



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 101

Julio - Agosto 1990

NUMERO 4



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 - 0176

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R. D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Volumen 101
Número 4
Julio - Agosto 1990

Boletín Geológico y Minero



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

SUMARIO

Geología	J. A. SANTOS, D. NAVARRO Y V. HORVATH: La cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón (Norte de León, Cordillera Cantábrica). Un ejemplo de abanicos aluviales ligados a una zona de fractura	3
	C. SANCHO MARCEN: Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses	22
	F. PEREZ-LORENTE: La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza. España).	32
	J. MARTI y F. COLOMBO: Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote)	56
Minería	P. P. GIL, J. CRESPO, J. M. HERRERO, F. VELASCO y M. A. CASARES: Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albiense: Mina de Dícido (Cantabria)	76
Geoquímica	R. J. BALLESTA, R. VIGIL DE LA VILLA, M. FRIAS y M. P. LUXAN: Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser	89
	A. MORENO, M. POZO y J. A. MARTIN RUBI: Geoquímica de facies margoyesíferas en la Zona Central de la cuenca del Duero	96
Ingeniería GeoAmbiental	J. J. CAPEL MOLINA: Riesgos climáticos: Desertificación y fluctuación climática actual	108
Estudio de Minerales y Rocas	F. BELLIDO MULAS, J. GARCIA GARZON y J. REYES ANDRES: Estudio petrológico y geocronológico (Rb-Sr) de los granitoides de Friol y Puebla de Parga (NO de Lugo)	117
	G. B. FERSHTATER: Main types of granites and gabbros controlled by pressure	128
Información	J. M. LOPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX: Gabriel Ramón Manuel Puig y Larraz (1851-1917)	142
	Noticias y Notas bibliográficas	145

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.ª - 28036-Madrid
Teléfono 250 02 03

**INSTITUTO TECNOLOGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

El Instituto Tecnológico GeoMinero 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 Tecnológico GeoMinero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Pliegue del Molino. Las dolomías del Muschelkalk están plegadas entre lutitas del Buntsandstein y Keuper. Carretera de Purujosa a Beratón (S del Moncayo)

Foto: F. Pérez Lorente

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 232 - 90 - 001 - X

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - 28016-MADRID

La cuenca Estefaniense de Canseco-Salamón (Norte de León, Cordillera Cantábrica). Un ejemplo de abanicos aluviales ligados a una zona de fractura.

Por J. A. SANTOS (*), D. NAVARRO (*) y V. HORVATH (*)

RESUMEN

El estudio de los materiales de esta cuenca, situada al norte de la provincia de León, pone de manifiesto su estrecha relación con una «zona de fractura», de tal modo que su origen, desarrollo y disposición actual están condicionados por la actividad tectónica de aquella, conocida regionalmente como «Falla de León».

El análisis de las principales facies, secuencias y asociaciones permite caracterizarlas como depósitos de abanicos aluviales ligados a zonas de falla; habiéndose constatado la existencia de dos subcuencas con características paleogeográficas y tectónicas diferenciadas.

El análisis palinológico resalta la existencia de dos asociaciones esporopolínicas de edad ligeramente diferente.

Palabras clave: Abanicos aluviales, Sedimentología, Tectónica, Palinología, Estefaniense, Cordillera Cantábrica.

ABSTRACT

The study of the materials of the Stephanian basin, located to the North of León Province, manifests itself as a fracture zone, known as «León Line». Its origin, development and actual disposition are conditioned by its tectonic activity.

The analysis of the sedimentological facies, sequences and associations allows to characterize it as an alluvial fan tied to a fault's zone; two subbasins with their own paleogeographic and tectonic characteristics are differentiated.

In the palynological analysis appears the existence of two miospores associations with little age difference.

Key words: Alluvial fan, Sedimentology, Tectonic, Palynology, Stephanian, Cantabrian Mountains.

INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es el conocimiento detallado del Carbonífero estefaniense de los sectores de Canseco-Rucayo y Reyero-Salamón. Los materiales que lo constituyen se disponen en forma de una estrecha banda, de orientación O-E, con una longitud aproximada de 40 Km., que se extiende entre los alrededores de Pontedo, en el alto valle del Torío, y los de Salamón, en el valle del Esla (N de la provincia de León) (figs. 1 y 2).

Geológicamente, el área está situada en la parte centromeridional de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), y constituye el límite aproximado entre dos de sus dominios, en el sentido de JULIVERT (1967, 1971): la Cuenca Carbonífera Central (C. C. C.) al norte y la Región de Pliegues y Mantos (R. de P. y M.) al sur (fig. 1). El Estefaniense se encuentra encajado en una estrecha fosa tectónica que constituye una zona de fractura (Falla de León) y que coincide con el cabalgamiento-base que separa las regiones anteriormente citadas.

(*) Empresa Nacional ADARO, S. A. c/ Doctor Esquerdo, 138. 28007 Madrid.

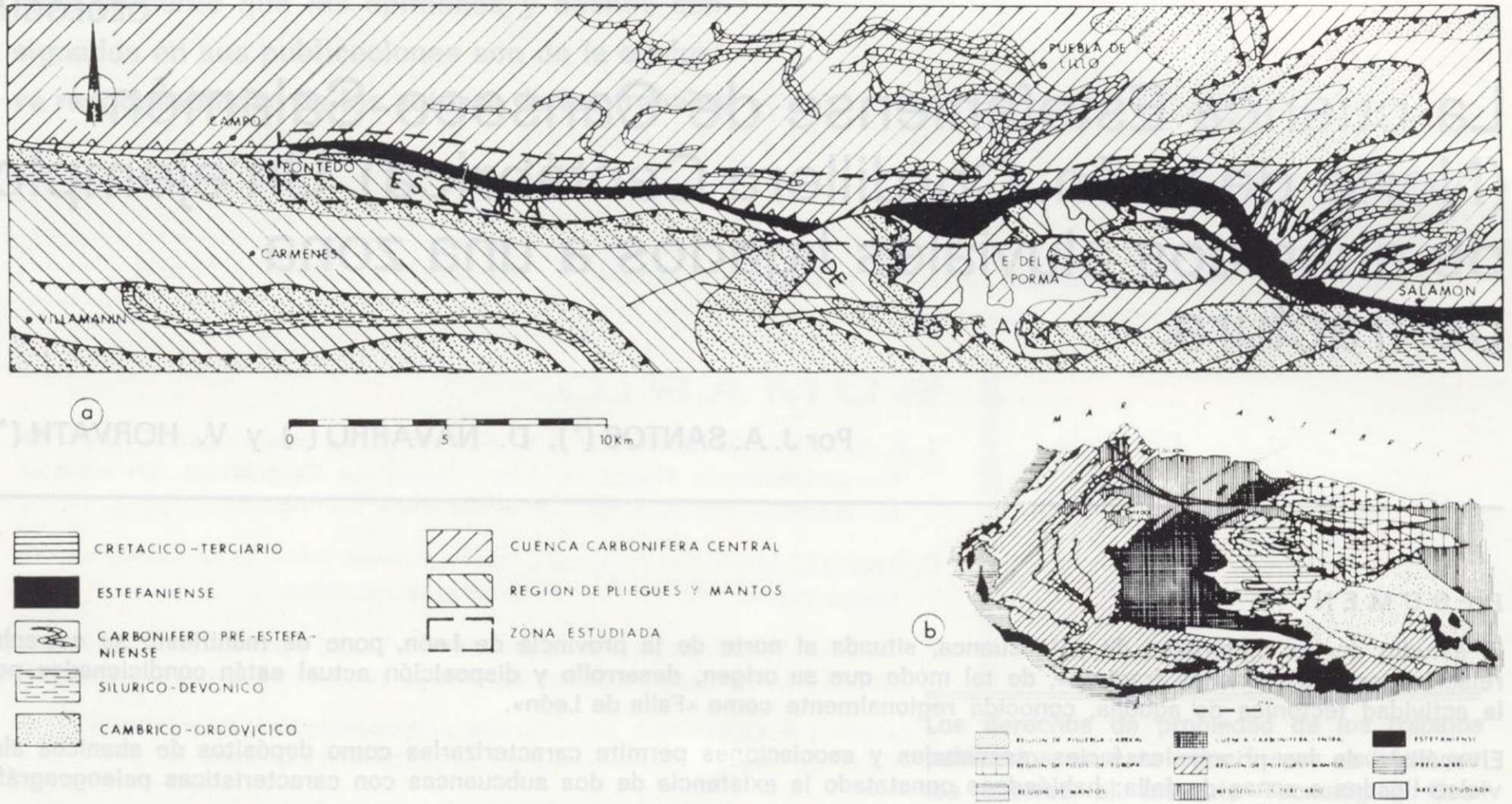


Figura 1.—Situación de la zona estudiada dentro del contexto de la Zona Cantábrica. a) Esquema regional. b) Subdivisión de la Zona Cantábrica (según JULIVERT, 1971, modificado).

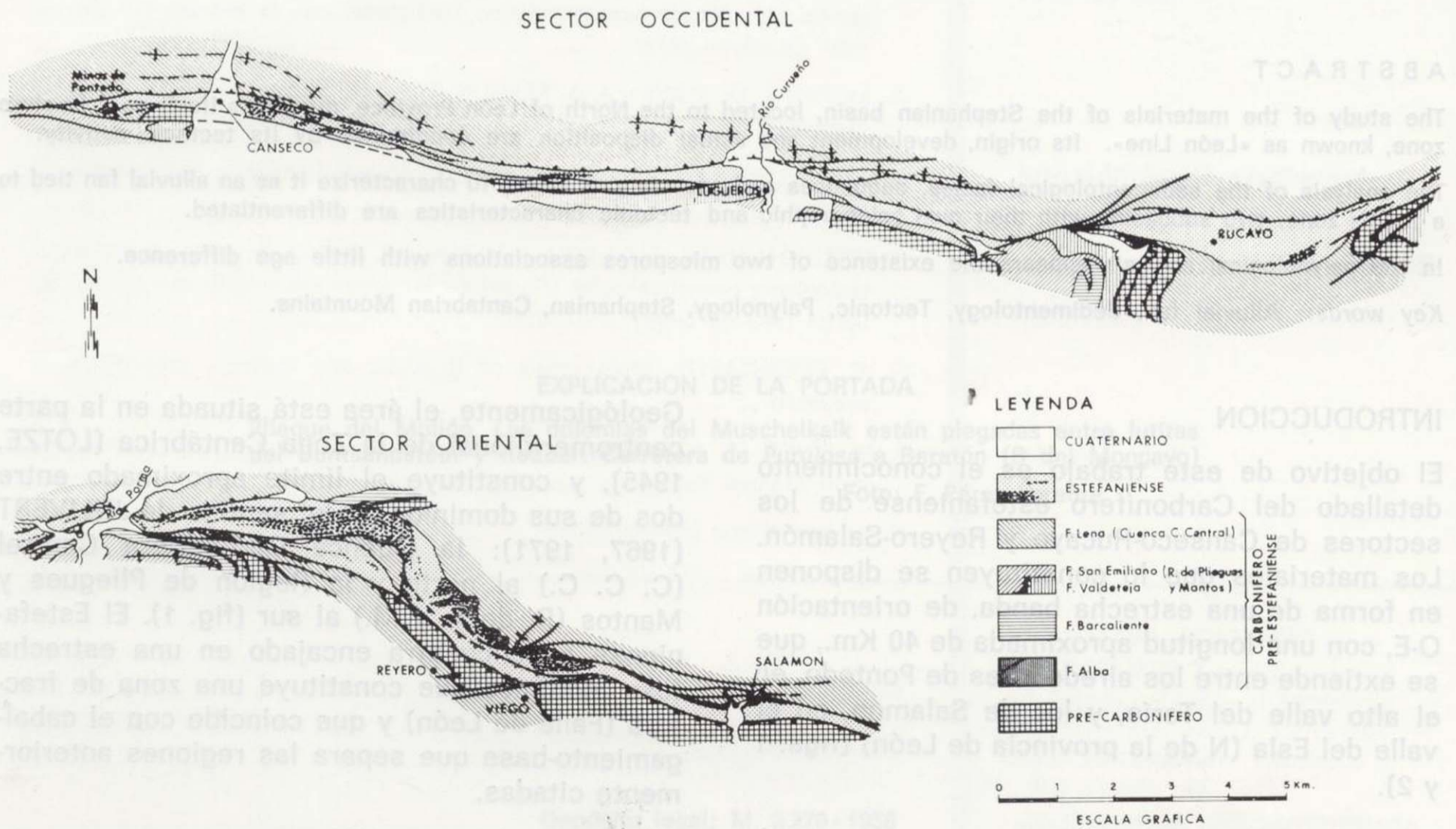


Figura 2.—Cartografía geológica del Estefaniense de Canseco-Salamón.

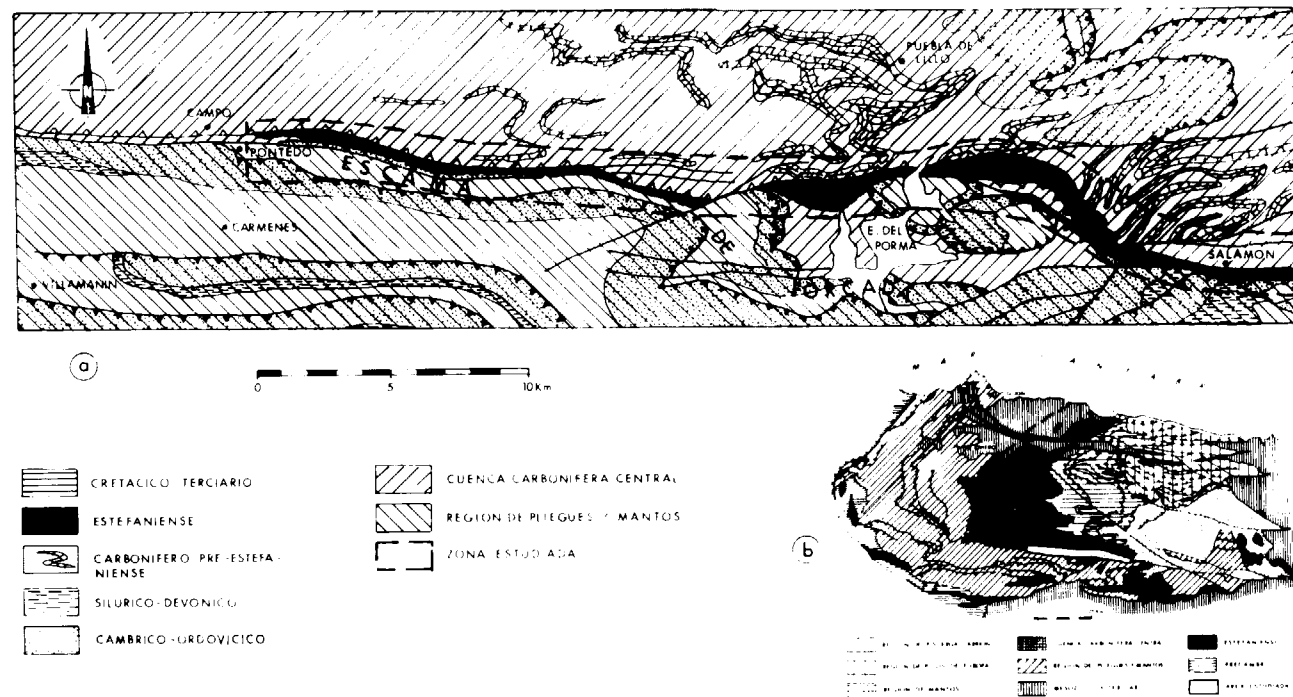


Figura 1.—Situación de la zona estudiada dentro del contexto de la Zona Cantábrica. a) Esquema regional. b) Subdivisión de la Zona Cantábrica (según JULIVERT, 1971, modificado).

