas condiciones de metamorfismo regional próximas a valores de  $T=300 \pm 20^\circ \text{C}$  y  $P$  2 kb, equivalentes a 3 km de profundidad. Por otro lado, superficialmente no se observan fenómenos de metamorfismo de contacto entre andesitas y pizarras, lo que implica que aquéllas alcanzaron el exterior a temperaturas relativamente bajas y/o tuvieron un enfriamiento rápido en condiciones atmosféricas. No obstante, como ya se ha visto, son muy notables los fenómenos de transformación y asimilación parcial sufridos por los enclaves metamórficos arrastrados por la masa andesítica. Estos enclaves están constituidos exclusivamente por esquistos granatíferos con  $\pm$  estauroлита  $\pm$  distena  $\pm$  sillimanita, es decir, rocas correspondientes a facies de metamorfismo regional algo más elevado que las pizarras silúricas encajantes, pero a las que se accede sin interrupción en la serie metamórfica, unos 20 km. al oeste del área donde afloran las andesitas (GARCÍA CACHO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975). Las rocas volcánicas, en su ascenso, debieron atravesar, sin duda, la serie de esquistos granatíferos subyacentes, a una profundidad que no debe superar demasiado los 3 km, tomando en consideración la estructura de plegamiento isoclinal de la serie metamórfica regional en este sector y la ausencia de enclaves de tipo néisico o migmatítico.

Las temperaturas obtenidas utilizando el par granate biotita (PERCHUCK, 1977) en los conjuntos constituidos por granate aislado-fenocristal de biotita en roca volcánica, granate-biotita de borde de reacción, granate de enclave-biotita de esquistosidad y granate-biotita de borde de reacción, dentro del esquisto (tabla 2) son bastante homogéneas, como corresponde a la escasa variación química de los cristales analizados pero, no obstante, contrastan con las muy diferentes caracte-

**TABLA 2**  
**Geotermómetro Biotita-Granate**  
**(PERCHUK, 1977)**

|               | 1   | 2   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| $T_e$ ...     | —   | 481 | 427 | —   | —   | —   | —   | 515 |
| $T_{be}$ ...  | —   | —   | 437 | —   | —   | —   | —   | 476 |
| $T_{rv}$ ...  | 494 | 445 | —   | 532 | 525 | 438 | 532 | —   |
| $T_{brv}$ ... | —   | —   | —   | —   | 549 | 417 | 558 | —   |

**Geotermómetro Anfíbol-Roca**  
**(TUTHILL, 1979)**

|           | 43           | 44           |
|-----------|--------------|--------------|
| T         | 910          | 850          |
| T Medias  |              |              |
| $T_e$     | $474 \pm 36$ | $456 \pm 19$ |
| $T_{be}$  | $456 \pm 19$ | $506 \pm 47$ |
| $T_{rv}$  | $506 \pm 47$ | $508 \pm 63$ |
| $T_{brv}$ | $508 \pm 63$ |              |

$T_e$  = Temperaturas de enclaves metamórficos con cristales aislados de biotita-granate.

$T_{be}$  = Temperaturas en bordes de reacción granate-biotita en enclaves metamórficos.

$T_{rv}$  = Temperatura en cristales aislados de granate-biotita en roca volcánica.

$T_{brv}$  = Temperatura en bordes de reacción granate-biotita en cristales de roca volcánica.

(\*) Todas las temperaturas expresadas en  $^\circ\text{C}$ .

terísticas texturales y genéticas de los mismos, ya que se trata de minerales de origen volcánico, metamórfico y de transformación de otros previos.

Tomando en consideración las temperaturas calculadas y las atribuidas al entorno metamórfico en el que se desarrolló la serie esquistosa representada por los enclaves (GARCÍA CACHO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975, y APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982) cabe suponer que la temperatura de la roca andesítica, cuando se produce la incorporación de tales enclaves metamórficos, era lo bastante elevada como para iniciar un proceso de digestión y transformación parcial de aquéllos, pero sólo ligeramente más alta que la necesaria para la recristalización y constitución de los esquistos. En caso contrario, es muy probable que no se hubiera establecido entre las dos rocas y

sus productos de reacción, el paralelismo y casi identidad química que tienen los distintos cristales de biotita.

Por otro lado, una aproximación al cálculo de la temperatura de comienzo de cristalización en el magma andesítico se ha buscado mediante la utilización del geotermómetro de TUTHILL (1979) basado en el quimismo de los anfíboles y de la roca total (relaciones  $X_{Na}$  y  $X_K$ ). Las determinaciones se han realizado sobre los dos anfíboles analizados de la muestra núm. 2 de ANCOCHEA et al. (1980) y las temperaturas medias obtenidas han sido de  $880^\circ\text{C}$ .

La evolución y distintas relaciones entre minerales y rocas aquí expuesta viene a confirmar el planteamiento que ANCOCHEA et al. (1980) presentan acerca del volcanismo de Atienza como una última fase evolutiva del magmatismo calcoalcalino del Sistema Central responsable de la serie granítica. APARICIO et al. (1975) establecieron profundidades del orden de 12 km. para la generación de los magmas calcoalcalinos de este sector, que en el caso de los términos andesíticos han de ser algo más someras, como lo pone de manifiesto un ascenso relativamente corto en su recorrido y una relativamente fuerte contaminación de materiales metamórficos exclusivamente esquistos, pues no se han encontrado enclaves de neises y migmatitas.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. E. Ancochea, por la crítica revisión del manuscrito.

A J. L. Casaseca y T. Ruiz, por los trabajos de mecanografía. J. Arroyo realizó la delineación y E. Molero las láminas delgadas.

Los análisis de microsonda fueron realizados por J. de la Puente.

## BIBLIOGRAFIA

- ANCOCHEA, E.; PERNI, A., y HERNAN, F.: *Caracterización geoquímica del volcanismo del área d' Atienza (Prov. de Guadalajara, España)*. Estudios Geol., 36, 327-337 (1980).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min., 88, 145 pp. (1975).
- APARICIO, A., y GALÁN, E.: *Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (Prov. de Guadalajara)*. Estudios Geol., 36, 75-84 (1980).
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; GARCÍA CACHO, L., y LÓPEZ RUIZ, J.: *Evolución química de las biotitas y moscovitas de las rocas graníticas de las Sierras de Guadarrama y Gredos (Sistema Central) durante los procesos de diferenciación magmática*. Estudios Geol., 36, 307-317 (1980).
- APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español*. Bol. Geol., Min., 93, 426-435 (1982).
- GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid, 318 pp. (1973).
- HERNÁN, F.; PERNI, A., y ANCOCHEA, E.: *El volcanismo del área de Atienza. Estudio petrológico*. Estudios Geol., 37, 13-25 (1981).
- HERNANDO, S.: *El Pérmico de la región Atienza-Somolinos (Prov. de Guadalajara)*. Bol. Geol. Min., 84, 225-231 (1973).
- HERNANDO, S.: *Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monográfica II, 408 pp. (1977).
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J. J.; THUIZART, R., y MONTIGNY, R.: *Age des andesites et des interstratigraphies de la région d'Atienza (Espagne): etude stratigraphique geochronologique et paleomagnetique*. Sc. Geol. Bull., 32, 119-128 (1980).
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L.: *The garnets of the Eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central (Spain)*. Chem. Geol., 13, 269-283 (1974).
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L.: *Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 86, 614-618 (1975).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Mem. Inst. Geol. Min., 86, 127 pp. (1975).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*. Chem. Geol., 21, 113-129 (1978).
- PERCHUK, L. L.: *Thermodynamic control of metamorphic processes*. En «Energetics of geological processes». Editores SAXENA y BHATTACHARJI. Ed. Springer-Verlag, New York, 473 pp. (1977).
- TUTHILL HELZ, R.: *Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction*. Amer. Min., 64, 953-965 (1979).

# INFORMACION

## «Las aguas en el futuro del Instituto Geológico y Minero de España»

Por JOSE ENRIQUE AZCARATE MARTIN (\*)

El pasado 19 de enero tuvo lugar la tradicional reunión del Club Español de la Minería en la que intervino como conferenciante el Director General del Instituto Geológico y Minero de España, don José Enrique Azcarate Martín, que pronunció la siguiente Conferencia:

### INTRODUCCION

La actividad del IGME en aguas subterráneas, en temas de investigación y explotación, ha sido, desde su fundación, intensa y fructífera; sobre todo desde 1965. En tiempos recientes estas actuaciones del Instituto se han visto coloreadas por un signo de competición con otros organismos de la Administración que ocupan papel importante, pero ciertamente sin desbancar al IGME de una cabecera meritoriamente conseguida.

Durante esta larga trayectoria la labor del IGME en este campo puede calificarse, entre otras características, de benéfica y premonitoria. Benéfica, porque su objetivo, los recursos hídricos del subsuelo, eran considerados por la Ley de Aguas vigente, de 1879, y por causa del conocimiento insuficiente de la unicidad del ciclo de las aguas superficiales y subterráneas, como bienes de carácter privado; sin embargo, nuestra Institución, convencida desde siempre del interés público del tema, le dedicó continuados esfuerzos. Y ello, sin contrapartidas de economía o poder, pues de todos es sabido que una de las separaciones más peculiares entre aguas superficiales y subterráneas estriba en la diferente cuantía del coste de una obra pública y de unos modestos sondeos de captación.

neas estriba en la diferente cuantía del coste de una obra pública y de unos modestos sondeos de captación.

También ha evidenciado ser perspicaz la labor de nuestros antecesores, porque hace cien años el agua que siempre será un bien insustituible, esencial para la supervivencia y primordial para la mejora de la vida humana, era un bien abundante, cuya deficiente conservación de calidad, unida a los aumentos y permanencia del consumo, y a la irregularidad natural del ciclo hídrico, la han convertido en un bien abundante y escaso. Pero, sobre todo, ha sido plenamente acertada la suposición de partida de la importancia que podían revestir los caudales extraídos del subsuelo. Hoy en día, y con la precaria atención política prestada a las aguas subterráneas, éstas aportan una cuarta parte del total de los volúmenes consumidos, un 30 por 100 de los dedicados al abastecimiento de personas e industrias, que sube hasta casi el 40 por 100 al contemplar sólo los núcleos urbanos. Y, en ocasiones, estas cifras consuntivas reales engañan sobre la trascendencia económica de esos aportes hídricos, puesto que hay regiones agrícolas de primera fila en nuestro país, como Murcia, donde la mejor regulación de la extracción subterránea hace que, para similares extensiones de regadíos soportadas por aguas superficiales y subterráneas, el consumo de las primeras duplique casi al de las segundas.

### REALIZACIONES DEL IGME

En 1965 el IGME, gracias al contacto con FAO, inició una carrera ascendente en su experiencia moderna en hidrogeología. La convicción de que las misiones encomendadas al Instituto no se cumplirían adecuadamente sin una programación ambiciosa y a largo plazo, condujo en 1970-72 a la preparación del PIAS, programa que contempla la obtención de la infraestructura hidrogeológica y que acabará, en su primera versión o «pasada», en este 1984. Así, a final de este año habrá información básica sobre las aguas subterráneas de toda España.

Tras los primeros trabajos de infraestructura, se descubrió en 1974 la necesidad de iniciar otro plan de carácter permanente: el PGCA, destinado a mantener un control de los acuíferos y a llegar a las últimas consecuencias en lo que a integración de las aguas subterráneas en la planificación se refiere. En este sentido, dentro de Andalucía y Baleares, el IGME cumple ya importantes misiones encomendadas legalmente.

En 1975 se inicia el PANU, como explotación de la información del PIAS, que ha representado abastecer con más de 10.000 l/s. a dos millones y medio largos de españoles, repartidos por más de medio millar de municipios.

### PERSPECTIVAS DE FUTURO: LA LEY DE AGUAS

Partimos para ello de una realidad: cualquiera que sea la nueva Ley o la nueva situación institucional del IGME como Organismo, contamos de partida con dos factores positivos decisivamente favorables.

1.º La experiencia acumulada por el equipo IGME y otras empresas contratistas que es insustituible e inimitable.