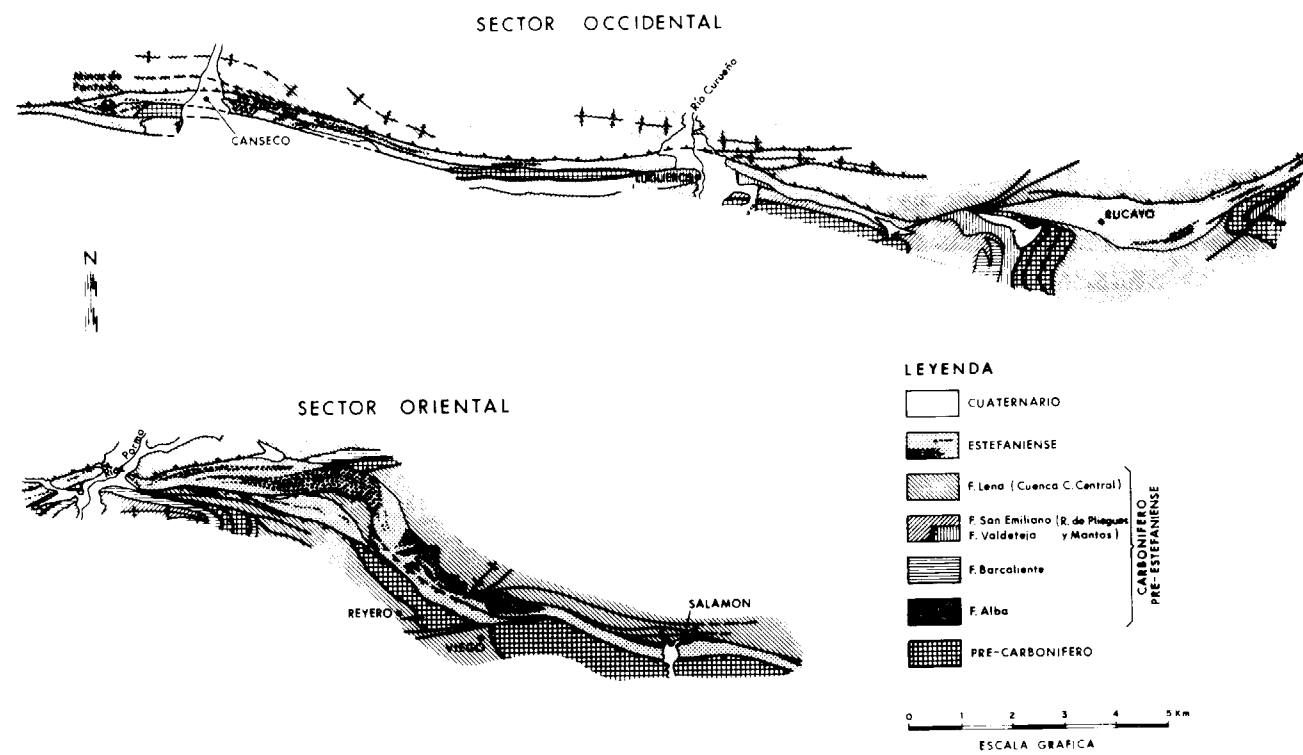


Figura 2.—Cartografía geológica del Estefaniense de Canseco-Salamón.

este siglo cuando se abordó su estudio. Las primeras citas sobre la zona corresponden a WAGNER (1963), quien, en un trabajo realizado en la cuenca de Rucayo-Camposolillo determinó una edad Estefaniense B, y a VAN AMERON (1965), que cita flora de la misma edad. También es en la década de los 60 cuando varios geólogos holandeses dirigidos por DE SITTER inician el estudio de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, concretamente en la cuenca que nos ocupa han realizado trabajos HELMING (1965), RUPKE (1965) y EVERS (1967); los dos primeros incluyen en su estudio la parte oriental de este área, mientras que el último hace referencia al sector de Rucayo. MARCOS (1968) y LOBATO (1975) realizan investigaciones sobre el significado tectónico de la Falla de León y sus estructuras adyacentes. Finalmente, RODRIGUEZ FERNANDEZ Y HEREDIA (1987, 1988) establecen un modelo de evolución dinámica para la parte oriental de la Cordillera.

En este trabajo se aborda conjuntamente el estudio desde el punto de vista estructural, estratigráfico y sedimentológico. Por un lado se han distinguido los diferentes cuerpos conglomeráticos de otras facies más finas; por otro se estudian las relaciones del conjunto estefaniense con su entorno y se constata la presencia de varias fracturas longitudinales en sus bordes y en su interior. Se han analizado más de 2.000 m. de series prestando particular atención a su litología, textura, estructura, etc.; así como a las variaciones de tamaño, contactos entre capas, desarrollo lateral, etc., lo que ha conducido a la caracterización de las principales facies y de los mecanismos que han controlado su sedimentación. Finalmente, el estudio estadístico, cuantitativo y cualitativo del contenido palinológico apoya los datos aportados por la sedimentología y tectónica, permitiendo situar estas cuencas en la escala cronoestratigráfica.

Dado que el objetivo es el Estefaniense, sólo mencionar que en el área cartografiada (fig. 2) aparecen otras formaciones. En el borde norte, la Formación Lena (Carbonífero Medio), perteneciente a la Cuenca Carbonífera Central, y en el borde sur todas las características de la Región de Pliegues y Mantos, que abarcan desde el Cámbrico (Fm. Láncara) al Carbonífero Inferior (Fm. San Emiliano).

1. SEDIMENTOLOGIA

El Estefaniense constituye un conjunto de materiales discordantes, apoyados indistintamente sobre cualquiera de las dos regiones ya mencionadas; se trata de conglomerados, areniscas, lutitas y niveles de carbón, con un espesor total muy variable según la transversal considerada. Ahora bien, a pesar de esta homogeneidad existen ciertos rasgos paleogeográficos y tectónicos que permiten diferenciar dos sectores o subcuencas: la occidental o de Canseco-Rucayo y la oriental o de Revero-Salamón. En la primera las series están inclinadas hacia el norte y los aportes procedían del sur, y en la segunda la situación se invierte, aportes del norte y series buzando hacia el sur (fig. 3).

1.1. Tipos de facies

Se han diferenciado dos grandes grupos de facies, por un lado las conglomeráticas y por otro las arenosas y finas.

Las facies conglomeráticas (tabla I) se han definido por su textura, composición del esqueleto, tipo de pasta, etc. Se han distinguido a su vez seis subfacies.

- G₁.—Brechas polimícticas.
- G₂.—Brechas oligomícticas (calcáreas).
- G₃.—Conglomerados oligomícticos calcáreos.
- G₄.—Conglomerados oligomícticos cuarcíticos.
- G₅.—Conglomerados polimícticos matriz-soportados.
- G₆.—Conglomerados polimícticos clasto-soportados.

Las facies arenosas y finas (tabla II) se han diferenciado siguiendo los criterios expuestos por MIALL (1977), aunque con ligeras modificaciones, resultando seis subfacies.

- S₁.—Areniscas con estratificación cruzada en surco.
- S₂.—Areniscas con estratificación cruzada planar.
- S₃.—Areniscas con ripples.
- S₄.—Areniscas masivas o estratificadas en capas.
- S₅.—Areniscas y lutitas con estratificación lenticular.
- F₁.—Areniscas, lutitas y carbón, frecuentemente estructuradas.

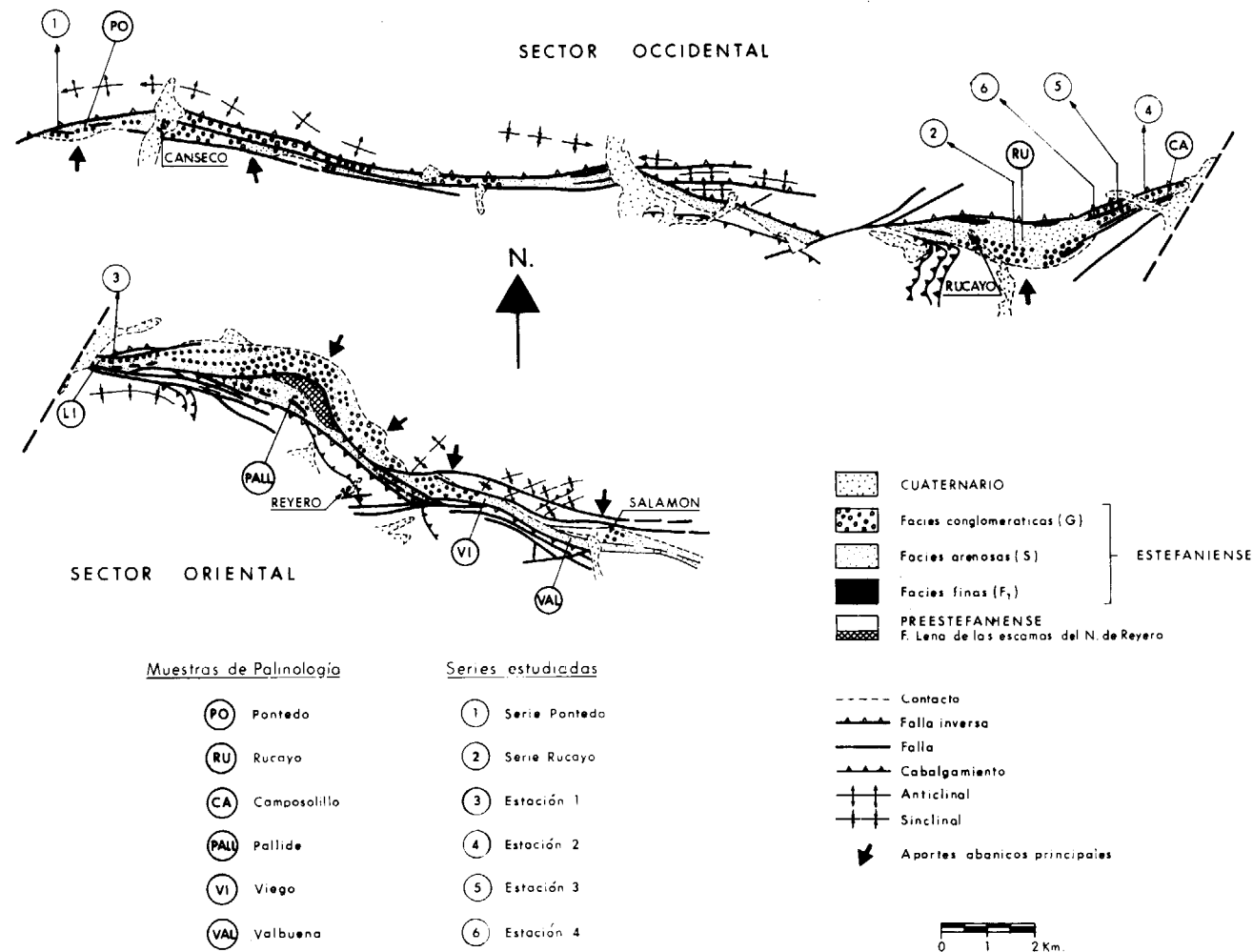


Figura 3.—Esquema paleogeográfico y situación de muestras y secciones.

Las subfacies G₁, G₃, G₄ y G₅ han sido interpretadas como depósitos tipo «debris flow», constituidos por conglomerados matriz-soportados, de aspecto caótico, casi sin estratificar. Sus características denotan mecanismos de remoción en masa. La subfacies G₄ representa el estado más evolucionado, donde los clastos estaban más libres para moverse (huellas de choque) por un mecanismo que no llega a corresponder a un flujo turbulento, pero tampoco es un «mass flow» típico, sugiriéndose un mecanismo más fluido que los «debris flow», como señalan LARSEN y STEEL (1978).

En vertical, todas estas subfacies evolucionan a términos más clasto-soportados, en los que predomina la gradación normal, y frecuentemente se intercalan niveles arenosos, dando secuencias granodecrecientes, como consecuencia del decrecimiento del flujo. Una evolución similar se observa desde las zonas apicales de los abanicos hacia los bordes, ya que la disminución de la pendiente, dispersión de los materiales, etc., hace que los depósitos sean cada vez más finos, produciéndose una gradación y unos tipos de depósitos que marcan las tendencias principales de las paleocorrientes (zona de Pallide).

TABLA I
Facies conglomeráticas

SUBFACIES	G ₁	G ₂	G ₃	G ₄	G ₅	G ₆
Tamaño máximo de los clastos	1,1 m.	0,5 m.	0,2 m.	0,5 m.	0,7 m.	0,5 m.
Estructuras sedimentarias	Aspecto caótico	—	—	Imbricación	Estratificación difusa	Imbricación
Base de los estratos	Definida/erosiva	Erosiva	Plana o ligeramente ondulada	Huellas choque	Erosiva	Erosiva
Techo de los estratos	Gradacional	No definido	Gradacional	Erosiva	Gradacional	Gradacional
Gradación	Normal e inversa	Inversa	Normal/no gradada	Definido o gradacional	No gradada	Normal
Distribución de tamaños	Polimodal	Polimodal	Normal/no gradada	Normal/no gradada	Bimodal	Bimodal
Redondez	Cuarc./aren. subredondeada	Anguloso	Bi/polimodal	Bimodal	Cuarc./aren. sub. Calizas subang.	Cuarc./aren. sub. Caliz. subang.
Fósiles	Calizas subang. angul./angul.	—	Subang.-subred.	Bien redond.	—	—
Interpretación	Debris-flow Remoción en masa	Derrubios ¿Relleno de paleovalles	Debris-flow y pequeños canales	Debris-flow Arroyadas	Debris-flow	Corrientes poco densas En zonas ligeramente canalizado

TABLA II
Facies arenosas y finas

SUBFACIES	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	F ₁
Tamaño de grano	Aren. gruesas y medias	Aren. med.-gruesas	Aren. finas y lut. arenosas	Aren. finas-gruesas	Aren. finas y lutitas	Aren. finas, lut. y carbón
Estructuras sedimentarias	Estr. cruz. surco. Paleocauces	Estr. cruz. planar	Ripple-marks Lam. cruzada Est. flasher	Masivo/estratíf. en capas	Est. lentic.	Est. masiva/planar. Lam. paralela. Estr. lentic./flasher. Niveles ferrug. locales y S. V.
Base de los estratos	Erosiva/gradac.	Erosiva/gradac.	Gradacional	Gradac./erosivo	Gradacional	Gradacional
Techo de los estratos	Gradacional	Gradacional	Gradacional	Definido o gradac.	Definido o gradacional	Gradacional o definido
Gradación	No gradado/norm.	—	No grad./norm.	No gradado/norm.	—	—
Distribución de tamaños	Unimodal	Unimodal	Unimodal	Unimodal	—	—
Redondez	Subre. - Bien redon.	Subr.-Bien redon.	Subr.-Bien redond.	Subredondeado	—	—
Fósiles	—	—	—	Restos vegetales escasos	Restos veg. escasos	Restos veg.
Interpretación	Migración form. del lecho, de cresta sinuosa en flujo unidireccional	Idem cresta recta Ocasionalmente, desbordamiento.	Regímenes de flujo bajo	Áreas de baja energía. Localmente pueden atribuirse a alta energía (s/posición en secuencias). Corrientes no canalizadas	¿Pedogénesis? Pequeños desbordamientos	Llanura de inundación. Canales abandonados. Turberas, etc.

La subfacies G₂ tiene el mismo significado que la G₁, con la única diferencia de su composición, que es casi exclusivamente calcárea, lo que es atribuible a su área fuente; no obstante, en ocasiones y localmente pueden interpretarse como depósitos de derrubios e incluso como el relleno de paleovalles. La subfacies G₆ se relaciona con depósitos de zonas laterales y más distales de los abanicos, donde llegan corrientes de menor densidad y características de depósitos ligeramente canalizados (canales amplios y poco profundos); muchas veces pueden identificarse como pequeños mantos de arroyada y pueden suponer el retrabajamiento de las partes altas de los depósitos de «debris flow».

Entre las subfacies conglomeráticas, las G₁ y G₂ se sitúan en posiciones más proximales y basales, sobre ellas están las G₃, G₄ y G₅, dependiendo de la configuración del abanico, área fuente, etc., mientras que la subfacies G₆ ocupa posiciones relativamente más distales.

Las facies arenosas y finas son las más abundantes en los depósitos medio-distales de los abanicos, aunque algunas subfacies pueden estar relacionadas con facies G, como es el caso de las S₁, S₂ y S₄. Las subfacies S₃, S₅ y F₁ son características de los depósitos más distales, que con cierta frecuencia representan áreas inundadas y desconectadas de la dinámica regional, dando lugar a acumulación de restos vegetales y niveles carbonosos.

1.2. Secuencias

Las facies y subfacies determinadas se ordenan en secuencias verticales que van desde capas individuales de pocos centímetros y secuencias de capas afines, hasta megasecuencias formadas por sucesión de secuencias, que alcanzan varias decenas de metros. Las secuencias han permitido caracterizar depósitos de canales distributarios, de desbordamiento e inundación, turberas, etc. Las más comunes son las siguientes (fig. 4):

Tipo A

Están formadas por un nivel inferior conglomerático, de base erosiva, con clastos cuarcíticos bastante redondeados, clasto-soportados y con granoselección positiva. De forma gradual se pasa

a un nivel de areniscas de grano grueso a medio, con estratificación cruzada, observándose en ocasiones que la base de los «cosets» está marcada por clastos de mayor tamaño. Termina en un nivel masivo de areniscas, con troncos abundantes y

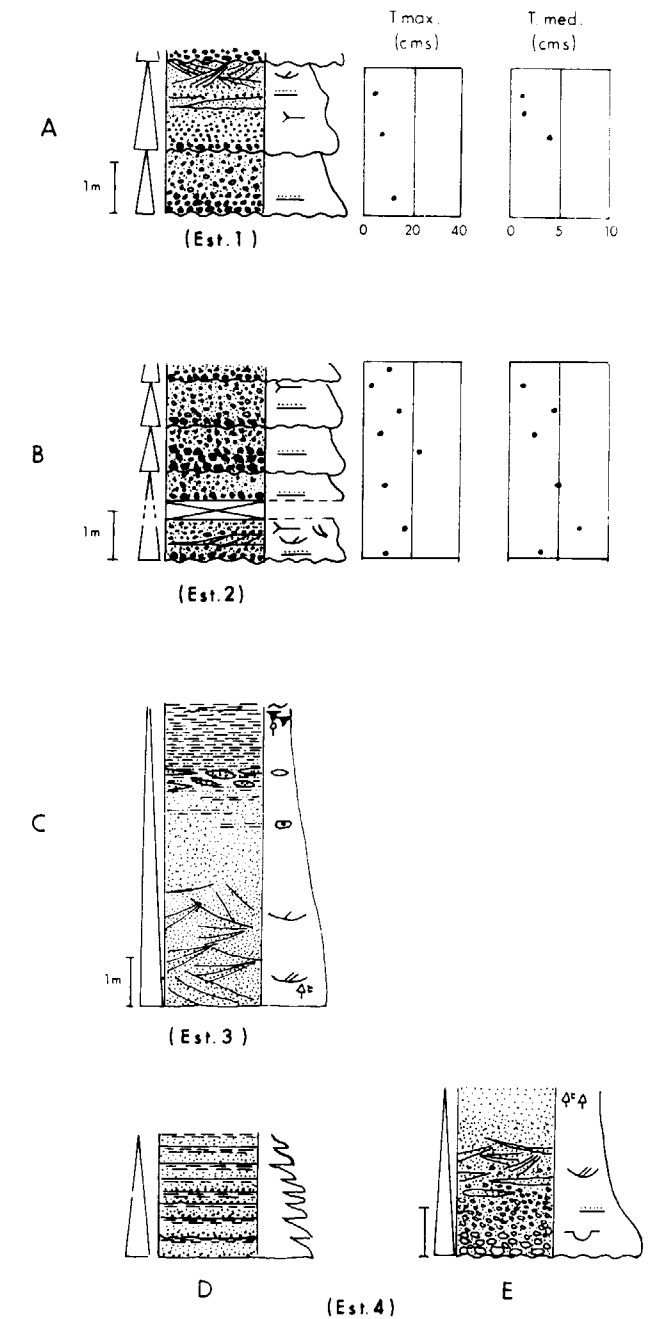


Figura 4.—Tipos de secuencias (y situación de estaciones de la figura 3).

restos vegetales flotados sin orientación preferente. Su espesor varía entre 1,5 y 2,5 m., y las características observadas indican su relación con zonas canalizadas de escaso desarrollo lateral.

Tipo B

Son secuencias conglomeráticas de orden métrico, constituidas por conglomerados de clastos calcáreos, escasa matriz y cemento calcáreo. Suelen formar apilamientos de secuencias, en las que se marcan claramente los saltos texturales y ocasionalmente presentan niveles arenosos (cm.) intercalados en la parte alta, con estratificación cruzada de pequeña escala y concentraciones de cantos en la base de algunos «cosets». Corresponden a depósitos de tipo «debris flow».

Tipo C

Oscilan entre 3 y 6 m. de espesor y están formadas por areniscas de grano grueso a medio, con estratificación cruzada, algunos cantos dispersos y troncos carbonizados. Gradualmente pasan a areniscas finas y lutitas arenosas, con niveles ferruginosos esporádicos y terminan en lutitas y limolitas, cada vez más oscuras, con pequeñas intercalaciones de areniscas (cm.), que al final presentan nivelillos de carbón, abundantes restos vegetales y suelos de vegetación incipientes. Representan facies distales y, aunque se observa una ligera turbulencia en la base, la mayor parte representa sedimentos depositados mediante flujos laminares en zonas de baja energía, con ligeras interrupciones en la sedimentación que permiten la acumulación de restos vegetales y cierto enraizamiento; lateralmente puede predecirse la formación de niveles de carbón.

Tipo D

Están constituidas por niveles arenosos con granos de carbón y facies finas (lutíticas) intercaladas, que se ordenan en secuencias grano y estratodecrecientes de mayor rango. Se interpretan como depósitos de «sheetflood», que recuerdan las secuencias turbidíticas de borde de abanico, descritas por WALKER y MUTTI (1973), MUTTI (1977) y RICCI-LUCCHI (1975).

Tipo E

Son similares a las anteriores, pero los niveles arenosos se encuentran mejor desarrollados, con estratificación cruzada en «cosets» de 5-10 cm. Representan el tránsito de «debris flow» a zonas ligeramente canalizadas.

1.3. Series analizadas

Se han levantado dos series detalladas en el sector occidental, una en el «Transversal general de Minas de Pontedo» y la otra en Rucayo. En el sector oriental la falta de afloramientos continuos y la intensa fracturación han malogrado la posibilidad de series tan continuas; no obstante, se han reconocido numerosas sucesiones parciales que permiten su perfecta caracterización e interpretación.

1.3.1. Serie de Pontedo

Se apoya discordantemente sobre materiales westfalienses, diferenciándose tres megasecuencias (fig. 5).

La primera (79 m.) está formada por secuencias granodecrecientes de tipo G_4-S_4 , aunque es relativamente frecuente que el término arenoso haya sido erosionado. El conjunto se ordena dando lugar a una megasecuencia granodecreciente, con características similares a las descritas por BLUCK (1967), WILLIAMS (1969), DEEGAN (1973), SCHLUGER (1973) y STEEL (1974), que indican el retroceso del área fuente o la reducción gradual en la pendiente del área origen, es decir, un decrecimiento progresivo en el área origen, es decir, en el gradiente deposicional, lo que también podría ser atribuido a una estabilización gradual, entre la tasa de sedimentación y la de subsidencia.

La segunda megasecuencia (56,5 m.) está formada por secuencias granodecrecientes de tipo S_1-F_1 , aunque en ocasiones el término arenoso puede corresponder a subfacies S_3 , S_4 y S_5 . La parte inferior presenta subfacies S_1 con base ligeramente canalizada y algunos cantos dispersos, lo que denota cierta turbulencia. Destaca el aumento de espesor de la subfacies F_1 en la mitad inferior, lo cual puede atribuirse a una primera etapa en la que este segmento del abanico que-

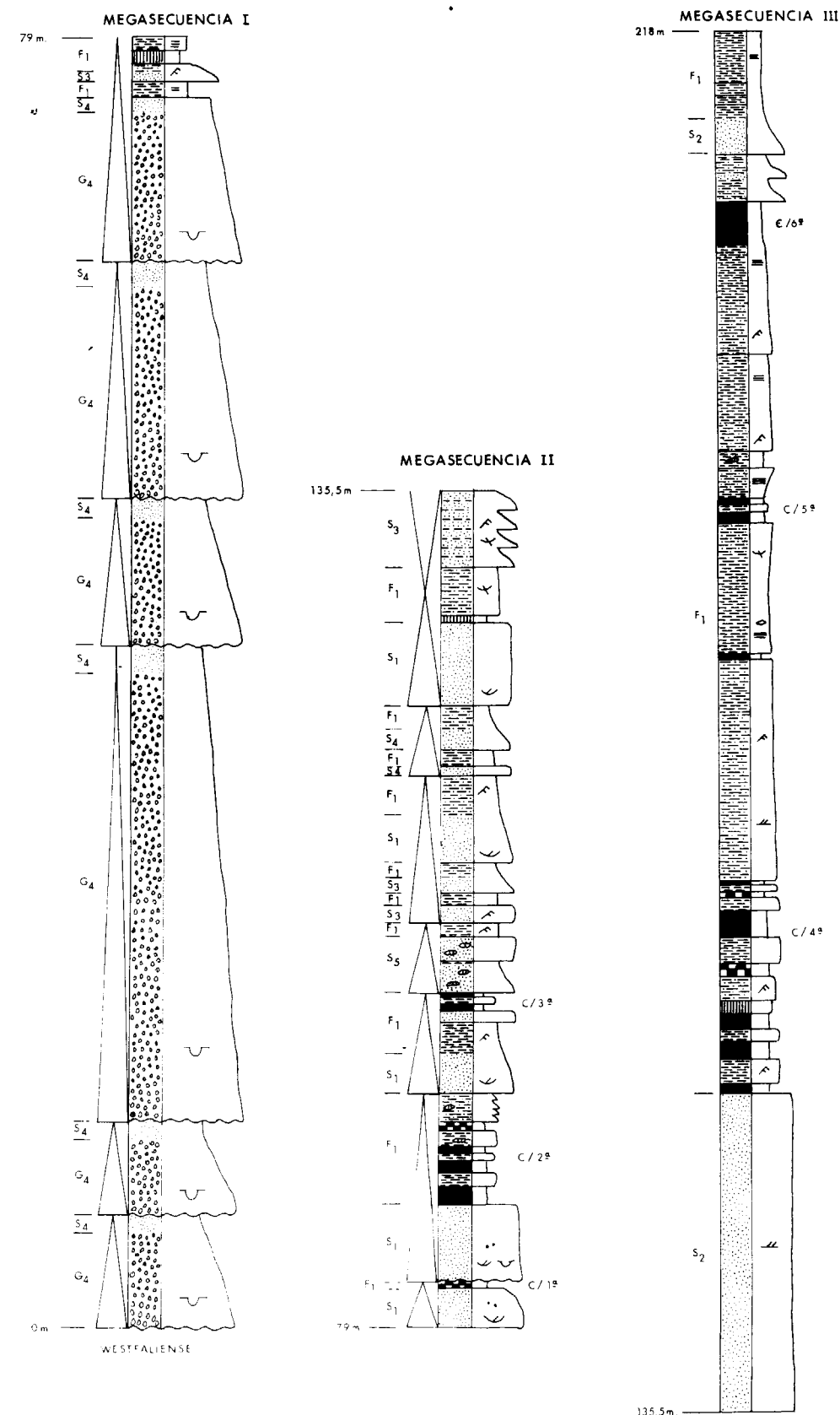


Figura 5.—Serie de Pontedo.

da ligeramente aislado de las zonas activas, permitiendo el desarrollo de niveles carbonosos de cierta entidad (capas primera, segunda y tercera), pero que al no estar totalmente desconectados originan algunas intercalaciones detríticas. Esto da lugar a capas de carbón de baja calidad con alto contenido en cenizas (77-92 por 100) y bajo poder calorífico (179-1.298 cal/gr.). La megasecuencia se interpreta como una primera etapa en la que se produce el abandono de un segmento de abanico, sobre el que continúa una etapa de progradación caracterizada por depósitos de desbordamiento y por el aumento de áreas canalizadas.

La tercera megasecuencia (82,5 m.) no se encuentra completa y representa un gran desarrollo de las subfacies F₁, siendo difícil definir secuencias de rango menor. Se inicia con un potente tramo arenoso (subfacies S₂) estratodecreciente, al que se superpone un conjunto lutítico en el que se desarrollan capas de carbón (capas cuarta, quinta y sexta). Esta megasecuencia se relaciona con una primera etapa de rápida avulsión, seguida de abandono gradual, con desarrollo de áreas aisladas de muy baja energía, en las que se forman capas de carbón. Sin embargo, el abandono gradual no es progresivo, ya que se registran pequeñas entradas de detríticos, lo que justifica la peor calidad de los carbones relacionados con ellos, como es el caso de la capa quinta (87 por 100 de cenizas y poder calorífico de 418 cal/gr.), mientras que en períodos más aislados los carbones son de mejor calidad (capas cuarta y sexta con 11 por 100 y 23 por 100 de cenizas y 7.399 y 6.345 cal/gr., respectivamente).

En resumen, la serie representa depósitos característicos de *abanico aluvial*, originados como consecuencia de la reactivación del área fuente (o bien de la subsidencia de la cuenca) que progresivamente se van amortiguando. Además, queda marcada en el registro geológico una etapa de abandono en un sector del abanico y una posterior progradación sobre ese sector, con ligeras fluctuaciones en su dinámica.

1.3.2. Serie de Rucayo

Está formada por una alternancia de areniscas y lutitas, con algunos niveles conglomeráticos intercalados en la mitad inferior, que se ordenan

en secuencias grano y estratodecrecientes (figura 6). Dadas sus características, vamos a prestar especial atención a los tramos conglomeráticos.

El primer tramo conglomerático (fig. 6a) corresponde a 16,41 m., y está formado por niveles (0,5-2,5 m.) brechoides, con cantos y bloques de cuarcita, caliza y arenisca, empastados en una matriz arenosa y microconglomerática de composición similar. Los tamaños medios oscilan entre 4 y 14 cm., siendo frecuente la existencia de bloques de gran tamaño (30-110 cm.).

Los niveles presentan aspecto tabular, a escala de afloramiento, aunque a mayor escala se observan acuñaamientos. Son frecuentes las cicatrices erosivas internas y la granoselección normal o positiva, así como la fábrica desorganizada (COLLINSON y THOMPSON, 1982, y STELL y THOMPSON, 1983), aunque en ocasiones se aprecia disposición paralela a los planos de estratificación (LINDSAY, 1968).

El segundo tramo conglomerático (fig. 6b) corresponde a 3,29 m. de conglomerados con clastos ligeramente más redondeados, con tamaño medio entre 3 y 6 cm., y máximo de 30 cm., matriz detrítica y zonas con cemento carbonatado. La composición del esqueleto es similar a la del tramo a, aunque con predominio de clastos calizos.

El tercer tramo (fig. 6c) corresponde a 12,94 m., de características similares al a y b.

La abundancia de cicatrices erosivas internas denota la inestabilidad y fluctuaciones en la dinámica del medio, representando impulsos o saltos texturales que reflejan pequeños lapsos en la sedimentación. El conjunto de las características de estos conglomerados permite atribuirlos a facies de *abanicos aluviales*, más o menos proximales, transportados por remoción en masa, ya sea como flujo lento o rápido, y que dan lugar a depósitos no canalizados de tipo «debris flow».