2.º La tarea pendiente por hacer, tanto desde el punto de vista de información infraestructural, puesto que mucha de ella, dado el tiempo transcurrido desde su establecimiento, ha quedado desfasada o periclitada, como del de utilización práctica de los acuíferos en gestión conjunta de aguas, por no hablar de los problemas aún resolubles en abastecimiento a núcleos urbanos, tan prioritarios que hasta ahora las urgencias han suplido una auténtica planificación.

Planteamos también el futuro, contando con que la Ley de Aguas que se apruebe, aunque no esté aún determinada, representará un marco a nuestra actividad cuyos rasgos generales pueden preverse, mientras que ofrezcan dudas todavía varias opciones y tendencias sobre aspectos formales y reglamentarios.

Los ejes de coordenadas más estables de la Ley son los siguientes:

— Unicidad física e interrelación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos, de lo que se desprende que las mismas razones, hoy agudizadas, que movieron al legislador a considerar en 1879 las aguas de superficie como bienes públicos, motivan establecer el carácter demanial de las aguas subterráneas, tal como se venía conceptuando también los otros recursos minerales no renovables.

— Necesidad de regular y planificar el uso conjunto, complementario y de signo alternativo variable pe-

riódicamente, de las aguas de superficie y del subsuelo.

— Conveniencia del empleo de las grandes cuencas hidrográficas de superficie, como unidades geográficas naturales sobre las que actuar administrativamente, mediante un ente de autoridad único y autónomo para cada cuenca, en cuya composición figurará el Estado, las Comunidades Autónomas presentes y los usuarios.

— Para la planificación, estos entes necesitarán contar con datos y estudios técnicos, no mediatizados y similares a los de otras cuencas.

— Para la ejecución y cumplimiento necesitarán, asimismo, unos grupos de administración cotidiana.

En base a estas realidades, equipos disponibles, tareas a desarrollar y marco legal, pensando además en las necesidades reales del país y aplicando criterios de sentido común y de sana ambición en nuestras metas, se han fijado como objetivos IGME en el tema de las aguas los dos siguientes: equipo y trabajos.

a) En primer lugar, formar un equipo, a partir del muy eficaz actual, mucho más amplio e interdisciplinar, y mejor pagado, en el seno de un IGME de la Administración más ágil que el presente y que estamos intentando conseguir. Este objetivo fundamental de equipo es asequible, en parte, gracias a la eventual integración de técnicos de ADARO y de nuevos reclutamientos entre nueva gente joven o experimentada. Al hacerlo, no se caerá, por supuesto, en discriminaciones profesionales; nada de distinción de competencias, sino tan sólo de competentes. Se implantarán los oportunos centros regionales, a nivel de unidad hidrológica, para que este equipo actúe con mayor eficacia y conocimientos específicos.

b) En segundo lugar, las actividades a desarrollar; marcharán por tres vías: una, de perfeccionamiento del conocimiento hidrogeológico-infraestructural del país, desarrollando las técnicas de punta en hidrogeología, y ayudando a resolver problemas de abastecimiento; otra, participando, a nivel técnico, en la gestión del agua con misiones semejantes a las desempeñadas hoy en Baleares y Andalucía, trabajando para ello al servicio, y en coordinación con esos organismos de Cuenca, de la futura Ley de Aguas, y estando presentes en el Consejo del Agua; el tercer canal de actuaciones es servir de apoyo técnico a las Comunidades Autónomas en materia de aguas subterráneas.

Merece la pena extenderse en describir con algo más de detalle estos tres caminos de acción futura.

Comenzando por el de la investigación hidrogeológica infraestructural, se ha dicho ya que el PIAS, en la acepción que se adoptó en 1970-72, termina en 1984. Aparte del lógico perfeccionamiento en la realización de sus estudios, sabemos ya que en su concepción se puede y debe mejorar, y que su revisión es necesaria en plazos inferiores a una década. Consecuentemente se está planteando un nuevo plan nacional de investigación, PAI (Plan de Actualización

(\*) Director del Instituto Geológico y Minero de España.

de la Infraestructura), que incluirá la realización de modelos matemáticos para prácticamente todos los acuíferos, actualizaciones de la explotación, piezometría, evaluación de los recursos, etc. Este plan, de alcance nacional, puede durar, en cada edición, 8 años y representar una inversión de 2.000 millones de pesetas de 1984, con la dedicación, por parte del IGME, de unos 40 especialistas en agua propios del Instituto; aproximadamente la mitad del coste que supuso el primer PIAS.

El diseño de este plan es prácticamente independiente de la Ley de Aguas; se trata de una información que el país necesita y que el IGME del futuro es el Organismo con la capacidad suficiente para llevarlo a cabo, aprovechando la información disponible hoy más adecuadamente.

#### EL IGME Y LAS COMUNIDADES AUTONOMAS

Al mismo tiempo, como aplicación principal y dentro de trabajos ya clásicos del IGME, se va a establecer un verdadero Plan de abastecimiento subterráneo urbano. Hasta ahora se venía trabajando, como antes mencioné, de acuerdo a peticiones y prioridades de Ayuntamientos, Diputaciones, Gobiernos Autonómicos, Plan Agua Roja, etc. Vamos a preparar, en coordinación con estos Entes regionales, planes parciales para cada provincia, analizando todos los problemas, clasificándolos por orden de prioridad y seleccionando aquéllos en los que la captación de aguas subterráneas pueda ser la solución, para acometerla de forma sistemática.

Dentro de todos estos trabajos de base, el IGME desarrollará tecnología de punta: geofísica, poder de auto-depuración del suelo, modelos matemáticos, etc.

En relación al segundo camino de actuación —la participación en la solución de los problemas que la planificación y gestión del agua subterránea de cada cuenca va a plantear—, sea cual fuere la composición de los organismos de Cuenca que la Ley de Aguas consagre (dicho sea de paso, estamos intentando influir en el Borrador de Ley, de forma que estos organismos no sean mera perpetuación de las actuales Confederaciones Hidrográficas, sino que se constituyan realmente en entidades autónomas e interdisciplinarias, en las que la Administración Central del Estado, las Comunidades Autónomas y los usuarios participen al nivel adecuado, aunque no es nada fácil), éstas van a necesitar un apoyo técnico de partida y mantenimiento en muchos aspectos de evaluación y evolución de los acuíferos, etc., que sólo el IGME es capaz de suministrar y seguir aportando.

Es evidente que estos mismos organismos de cuenca deberán dedicarse al otorgamiento de concesiones y autorizaciones para captaciones, vertidos, etc., y que también

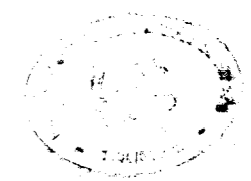
habrán de establecer, con el tiempo, redes piezométricas, de calidad, etc., dedicadas a los acuíferos, tales como las actualmente existentes para las aguas de superficie. No obstante, conviene no confundir esas tareas de administración con el trabajo de investigación técnica y básica que sólo puede llevarlo a cabo, con visión omnicomprensiva y global para el país entero, un organismo con un equipo y un bagaje intelectual como el del IGME, con verdaderos especialistas, no con los mismos funcionarios administradores. Si se diseñan las cosas bien, eliminando todo concepto corporativista o exclusivista, la cooperación entre Organismos de Cuenca y el IGME será fructífera y duradera. Buenos ejemplos son las actividades enmarcadas en las leyes especiales de Baleares y Andalucía, donde se han conseguido excelentes resultados en el control de las aguas subterráneas.

Tenemos, por fin, el tercer e interesante grupo de trabajos: los realizados en cooperación con las Comunidades Autónomas. Estas pueden necesitar desde asesoramiento técnico en materia de planificación de aguas en su territorio, hasta facilidades para la formación de personal en temas de hidrogeología práctica, etc. Este camino ya se ha iniciado. Las Comunidades están comprobando que en coordinación con el IGME resuelven problemas mucho más eficazmente que con un régimen de meras transferencias en los temas concretos que puedan ser objeto de ello. El mecanismo cooperador puesto a punto es el de Convenios-Marco.

Esta misma ordenación en tres categorías de las líneas de actuación en aguas del IGME, resulta, desde el punto de vista de los trabajos en sí, relativamente algo desordenada, puesto que se establecen mediante referencia al «cliente inmediato», que, en el caso de los estudios de infraestructura, sería el país en su más amplia acepción, mientras que en el segundo caso serían los órganos gestores del agua y en el tercero las Comunidades Autónomas.

Lo cierto es que todas estas actividades son necesarias y de gran utilidad para todos los españoles y que, sinceramente, no existe organismo capaz de llevarlas a cabo con más eficacia que el IGME.

En resumen, el Instituto, debidamente transformado y reforzado, va a continuar ofreciendo al país lo que éste necesita en materia de conocimiento, extracción y conservación de los recursos acuíferos; estos datos hidrogeológicos se actualizarán de forma sistemática y permanente, sin olvido de la investigación en temas punteros específicos y se aplicarán a un programa de abastecimientos urbanos cuyo objetivo es que todo pueblo, cuyo problema de escasez pueda resolverse con aguas subterráneas, lo vea resuelto; y se apoyará técnicamente a los organismos de Cuenca en su mejor planificación o administración del aprovechamiento acuífero y cooperará con las Comunidades Autónomas en sus problemas relacionados con las aguas de su y nuestro subsuelo.



## Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIX Campamento para Prácticas de Geología «Canfranc 1983»

Por L. M. RIOS, A. O'NEILL y F. BODEGA

### 1. INTRODUCCION

Durante los días 3 al 21 de julio de 1983 se celebró con base en Canfranc (Huesca) el XXIX Campamento para Prácticas de Geología manteniendo, en una ocasión más, la tradición ininterrumpida que inició el profesor D. José M.<sup>a</sup> Ríos en 1955.

En este Campamento intervinieron como codirectores Fernando Bodega Barahona y Luis M.<sup>a</sup> Ríos Aragüés, pertenecientes al equipo de la Cátedra de Geología de la Escuela de Minas de Madrid y Arturo César O'Neill, en calidad de instructor, Ingeniero de Minas por la Escuela de Oviedo.

Sobre un total de doce alumnos hubo este año ocho de la Escuela de Minas de Madrid, lo que nos da ánimos para mantener esta actividad tan enriquecedora en los aspectos geológicos, pero también humanamente por la cordial convivencia entre las personas asistentes a escenarios naturales tan magníficos como son los del Pirineo Central.

Tuvimos la agradable visita de dos antiguos participantes en los Campamentos, que acudieron a Canfranc con sus respectivas familias: Aysé Telatar, ingeniera de

minas turca, y Joan Roda, geólogo, trabajando actualmente en ENUSA.

ENIEPSA nos ofreció la oportunidad de visitar el sondeo de Broto, que nos fue bien explicado por el Ingeniero señor Tinoco. Agradecemos la amable acogida, también desde el punto de vista gastronómico.

Queremos agradecer vivamente a don José Enrique Azcárate la muy apreciable aportación del Instituto Geológico y Minero de España por la cesión de un Land-Rover con su conductor: el diligente Antonio Lara, ya habituado a los Campamentos.

La empresa ETUKSA, de Candanchú, puso a nuestra disposición el telesilla del Tobazo, y Energías e Industrias Aragonesas nos permitió utilizar el funicular del salto de Ip, empresas a las que agradecemos su colaboración.

Julián Vega, maestro de Laboratorio de la Cátedra, cumplió eficazmente, como lo viene haciendo desde hace diecinueve años, su trabajo como secretario. Hay que resaltar la labor minuciosa y muy importante de esta persona en los aspectos de administración, revisión de material de acampada, distribución de raciones a los equipos, etc.



## 2. DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

El objetivo de este año era completar la cartografía de la Hoja de Sallent en su ángulo suroeste. Una vez efectuada esta labor se puede considerar básicamente realizado el estudio de las cabeceras de los ríos Aragón, Gállego y Ara (Hojas de Sallent y Bujaruelo), por lo que en ulteriores Campamentos volveremos a la parte oriental de la provincia de Huesca a continuar el reconocimiento del Paleozoico al E de Benasque, en el punto donde lo dejamos en 1978.

Este año hemos tenido dos juegos de fotogramas aéreos del vuelo de 1957 y un juego más reciente (1981) de ICONA de excelente calidad, que se han utilizado sobre el terreno para guiar los itinerarios, situar las estaciones, croquizar los contactos, etc.

Los participantes fueron recibidos el día 3 en el Hostal de la familia Marraco, uno de cuyos miembros, el alcalde de Canfranc, habría de animar con su buen humor muchas tertulias de sobremesa. En el desván del Hostal dispondríamos de una espaciosa sala para charlas y lugar de lectura y trabajo en los días de descanso físico.

El día 4 fue la primera salida como entrenamiento. Subimos al Tobazo en telesilla, pasamos hacia el Sur al macizo cretáceo y por la brecha de Tortiellas descendimos para hacer el corte de la «pista grande» de Candanchú, completándolo con el reconocimiento de las calizas del Monte Tobazo en su flanco noroeste.

El día 5 se dedicó a dar instrucciones a los alumnos, organización de cuatro equipos, revisión del material distribuido, etc.

El día 6 fue la primera salida, todos los equipos juntos, para dos días. Subimos por las grauvacas de la Canal Roya hasta dejar las tiendas al pie del Anayet y realizamos el corte de la serie del Pérmico rojo y Estefaniense, con ejemplos «de libro» sobre emplazamiento de las andesitas, hasta pasar a la vertiente del Gállego. Al día siguiente recorrimos la cresta norte de la Canal Roya, frontera con Francia, teniendo ante nuestros ojos el espectáculo maravilloso del pitón del Midi.

El día 8 por la mañana tuvieron lugar dos sesiones de charlas introductoras a la geología general del Pirineo.

Durante los días 9 y 10 dos equipos, uno de ellos el de José Miguel Galera, acompañados por Arturo O'Neill, volvieron a la Canal Roya para estudiar su lado sur. Los otros dos equipos, con Luis María Ríos, se desplazaron a la cabecera del río Aurín, con el objeto de observar y cartografiar las estructuras en la sierra cretáceo-paleocena.

El día 12 subimos todos a La Raca y precisamos la cartografía de la Canal de Astún, bordeándola hasta descender por su lado norte.

Al día siguiente un grupo se internó en Rioseta y el otro se dedicó a la vertiente sur del macizo de Colarada.

El día 15 nos empleamos en la Canal de Izas durmiendo en las praderas junto a su río, y de mañana subimos, no sin cierto esfuerzo y temor a víboras, por su flanco norte a estudiar lo que parecía una escama tectónica de caliza carbonífera sobre grauvacas, que no sólo lo era, sino que además cobijaba un poco de Permotrias.

El día 17, domingo, coincidió con un día de descanso, pero algunos voluntarios estudiamos, a pie de carretera, algunos cortes estratigráficos no lejos de Canfranc.

El día 18 visitamos el valle de Ordesa y, a continuación, el sondeo de Broto, volviendo a dormir a Canfranc. Al día siguiente subimos a recorrer el circo de Ip, para lo que utilizamos el empinado funicular de cable, con algo de prevención, todo hay que decirlo: 900 m de salto.

El día 20, en dos grupos, completamos la cartografía de las partes fácilmente accesibles desde la carretera entre Canfranc y el Somport.

El último día, el 21, hicimos una excursión geológico-turística al valle de Hecho y Selva de Oza, volviendo a encontrar las estructuras y formaciones que ya nos eran familiares. Por la noche celebramos la cena final de despedida, dispersándose las participantes al día siguiente.

## 3. RESULTADOS

Se ha cubierto el estudio y cartografía de las zonas antes indicadas, la cual está siendo elaborada a escala 1/25.000, y es el objeto de la tesis de grado de José Miguel Galera.

La serie antehercínica más completa se puede observar en la «pista grande» de Candanchú (fig. 1) en situación correspondiente al flanco invertido del anticlinal del Tobazo. De arriba a abajo:

- H. Pizarras y grauvacas con plantas del Carbonífero. En el lugar del corte no afloran. En la Canal Roya tienen una potencia grande, posiblemente un millar de metros. En el flanco N del sinclinal de Canfranc hemos podido medir un mínimo de 600 m en posición vertical.

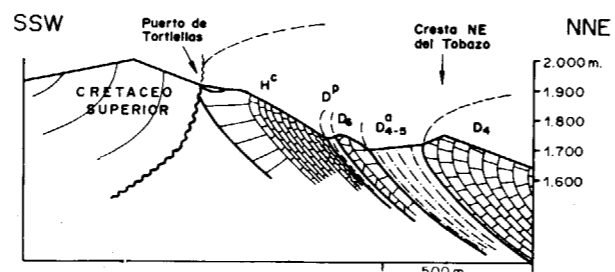


Figura 1.—Corte geológico por la pista grande de Candanchú.

- Hc. Calizas de base del Carbonífero bien correlacionables litológicamente por sus tres tramos con otros afloramientos del área. En el flanco sur del anticlinal del fuerte de Coll de Ladrones la serie fue descrita y datada como Namuriense, Vi-seense y parte alta del Tournaisiense por MARKS y WENSINK (1970), por conodontos; edades que confirmaron en el mogote de La Saguetta (al S y al otro lado del río Aragón, de donde se encuentra Casa Anglase). Los tres tramos son:

- Caliza negra de grano fino en bancos gruesos. Su potencia es del orden de 150 m, variable tectónicamente según las zonas.
- Caliza gris a negra de grano fino generalmente en bancos decimétricos con fina laminación paralela. Potencia del orden de 180 m.
- Caliza facies griotta gris claro a beige en bancos decimétricos, pátina amarilla. Potencia: del orden de 40 a 70 m. Hemos observado algunos niveles de liditas (cm) intercalados en las calizas en el flanco N invertido del sinclinal de Canfranc y en el cauce del río de la Canal de Izas, al N del Campanal de Izas.

- Dp. Pizarras grises oscuras de unos 15 m de potencia. En el lugar del corte contienen un nivel calcáreo-ferruginoso con los siguientes fósiles (determinaciones de H. MANSILLA): *Lindstroemia?*, *Favosites reticulata* BLAIN, *Protoretetpora* sp., *Cyathocrinites* sp., *Spirifer* sp., *Atrypa* sp., y *Schuchertella parva* HALL.

La edad es probablemente Devónico Superior.

- Dc<sup>6-5</sup>. En continuidad estratigráfica siguen unos 70 m de caliza gris oscuro en bancos métricos con pasadas de dolomía granuda. No hemos visto fósiles. Hacia el SE se oculta momentáneamente debajo de un pequeño retazo de Permotrias y la correlacionamos con la caliza que vuelve a aparecer en Rioseta totalmente recrystalizada.

- D<sup>a</sup><sub>4-5</sub>. Pizarras con pasaditas (cm-mm) más claras y areniscosas, de facies idéntica a la encontrada en otros Campamentos en regiones más orientales hasta la zona de Benasque y que pueden desarrollarse en el Devónico Medio y Superior. En el lugar del corte tienen una potencia de unos 150-200 m. En Rioseta podrían corresponder al espacio ocupado por los derrubios cuaternarios, más adelgazadas debajo del flanco inverso del anticlinal de las calizas del Tobazo.

- D<sub>4</sub>. Calizas del Tobazo. Corresponde a las calizas con fauna arrecifal del Devónico Medio estudiadas por diversos autores y recientemente por J. JOSEPH. En la zona de Canfranc la única unidad cartográfica atribuible a estas calizas es la del Tobazo, que se prolonga hacia el N, al otro lado del río Aragón. Creemos que las calizas de base del Carbonífero han sido erróneamente atribuidas al Devónico Medio en muchos lugares de la región de Canfranc.

En ninguna parte de esta región se deduce la existencia de términos más bajos que las calizas del Tobazo.

Aparte de la serie relacionada con el corte ya descrito, en ningún otro sitio observamos la caliza D<sup>c</sup><sub>5-6</sub>, excepto quizá en el cauce del río Aragón como núcleo anticlinal apenas aflorante unos 200 m al Sur de la antigua Casa-Cuartel. Así, por ejemplo, al N del Campanal de Izas, debajo de la caliza H<sup>c</sup> de base del Carbonífero, con su facies griotta bien visible, viene directamente la facies arenosa D<sup>a</sup><sub>4-5</sub>. En otros parajes la caliza H<sup>c</sup> viene en contacto con pizarras que admiten tramos de facies D<sup>a</sup><sub>4-5</sub> y bancos de algunos pocos metros de caliza amarillenta fosilífera. A continuación damos la lista de fósiles generalmente relacionados con esta caliza.

Junto a la margen derecha del cauce del río Aragón, en el flanco N del sinclinal de Canfranc, 200 m aguas arriba del nivel de caliza griotta con liditas, encontramos: *Fenestella* sp., *Pygidium* de trilobites, *Cyrtospirifer* sp. y *Praewaagenoconcha* sp.

En el punto de la cresta fronteriza con Francia, que por otra parte es divisoria de aguas entre la Canal Roya y el valle del Gállego, hemos hallado: *Hadrophylum* sp., *Poteriocrinites* sp., *Rhodocrinites crenatus?* GOLD, *Cyathocrinites* sp., *Cyrtospirifer?*, *Cyrtina hereroclita* DEFRANCE, *Phacops* sp., *Pleurotomaria* sp.

Toda esta fauna apunta a un Devónico Medio o Superior.

La ausencia del nivel de calizas D<sup>c</sup><sub>5-6</sub> entre estas pizarras y la caliza de base del Carbonífero la interpretamos como debida a la existencia de una laguna estratigráfica en la base de esta última, como ocurre en otros lugares del Pirineo.

Desde el punto de vista estructural se han distinguido dos fases hercínicas de plegamiento y los rasgos cartográficos que ocasionan. Estas interferencias de pliegues ya habían sido detectadas en el antiguo Campamento de Canfranc (J. M. Ríos, 1959, Memoria del V Campamento). La fase principal, con esquistosidad muy marcada, es de directrices NW-SE. Previamente hay una fase transversa NE-SW. Es el mismo sistema que en el área del valle de Tena contigua (L. M. Ríos et al., 1983).

Queremos referirnos de manera especial a un rasgo muy importante, de unos 13 kilómetros de longitud, que es el contacto anormal entre la serie hercínica del área de Canfranc y el Permotrias situado al Norte. En trabajos anteriores que conocamos, como el ya clásico de VAN DER LINGEN (1960), dicha falla se ha interpretado como inversa cabalgante hacia el Sur. Dado que los terrenos más jóvenes, los del Permotrias, están al Norte, se puede admitir esta interpretación si se considera que esa falla previamente funcionara como falla directa durante o después del depósito del Permotrias. La presencia de brechas potentes (Dms) interestratificadas en la parte alta del Permotrias sugiere cierta movilidad tectónica cercana, en relación con fenómenos distensivos responsables del vulcanismo andesítico del Midi d'Ossau y Anayet bien estudiado recientemente por F. BIXEL y CL. LUCAS (1983).

## Noticias

### CONCURSO CIENTIFICO PARA 1984 DE LA REAL ACADEMIA DE DOCTORES

#### PREMIO DE LA REAL ACADEMIA

Tema: Libre.  
Distinción honorífica de Doctor Académico Colaborador.

#### PREMIO RAFAEL DIAZ-LLANOS (1984)

Tema: Estéticas que animan la plástica del siglo XX.  
Dotación: Setenta mil pesetas.

#### PREMIO ENTIDAD ABELLO, S. A. (1984)

Tema: Libre.  
Dotación: Setenta mil pesetas.

#### PREMIO FUNDACION GOMEZ PARDO (1984)

Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía.  
Dotación: Setenta mil pesetas.

#### PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1984)

Tema: Tecnología del carbón en cualquiera de sus aspectos.  
Dotación: Setenta mil pesetas.

#### PREMIO SOCIEDAD HULLERA VASCO-LEONESA (1984)

Tema: Libre.  
Dotación: Setenta mil pesetas.

#### PREMIO LUIS ADARO MAGRO (1984)

Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía.  
Dotación: Setenta mil pesetas.