1.4. Asociaciones sedimentarias

Se han caracterizado tres asociaciones sedimentarias principales:

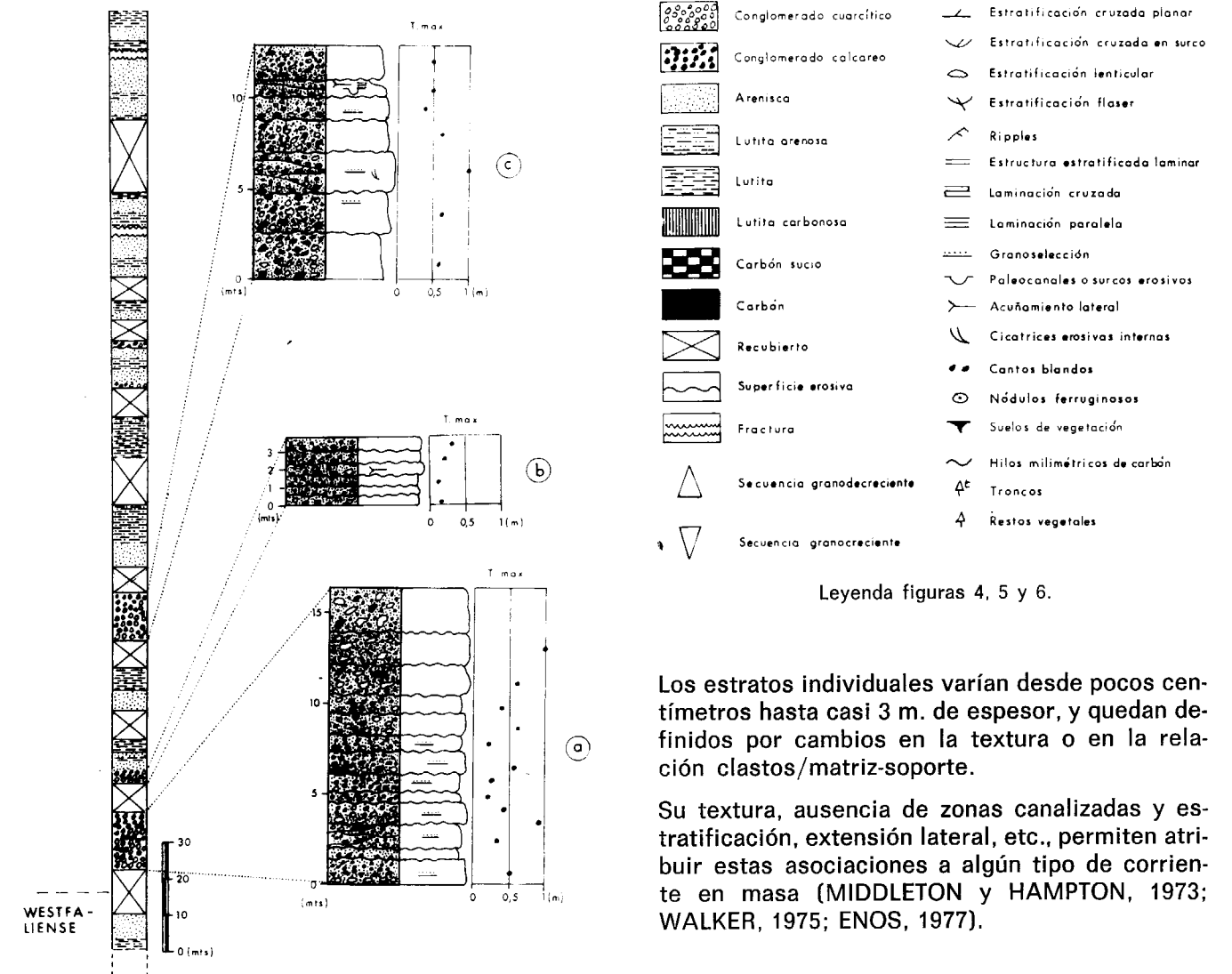


Figura 6.—Serie de Rucayo.

Asociaciones de cabecera de abanico

Son similares a las denominadas por HEWARD (1978 a) de «relleno de valle y de cañón», aunque su desarrollo parece mucho más reducido en esta zona. Se encuentran bien definidas en la base de la serie aflorante al SE de Rucayo, en Pallide y en Rejero. Están formadas por conglomerados con clastos bastante angulosos de cuarcita, caliza y arenisca, y con una matriz abundante de arenisca gruesa. En ocasiones presentan bloques de gran tamaño (1,1 m.).

Los estratos individuales varían desde pocos centímetros hasta casi 3 m. de espesor, y quedan definidos por cambios en la textura o en la relación clastos/matriz-soporte.

Su textura, ausencia de zonas canalizadas y estratificación, extensión lateral, etc., permiten atribuir estas asociaciones a algún tipo de corriente en masa (MIDDLETON y HAMPTON, 1973; WALKER, 1975; ENOS, 1977).

Asociación de lóbulos de abanico

Están formadas por la asociación de facies G y S, que pueden ordenarse de forma simple o como combinación de varias facies, dando lugar a una gran variación de tipos de secuencias. Se trata de conglomerados sin estratificar, generalmente clasto-soportados, polimodales, con tamaño medio entre 4 y 12 cm. (y bloques de unos 50 cm., aunque escasos); se presentan en capas de 1 a 3 m., cuya extensión lateral puede alcanzar varias decenas de metros, a veces presentan intercalaciones arenosas (con estratificación cruzada) situadas al final de secuencias granodecrecientes de poco espesor y desarrollo lateral, y que marcan la separación de diferentes acontecimientos deposicionales. Aunque son escasos, se han observado algunos niveles conglom-

meráticos más homogéneos con estratificación cruzada difusa.

Las areniscas intercaladas forman niveles de 0,5 a 2 m. de espesor, con aspecto masivo o con estratificación cruzada y frecuentes troncos arrastrados.

La mayor o menor abundancia de estas facies y su combinación origina una serie de secuencias y megasecuencias, que dada su posición se interpretan como asociaciones de lóbulos de abanico, aunque su geometría exacta no es posible de determinar. Quedan bien representadas en la zona de Canseco, Camposolillo, Pallide, etc. Algunos depósitos, no obstante, presentan características intermedias, que hace difícil encuadrarlos en una de las dos asociaciones descritas.

Asociaciones distales y de interlóbulo

La diferenciación de estas asociaciones es, por lo general, complicada, ya que no es posible caracterizar su evolución espacial. Están formadas por facies arenosas (S₁) y finas (F₁), en niveles de pocos centímetros, con límites bastante netos y aparentemente gran continuidad lateral. Son abundantes las plantas flotadas.

Estos niveles, de menor tamaño de grano y espesor, han sido depositados por avenidas menores, generalmente de tipo laminar y en zonas de interlóbulo e intercanal. Muchos depósitos de areniscas finas y lutitas, con suelos de vegetación y niveles carbonosos, de aspecto tabular y con estructuras de bajo régimen de flujo, corresponden a lo que denominamos asociaciones distales, ya que su situación en el abanico estaría más alejada de las áreas de cabecera, siendo dominantes los flujos laminares. De manera ocasional pueden intercalarse facies que corresponden a etapas de crecida, originando cambios relativamente bruscos.

1.5. Procedencia de los aportes

La disposición geométrica de los cuerpos cartografiados, distribución de los diversos tipos de facies, variación del tamaño y naturaleza de los clastos, etc., indican dos áreas de procedencia de los materiales (fig. 3). Entre el extremo occidental y el valle del río Porma los abanicos son de origen meridional, mientras que en la parte

oriental proceden del norte. Esta disposición espacial es consecuencia de una determinada configuración geográfica de la cuenca original que permitió el depósito de los abanicos en uno u otro sentido, por ello hablamos de las dos subcuencas: Canseco-Rucayo al oeste y Reyero-Salamón al este, o sector occidental y oriental (figuras 1 y 2).

2. TECTÓNICA

2.1. Origen de la Cuenca ligado a una zona de fractura

Regionalmente, en la Cordillera Cantábrica el período de máxima actividad tectónica tuvo lugar entre finales del Westfaliense y el Estefaniense A, si bien existen señales de inestabilidad, en zonas más internas, desde finales del Namuriense, así como varias discordancias (Curava-cas, Esla, etc.), a lo largo del Westfaliense.

Los rasgos más destacables de la cadena montañosa son: la existencia de mantos de tipo «apalachense» y la presencia de áreas con características paleogeográficas y tectónicas diferenciadas, que han permitido subdividirla en las cinco «regiones» clásicas en las que se estructura la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1967, 1971): Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región de Mantos, Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión.

Existen, por otro lado, afloramientos que, aunque todavía de edad Carbonífera, ya no guardan relación alguna con los depósitos westfalienses de las regiones citadas anteriormente. Son de edad Estefaniense, carácter continental y netamente discordantes (cuencas de Villablino, Cangas del Narcea, La Magdalena, Ciñera-Matallana, Canseco-Rucayo, etc.). Ello implica que una vez estructurada la cadena tuvo lugar una etapa distensiva en la que se crearon todas estas cuencas continentales, algunas de ellas (como es el caso de la que nos ocupa) ligadas a áreas de debilidad o de fracturación heredadas de otras superficies que actuaron como cabalgamientos en etapas anteriores y que todavía en las últimas pulsaciones de la orogenia fueron afectadas por las mismas fracturas que las originaron, de tal forma que la mayoría de ellas (y ésta en particular) se encuentran cobijadas por fallas inversas.

En esta zona el área de debilidad corresponde a la Falla de León, estructura singular de la Cordillera Cantábrica, y que como tal ha sido tratada por los numerosos autores (SITTER, 1962; MARCOS, 1968; LOBATO, 1975; etc.), que han estudiado la zona. En este trabajo, sin entrar en discusión acerca de si posee un carácter más paleogeográfico que tectónico «s. st.», o, al contrario, si queremos resaltar una serie de consideraciones, que son las siguientes:

- En primer lugar, no se trata de una falla, sino de una estrecha banda (con anchura variable, pero no superior a 1.000 m.), en la que pueden diferenciarse varias fracturas más o menos paralelas entre sí, pero de comportamiento diferenciado (zona de fractura).
- No existen criterios para establecer una jerarquización entre las distintas fracturas, de tal forma que una pudiese ser la principal y otras satélites.
- Los desplazamientos originados son muy variables, tanto en magnitud como en dirección y, a veces, contrapuestos; por ejemplo, entre Canseco y Rucayo la falla inversa del borde N posee vergencia S; mientras que al E del Porma la falla inversa del borde S del afloramiento estefaniense tiene vergencia N, es decir, no existe uniformidad en cuanto a su dinamismo.
- Esta banda constituye la separación de la Cuenca Carbonífera Central (C. C. C.), situada inmediatamente al norte, de la Región de Pliegues y Mantos (R. P. M.), al sur, excepto en el área del embalse del Porma, donde la C. C. C. rebasa la falla hacia el sur.

De lo anteriormente expuesto se destaca que la Falla de León, que podría denominarse «Franja tectónica de León», en este área, coincide espacialmente con el cabalgamiento basal de la Región de Pliegues y Mantos sobre la Cuenca Carbonífera Central. Así, pues, en este sector de la Cordillera que nos ocupa, parece claro que después de la larga etapa en la que se generaron los cabalgamientos tuvieron lugar otras en las que algunas de esas mismas fracturas y otras que surgen subparalelas, actuaron distensivamente originando pequeñas fosas en las que se depositaron los sedimentos continentales estefanienses, los cuales fueron todavía afectados por las últimas fases tardihercínicas. RODRI-

GUEZ FERNANDEZ et al. (1987, 1988), en un modelo de evolución dinámica de la parte oriental de la Zona Cantábrica, asocian el origen de estas cuencas a la existencia de fallas de desgarre con fenómenos transpresivos y transtensivos, una de esas fallas es la de León.

2.2. Estructura general de la Cuenca

Refiriéndonos concretamente al Estefaniense (figura 2), pueden establecerse, al igual que desde el punto de vista paleogeográfico, de aporte de materiales, dos sectores estructuralmente diferenciados. En el occidental las series se encuentran uniformemente inclinadas hacia el norte y cobijadas por una falla inversa que las pone en contacto con la Formación Lena de la C. C. C. En el oriental la disposición se invierte: las series buzan hacia el sur y están limitadas, en ese borde, por fallas inversas vergentes al norte que las separan de las distintas formaciones de la Región de Pliegues y Mantos (NAVARRO et al., 1987).

2.2.1. Sector Occidental (Canseco-Rucayo)

En esta parte la estructura es muy simple, se trata de una serie monoclinial con un buzamiento de 50° a 70° hacia el norte, dispuesta discordantemente sobre alguna de las formaciones westfalienses anteriores (Lena o S. Emiliano).

La discordancia únicamente se conserva en los dos extremos del sector: en «Minas de Pontedo» y en Rucayo. En esos dos lugares la serie estefaniense se apoya sobre la F. Lena, ya que el cabalgamiento basal (R. de Pliegues y Mantos sobre C. C. C.) discurre inmediatamente al sur.

En la parte intermedia situada entre Canseco y el valle del río Curueño, el afloramiento estefaniense es muy estrecho (≤ 1.000 m.) y se encuentra encajado entre fracturas, la del borde norte es la ya mencionada falla inversa y la del sur una falla normal. Entre el río Curueño y Rucayo vuelve a aparecer la discordancia, pero los materiales sobre los que se apoya son de la R. de Pliegues y Mantos. Hay que destacar en este área la presencia de fallas transversales (N 60-70° E), con desplazamiento en dirección y sentido levógiro.

2.2.2. Sector Oriental (Reyero-Salamón)

Abarca el área comprendida entre el río Porma y Salamón. El Estefaniense continúa dispuesto en serie monoclinial, en este caso buzando hacia el sur, pero la estructura es mucho más compleja. En primer lugar, la dirección de la franja es variable, mientras en el sector anterior se mantiene constante O-E; en éste la parte más occidental aún posee esa dirección, más al este cambia a NO-SE, y a partir de Viego vuelve a ser O-E. Por otro lado, el bloque hundido durante el depósito fue el meridional como se deduce de la posición de los abanicos aluviales adosados al borde norte y cuya espectacularidad queda patente en la cartografía (fig. 2).

Por último un aspecto importantísimo a considerar en este sector son los afloramientos calizos existentes dentro del Estefaniense. Estudiando su contenido en foraminíferos (VILLA, en NAVARRO et al., 1987) ha sido posible correlacionarlos con los niveles calcáreos de la Formación Lena de la C. C. C., situada inmediatamente al norte; su edad es Westfaliense. Por tanto, podría tratarse bien de elementos alóctonos depositados en el Estefaniense en forma de grandes bloques (olistolitos), o bien encontrarse dentro del conjunto estefaniense gracias a haber sido «ascendidos» mediante fallas inversas. Tanto por el análisis sedimentológico (es difícil imaginar que un olistolito de estas dimensiones, 300 m. de espesor el Pallide, se haya deslizado en un ambiente continental, sobre un abanico de su mismo tamaño) como por el estructural (se observan pliegues de arrastre debajo de él) nos inclinamos por la segunda opción; es decir, se trata de una serie de escamas imbricadas (cuatro, tres, dos, según la transversal) subparalelas entre sí y a la falla inversa principal que limita el afloramiento por su borde meridional.

En resumen, la «Franja tectónica de León» es una estrecha banda constituida por varias fallas subparalelas, de dirección O-E a ONO-OSE. Estas fallas fueron originadas en las etapas finales de la orogenia, condicionaron el depósito de pequeñas cuencas continentales estefaniense y todavía en las fases compresivas tardías hercínicas volvieron a actuar como fallas inversas dejando al Estefaniense encajado entre materiales más antiguos pertenecientes a las Regiones ya citadas: Cuenca Central al norte y Pliegues y Mantos al sur.

3. PALINOLOGIA

El estudio palinológico se ha realizado sobre muestras de capas de carbón y carboneros procedentes de siete localidades: Pontedo (PO), Rucayo (RU), Camposolillo (CA), Linos (LI), Pallide (PALL), Viego (VI) y Valbuena (VAL) (fig. 3).

En su conjunto las muestras han proporcionado una microflora suficiente y, en general, bastante bien conservada, salvo en la localidad de Pontedo, donde la materia orgánica está totalmente carbonizada.

El análisis cualitativo de las muestras ha revelado una cierta monotonía en la microflora, no observándose cambios significativos en la vertical ni en la horizontal; así han sido reconocidas entre otras las siguientes formas: *Lycospora pusilla*, *L. pellucida*, *Densosporites major*, *D. sphaerotriangularis*, *D. triangularis*, *Cristatisporites indignabundus*, *Polymorphisporites laevigatus*, *Thymospora pseudothiessenii*, *Th. thiessenii*, *Spinisporites spinosus*, *Punctatosporites granifer*, *P. rotundus*, *Westfalensisporites irregularis*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Calamospora* spp., *Florinites* spp., *Triquitrites* spp., *Angulisporites splendidus*, *Savitrissporites camptotus*.