#### PREMIO DE LA ASOCIACION CATALANA DE PROPIEDAD BALNEARIA (1983)

Tema: Eficacia y actualidad de las aguas termales.  
Dotación: Sesenta mil pesetas.

#### PREMIO JOSE CELMA PRIETO (1982)

Tema: La cobertura de los riesgos de incapacidad y/o validez, dentro de los Seguros de Grupo sobre la vida humana. Sugerencias para adecuar su actual regulación económico-legal o las nuevas circunstancias que concurren hoy en tales modalidades de riesgo.  
Dotación: Cincuenta mil pesetas.

### BASES GENERALES

1.ª Podrán tomar parte en el Concurso los Doctores españoles, portugueses, iberoamericanos, filipinos y guineanos. Quedan excluidos los que pertenezcan como Doctores Académicos Numerarios a esta Real Corporación.

2.ª El plazo de admisión de las tesis doctorales, por triplicado, en español, finalizará el 7 de diciembre de 1984 a las 20 horas, período durante el cual se admitirán en la Secretaría (San Bernardo, 49), de seis a ocho de la tarde.

3.ª Las tesis deberán haber alcanzado la calificación de sobresaliente por unanimidad, desde enero de 1983 a diciembre de 1984. Se justificará documentalmente, con visado del Cónsul de España, caso de haberse verificado la colación en universidad extranjera, la fecha de colación y la calificación unificada.

4.ª Caso de declararse desierto algún premio, éste será prorrogado en Cursos sucesivos, hasta su adjudicación, o asignado expresamente a otra tesis que resuma las características señaladas en el párrafo anterior.

5.ª Cada concursante indicará al premio que se presenta.

6.ª Los trabajos premiados quedan en propiedad de esta Real Academia de Doctores. Los no premiados se podrán retirar de la Secretaría de la Corporación, durante el primer trimestre de 1985.

7.ª El resultado de este Concurso se hará público y entregados los Premios y Diplomas en Sesión Solemne.

### LOS METALES MEJORARAN EN EL PRESENTE AÑO

La recuperación económica impedirá que los precios de los metales disminuyan, pero será muy difícil volver a mercados con la misma fortaleza que los observados en la década de los setenta, según pronostica un informe sobre 1984, publicado por Shearson-American Express.

Los «stocks» de los metales están situados en niveles muy altos y la capacidad de producción de las minas está subutilizada. Otro factor en contra de los incrementos espectaculares de los precios es el progresivo control estatal sobre la producción de metales y de alto precio del dinero, mayor que durante la década anterior. Por otra parte, los incrementos en los precios motivarán la apertura de las factorías ahora cerradas, por lo que la oferta se incrementará.

Los precios previstos para los metales preciosos muestran una nueva caída. Para el oro se prevé una media de 380 dólares la onza durante 1984, contra 424 dólares en 1983. Para el platino, la media llegará a los 400 dólares, contra los 424 de 1983, y para la plata 10 dólares la onza, contra 11,43 el año pasado.

Los precios de los metales de base serán mayores en 1984. El aluminio se moverá a niveles muy elevados entre las 1.050 y las 1.400 libras por tonelada. La media se situará en 1.250 libras con un incremento del 31 por 100 sobre el año pasado. El precio medio del cinc en 1984 será un 34 por 100 superior al de 1983, situándose a 690 libras por tonelada.

Sin embargo, el precio del plomo se incrementará sólo un 7 por 100, hasta las 300 libras por tonelada. El níquel tendrá una media de 3.400 libras, con un incremento del 10 por 100, mientras que el cobre mantendrá un nivel similar al de 1983, situado en las 1.050 libras por tonelada.

### SIMPOSIO NACIONAL SOBRE RECONOCIMIENTO DE MACIZOS ROCOSOS

La Sociedad Española de Mecánica de las Rocas organiza su VIII Simposio Nacional que, bajo el título **Reconocimiento de Macizos Rocosos**, tendrá lugar en Ma-

drid los días 5 y 6 de diciembre de 1984, en el Centro de Estudios Hidrográficos, sede de dicha Sociedad.

Dentro del Simposio tendrán cabida todos los aspectos del reconocimiento y caracterización de macizos rocosos y, en particular, se desarrollarán los siguientes temas:

- Trabajos de campo en macizos rocosos.
- Caracterización de macizos rocosos.
- Reconocimiento para taludes y túneles.
- Reconocimiento para presas y cimentaciones.

Durante el Simposio estará abierta una Exposición Técnica de material (de geofísica, de sondeo, de ensayo, de adquisición de datos, de informática, etc.), relacionado con el reconocimiento de macizos rocosos, y se prevé la proyección de películas técnicas.

Por otra parte, la Sociedad Española de Mecánica de las Rocas concederá un premio a la mejor comunicación presentada al Simposio.

La correspondencia relativa al Simposio debe dirigirse a: Sociedad Española de Mecánica de las Rocas, VIII Simposio Nacional, Paseo Bajo de la Virgen del Puerto, 3, Madrid-5, teléfono (91) 265 68 00.

### VII CONGRESO INTERNACIONAL DE MINERIA Y METALURGIA

Organizado por la Asociación Nacional de Ingenieros de Minas y con el patrocinio del Departamento de Industria de la Generalidad de Cataluña, tendrá lugar el VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia, en Barcelona, los días 14 al 19 de mayo de 1984, en el Palacio de Congresos, bajo el lema «Futuro de los Recursos Naturales».

El Congreso comprende las siguientes áreas:

#### AREA I. GEOLOGIA APLICADA

- 1.1. Técnicas de investigación y evaluación de yacimientos minerales.
- 1.2. Recursos minerales para generación de energía.
- 1.3. Recursos minerales para la industria metalúrgica.
- 1.4. Recursos minerales para la industria química y para la industria de la construcción.
- 1.5. Aguas subterráneas y geotermia.

#### AREA II. MINERIA

- 2.1. Avances tecnológicos del laboreo en superficie de minerales y rocas.
- 2.2. Avances tecnológicos del laboreo subterráneo.
- 2.3. Avances en otras tecnologías aplicadas en minería.
- 2.4. Preparación, comercio y abastecimiento de minerales y rocas.
- 2.5. Seguridad e higiene, legislación y restauración de terrenos.

#### AREA III. ENERGIA

- 3.1. Energía y desarrollo regional.
- 3.2. Aprovechamientos energéticos residuales.
- 3.3. Conservación de la energía.
- 3.4. Presente y futuro de la industria petroquímica.

### AREA IV. APROVECHAMIENTO Y TRANSFORMACION DE MINERALES Y METALES

- 4.1. Industria de la construcción.
- 4.2. Metalurgia.
- 4.3. Siderurgia.
- 4.4. Bienes de equipo.

### AREA V. MEDIO AMBIENTE

- 5.1. Contaminación atmosférica industrial.
- 5.2. Contaminación minero-industrial de las aguas.
- 5.3. Residuos industriales.
- 5.4. Legislación ambiental minera.

### AREA VI. FORMACION INTEGRAL

- 6.1. El perfil del Ingeniero de Minas del futuro.
- 6.2. La formación académica en las Escuelas.
- 6.3. Especialización, formación permanente y reconversión.

Las comunicaciones y resúmenes serán presentados en forma que puedan ser reproducidos fotográficamente con reducción aproximada de un tercio. El texto íntegro del trabajo no podrá exceder de 15 páginas en formato UNE A-4 (210×297 mm), que se aplicará asimismo a los gráficos correspondientes, confeccionados en color negro.

El plazo de admisión del resumen termina el 31-1-84, y el de las comunicaciones, el 29-2-84.

Existe un amplio programa de excursiones para los acompañantes.

Asimismo se organiza una feria-exposición, que tendrá lugar en una zona situada en el propio Palacio de Congresos y en otra al aire libre en la Plaza del Universo.

Los boletines de inscripción y de reserva de alojamiento, así como los demás detalles complementarios se solicitarán al VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia, Caspe, 34, principal, despacho número 10, Barcelona-10, teléfono (93) 318 02 29.

### CURSO SOBRE «AVENIDAS. CALCULO, LAMINACION Y PREVISION»

Fecha: 7-11 de mayo de 1984.  
Lugar: Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Barcelona.  
Secretaría: Jorge Girona Salgado, número 21, Barcelona-34, teléfono (93) 204 82 52.  
Organiza: Departamento de Hidráulica.

### COOPERACION CIENTIFICA Y TECNOLÓGICA

El Comité Conjunto Hispano-Norteamericano publica en el «Boletín Oficial del Estado» de 1 de febrero del presente año, dos resoluciones con fecha 17, convocando ayudas para acciones complementarias (seminarios, intercambios de personal investigador y visitas) de los proyectos cooperativos de investigación entre ambos países.

Con ello se pretende institucionalizar un cauce para la cooperación en la investigación de científicos españoles y norteamericanos, de gran interés para la promoción de la investigación española.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

821985. **Estudios de métodos para el cambio de sistema de proyección Lambert a U. T. M.**  
*IGME* (1978), pp. 1-99, esp., ref. (8), bibl. IGME.  
 \* Cartografía, Correlación, Coordenadas geodésicas, Deformación, Corrección, Método matemático, España.

### GEOLOGIA REGIONAL

822182. **Información geológica Valladolid, Vizcaya y Zamora.**  
*IGME* (1971), esp., bibl. IGME.  
 \* Monografía, Geología regional, Provincia de Valladolid, Provincia de Vizcaya, Provincia de Zamora, Región Cantábrica, Hercínico Central, Cuenca Duero, Mapa geológico, Hidrogeología, Sondeo, Roca.
822222. **Contributions to the geology of Algarve, Portugal. I the Miocene facies of Olhos de Agua.** ROMARIZ, C.; OLIVEIRA, M.; ALMEIDA, C.; BAPTISTA, R., y CARDOSO, J.  
*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico. Faculdade Ciencias* (1979-1980), vol. 16, pp. 243-251, ing., ref. (4), bibl. IGME.  
 \* Calcario, Arenisca, Roca clástica, Karst, Mioceno, Plioceno, Pleistoceno, Cuaternario, Erosión, Nivel-río, Manto agua, Playa, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Sedimentación marina, Medio marino, Portugal, Algarve.
822238. **Cartografía Pérmico-Triás. Sistema Central - Cordillera Ibérica.**  
*Cuad. Geol. Iber.* (1982), núm. 6, pp. 1-95, esp., ref. (47), bibl. IGME.  
 \* Monografía, Pérmico, Triásico, Mapa, Geológico, Macizo Ibérico, Hercínico Central, Ciclo sedimentario, Paleogeografía, Estructura sedimentaria, Flora.
822243. **Reunión de xeoloxia do Noroeste Peninsular.**  
*Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 1-343, esp. bibl. IGME.

\* Reunión, Geología, Tectónica, Geotecnia, Yacimentología, Geomorfología, Península Ibérica, España.

822268. **Reunión de Xeoloxia e Minería do Noroeste Peninsular (Nadal, 1980).**  
*Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* (1981), vol. 2, núm. 1-2, esp., ref. (687), bibl. IGME.  
 \* Reunión, Geología regional, Yacimentología, Galicia, Macizo Galaico, Hercínico centro.

### ESTRATIGRAFIA

821679. **Nueva interpretación estratigráfica del Complejo Urgoniano en el área SW de la región Vasco-Cantábrica.** GARCIA MONDEJAR, J.  
*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 223-228, esp., res. ing., ref. (21), bibl. IGME.  
 \* Aptiense, Albense, Discontinuidad, Correlación, Fauna, Foraminífera, Ciclo sedimentario, Transgresión, Regresión, Tectónica de placas, Complejo Urgoniano, Región Cantábrica.
821861. **Estudio del Mesozoico de Rodiles a la Isla (Hojas de Villaviciosa y Lastres).** PIGNATELLI, R.  
*IGME* (1968), esp., bibl. IGME.  
 \* Carbonífero, Jurásico, Corte geológico, Roca carbonatada, Marga, Arcilla, Arenisca, Flysch, Discordancia angular, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Pliegue, Anticlinal, Sinclinal, Asturias.
821875. **Nota sobre la existencia de afloramientos anteordovícicos en la Sierra de San Pedro-Cáceres-Badajoz.** BASCONES, L., y MARTIN HERRERO, D.  
*Bol. Geol. Min.* (1981), vol. 92, núm. 6, pp. 1-8, esp., ref. (20), bibl. IGME.  
 \* Estudio crítico, Antecámbrico, Ordovícico inferior, Llandeilo, Roca metamórfica, Litofacies, Estructura sedimentaria, Fauna específica, Tectónica de fractura, Pliegue, Orogenia hercínica, Provincia Cáceres, Provincia Badajoz, Sierra de San Pedro, Macizo Hespérico.
821914. **El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia.** MAS MAYORAL, J. R.  
*Semin. estratigr. Ser. monogr.* (1981), núm. 8, pp. 1-408, esp., res. ing., ref. (315), bibl. IGME.