El estudio cuantitativo indica que la mayoría de la microflora inventariada está constituida por formas manoletas, abarcando alrededor del 70 por 100 de los individuos contados, dominando dentro de ellas las formas granuladas (género *Punctatosporites*) y las verrucosas (género *Thymospora*), en menor proporción se encuentran las formas espinosas (género *Spinisporites*). *Densosporites*, *Cristatisporites indignabundus*, *Lycospora pellucida-pusilla* están también abundantemente representados. Igualmente presentes, de una manera continua, pero en menor proporción, están *Polymorphisporites laevigatus* y *Spinisporites spinosus*. Con estos porcentajes, calculados a partir de frecuencias medias, se ha construido a escala logarítmica un histograma para cada muestra (fig. 7). El estudio de estos histogramas pone en evidencia la posibilidad de agrupar muestras con características similares en grupos; así se constata la existencia de dos grupos con características palinológicas diferentes; uno de ellos estaría formado por las muestras (LI, PALL, VI y VAL), procedentes del sector oriental (fig. 7a), y en el otro quedarían agrupadas el resto de las muestras (RU y CA), situadas

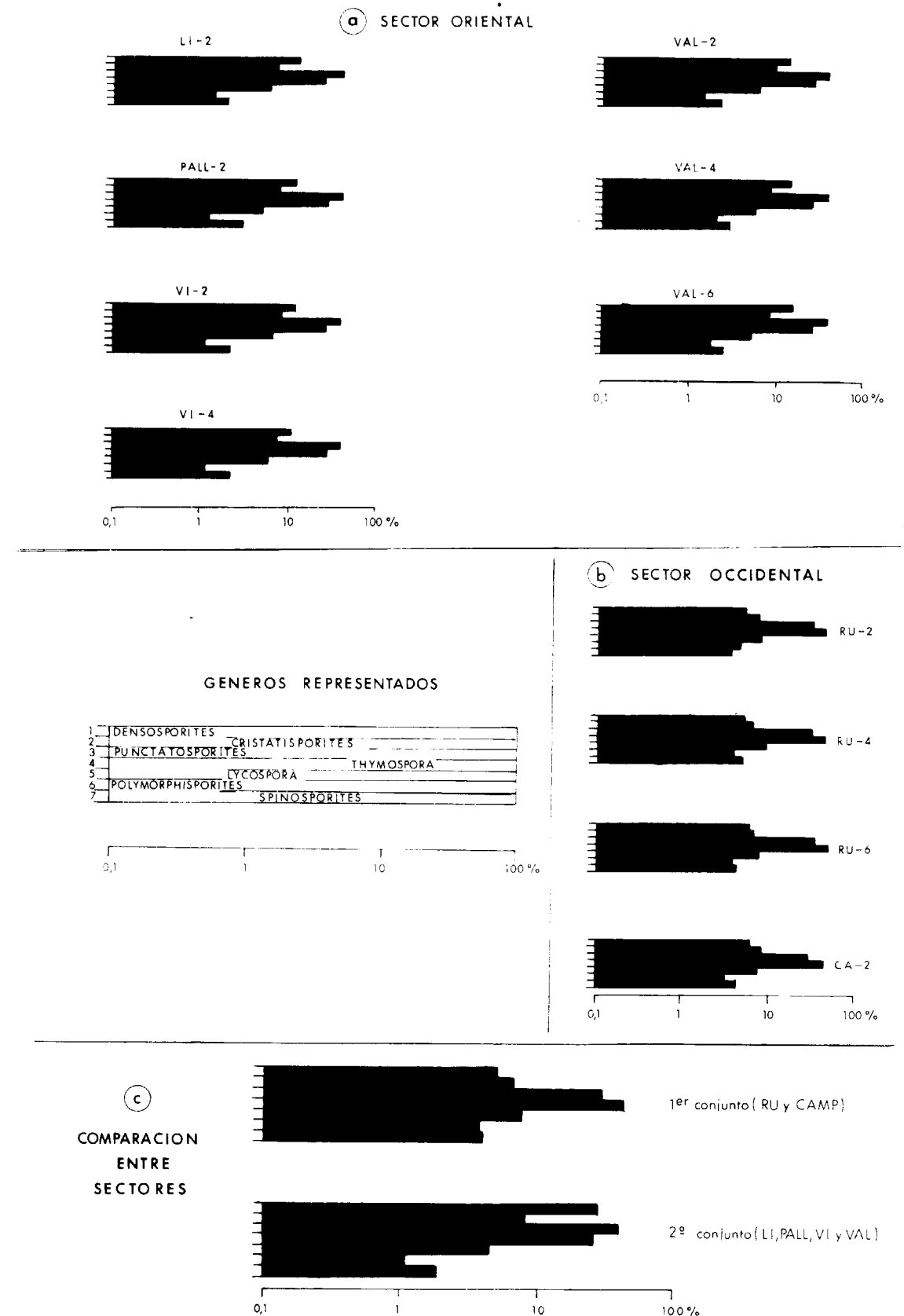


Figura 7.—Palinología cuantitativa.

en el sector occidental (fig. 7b). Con el fin de visualizar mejor las diferencias entre estos dos conjuntos de muestras se calcularon los porcentajes medios entre las siete muestras que componen el conjunto A y las cuatro del conjunto B; y con éstas se construyeron dos histogramas representativos de estos dos conjuntos (fig. 7c). En el primer conjunto se observa el predominio del género *Thymospora* sobre *Punctatosporites* y de *Lycospora* sobre *Densosporites*. En el segundo conjunto *Punctatosporites* predomina sobre el género *Thymospora*; *Densosporites* alcanza un porcentaje mayor que en el anterior grupo, así como géneros *Polymosphisporites* y *Spinoporites*.

Cronoestratigráficamente las asociaciones reconocidas se situarían en el Estefaniense B Inferior, aunque la abundancia del género *Thymospora* y la disminución de los porcentajes de los géneros *Densosporites* y *Punctatosporites* que se aprecia en las muestras del sector occidental, nos lleva a pensar una edad algo más moderna para dicho sector (LIABEUF et al., 1977).

4. MODELO PALEOGEOGRAFICO

Las características de las facies, secuencias y asociaciones, así como su distribución espacial, sugieren una serie de consideraciones sobre la historia evolutiva de la cuenca y su relación con la tectónica, que pueden integrarse dentro de un modelo sedimentario. La sedimentación estefaniense comienza con el relleno del paleorrelieve por materiales transportados por mecanismos de remoción en masa, que corresponden en general a depósitos tipo «debris-flow» y localmente a derrubios y pequeños depósitos atribuibles a relleno de paleovalles. Todos estos depósitos están bien caracterizados en Rucayo, Pallide y Revero, y representan la respuesta inicial al levantamiento de los bordes de la cuenca.

A medida que evoluciona la sedimentación, las facies presentan mayor madurez, como corresponde a depósitos transportados por medios más fluidos. Pasan entonces a facies conglomeráticas de menor tamaño y con predominio de textura clastosoportada, que comienzan a intercalarse con facies arenosas, dando lugar a indentaciones y cambios laterales visibles en Pallide y Camposolillo.

Al mismo tiempo, y con tránsito gradual, se sitúan en posiciones más distales facies y asociaciones finas, correspondientes a áreas con pendientes más reducidas, en las que dominan depósitos típicos de llanura de inundación con desarrollo de zonas aisladas, que pueden dar lugar a la formación de turberas.

Destaca la diferencia observada a ambos lados del embalse de Porma, ya que mientras en la parte oriental se presentan facies conglomeráticas calcáreas (subfacies G₂ y G₃), en la occidental estas facies están ausentes, lo cual podría atribuirse a diferencias en el área fuente, o bien a que el transporte ha sido mucho mayor en las áreas con predominio de facies cuarcíticas (subfacies G₁, G₄, G₅ y G₆), habiéndose disuelto los clastos de caliza. Por otra parte, la distribución general de las facies, variación en el tamaño máximo de los clastos, etc., permite identificar en la parte oriental un conjunto de abanicos de procedencia septentrional, mientras que en el área occidental son fundamentalmente de procedencia meridional (fig. 3). Esta diferencia en las direcciones de aporte puede justificar las diferencias indicadas en la composición.

Conviene señalar que la subsidencia no ha sido un proceso gradual y continuo, sino que actuó como respuesta a diferentes impulsos tectónicos. Este hecho queda demostrado con claridad en la zona de Pontedo, y parece lógico extenderlo a toda la zona. De este modo, las segmentaciones observadas en algunos abanicos pueden atribuirse a levantamientos intermitentes, sin que se excluyan mecanismos tales como la obstrucción de la parte alta («fan-head»), que daría, bajo determinadas condiciones, resultados similares.

La ausencia de facies finas con fauna, que caracterizan facies lacustres, o la zona de transición hacia un lago o llanura fluvial, así como la falta en la mayor parte de la zona de facies típicamente proximales, sugiere que la acción posterior de la tectónica permitió la erosión de esas facies más extremas. En la figura 8 se representa de forma esquemática e idealizada una parte de las dos subcuencas, tal como debió producirse el depósito de los abanicos (fig. 8a), y una vez plegados (fig. 8b), habiéndose mantenido de esa forma hasta la actualidad.

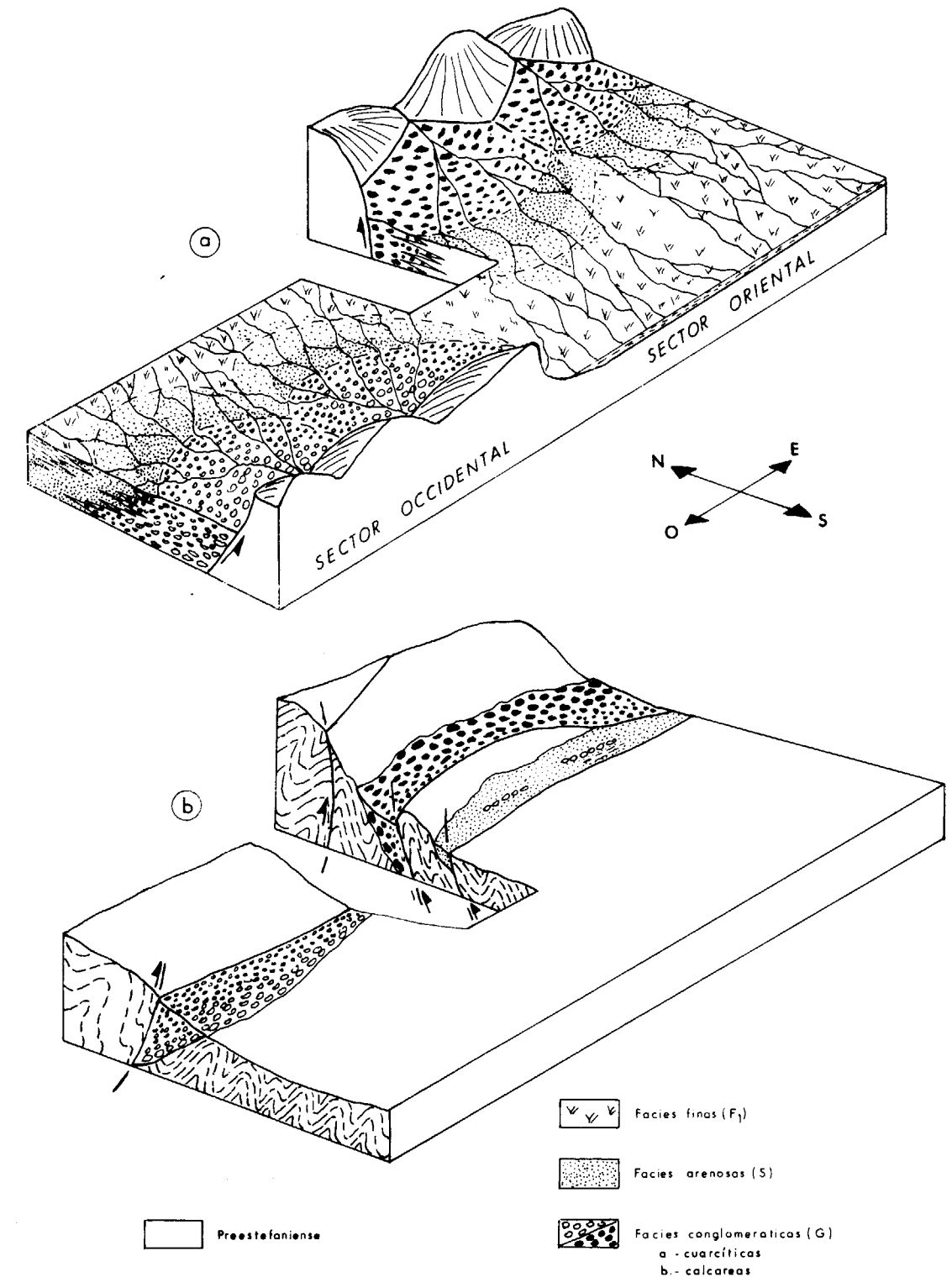


Figura 8.—Esquema paleogeográfico idealizado. a) Durante el depósito del Estefaniense. b) En la actualidad.

5. CONCLUSIONES

El Estefaniense del norte de la provincia de León aparece íntimamente ligado a la zona tectónica, que aquí hemos denominado «Franja tectónica de León», de tal modo que su origen, desarrollo y disposición actual vienen condicionados por la actividad tectónica de aquélla.

Aunque hasta ahora se había considerado como una sola cuenca (tanto por su carácter uniformemente continental y discordante, como por su edad Estefaniense), los estudios realizados muestran que pueden establecerse dos subcuencas con características paleogeográficas y tectónicas diferenciadas: la occidental o de Canseco-Rucayo y la oriental o de Reyero-Salamón. En ambas es posible asimilar los depósitos existentes a un modelo de abanicos aluviales ligados a zonas de falla; ahora bien, mientras en la parte occidental (Canseco-Rucayo) éstos se dirigen hacia el norte, lo que implica que los relieves más elevados se encontraban al sur y el bloque hundido al norte; en el sector oriental (Reyero-Salamón) la situación paleogeográfica se invierte, los abanicos «fluyen» hacia el sur, por lo que el bloque elevado se encontraba al norte. Estas direcciones contrapuestas dentro de un espacio tan reducido como en el que aparecen, pueden interpretarse como componentes locales de un flujo general que, según los datos palinológicos, debía dirigirse hacia el O.

En cuanto a su disposición estructural se observa que el Estefaniense se encuentra formando series monoclinales, en general muy verticalizadas (70° a 80°), y cobijadas por fallas inversas con vergencia variable según la predisposición paleogeográfica anteriormente considerada; en el sector occidental poseen vergencia sur, mientras que en el bloque oriental su vergencia es hacia el norte. Hay que destacar la existencia en el sector oriental de otras varias fallas inversas paralelas a la del borde; éstas originan una repetición de pequeñas escamas de la serie estefaniense, con la consiguiente aparición de calizas de la Formación Lena en la base de aquéllas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la División de Minería del ITGE las facilidades recibidas y el permiso para la publicación de datos obtenidos en la realización

de este proyecto, por él patrocinado, a ENADIMSA, a J. L. Muñoz (ENADIMSA), por los datos cartográficos aportados, y a E. Villa (Universidad de Oviedo), por los estudios sobre muestras de fusulínidos de la Formación Lena.

REFERENCIAS

- AMERON, H. W. VAN (1965): *Note préliminaire sur quelques flores stephanienses de la bordure nord des Léonides dans les Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-ouest)*. Leidse. Geol. Meded., 32, 151-156.
- BLUCK, B. J. (1967): *Deposition of some Upper Old Red Sandstones conglomerates in the Clyde area: A study of the significance of bedding*. Scott. J. Geol., vol. 3, 139-167.
- COLLINSON, J. D., y THOMPSON, D. B. (1982): *Sedimentary structures*. G. Allen, Uniwin, London, 194 pp.
- CROWELL, J. C. (1974): *Sedimentation along the San Andrés Fault, California*. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Min., Tulsa, 19, 292-303.
- DEEGAN, C. E. (1973): *Tectonic control of sedimentation at the margin of a Carboniferous depositional basin in Kurkudbrightshire*. Scott. J. Geol., vol. 9, 1-28.
- ENOS, P. (1977): *Flow regimes in debris-flow*. Sedimentology, 24, 133-142.
- EVERS, H. J. (1967): *Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse. Geol. Meded., 41, 83-151.
- GARCIA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH., y FEYS, R. (1971): *El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana*. Trab. Geol., 3, 101-150.
- HELMING, H. M. (1965): *The geology of the Valderrueda, Tejerina and Sabero coal basins (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse. Geol. Meded., 32, 75-149.
- HEWARD, A. P. (1978a): *Alluvial fan lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, Northern Spain*. Sedimentology, 25, 451-488.
- HEWARD, A. P. (1978b): *Alluvial fan sequence and mega-sequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B, coalfields, Northern Spain*. In: *Fluvial Sedimentology*. A. D. Miall. Ed. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoiry 5, 669-702.
- IWANIW, E. (1985): *The sedimentology of Lower Cantabrian basin margin deposits in NE León, Spain*. Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula. Ed. by M. J. Lemos de Sousa y R. H. Wagner. Reprinted from An. Fec. Cienc. Porto. Suppl., vol. 64 (1983), 49-115.
- JULIVERT, M. (1967): *La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto de Ponga (Cordillera Cantábrica, España)*. Trab. Geol., 1, 1-26.