\* Tesis, Valanginiense, Hauteriviense, Barremiense, Aptiense, Albense, Cenomanense, Fauna, Estructura sedimentaria, Ciclo sedimentario, Corte geológico, Litofacies, Medio litoral, Sedimentación litoral, Bioturbación, Isopaca, Provincia Valencia, Macizo Ibérico.

822251. **El Silúrico de Galicia media, central, su importancia en la paleogeografía varisca.** PONCE DE LEON, I., y ROBARDET, M.  
*Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 99-115, esp., res. ing., franc., ref. (46), bibl. IGME.  
 \* Síntesis bibliográfica, Silúrico, Sedimentación glaciomarina, Medio glaciomarina, Fauna específica, Litofacies, Anticlinorio, Litofacies, Neis, Neis ocelar, Paleogeografía, Orogenia hercínica, Formación «Ollo de Sapo», Provincia de Lugo, Provincia de La Coruña.

### GEOMORFOLOGIA

821711. **Morfogénesis del valle de Sant Miguel de Campmajor.** PALLI BUXO, L., y TRILLA ARRUFAT, J.  
*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 451-456, esp., res. ing., ref. (2), bibl. IGME.  
 \* Mapa geomorfológico, Valle, Morfodinámica, Socavón, Relieve estructural, Neotectónica, Mapa geológico, Eoceno, Cuaternario, Provincia de Gerona.
821783. **Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico, sectores de Gredos y Guadarrama.** GARZON HEYDT, M. G.; DE PEDRAZA GILSANZ, J., y UBANELL, A. G.  
*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 475-496, esp., ref. (3), bibl. IGME.  
 \* Macizo montañoso, Rifting, Morfodinámica, Relieve estructural, Rejuvenecimiento del relieve, Tectónica de fractura, Movimiento vertical, Mioceno, Plioceno, Provincia de Madrid, Provincia de Segovia, Provincia de Avila, Provincia de Toledo, Sierra de Gredos, Sierra de Guadarrama, Hercínico centro.

### CUATERNARIO

821714. **Les facies d'alteration des terrasses alluviales de la moyenne vallee du Duerna (Prov. Leon): Un exemple de l'evolution des nappes alluviales siliceuses du Nord-Ouest de la Vieille Castille.** HERAIL, G.  
*Acta Geol. Hisp.* (1982), vol. 14, pp. 466-473, franc., res. esp., ref. (17), bibl. IGME.  
 \* Cuaternario, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Terraza, Alteración, Suelo, Suelo pardo, Ultisol, Perfil suelo, Granulometría, Análisis químico, Capacidad-cambio-ión, Provincia León.

821720. **Los depósitos marinos pleistocenos en Mallorca.** POMAR, L., y CUERDA, J.  
*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 505-513, esp., res. ing., ref. (43), bibl. IGME.  
 \* Pleistoceno, Medio marino, Fauna, Yacimiento fosilífero, Datación, Th-U, Escala absoluta, Eustatismo, Neotectónica, Mallorca, Baleares.

### GEOCRONOLOGIA

821881. **Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb-Sr de dos cuerpos de ortoneises en Galicia occidental.** GARCIA GARZON, J.; DE PABLO MACIA, J. G., y LLAMAS BORRAJO, J. F.  
*Bol. Geol. Min.* (1981), vol. 92, núm. 6, pp. 49-52, esp., res. ing., ref. (15), bibl. IGME.  
 \* Geocronología, Ortoneis, Datación, Rb-Sr, Isócrona, Ordovícico, Ortoneis biotítico, 468,6±5,5 M. A., Provincia La Coruña, Provincia Pontevedra.

### GEOLOGIA MARINA

821719. **Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares.** SERRA RAVENTOS, J.; MALDONADO, A., y RIBA, O.  
*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 494-504, esp., res. ing., ref. (60), bibl. IGME.  
 \* Margen continental, Plataforma continental, Basamento, Sísmica de reflexión, Perfil geográfico, Eustatismo, Control tectónico, Sedimentación-margen-continental, Medio-margen-continental, Mar Mediterráneo oeste, España, Francia, Africa del Norte.
822091. **Estado de las investigaciones oceanográficas en zonas de vertidos de desechos radiactivos en el Atlántico Noroeste.** GARCIA MORON, J. M.  
*Bol. inf. medio ambiente* (1982), núm. 23, pp. 12-27, esp., ref. (21).  
 \* Oceanografía, Polución, Residuo radiactivo, Corriente, Corriente de fondo, Batimetría, Salinidad, Temperatura, Atlántico Noreste.
822102. **Resultados preliminares de la campaña de geología marina «Pato-78».** DIAZ DEL RIO ESPAÑOL, V.  
*Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* (1981), vol. 6, núm. 2, pp. 107-114, esp., res. ingl., bibl. IGME.  
 \* Geología marina, Nivel acústico, Sísmica de reflexión, Anomalia magnética, Batimetría, Instrumentación, Muestreo, Margen continental, Morfología, Sedimentología, Estratigrafía, Paleogeografía, Provincia Alicante, Provincia Murcia, Mar Mediterráneo oeste.

822125. **Análisis de sedimentos marinos.** ARRUFAT VENTURA, M., y OBIOLS SALVAT, J.

*I. Q. S. Instituto Químico de Sarriá* (1982), núm. 13, pp. 46, esp., bibl. IGME.

\* Sedimento marino, Ensayo laboratorio, Humedad, Materia orgánica, Carbonato, Granulometría, Análisis químico.

822244. **El zócalo antemesozoico sumergido del margen continental Norte-Ibérico.** CAPDEVILLA, R.

*Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 15-17, esp., bibl. IGME.

\* Margen continental, Investigación científica, Basamento, Roca ígnea, Roca metamórfica, Litofacies, Provincia de Lugo, Provincia de La Coruña.

---

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

---

821740 **Comportamiento de una arcilla compactada en procesos de carga cíclica sin drenaje.** PASTOR, M., y URIEL, A.

*Bol. Inf. Lab. Carret. Geotec.* (1982), núm. 149, pp. 3-23, esp., ref. (4), bibl. IGME.

\* Carga, Carga cíclica, Arcilla, Presión poros, Compresión triaxial, Modelo, Modelo respuesta armónica, Provincia de Madrid.

821972. **Problemas geotécnicos específicos. Memoria y Anexos.**

*IGME* (1978), pp. 17-105, esp., bibl. IGME.

\* Datos, Estabilización, Capacidad carga, Cimentación, Excavación, Sondeo, Ensayo «in situ», Ensayo laboratorio, Propiedad mecánica, Propiedad física, Resistencia-compresión, Perfil geofísico, Marga, Arcilla, Arenisca, Yeso, Terciario, Geología regional, Mapa Geológico, España.

822098. **Contribución al estudio de la Ría de Betanzos (NW de España). II. Estudio de un foco de contaminación en época seca.** GONZALEZ, N.; CABANAS, J. M.; IGLESIAS, M. L., y NUNES, M. I.

*Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* (1981), vol. 6, núm. 1, pp. 3-15, esp., ref. (4), bibl. IGME.

\* Estuario, Residuo industrial, Residuo doméstico, Polución, Protección medio ambiente, Muestreo, Corriente-marea, Salinidad, Agua salada, Interfase, Hidrodinámica, Ecuación matemática, Ión, Nitrato, Fosfato, Oxígeno, Provincia La Coruña.

822132. **Curso sobre excavación de túneles en roca.**

*Curso sobre excavación de túneles en roca* (1981). E. T. S. Ing. de Caminos. Valencia (1981), 4 vol., esp., ref. (51), bibl. IGME.

\* Reunión, Excavación, Sostenimiento, Túnel, Mecánica de rocas, Propiedad mecánica, Ruptura, Medio viscoplastico, Material expansivo, Hidrogeología regional, Clasificación, Ecuación matemática.

822151. **Primer curso de sostenimientos activos en minería y obras subterráneas.**

*Primer curso de sostenimientos activos en minería y*

*obras subterráneas* (1979). Madrid. Fundación Gómez Pardo (1979), esp., franc., ref. (123), bibl. IGME.

\* Reunión, Sostenimiento, Obra subterránea, Obra, Mina, Tecnología minera, Mecánica de rocas, Bulonaje, Túnel, Roca, Elemento tectónico, Propiedad mecánica, Propiedad geotécnica, Ensayo laboratorio, Instrumentación.

822207. **Determinação de sulfatos em águas de superfície. Titulação potenciométrica com electrodo ao lão Chumbo.** SEABRA, J., y TAVARES, M. J.

*Boletim Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico. Faculdade Ciências* (1979-1980), vol. 16, pp. 35-48, port., res. ing., ref. (5), bibl. IGME.

\* Río, Agua dulce, Ión, Sulfato, Análisis menores, Titrimetría, Metodología, Instrumentación, pH, Precisión de medida, Portugal.

822262. **El desprendimiento de Lor. Estudio geotectónico.** FERNANDEZ MENENDEZ, J. L., y VIDAL ROMANI, J. R.

*Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 233-247, esp., bibl. IGME.

\* Vía de comunicación, Deslizamiento de terreno, Desprendimiento, Estabilidad, Geomorfología, Cuarzita, Pizarra, Coluvión, Talud carretera, Valle del río Lor, Provincia Lugo.

---

## PALEOBOTANICA

---

821774. **Estudio paleobioquímico de la materia orgánica de restos fosilizados de *Frenelopsis* procedentes del Supracretácico de Torrelaguna.** Madrid. ALMENDROS, G.; ALVAREZ-RAMIS, C., y POLO, A.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 285-302, esp., res. ing., ref. (26), bibl. IGME.

\* Gimnosperma, Cretácico Superior, Bioquímica, Histología, Materia orgánica, Acido húmico, Acido fúlvico, Microscopio electrónico, Espectrometría, Provincia de Madrid.

---

## PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

---

821903. **Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rubles, La Pedrera de Mela.** LACASA RUIZ, A.

*Ilerda* (1981), núm. 42, pp. 61-159, esp., ref. (180), bibl. IGME.

\* Yacimiento fósilífero, Síntesis bibliográfica, Inventario, Calcáreo, Alga, Pteridophyta, Gimnosperma, Artrópoda, Insecto, Anfibio, Reptilia, Paleocología, Cretácico Inferior, Caliza litográfica, Montsec, Provincia de Lérida.

821915. **XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología.** Madrid: ENADIMSA (1973), pp. 1-311, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Micropaleontología, Bioestratigrafía, Provincia Sevilla, Provincia Cádiz, Catálogo, Aragón.

---

## PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS

---

821697. **Datos sobre el Valleslense medio-superior de los alrededores de Terrasa.** GOLPE, J. M.; SANTAFE, J., y CASANOVAS, M. L.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 356-361, esp., res. ing., ref. (5), bibl. IGME.

\* Yacimiento fósilífero, Mioceno superior, Vallesiense, Corte geológico, Medio continental, Pangidae, Seriformes, Rodentia, Carnívora, Mustelidae, Hyaenidae, Proboscidea, Deinotheroidea, Fauna vertebrados, Mandíbula, Osamenta, Diente, Provincia de Barcelona.

821772. **Precisiones sobre la geología, fauna, cronoestratigrafía y paleoecología del yacimiento Mioceno de Córcoles.** ALFEREZ, F.; MOLERO, G.; BREA, P., y SANTA-FE, J.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 249-276, esp., res. ing., ref. (41), bibl. IGME.

\* Yacimiento fósilífero, Fauna crustáceos, Fauna gasterópodos, Fauna peces, Fauna anfibios, Fauna reptiles, Fauna pájaros, Fauna mamíferos, Burdigaliense, Sedimentación lagunar, Arcilla, Marga, Molasa, Calcáreo, Cronoestratigrafía, Paleocología, Provincia Guadalajara.

---

## PALEONTOLOGIA DE INVERTEBRADOS

---

821772. **Precisiones sobre la geología, fauna, cronoestratigrafía y paleoecología del yacimiento Mioceno de Córcoles.** ALFEREZ, F.; MOLERO, G.; BREA, P., y SANTA-FE, J.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis. Nat. Madrid. Madrid* (1972), vol. 76, núm. 2, pp. 249-276, esp., res. ing., ref. (41), bibl. IGME.

\* Yacimiento fósil, Fauna crustáceos, Fauna gasterópodos, Fauna peces, Fauna anfibios, Fauna reptiles, Fauna pájaros, Fauna mamíferos, Burdigaliense, Sedimentación lagunar, Medio lagunar, Arcilla, Marga, Molasa, Calcáreo, Cronoestratigrafía, Paleocología, Provincia Guadalajara.

821920. **El Maestrichtiense lagunar. Garumense de Isona.** LIEBAU, A.

*Coloquio Europeo de Micropaleontología*, 13-1973. Madrid. ENADIMSA (1973), pp. 87-112, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Maestrichtiense, Sedimentación lagunar, Medio lagunar, Fauna específica, Microfósil, Fauna foraminíferos, Fauna ostrácodos, Fauna gasterópodos, Fauna pelocípodos, Marga, Nivel guía, Fósil característico, Paleogeografía, Provincia de Lérida.

821923. **La sección de Campo, provincia de Huesca.** SCHAUB, H.

*Coloquio Europeo de Micropaleontología*, 13-1973. Madrid. ENADIMSA (1973), pp. 151-170, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Bioestratigrafía, Fauna específica, Paleoceno, Paleoceno medio, Eoceno inferior, Ilerdiense, Cuisiense, Fauna foraminíferos, Fauna ostrácodos, Nanofósil, Flora dinoflagelada, Estructura sedimentaria, Litofacies, Campo, Santa Liestra, Benasque, Provincia Huesca.

821925. **El Andaluciense.** PERCONIG, E.

*Coloquio Europeo de Micropaleontología*, 13-1973. Madrid. ENADIMSA (1973), pp. 201-223, esp., res. ing., franc., ref. (44), bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Estudio crítico, Meotense, Andaluciense, Estratotipo, Fauna específica, Fauna foraminíferos, Biofacies, Calcáreo, Marga, Arenisca, Sedimentación marina, Medio marino, Paleogeografía, Zona Bética, Mar de Alborán, Carmona, Alcalá de Guadaíra, Alcalá del Río, Provincia de Sevilla.

822106. **Los foraminíferos Plio-Pleistocénicos de las formaciones litorales del Mar Menor, Murcia, y las condiciones paleoecológicas del Mediterráneo.** MATEU, G.

*Bol. Inst. Esp. Oceanográfico* (1981), vol. 6, núm. 4, pp. 273-304, esp., res. ing., ref. (87), bibl. IGME.

\* Foraminífera, Plancton, Polimorfismo, Paleocología, Paleoclima, Evaporita, Medio litoral, Plioceno, Pleistoceno, Provincia Murcia, Mar Mediterráneo oeste.

---

## TECTONICA

---

821685. **Aportación a la geología de la región de Barbastro.** PARDO, G., y VILLENNA, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 289-292, esp., res. ing., ref. (17), bibl. IGME.

\* Pliegue, Anticlinal, Micropliegue, Microtectónica, Mantode corrimiento, Evaporita, Terciario, Síntesis bibliográfica, Provincia de Huesca.

821686. **La evolución tectonosedimentaria de las Baleares. Análisis crítico.** POMAR, L.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 293-310, esp., res. ing., ref. (148), bibl. IGME.

\* Estudio crítico, Bibliografía, Primaria, Secundaria, Eoceno medio, Eoceno superior, Oligoceno, Neógeno, Medio agua poco profunda, Surco, Escala, Pliegue, Cabalgamiento, Olitostroma, Falla, Falla horizontal, Control tectónico, Ciclo sedimentario, Paleo, Geografía, Baleares.

821776. **Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica.** CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNANDEZ CASALS, M. J.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 313-331, esp., res. ing., ref. (3), bibl. IGME.

\* Cadena intracontinental, Cabalgamiento, Orogenia hercínica, Metamorfismo regional, Esquistosidad, Litofacies, Hercínico Centro Cordillera Central.

822085. **Las discordancias progresivas de la cobertura carbonífera de Ojejo de la Peña: Testigos de la reactivación de un pliegue del basamento por «Flexural-Slip» (Cordillera Cantábrica).** ALONSO, J. L.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 3, pp. 214-225, esp., res. ing., ref. (34), bibl. IGME.

\* Discordancia, Tectónica de cobertera, Deformación, Basamento, Sinclinal, Pliegue, Pliegues en bucles, Flora específica, Estefaniense, Oejo de la Peña, Provincia de León, Región Cantábrica.

822255. **Zonas de arcilla dúctil en el NW de la Península Ibérica.** IGLESIAS, M., y CHOOKROUNE, P.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 163-164, esp., ref. (2), bibl. IGME.

\* Tectónica de fractura, Falla horizontal, Pliegue, Plano axial, Esquistosidad de flujo, Foliación, Galicia.

822256. **Las fases de replegamiento hercinianas en la zona Astur-Occidental Leonesa, NW de España.** PULGAR, J.

*Cuad. lab. Geol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 165-171, esp., bibl. IGME.

\* Orogenia hercínica, Estilo tectónico, Deformación polifásica, Pliegue, Plano axial, Esquistosidad, Clivaje-pizarra, Metamorfismo regional, Polimetamorfismo, Kinkband, Falla-cabalgamiento, Fracturación, Arco Asturiano.

822258. **Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la fosa blastomilonítica, La Coruña.** ORTEGA, E.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 177-186, esp., ref. (10), bibl. IGME.

\* Graben, Deformación polifásica, Pliegue, Pliegue kinkband, Pliegue asimétrico, Plano axial, Esquistosidad, Micropliegue, Metamorfismo, Malpica, Cabo San Adrián, Provincia La Coruña.

## HIDROLOGIA

821703. **Estudio del transporte de solutos en las aguas subterráneas del sistema acuífero de Madrid mediante un modelo digital de celdas de cuerdas.** LLAMAS, M. R., y SIMPSON, E. S.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 395-404, esp., res. ing., ref. (8), bibl. IGME.

\* Modelo, Simulación numérica, Materia-solución, Transporte-solución, C<sub>14</sub>, Hidrodinámica, Régimen permanente, Agua subterránea, Manto agua, Roca detrítica, Terciario, Provincia de Madrid.

821705. **Aspects of hydrochemical balance of «Las Tablas de Daimiel» (C. Real, Spain).** PORTA, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 410-415, res. ing., esp., ref. (7), bibl. IGME.

\* Ecosistema, Medio lacustre, Medio fluvial, Hidrodinámica, Agua, Análisis químico, Cation, Anion, Datos, Caudal-río, Provincia de Ciudad Real.

821878. **Características hidráulicas de la «Facies Guadaluajara», fosa del Tajo.** VILLARROYA GIL, F. I.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 92, núm. 6, pp. 23-35, esp., res. ing., ref. (22), bibl. IGME.

\* Manto-agua, Sistema multicapa, Inventario, Puntos de agua, Transmisibilidad, Caudal, Ensayo-caudal, Distri-

bución estadística, Cuenca del río Henares, Provincia Madrid, Provincia Guadalajara.

821942. **Resúmenes de las Comunicaciones presentadas al Simposio Internacional Agua Siglo XXI.**

*Madrid: Centro estudios hidrográficos* (1980), pp. 1-181, esp., ing., bibl. IGME.

\* Reunión, Gestión-recursos-agua, Agua superficie, Agua subterránea, Planificación. Perspectiva.

## MINERALOGIA: NO SILICATOS

821728. **Fe-dolomite (Teruelite) from the Keuper, of the southern sector of the Iberian Mountain Range, Spain.** ARRIORTJA, M.; AMIGO, J. M.; BESTEIRO, J.; DECLERCQ, J. P., y GERMAN, G.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, pp. 187-188, esp., res. ing., ref. (15), bibl. IGME.

\* Mineral nuevo, Carbonato, Dolomita, Composición rica en hierro, Dato mineral, Análisis químico, Hábito, Índice de refracción, Estructura cristalina, Difracción RX, Keuper, Fernelita, Monte Calvario, Barranca del Salobrel, Provincia de Teruel.

## MINERALOGIA: SILICATOS

821729. **Fe, Mg, M.I site distribution in some clinopyroxenes from Santa Olalla, Huelva. Spain.** ARRIORTUA, M. I.; AMIGO, J. M.; DECLERCQ, J. P., y GERMAIN, G.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 4, pp. 189-190, ing., ref. (9), bibl. IGME.

\* Clinopiroxeno, Grupo clinopiroxeno, Afino, Estructura cristalina, Orden-desorden, Fórmula, Oxidación, Skarn, Provincia de Huelva, Análisis químico.

822209. **Ocorrência de Montmorillonite em rochas graníticas da região de Braga.** LOPES, J. E., y SEQUEIRA, M. A.

*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico. Faculdade de Ciencias* (1979-1980), vol. 16, pp. 69-80, port., res. ing., ref. (17), bibl. IGME.

\* Montmorillonita, Grupo-arcilla-mineral, Fracción fina, Difracción RX, Estructura cristalina, Análisis término diferencial, Análisis termogravimétrico, Análisis mayores.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

821680. **Relación entre sedimentos terrígenos costeros, facies arrecifales y evaporitas. El modelo de Centelles y**

**su aplicación regional.** SANTIESTEBAN, C., y TABERNER, C.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 229-236, esp., res. ing., ref. (13), bibl. IGME.

\* Eoceno, Sedimentación litoral, Sedimentación deltaica, Medio litoral, Medio deltaico, Medio alta energía, Modelo, Cono aluvial, línea-costal, Arrecife-barrera, Barra, Laguna, Estructura sedimentaria, Provincia Barcelona.

821681. **Facies y control tectónico de la cuenca Eocena Subpirenaica Catalana.** SANTIESTEBAN, C., y TABERNER, C.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 237-241, esp., res. ing., ref. (9), bibl. IGME.

\* Eoceno inferior, Graben, Horts, Turbiditas, Orogenia alpina, Medio agua poco profunda, Corriente turbidez, Estructura sedimentaria, Evaporita, Control tectónico, Línea costa, Surco, Barra, Laguna, Provincia Gerona, Provincia Lérida, Pirineos Españoles.

821738. **Fábricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada.** ORTI CABO, F., y ROSELL ORTIZ, L.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 4, pp. 235-253, esp., res. ing., ref. (69), bibl. IGME.

\* Anhidrita, Evaporita, Fábrica, Hábito, Litofacies, Medio sebka, Diagénesis, Trías, Eoceno, Oligoceno, Mioceno, Anhidritización, Cuenca Tajo, Bajo Ebro, Provincia Tarragona, Navarra.

821744. **Nota sobre la constitución de las denominadas «tierras especiales» de Almería (Málaga).** BARCELO SIERRA, G., y CARRASCO CANTOS, F.

*Bol. Soc. Esp. Ceram. Vidr.* (1982), vol. 21, núm. 3, pp. 189-191, esp., ref. (8), bibl. IGME.

\* Arcilla, Silúrico, Difracción RX, Composición mineralógica, Análisis químico, Paragénesis, Metamorfismo epizonal, Tierras especiales, Almería, Provincia de Málaga.

821862. **Estudio de La Fabuda.** PIGNATELLI, R.

*IGME* (1967), esp., bibl. IGME.