JULIVERT, M. (1971): *Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain*. American Jour. Sci., 270, 29 pp.

LARSEN, V., y STEEL, R. J. (1978): *The sedimentary history of a debris flow dominated, Devonian alluvial fan a study of textural inversion*. Sedimentology, 25, 37-59.

LIABEUF, J. J.; DOUBINGER, J., y ALPERN, B. (1967): *Caracteres palynologiques des charbons stéphanien de quelques gisements français*. Rev. e Micropal., núm. 1, 1-3.

LINDSAY, J. F. (1968): *The development of clast fabric in mudflows*. J. Sediment. Petrol., 38, 1242-1253.

LOBATO, L. (1975): *La falla de León y estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea (Cordillera Cantábrica)*. Tierras de León, núm. 20, 13-25.

LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92.

MARCOS, A. (1968): *Nota sobre el significado de la Leon-line*. Brev. Geol., 2, 59-87.

MIALL, A. D. (1977): *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., 111 pp.

MIDDLETON, G. V., y HAMPTON, M. A. (1973): *Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course 1. Anaheim, 1-33.

MUTTI, E. (1977): *Districtive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South Central Pyrennees, Spain)*. Sedimentology, 24, 107-131.

NAVARRO, D.; MUÑOZ, J. L.; SANTOS, J. A.; VILLA, E., y HORVATH, V. (1987): *Investigación geológico-minera del Estefaniense de los sectores de Canseco-Rucayo y Reyero-Salamón (León)*. 2.ª Fase. Fondo documental del IGME.

READING, H. G. (1985): *Strike-slip fault systems; an ancient example from de Cantabrians*. IX Int. Congr. Sedim. Nice Theme 4 (2), 237-292.

RICCI-LUCCHI, F. (1975): *Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy)*. J. Sedim. Petrol., 45, 3-43.

RODRIGUEZ-FERNANDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1987): *La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España*. Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, 12, 207-229.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1988): *Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España)*. II Congreso Geológico de España.

RUPKE, J. (1965): *The Esla Nappe (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse. Geol. Meded., 32, 1-74.

SCHLUGER, P. R. (1973): *Stratigraphy and sedimentary environments of the Devonian Perry Formation, New Brunswick, Canada and Marine, USA*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 84, 2533-2548.

SITTER, L. U. de (1962): *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountain. Explanation of a geological map with sections, escale 1:10.000*. Leidse. Geol. Meded., 26, 255-264.

STEEL, R. J. (1974): *New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Mebridean province*. Scotland. J. Sediment. Petrol., 44, 336-357.

STEEL, R. J., y WILSON, A. C. (1975): *Sedimentation and Tectonism (Permo-Triassic?) on the margin of the North Minch Basin, Lewis*. J. Geol. Soc. London, vol. 131, 183-202.

STEEL, R. J.; MAELHES, S.; NILSEN, H.; ROE, S. L., y SPINNAGER, A. (1977): *Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway, Sedimentary reponse to tectonic events*. Bull. Geol. Soc. Am., 88, 1124-1134.

STEEL, R. J., y THOMPSON, P. B. (1983): *Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates («Bunter» Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England*. Sedimentology, 30 (3), 341-368.

WAGNER, R. H. (1963): *A general account of the Paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León), NW Spain*. Bol. IGME, 74, 163-331.

WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F., y RIDDING, R. E. (1971): *Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in northern León, Spain*. Trab. Geol., 4, 603-663.

WALKER, R. G., y MUTTI, E. (1973): *Turbidite facies and facies associations*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa. Short Course 1. Anaheim, 119-157.

WALKER, R. G., y MUTTI, E. (1975): *Conglomerate: Sedimentary structures and facies models*. In: *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Ed. by J. C. Harms et al. Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course 2. Tulsa, 131-161.

WASSON, R. J. (1977): *Last-glacial alluvial fan sedimentation in the lower Derwent Valley, Tasmania*. Sedimentology, 24, 781-799.

WILSON, A. C. (1981): *The Devonian sedimentation and tectonism of a rapidly subsiding semi-arid fluvial basin in the Midland Valley of Scotland*. Scott. J. Geol., 16, 291-313.

WILLIAMS, G. E. (1969): *Characteristics and origin of a Precambrian pediment*. J. Geol., 77, 183-207.

Original recibido: Octubre de 1989.

Original aceptado: Junio de 1990.

GEOLOGIA

Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses.

Por C. SANCHO MARCEN (*)

RESUMEN

A partir de criterios geomorfológicos y estructurales se realizan algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores pirenaicas oscenses. Las macro y microestructuras frágiles observadas se agrupan en dos pares de familias, uno principal con orientaciones ortogonales NO-SE y NE-SO y otro subordinado de direcciones N-S y E-O. Temporalmente, estas deformaciones tienen lugar después del Mioceno, ya que afectan a la superficie de erosión Superior o Finimiocena de las Sierras. El análisis microestructural a partir de planos de falla normales estriados señala un régimen de esfuerzos de distensión radial que se interpreta relacionada con ajustes isostáticos de la Cadena pirenaica, existiendo una trayectoria de esfuerzos original con σ_2 y σ_3 intercambiables en las orientaciones N-S y E-O que se ve modificada localmente por los accidentes estructurales principales del área estudiada, apareciendo trayectorias NO-SE y NE-SO paralelas y perpendiculares a estos accidentes.

Palabras clave: Neotectónica, Sierras Exteriores pirenaicas, Superficie de erosión, Análisis microestructural, Distensión radial, Ajuste isostático.

ABSTRACT

Some remarks about neotectonic features in eastern area of External Pyrenees using geomorphological and structural approaches have been carried out. A main set with two orthogonal families (NW-SE and NE-SW) and a secondary set with directions N-S and E-W of macro and microstructures have been observed. The age of these structures is post-Miocene, because of the «Superior» or «Finimiocena» erosion surface is deformed. The microstructural analysis of striated fault planes shows a multidirectional extension stress field caused by isostatic adjustments in Pyrenean belt. There is a stress trajectory with swapping horizontal tension axes (σ_2 and σ_3) around N-S and E-W locally deflected by main structures of External Pyrenees appearing, parallel and orthogonal trajectories (near NW-SE and NE-SW) to these structures.

Key words: Neotectonic, External Pyrenees, Erosion surface, Microstructural analysis, Multidirectional extension, Isostatic adjustment.

INTRODUCCION

El área de estudio representa el extremo oriental de las Sierras Exteriores aragonesas y el tránsito a las catalanas dentro del Prepirineo. Su límite septentrional está constituido por la Cuenca de Graus y el meridional por el Anticlinal de Barbastro. Los bordes E y O vienen señalados por los valles de los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana, respectivamente (fig. 1).

Desde el punto de vista estratigráfico aparece

una serie mesozoica y cenozoica, fundamentalmente calcárea, muy reducida con respecto al resto de Sierras, representada por depósitos del Triásico Superior, Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno. Estructuralmente estos materiales presentan pliegues y cabalgamientos orientados en dirección E-O con trazas sigmoidales y vergentes al S, aunque aparecen también accidentes de orientación NO-SE (fig. 1). Estas características responden a la competencia establecida entre el deslizamiento hacia el sur, mayor en la zona catalana que en la aragonesa, de la cobertura despegada a favor del Triásico Superior margoevaporítico y el rejuego de fracturas de zócalo, cuyo ini-

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

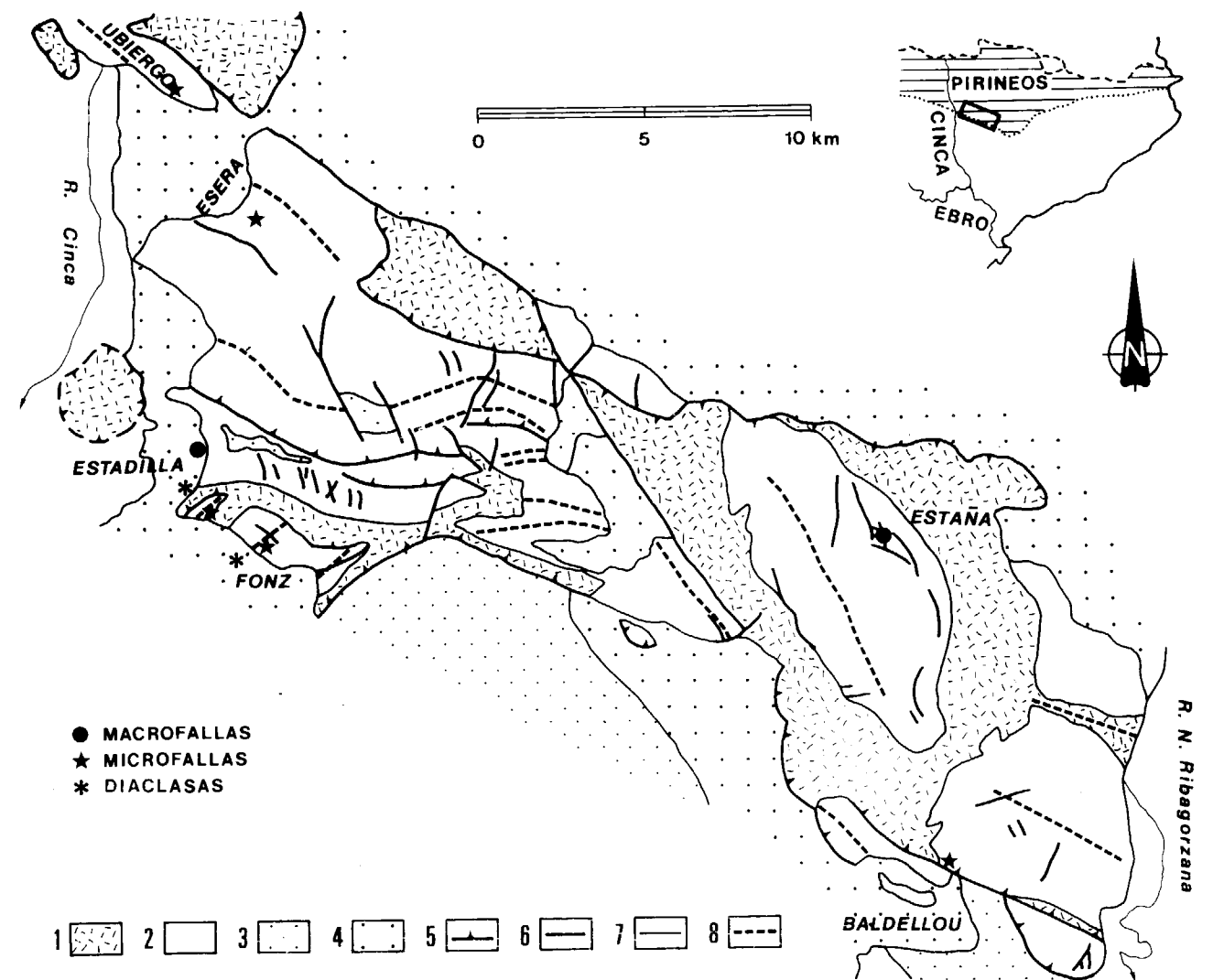


Figura 1.—Localización geográfica y geológica del área de estudio y de las estaciones analizadas. 1: Triásico Medio-Superior. 2: Cretácico Superior-Eoceno. 3: Oligoceno. 4: Mioceno. 5: Cabalgamientos y diapiros. 6: Contacto mecánico. 7: Contacto discordante. 8: Pliegues.

cio hay que situarlo a finales del Eoceno Superior (Fase Pirenaica) (MARTINEZ, 1981, y POCOVI y MARTINEZ, 1984). El levantamiento correspondiente da lugar a la acumulación de las potentes molasas oligocenas (Fm. Peraltilla) que presentan un carácter sintectónico en el área que nos ocupa, con discordancias sinsedimentarias locales y plegamientos relativamente intensos, indicando que estos movimientos se continúan ininterrumpidamente hasta finales del Oligoceno (Fase de Sierras Marginales) (POCOVI, 1978). Como consecuencia se genera un nuevo relieve, cuyo des-

mantelamiento va a dar lugar a las molasas miocenas (Fm. Sariñena) que fosilizan todo el conjunto anterior. Este último estadio tectosedimentario tiene como consecuencia el desarrollo, en el sector de las Sierras Exteriores analizado, de la superficie de erosión Superior, cuya fase última de elaboración hay que situarla a finales del Mioceno (SANCHO, 1988). A partir de este momento tiene lugar un cambio hacia un nuevo régimen tectónico, caracterizado por condiciones geodinámicas distensivas, cuyas consecuencias se ponen de manifiesto mediante la

observación de deformaciones en esta superficie de erosión y de macro y microestructuras tensionales que afectan a diferentes materiales estratigráficos. El análisis de estas deformaciones de carácter distensivo y el estudio del mecanismo geodinámico que condiciona el nuevo régimen de esfuerzos constituyen el objetivo de este trabajo.

METODOLOGIA

La existencia de deformaciones recientes en esta zona del Prepirineo se puso de manifiesto, en primer lugar, a partir del análisis geomorfológico de la superficie de erosión Superior o Finimiocena. La utilización de esta superficie de erosión como marcador neotectónico plantea dos problemas fundamentales, derivados de la identificación de la propia superficie, por un lado, y de la reconstrucción morfológica de la misma, por otro. A falta de criterios estratigráficos y/o paleontológicos útiles para datar las fases diastróficas, el único elemento cronológico que podemos utilizar es la edad de elaboración de los niveles morfogenéticos afectados. En este sentido, GUTIERREZ et al. (1983), exponen y analizan todos los problemas que plantea la utilización de superficies de erosión como marcadores en la interpretación de deformaciones neotectónicas existentes en base a la elaboración de mapas de tectonomorfoisohipsas.

Una vez controlada y conocida la existencia de estas deformaciones mediante criterios geomorfológicos, hemos intentado llegar a caracterizar el tipo de esfuerzos que las han generado, utilizando para ello métodos de análisis estadísticos de fallas propios de la geología estructural. Los datos utilizados se han agrupado en macroestructurales o microestructurales según que se hayan obtenido en gabinete a partir de técnicas fotogeológicas o directamente en campo a nivel de afloramientos, respectivamente. En cualquier caso se han utilizado rosas de orientaciones para observar la agrupación por familias de las diferentes estructuras, por un lado, y métodos analíticos que permiten interpretar el tensor de esfuerzos que las ha generado, por otro. El método de los diagramas y-R, desarrollado por SIMON (1986), se basa en el análisis del valor de la relación de esfuerzos $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_2 - \sigma_3)$ que puede

explicar el movimiento de cada falla para los diferentes valores de y dentro del campo compatible con el movimiento de la población de fallas. σ_2 es el eje vertical, $\sigma_1 > \sigma_3$ son los horizontales; y es el azimut de σ_1 que, en el caso de los estados distensivos, corresponde a σ_2 . El diagrama nos permite observar visualmente las fallas que son compatibles con un tensor determinado, así como seguir la evolución temporal de los tensores. Por contra, sólo es aplicable, en principio, cuando uno de los ejes del tensor es vertical. Las soluciones obtenidas se pueden comparar, y a la vez complementar, si utilizamos simultáneamente el método desarrollado por ETCHECOPAR et al. (1981), basado en que el esfuerzo tangencial máximo sobre el plano de falla debe coincidir con la estría de desplazamiento sobre dicho plano, pudiendo establecerse una función de dispersión entre los vectores estría y componente tangencial del esfuerzo. El método funciona buscando el tensor de esfuerzos correspondiente que minimiza la función anterior, y los resultados proporcionados hacen referencia al análisis particular de cada falla (desviación entre la estría real y la estría teórica), a los errores con que se han calculado las orientaciones de los ejes principales del tensor y la relación $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ y a la representación de los componentes del esfuerzo (σ , τ) en cada plano sobre el círculo de Mohr.

DATOS MACROESTRUCTURALES

a) Deformación de la superficie de erosión Superior o Finimiocena

Una vez identificada la superficie de erosión en todo el ámbito de la región estudiada se plantea el problema de reconstruir la paleomorfología de los aplanamientos de cara a su utilización como marcador neotectónico. Para resolverlo debemos tener en cuenta el grado de elaboración de la superficie (relieves residuales, pendientes, etc.) y las deformaciones que haya sufrido. Por lo que se refiere al primer punto se observa una mejor elaboración hacia el S y la existencia de morfologías menos aplanadas al N, coincidiendo con la divisoria de aguas. Por otro lado, se observa una articulación de la misma, en retazos situados a diferentes cotas topográficas, mediante grandes estructuras que conllevan movimientos verticales posteriores a la etapa final de elaboración

de la superficie. En este sentido, dos son los tipos de deformaciones identificadas. Por un lado en el área de San Quílez se observan basculamientos importantes hacia el NE que llegan hasta los 6-7° de desnivel y que no son originales, ya que ni el grado de inclinación ni el sentido se corresponden con el contexto geológico-geomorfológico regional. La superficie Superior pasa de situarse a una cota de 1.083 m en la zona más alta hasta los 860 m en la más baja, cuyos restos aparecen limitados y articulados por grandes fallas. El otro tipo de deformación se observa prácticamente en toda la Sierra de La Carrodilla, sobre todo en su parte occidental. La superficie de erosión Superior aparece dislocada en tres escalones a cotas topográficas diferentes (1.100-950, 800-900 y 750-800 m., respectivamente). Esta disposición implica la actividad de una serie de fracturas que generan un conjunto de

fosas o semifosas alargadas de dirección aproximada E-O. En los bordes de estas zonas deprimidas comienza una actividad erosiva que se traduce en otras superficies posteriores de menor desarrollo, cuya réplica sedimentaria aparece rellenando el centro de las fosas intramontañas. En la figura 2 aparecen representadas las posibles fracturas interpretadas que modifican la morfología original de la superficie. Estos accidentes se pueden agrupar fundamentalmente en dos familias. Una de dirección general NO-SE relativamente variable y de mayor importancia y otra de dirección NE-SO subordinada. Estas dos direcciones coinciden con el rumbo general presente en esta zona de Sierras Exteriores y su perpendicular. Algunas de estas fracturas pueden corresponderse con antiguos accidentes reactivados con carácter normal durante la etapa de deformación neotectónica.

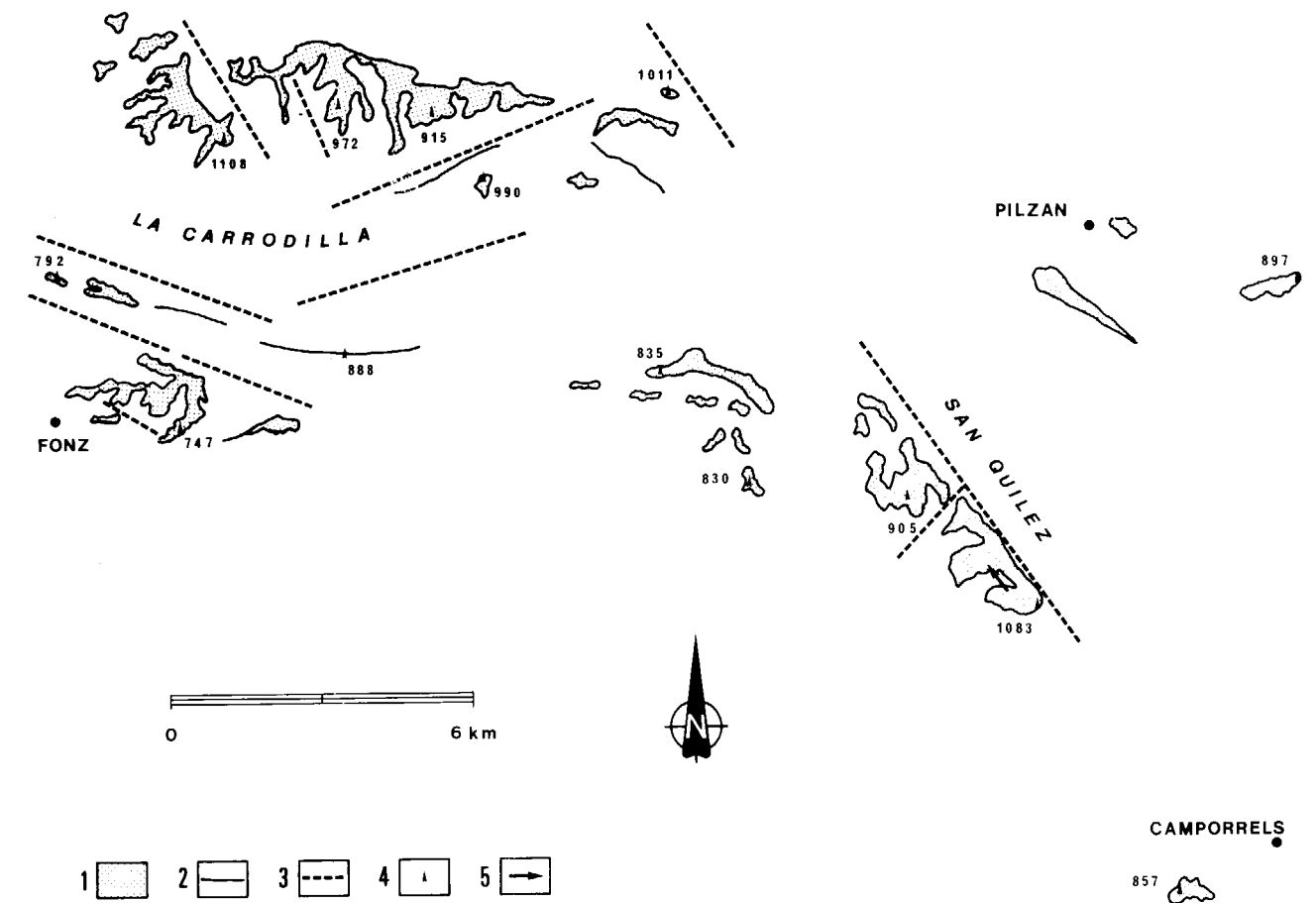


Figura 2.—Principales accidentes estructurales que deforman la superficie de erosión «Finimiocena». 1: Superficie de erosión. 2: Líneas de cumbres arrasadas. 3: Fallas interpretadas. 4: Cotitas topográficas en metros. 5: Basculamiento de la superficie de erosión.

b) *Macrofracturación*

La utilización de fotografía aérea permite cartografiar un conjunto de fracturas de escala hectométrica cuyo control resulta complicado sobre el terreno. En este sentido se han analizado las fracturas que afectan a los conglomerados miocenos situados entre Estadilla y Fonz y las fallas normales de los alrededores de Estaña (fig. 1) en materiales del Cretácico Superior-Eoceno. En esta estación las direcciones obtenidas fotogeológicamente se agrupan, tal y como se observa en el diagrama A de la figura 3, en dos pares de familias perpendiculares entre sí. Las familias principales se orientan según dos direcciones, una N 115° E y otra N 145° E. Perpendicularmente a ellas aparecen las subordinadas correspondientes. Además se observa también en el diagrama una familia con dirección próxima a la N-S. Por otro lado, la rosa de orientaciones correspondiente a la fracturación observada en los conglomerados miocenos (fig. 3 B) dibuja dos pares de familias subperpendiculares entre sí. Uno de ellos con direcciones claras NO-SE y NE-SO y otro cuyas orientaciones son parecidas a las anteriores, aunque existe un pequeño giro en sentido contrario a las agujas del reloj. En ambos casos observamos cómo se desarrollan dos pares de familias de fracturas que siguen fundamentalmente la dirección de las Sierras Exteriores en esta región y su perpendicular, con un pequeño desfase de orientación entre ellas.

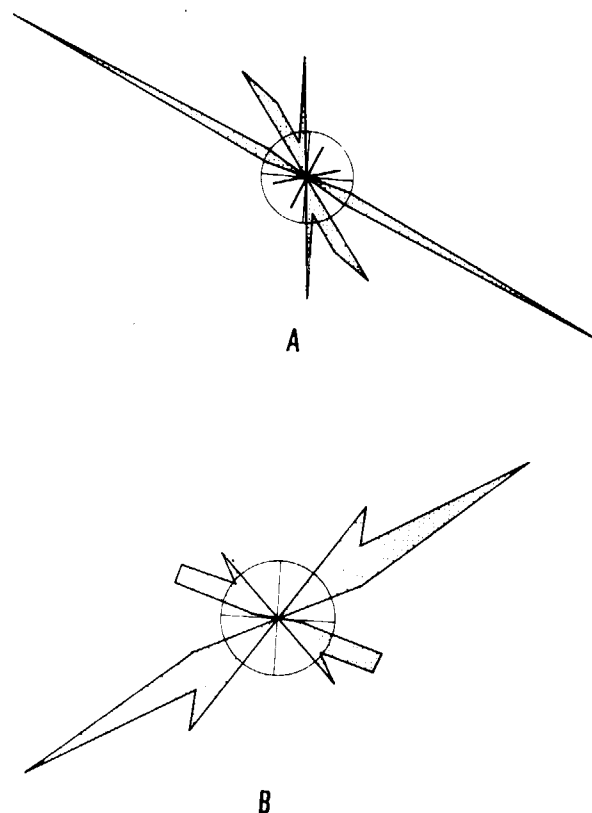


Figura 3.—Diagramas en rosa de vientos de fallas normales en la serie Cretácico Superior-Eoceno de Estaña (A) y fracturas en los conglomerados miocenos de Estadilla (B). El radio de la circunferencia representa el 5 por 100 del total de medidas.

Se observa fundamentalmente el desarrollo de dos pares de familias de fracturas, agrupadas perpendicularmente. El más importante tiene orientaciones NE-SO y NO-SE, mientras que el otro presenta rumbos muy cercanos a las direcciones N-S y E-O. En conjunto, podemos señalar la existencia de dos sistemas de diaclasas principales que afectan a los materiales miocenos. El principal tiene orientaciones NE-SO y NO-SE, similares a la orientación de las Sierras y su perpendicular. El otro sistema, menos desarrollado, tiene direcciones muy próximas a los ejes N-S y E-O.

b) *Microfracturación*

El conjunto de datos expuestos señala la existencia en la región de un campo de esfuerzos disten-

DATOS MICROESTRUCTURALES

a) *Diaclasado*

El análisis del diaclasado se ha efectuado en dos estaciones relativamente cercanas, pero sobre materiales litológicos diferentes (fig. 1). Por un lado en el diagrama de la figura 4 A se representan las diaclasas analizadas en los conglomerados miocenos de Estadilla. Se observa una cruz principal con dos familias que se orientan según líneas NO-SE y NE-SO, existiendo en esta última cierta dispersión. No obstante, existe también una familia de orientación cercana al eje N-S débilmente representada (5 por 100). Por otro lado, el diagrama B de la figura 4 refleja las diaclasas medidas en las proximidades de Fonz y que afectan a una serie de calizas miocenas lacustres.

sivo relativamente importante. Sin embargo, no conocemos el tipo de esfuerzos que la ha generado. En un intento de caracterizar el tensor o tensores de esfuerzo causantes se han utilizado

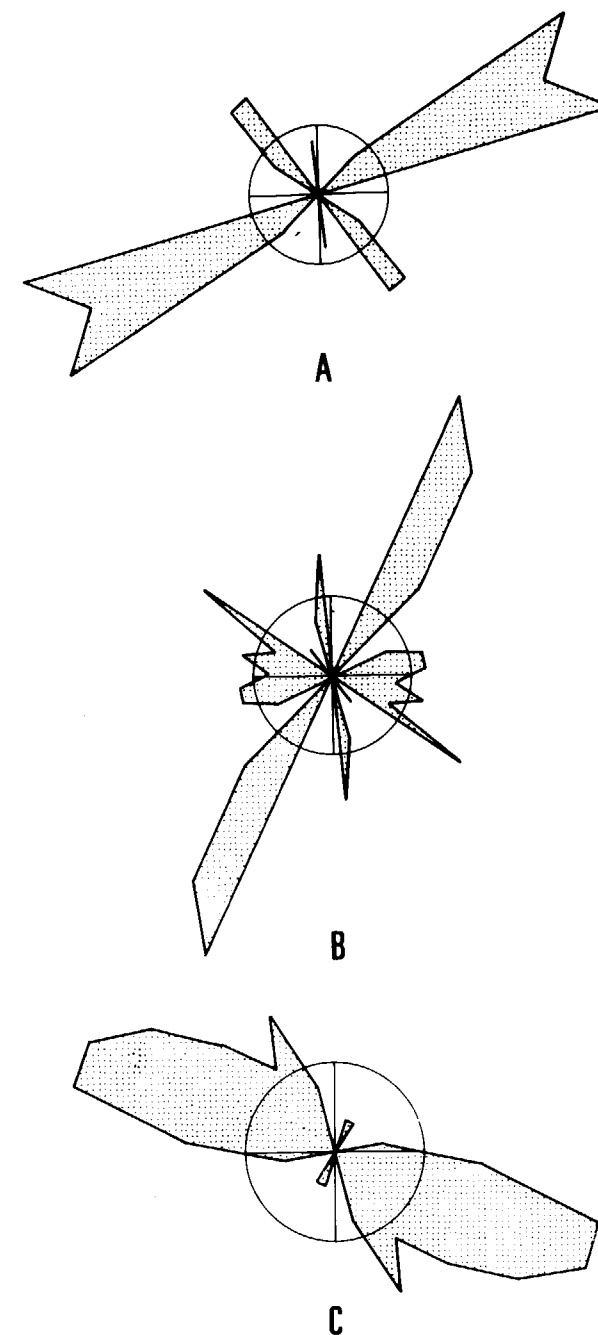


Figura 4.—Diagramas en rosa de vientos de diaclasas en los conglomerados miocenos de Estadilla (A), diaclasas en las calizas miocenas de Fonz (B) y fallas normales en materiales del Eoceno (C). El radio de la circunferencia representa el 5 por 100 del total de medidas.

técnicas de geología estructural relativas al análisis estadístico de fallas. Conviene, en primer lugar, puntualizar algunas cuestiones preliminares. En el Mioceno no se han encontrado discontinuidades con indicadores de movimiento como hubiese sido ideal, por lo cual se han intentado controlar todos los caracteres distensivos finales en otros materiales más antiguos, fundamentalmente eocenos. Es decir, se han medido de modo riguroso las fracturas de carácter normal posteriores al resto de las estructuras presentes en dichos materiales. Por lo tanto, aunque la obtención de datos de fracturación se ha realizado, generalmente, a partir de las calizas con alveolinas de Eoceno (Fm. Calizas de Guara), es posible llevar la edad de esta fracturación hasta el Mioceno como edad inferior, ya que las últimas estructuras compresivas afectadas por las distensivas terminan de generarse al final del Oligoceno.

Por regla general, los saltos de falla observados a nivel de afloramiento son de escala métrica. Los planos de falla estriados analizados se reparten por toda la región estudiada de Sierras Exteriores, debido a que no se han podido medir una cantidad de estructuras estadísticamente importante en cada estación. De esta forma existen medidas en la Sierra de Ubierno, Garganta del Esera, Estadilla, Fonz, Baldellou (fig. 1). La rosa global de orientaciones (fig. 4 C) dibuja fundamentalmente una familia ONO-ESE principal con cierta variabilidad en la dirección. Se trata, por tanto, y una vez más, de direcciones paralelas y perpendiculares a la traza de las Sierras Exteriores.