\* Depósito, Roca clástica, Muestreo, Granulometría, Método estadístico, Morfoscopia, Sedimento fluvial, Medio fluvial, Asturias.

822180. **Estudio Tecnológico sobre caolines y arcillas. Tomo II.**

*IGME* (1977), esp., bibl. IGME.

\* Arcilla, Arcilla industrial, Medio continental, Sedimentación continental, Medio litoral, Sedimentación litoral, Medio mar profundo, Sedimentación mar profundo, Diagénesis, Inventario, Índice mineral, Ordovícico, Secundario, Terciario, Cuaternario, España.

822249. **Fosfatos organógenos en los recubrimientos de los granitos de Monte Louro.** MACIAS VAZQUEZ, F.; VIDAL ROMANI, R., y GUITIAN RIVERA, F.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 69-82, esp., res. ing., ref. (18), bibl. IGME.

\* Costra calcárea, Incrustación, Granito, Estruvita, Origen biogénico, Análisis térmico diferencial, Análisis termogravimétrico, Difracción RX, Espectrometría I-R, Monte Louro, Península de Louro, Provincia La Coruña.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

821739. **El metamorfismo del sector El Vellón-Pedrezuela. Sistema Central Español.** LOPEZ RAMOS, M. C., y NAVIDAD, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 4, pp. 255-261, esp., ref. (22), bibl. IGME.

\* Metamorfismo mesozonal, Metamorfismo, Metamorfismo progresivo, Roca metasedimentaria, Gneis, Gneis ocelar, Orogenia hercínica, Esquistosidad, Metamorfismo regional, Metamorfismo contacto, Facies metamórfica, Cristalización, Blastesis, Mapa geológico, Hercínico Central, Provincia de Madrid.

821777. **Metamorfismo de contacto en el borde Norte del Plutón de Santa Olalla de Cala, Huelva, Badajoz, con especial énfasis en las rocas carbonatadas.** CASQUET MARTIN, C.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 333-363, esp., res. ing., ref. (42), bibl. IGME.

\* Batolito, Plutón, Metamorfismo de contacto, Aureola metamórfica, Facies-metamorfismo, Zonalidad, Mármol, Composición mineralógica, Paragénesis, Geotermometría, Diagrama de equilibrio, Provincia de Huelva, Provincia de Badajoz.

821874. **Rochas graníticas do triangulo Geres-Barroso-Cabreira. Sus relações com mineralizações em Sn e W-Mo.** NORONHA, F.

*Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Cienc. Porto.* (1982), núm. 93, pp. 1-39, port., res. franc., ref. (26), bibl. IGME.

\* Granito, Granito de dos micas, Granito biotítico, Posttectónico, Sintectónico, Paragénesis, Composición mineralógica, Análisis químico, Prospección geoquímica, Índice mineral, Estaño-sustancia, tusteno-sustancia, Molibdeno-sustancia, Vila Real, Bragança, Portugal.

821887. **El complejo básico de Barcarrota: Su petrología y estructura.** CARNICERO, A., y CASTRO, A.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 2, pp. 165-171, esp., res. ing., ref. (9), bibl. IGME.

\* Diorita, Gabro, Intrusión, Batolito, Roca ígnea estratificada, Análisis químico, Clasificación, Diagrama de equilibrio, Provincia de Badajoz.

821986. **Mineralogía do sill de diabasas de Cerquilha. Estado de Sao Paulo: Plagioclasios.** VASQUES, J. G.

*Boletim Paraneense de Geociencias* (1981), núm. 34, pp. 3-14, port., res. ing., ref. (14), bibl. IGME.

\* Sill, Dolerita, Corte oudeco, Testigo, Microsonda electrónica, Instrumentación, Forma cristalina, Cristal, Plagioclasa, Cerquilha, Sao Paulo.

822210. **«L'île de Santiago, cap Vert, dans le cadre pétrologique de l'archipel et d'autres îles de l'Atlantique».** SILVA, L. C.; SERRALHEIRO, A.; MACEDO, J. R.; ALVES, C. A., y FARIA, A.

*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico. Faculdade de Ciencias* (1979-1980), vol. 16, pp. 81-100, franc., res. ing., ref. (31), bibl. IGME.

\* Volcano-sedimentario, Corte geológico, Roca volcánica, Análisis mayores, Diagrama de equilibrio, Método estadístico, Histograma, Análisis-componente-principal, Análisis-tendencia, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario.

822213. **Sobre a geoquímica das lavas da ilha Madeira. I o comportamento do Ni, Cu, Zn, Zr, Y, Sr. Rb.** AIREZ BARROS, L.; BASTO, M. J., y MATIAS, M. J.

*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico Faculdade de Ciencias* (1979-1980), vol. 16, pp. 137-152, port., res. ing., ref. (19), bibl. IGME.

\* Lava, Génesis, Magma, Fusión parcial, Cristalización fraccionada, Contaminación magmática, Rubidio, Circonio, Ytrio, Estroncio, Níquel, Cobre, Cinc, Análisis mayores, Análisis menores, Diagrama de equilibrio.

822215. **Origem da rochas espiliticas na Faixa Pirlitosa Ibérica. Evidencia isotópica.** MUNHA, J., y KERRICH, R.

*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico Faculdade de Ciencias* (1979-1980), vol. 16, pp. 161-168, port., res. ing., ref. (24), bibl. IGME.

\* Espilita, Génesis, Alteración hidrotermal, Basalto, Agua mar, Facies metamórficas, Flujo geotérmico, Fluido-mineralizador,  $O_{18}$ - $O_{16}$ , Fraccionación-isotópica, Análisis mayores, Análisis menores, Portugal, Provincia Sevilla, Provincia Huelva, Alentejo, Alto Alentejo, Beira Baixa.

822217. **Geochemistry and petrology of a granite porphyry and some minerals of contact metamorphism.** NEIVA, A. M. R.

*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico Faculdade de Ciencias* (1979-1980), vol. 16, pp. 179-195, ing., ref. (15), bibl. IGME.

\* Granito, Pórfido granítico, Filón, Intrusión, Grauwaca, metagrauwava, Textura, Análisis mayores, Análisis menores, Composición mineralógica, Diagrama de equilibrio, Metamorfismo de contacto, Metamorfismo regional, Portugal.

822245. **Las vaugneritas de la región de Finisterre. Galicia, NW de España. Probables productos de magmas anatócticos residuales.** GIL IBARGUCHI, J. I.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 21-32, esp., res. ing., ref. (19), bibl. IGME.

\* Roca ígnea, Roca intrusiva, Génesis, Petrografía, Composición mineralógica, Análisis químico, Vaugnerita, Región de Finisterre, Provincia La Coruña.

822246. **El sill gabroico-albitítico al SO de Bescello, Cangas de Narcea, Asturias, y su diferenciación.** UGIDOS, J. M.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 33-42, esp., res. ing., ref. (8), bibl. IGME.

\* Sill, Composición máfica, Composición grabroidea, Calcario, Cámbrico, Petrografía, Diferenciación magmática, Basalto alcalino, Análisis químico, Asturias.

822247. **El dique de Irrendo de Besullo, Cangas de Narcea, Asturias: ejemplo de un caso de posible hibridación magmática.** UGIDOS, J. M.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 43-50, esp., res. ing., ref. (10), bibl. IGME.

\* Dique, Diorita, Granodiorita, Hibridación magmática, Petrografía, Petrofábrica, Análisis químico, Cuarzodiorita, Estructura porfídica, Asturias.

822248. **Componentes no cristalinos y cristalinos, gibsita y caolinita en los productos de neoformación de rocas**

**graníticas de Galicia.** MACIAS VAZQUEZ, F.; GUITIAN RIVERA, F.; GARCIA RODEJA, E., y VIDAL ROMANI, J. R.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 51-67, esp., res. ing., ref. (32), bibl. IGME.

\* Incrustación, Costra alteración, Granito, Granito de dos micas, Análisis térmico diferencial, Análisis termogravimétrico, Difracción RX, Espectrometría I-R, Estructura cristalina, Gibsita, Caolinita, Materia amorfa, Alofana, Provincia La Coruña, Provincia de Pontevedra.

822252. **El metamorfismo del sector Riaza, Somosierra, Sistema Central Español. Implicaciones geoquímicas y petrológicas.** ARENAS, R.; CASQUET, C., y PEINADO, M.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.*, vol. 1, pp. 117-145, esp., res. ing., ref. (37), bibl. IGME.

\* Metamorfismo poligénico, Facies metamórfica, Pizarra, Neis, Paraneis, Metapelita, Paragénesis, Orogenia Hercínica, Sistema Central, Somosierra, Provincia Madrid, Provincia Segovia.

822270. **Variaciones petrográficas y geoquímicas en plutones graníticos. Zonación y criptozonación en Batolitos Epironales.** CORRETGE, L. G.; SUAREZ, O., y LLANA, R.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1981), vol. 2, núm. 1, pp. 11-31, esp., res. ing., ref. (48), bibl. IGME.

\* Batolito, Granito, Zonalidad, Polarización, Diferenciación magmática, Isopleta, Análisis-tendencia, Petrografía, Análisis modal, Criptozonación, Batolito Cabeza de Araya, Batolito Porriño, Diagrama Larsen, Batolito Santa Eulalia, Batolito Canterets, Batolito Panticosa, Provincia Cáceres, Portugal, Alentejo, Provincia Pontevedra, Provincia Huesca.

822271. **Aportaciones previas sobre la presencia y petrografía de rocas ultramáficas asociadas a granitoides calcoalcalinos precoces en la zona de Vivero, Lugo.** GALAN GARCIA, G.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1981), vol. 2, núm. 1, pp. 35-43, esp., res. ing., ref. (10), bibl. IGME.

\* Ultrabásita, Composición granítica, Composición calcoalcalina, Tonalita, Adamellita, Granodiorita, Composición mineralógica, Textura, Análisis químico, Contaminación magmática, Análisis modal, Petrografía, Macizo gallico, Provincia Lugo.

822272. **Granitoides del centro oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación.** CARNICERO GOMEZ-RODULFO, M. A.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1981), vol. 2, núm. 1, pp. 45-49, esp., ref. (13), bibl. IGME.

\* Clasificación, Granito, Composición calcoalcalina, Leucogranito, Granito de dos micas, Composición alcalina, Composición granítica, Orogenia hercínica, Cipérez, Aldea del Obispo, Lumbrales, Provincia de Salamanca.

## YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

821794. **Proyecto de optimización en la selección de áreas para el desarrollo de una investigación profunda del caolín**

**dentro de las zonas más favorables del Sistema Ibérico.** IGME (1973), esp., bibl. IGME.

\* Prospección, Caolín sustancia, Optimización, Metodología, Geología matemática, Modelo matemático, Algoritmo, Análisis varicura, Macizo Ibérico.

821795. **Atlas inventario de rocas industriales.**

IGME (1971), esp., bibl. IGME.

\* Inventario, Sustancia útil, Roca sedimentaria, Roca ígnea, Roca metamórfica, Roca volcánica, Canteras, Atlas, Mapa litológico, España.

821953. **Estudio de las magnetitas españolas. Exploración y tratamiento.**

IGME (1978), pp. 1-266, esp., ref. 45, bibl. IGME.

\* Magnetita sustancia, Prospección, Calidad mineral, Análisis químico, Mercado, Reserva, Perspectiva, España.

821960. **Investigación de áridos en la zona de Madrid.** IGME (1972), 6 vol., esp., bibl. IGME.

\* Sustancia útil, Material construcción, Material carretera, Geología regional, Propiedad física, Granulometría, Mercado, Producción, Explotación, Estadística, Legislación, Provincia Madrid.

822087. **El yacimiento de magnetita de Valderrodero (Asturias, España).** GUTIERREZ CLAVEROL, M., y GARCIA IGLESIAS, J.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 3, pp. 233-243, esp., res. ing., ref. (20), bibl. IGME.

\* Magnetita sustancia, Yacimiento estratiforme, Génesis yacimiento, Cámbrico inferior, Paragénesis, Metasomatismo, Difracción RX, Fluorescencia RX, Análisis mayores, Inclusión fluida, Geología regional, Producción, Asturias.

822265. **Purificación de los yacimientos de mineral feldespático existentes en Silan, Vivero, Lugo.** VARELA, A.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 295-310, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Feldespato-sustancia, Pegmatita, Filón, Granito, Roca metamórfica, Precámbrico, Reserva, Análisis químico, Composición mineralógica, Mineralogía, Separación, Mica, Turmalina, Separación magnética alta intensidad, Vivero, Silán, Sierra del Xistral, Provincia de Lugo.

## YACIMENTOLOGIA DE METALES

821735. **Los filones plumbíferos de Linares, Jaén, son continuos hasta el paleocaliche de la base del Triás.** FONT, X., y THIBIEROZ, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 4, pp. 211-213, esp., res. ing., ref. (14), bibl. IGME.

\* Campo filoniano, Plomo-sustancia, Dinatiense. Culm, Índice mineral, Yacimiento estratiforme, Paleosuelo, Triásico inferior, Provincia Jaén.

821770. **Estudios sobre la estructura y consideraciones sobre la génesis de menas de mercurio: yacimiento del Entredicho, Almadenejos, Ciudad Real.** CALVO, F. A.; GUILMANY, J. M., y GOMEZ DE SALAZAR, J. M.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 215-229, esp., res. ing., ref. (10), bibl. IGME.

\* Mercurio-sustancia, Cinabrio, Yacimiento-impregnación, Yacimiento exhalativo, Microestructura, Espectrometría-fluorescencia, Microscopio electrónico, Mineralurgia, Provincia Ciudad Real.

821884. **Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español).** VINDEL, E.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 2, pp. 120-145, esp., res. ing., ref. 35, bibl. IGME.

\* Filón, Cobre-sustancia, Plomo-sustancia, Cinc-sustancia, Barita-sustancia, Fluorita-sustancia, Roca encajante, Roca ígnea, Roca metamórfica, Morfología-yacimiento, Paragénesis, Control tectónico, Fractura, Orientación, Alteración hidrotermal, Génesis-yacimiento, Temperatura, Zonalidad, Provincia Madrid, Provincia Segovia.

822088. **Estudio mineralógico y geoquímico del gossan de los depósitos de Fe, Pb, Zn de la Unión (Sierra de Cartagena).** LUNAR, R.; MANTECA, J. I.; RODRIGUEZ, P., y AMOROS, J. L.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 3, pp. 244-253, esp., ref. (30), bibl. IGME.

\* Montera de hierro, Hierro-sustancia, Plomo-sustancia, Cinc-sustancia, Paragénesis, Mineral accesorio, Espectrometría de absorción, Análisis mayores, Jarosita, Plata-sustancia, Provincia de Murcia, Zona Bética.

822264. **El yacimiento detrítico-estannífero de «El Cubito», Salamanca.** GRACIA PLAZA, A. S., y GARCIA MARCOS, J. M.

*Cuad. lab. Xeol. Laxe.* (1980), vol. 1, pp. 279-291, esp., res. ing., ref. (14), bibl. IGME.

\* Estaño-sustancia, Casiterita, Yacimiento detrítico, Génesis-yacimiento, Terciario, Evaluación-yacimiento, Paragénesis, Granulometría, Análisis menores, Análisis-elementotrazas, Mina «El Cubito», Provincia Salamanca.

## YACIMIENTOS: GENERALIDADES

822020. **Memoria primer Seminario sobre el sector minero.** LLINAS, R. A. (Ed.), y MALAGON, V. (Ed.).

*Seminario sobre el Sector Minero 1977. Santo Domingo: Dirección General Minería* (1978), pp. 1-456, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Panorama minero, Economía minera, Metal sustancia, Provincia metalogénica, Calidad mineral, Mina, Yacimiento, Evaluación del yacimiento, Producción, Reserva, Petróleo, Materia prima, Mercado.

## CARBON

821855. **Investigación geológica minera de carbón en el área de Torre-Bembibre (El Bierzo). León.**

IGME (1978), 6 vol., esp., bibl. IGME.

\* Antracita, Sustancia útil, Nivel eléctrico, Geología regional, Prospección minera, Provincia León.

**SUELOS**

821674. **Precisiones sobre la determinación de la fracción arcilla a sedimentos; sols arenosos.** BALLBE LLONCH, E., BECH BORRAS, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 14, pp. 195-197, cat., res. franc., ref. (20), bibl. IGME.

\* Metodología, Dato mineral, Separación, Preparación, Fracción fina, Arcilla, Difracción RX, Suelo.

822065. **Estudio edafológico del sector Montiel-Villanueva de la Fuente-Ciudad Real.** SANTOS FRANCÉS, F., y BARRAHONA FERNÁNDEZ, E.

*An. edafol. agrobiol.* (1981), vol. 40, núm. 9-10, pp. 1399-1432, esp., res. ing., ref. (10), bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo pardo, Suelo esquelético, Luvisuelo, Vertisuelo, Perfil suelo, Análisis físico-suelo, Estructura-suelo, Textura, Geomorfología, Litofacies, Humedad-suelo, Clima, Vegetación, Provincia Ciudad Real.

822075. **Evolución de los minerales primarios de las rocas graníticas de Galicia. Aplicación de las técnicas de microscopía electrónica, SEM, y análisis con microsonda.** GUITIÁN RIVERA, F., y CALVO DE ANTA, R.

*An. edafol. agrobiol.* (1981), vol. 40, núm. 9-10, pp. 1687-1706, esp., res. ing., ref. (20), bibl. IGME.

\* Suelo, Alteración, Granito, Leucogranito, Microscopio electrónico, Microsonda electrónica, Difracción RX, Padrón, Provincia La Coruña.

822168. **La erosión de los suelos de Andalucía.**

*Sevilla. Junta de Andalucía* (1982), pp. 1-99, esp., ref. (33), bibl. IGME.

\* Reunión, Erosión suelo, Superficie de erosión, Proporción-material-disuelto, Ciclo-erosión, Control-erosión, Vegetación bosque, Agricultura, Clima, Legislación, Andalucía.

**GEOQUIMICA**

821885. **Prospección de antimonio y otros elementos en la banda calcárea de la Codosera-Alburquerque.** GUMIEL, P.; REY DE LA ROSA, J.; SANCHEZ DE LA FUENTE, J., y LIARTE, J.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 2, pp. 146-156, esp., res. ing., ref. (12), bibl. IGME.

\* Prospección geoquímica regional, Suelo, Antimonio, Tungsteno, Plomo, Cinc, Cobre, Muestreo, Método estadístico, Control-sedimentario-yacimiento, Control litológico, Calcario, Control tectónico, Pliegue, Sinclinorio, Primario, Provincia de Badajoz.

821987. **Os microfosséis vegetais como possíveis indicadores de uranio.** AZEVEDO, F. F.

*Boletim Paranaense de Geociências* (1981), núm. 34, pp. 15-25, port., res. ing., ref. (10), bibl. IGME.

\* Materia orgánica, Microfósil, Indicador geoquímico, Uranio, Radiactividad, Muestreo, Preparación, Preparación muestreo.

822208. **Methodes de traitement statistique de données geochimiques sin ordinateur. Application a la distribution du Pb, du Zn, et du Cu dans la region de Portel (A. Alentejo, Portugal).** CARDOSO, E.; SONDAG, F.; DE WALQUE, L.; GOINHAS, J. A. C., y MARTIN, H.

*Boletim Museum e Laboratorio Mineralogico e Geologico Faculdade Ciências* (1979-1980), vol. 16, pp. 49-67, franc., ref. (20), bibl. IGME.

\* Prospección geoquímica, Suelo, Abundancia geoquímica, Distribución estadística, Umbral anomalía, Análisis-tendencia, Algoritmo, Estudio-caso, Plomo, Cinc, Cobre, Muestreo, Cartografía automática, Método iterativo, Alto Alentejo, Portugal.

**GEOFISICA**

821779. **El fenómeno de difusión de ondas elásticas y la alternación asociada para el caso de ondas sísmicas planas longitudinales y transversales, resuelto por el método de «aproximaciones sucesivas de Born».** CADAVID, C.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 379-401, esp., res. ing., ref. (43), bibl. IGME.

\* Teoría, Propagación onda, Difusión onda, Alternancia, Onda superficie, Onda volumen, Onda P, Onda S, Medio elástico, Medio heterogéneo, Método matemático.

**SISMOLOGIA**

821868. **Regiones sísmicas de la Argentina.** CUERDA, A. J.

*Novedades del Museo de la Plata* (1981), vol. 1, núm. 2, pp. 16-21, esp., bibl. IGME.

\* Sismo, Localización, Zonación sísmica, Sismo intermedio, Sismo profundo, Falla, Argentina.

**FISICA DEL GLOBO (Geofísica interior)**

821778. **Estructura cortical del Levante español en base a datos gravimétricos.** CARBO GOROSABEL, A.

*Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat. Madrid* (1982), vol. 76, núm. 2, pp. 365-378, esp., res. ing., ref. (23), bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Corteza terrestre inferior, Corteza terrestre superior, Manto superior, Modelo, Método iterativo, Anomalía gravimétrica, Anomalía Bouger, Discontinuidad de Conrad, Rifting, Provincia Valencia, Provincia Albacete.

821879. **Perfil magnético en el NW de España.** PANCHON RUIZ, A.

*Bol. Geol. Min.* (1981), vol. 92, núm. 6, pp. 36-42, esp., res. ing., ref. (11), bibl. IGME.

\* Perfil geofísico, Nivel magnético, Anomalía residual, Interpretación, Elemento estructural, Basamento, Provincia Zamora, Provincia León, Provincia Orense, Provincia Lugo, Asturias.

821899. **Zonas manoclimáticas de la Región Murciana.** ALBADALEJO, J., y DIAZ, S.

*Estudios Territoriales*, núm. 7, pp. 71-87, esp., bibl. IGME.

\* Clima, Zonalidad, Homogeneidad, Precipitación atmosférica, Método estadístico, Dendrograma, Evapotranspiración, Provincia Murcia.

**ENERGIA**

821787. **La gasificación del carbón y su viabilidad económica.** VELA LUMBRERAS, A.

*Ruta gas* (1982), núm. 23, pp. 37-47, esp., ref. (8), bibl. IGME.

\* Carbón, Gaseificación, Historia, Metodología, Inver-

sión económica, Subterráneo, Rentabilidad, Industria, Inventario, Política de estado, Mundo, España.

**ECONOMIA**

821796. **Catalogación de estructuras subterráneas. Normativas.**

*IGME* (1977), 3 vol., esp., ref. (74), bibl. IGME.

\* Clasificación, Almacenamiento, Almacenamiento subterráneo, Almacenamiento-gas, Hidrocarburo, Residuo radiactivo, Caverna, Mina, Morfología-disolución, Caverna-disolución, Roca, Roca encajante, Porosidad, Permeabilidad, Legislación, España, Mundo.

821825. **Ordenación y valoración geológica minera de Cataluña para el establecimiento de una sistemática de investigación minera integral.**

*IGME* (1979), 5 vol., esp., bibl. IGME.

\* Prospección minera, Economía minera, Informe actividad, Proyecto, Catálogo.

822086. **Estudio mineralógico de las magnetitas de La Berrona (Badajoz) con vistas a su posible concentración.** GARCIA CARCEDO, F.; RUIZ SIERRA, J.; ADEVA RAMOS, P., y PALACIOS VIDA, M. A.

*Bol. Geol. Min.* (1982), vol. 93, núm. 3, pp. 226-232, esp., res. ing., ref. (6), bibl. IGME.

\* Magnetita, Hierro sustancia, Granulometría, Ensayo laboratorio, Análisis mayores, Hierro, Sodio, Potasio, Calidad mineral, Distribución estadística, Histograma, Microscopio electrónico, La Berrona, Provincia de Badajoz.

# NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## *Texto.*

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

## *Idiomas.*

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

## *Bibliografía.*

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

## *Parte gráfica.*

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

## *Pruebas.*

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## *Tiradas aparte.*

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

---

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio, Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. Madrid-3





INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23 - Madrid-3