Adicionalmente, las fallas analizadas permiten caracterizar el tensor de esfuerzos que ha generado la deformación utilizando de modo complementario algunos métodos de análisis estadísticos de fallas. El estudio del diagrama y-R correspondiente a la población de fallas analizadas pone de manifiesto un predominio del régimen de esfuerzos de distensión radial ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) ya que los nudos (1 y 2) tienen un valor de R próximo a ∞ (fig. 5). En esta situación, el eje σ_1 es vertical, mientras que σ_2 y σ_3 se colocan en la horizontal en posiciones indistintas manteniendo valores muy similares. En este sentido, y dentro del régimen de distensión radial, aparecen dos nudos que corresponden a orientaciones del eje intermedio $\sigma_2 = \sigma_3$ de 020° (nudo 1) y 115° (nudo 2), aproximadamente, lo que indica la posición de

σ_2 y σ_3 indistintamente en estas posiciones ortogonales, siendo posible el intercambio entre ellos. Si aplicamos el método de ETCHECOPAR (fig. 6) sin partir de una solución inicial, los resultados obtenidos señalan un valor de $R'=0.07$, siendo $R'=1/R$ y, por lo tanto, se corrobora el régimen de distensión radial. La orientación que encontramos para σ_2 es de $115,5^\circ$ y de $025,8^\circ$ para σ_3 , con inclinaciones respectivas $8,9^\circ$ y $0,1^\circ$ respectivamente. El histograma correspondiente a las desviaciones entre estrías reales y teóricas refleja una clara concentración de frecuencias en las primeras clases, indicando que el tensor obtenido satisface un alto porcentaje de las fallas analizadas. Esta solución coincide con una de las ofrecidas por el diagrama y-R. La otra corresponde sencillamente a un intercambio en la posición de σ_2 y σ_3 , hecho frecuente debido a los valores absolutos tan próximos que presentan ambos. Si introducimos este tensor como solución inicial y repetimos el análisis obtenemos resultados prácticamente similares.

Por otro lado, en el diagrama y-R aparece un nudo (3) cuyas coordenadas son $R=4$ e $y=070^\circ$. El régimen de esfuerzos tiende en este caso hacia condiciones de distensión triaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) y el eje σ_y se sitúa en la orientación 070° . El análisis

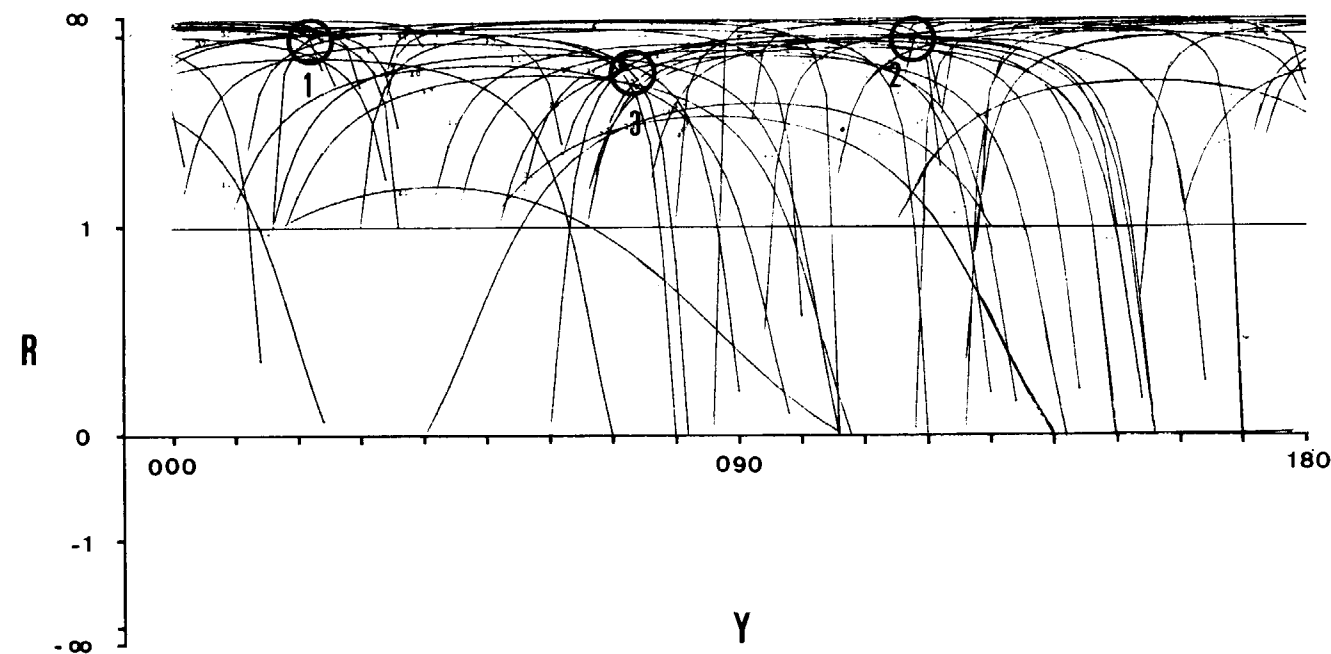


Figura 5.—Análisis de planos de fallas normales estriados que afectan a calizas del Eoceno utilizando el método de los diagramas y-R. Los círculos 1 y 2 indican una distensión radial y el círculo 3 una distensión triaxial.

de este tensor mediante el método de ETCHECOPAR lo podemos realizar fijando una serie de condiciones relativas al valor de R y a la posición de los ejes σ_1 y σ_3 . En cualquier caso, el histograma de frecuencias correspondiente a la desviación de las estrías no presenta buenos resultados, apareciendo frecuencias altas en las clases intermedias y bajas y explicando satisfactoriamente un número reducido de fallas.

Como conclusión, a partir de los datos analizados, puede interpretarse la actuación de una distensión radial cuyo tensor dominante puede presentar cierta tendencia a situar los ejes σ_2 y σ_3 indistintamente en orientaciones 115° y 025° con inclinaciones prácticamente nulas. Además es posible observar una tendencia hacia valores de R próximos a la distensión triaxial con orientación de σ_2 y σ_3 en 070° y 160° , respectivamente.

CONSIDERACIONES SOBRE EL ORIGEN DE LA DISTENSION

Como consecuencia de la última fase compresiva que tiene lugar en varias pulsaciones a lo largo de todo el Oligoceno (MARTINEZ, 1981) se

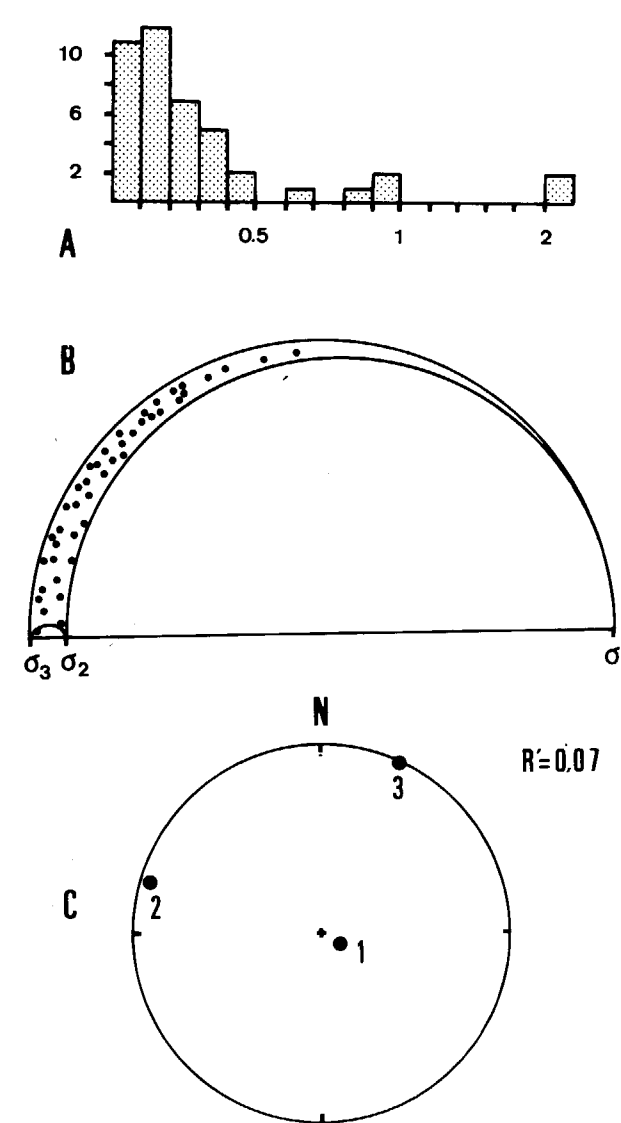


Figura 6.—Análisis de planos de fallas normales estriados que afectan a calizas del Eoceno utilizando el método de Etchecopar que corrobora la distensión radial del diagrama y-R. A: Histograma de dispersión estrías reales-estrías teóricas (radianes). B: Círculo de Mohr. C: Localización de los ejes de esfuerzos ($1=\sigma_1$, $2=\sigma_2$, y $3=\sigma_3$) y valor de R' .

genera un gradiente topográfico que se equilibra a finales del Mioceno, dando lugar a la superficie de erosión Superior y a los sedimentos molásicos carbonatados correlativos a la última fase de su elaboración. Ambos elementos son afectados por deformaciones distensivas posteriores, que tienen lugar, por lo tanto, con posterioridad al Mio-

ceneo, sin poder realizar precisiones cronológicas mayores.

En el análisis de estas deformaciones, partimos de dos hechos fundamentales, relativos a la orientación de las estructuras y al tensor de esfuerzos que las ha generado. En el primer caso, las macro y microestructuras presentan dos tipos de orientaciones preferentes con sus perpendiculares correspondientes. Una es NO-SE y NE-SO, principal y ligada a la dirección de las Sierras Exteriores en esta región y la otra N-S y E-O está menos desarrollada. Por lo que se refiere al tensor de esfuerzos que las ha generado observamos, de modo general, un régimen claro de distensión radial con tendencia a situar los ejes σ_2 y σ_3 en posiciones N 115° E y N 025° E, indistintamente, con alguna tendencia poco marcada hacia distensiones triaxiales locales. Por lo tanto, y teniendo en cuenta estas circunstancias, es necesario analizar el mecanismo geodinámico capaz de generar una distensión radial importante, por un lado, y la relación existente entre este tipo de esfuerzos y las estructuras observadas, por otro, dentro del marco geológico-estructural en el que nos encontramos.

Resulta obvia la elevación general de las cadenas alpinas después de su orogénesis, presentando diferentes velocidades de ascenso (OLLIER, 1981, y NIKONOV, 1989). Más concretamente en los Pirineos, MATTAUER y HENRY (1973) señalan una elevación general durante el Plio-Pleistoceno de 1.000 m. Por otro lado, RUEG y KASSER (1983) han medido en la zona axial velocidades de elevación media de 0,7 mm/año, que dan lugar a un ascenso de 2.000 m durante los últimos tres millones de años. Otros, como BRUNET (1986), necesitan este tipo de elevaciones para explicar la morfología y la potencia de las cuencas del Ebro y Aquitania en sus contactos respectivos con la cadena pirenaica, dentro de un modelo explicativo eminentemente geofísico. Autores españoles como MUÑOZ et al. (1983), opinan que a partir del Mioceno tuvo lugar una elevación generalizada de la Cordillera, y BORDONAU y VILAPLANA (1986) señalan una elevación isostática en la zona axial (Valle de Arán) que genera una red de fracturas activas durante los últimos treinta mil años. Evidentemente este tipo de movimientos verticales deben de estar en relación con el reajuste isostático de la Cadena, atenuándose progresivamente al alejarnos de la zona axial.

En cualquier caso, parece cierta la existencia de empujes isostáticos, cuyo efecto se traduce en un estado de esfuerzos de extensión radial o multidireccional. Las estructuras creadas por este tensor van a estar directamente relacionadas con las trayectorias de esfuerzo que determinan las posiciones relativas de σ_2 y σ_3 . Dichas trayectorias siguen la directriz de los Pirineos (E-O) y su ortogonal (N-S). En la perpendicular a σ_3 aparecen fracturas tensionales, tanto fallas normales como diaclasas. Según el modelo propuesto por SIMON et al. (1988), para circunstancias similares, σ_3 experimenta entonces una relajación y puede llegar a intercambiarse con σ_2 , dando paso, por tanto, a otro conjunto de estructuras perpendiculares. Sin embargo, el movimiento o rejuego de algunos accidentes incluidos en la estructura de esta región prepirenica con una orientación particular modifica las trayectorias anteriores, dando lugar regionalmente a estructuras paralelas a las Sierras (NO-SE) y perpendiculares (NE-SO), tanto a escala macro como micro. Esta situación es planteada por SIMON (1989) para resolver la fracturación pliocena superior-cuaternaria existente en la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro, basándose en los mismos modelos teóricos anteriores. Sintéticamente este autor establece la existencia de un campo de extensión radial con σ_2 en torno a la dirección N-S, que se ve perturbado por las grandes fallas normales que reorientan las trayectorias de σ_2 , existiendo también la permutación consiguiente de los ejes σ_2 y σ_3 horizontales y el desarrollo de las estructuras perpendiculares pertinentes. Aplicando este modelo a la zona de conexión de las Sierras Exteriores oscense y leridanas es posible resolver las deformaciones observadas a las diferentes escalas y sus orientaciones. De este modo, existen unas trayectorias originales de esfuerzo que dan lugar a las estructuras subordinadas N-S y E-O, que se modifican debido a los grandes accidentes estructurales de la región, apareciendo otras trayectorias que generan las estructuras principales NO-SE y NE-SO.

En un intento de correlacionar estos hechos con los observados en todo el ámbito del Pirineo encontramos problemas derivados de las diferentes metodologías utilizadas en cada caso y de las características morfoestructurales propias de cada región analizada. De este modo, HAZERA (1968), en el Pirineo Vasco, señala la existencia de extensos arrasamientos mio-pliocenos a menu-

do deformados. Por otro lado, mientras RODRIGUEZ (1986) encuentra una etapa de deformación que da lugar a hundimientos, basculamientos y abombamientos, de edad Mioceno Superior en las Sierras Exteriores oscenses, PEÑA (1983) observa abombamientos en la superficie finioligocena ligados a la fase de Sierras Marginales que reactiva el Manto de Gavarnie durante el tránsito Oligoceno-Mioceno, en las Sierras Exteriores leridanas.

Una circunstancia adicional importante que no se observa nítidamente en las Sierras Exteriores es la distensión de carácter triaxial o uniaxial existente durante el Neógeno Superior en gran parte de la Depresión del Ebro (GUTIERREZ et al., 1986, y GARCIA y SIMON, 1986), Cordillera Ibérica (SIMON, 1984) y, en general, detectada en todo el NE peninsular, que afecta incluso a la cadena pirenaica en su tramo oriental. Estos movimientos aparecen motivados por un «rifting» generalizado producido en el Mediterráneo occidental que se desarrolla progresivamente de N a S (VEGAS et al., 1979). La existencia de rasgos tensionales triaxiales locales en nuestro área de estudio podría relacionarse quizá con este mecanismo, aunque este hecho no está claro. Por el contrario, resultan evidentes la existencia de movimientos isostáticos importantes en la Cadena pirenaica y la posibilidad de que éstos provoquen un estado de esfuerzos de distensión multidireccional capaz de desarrollar las estructuras observadas.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. J. L. Simón Gómez y a Dña. B. Martínez Peña (Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza) las sugerencias durante la elaboración del trabajo, así como la revisión final del manuscrito.

REFERENCIAS

- BORDONAU, J., y VILAPLANA, J. M. (1986): *Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Aran (Zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne)*. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 27, 303-310.
- BRUNET, M. F. (1986): *The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins*. Tectonophysics, 129, 343-354.

- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G., y DAIGNIERES, M. (1981): *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis*. Journal of Structural Geology, 3 (1), 51-65.
- GRACIA, J., y SIMON, J. L. (1986): *El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza)*. Boletín Geológico y Minero, XCVII, 693-703.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J. L.; RODRIGUEZ, J., y SIMON, J. L. (1983): *Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos)*. I Jornadas sobre Neotectónica y su aplicación al análisis de riesgos de emplazamientos energéticos e industriales, 158-213, Madrid.
- GUTIERREZ, M.; SIMON, J. L., y SORIANO, M. A. (1986): *Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro*. Boletín Geológico y Minero, XCVII, 9-21.
- HAZERA, J. (1968): *La région de Bilbao et son arrière pays. Etude géomorphologique*. Munibe, XX, 358 pp.
- MARTINEZ, M. B. (1981): *Estudio geológico y estructural de la zona de conexión entre las Sierras Marginales Aragonesas y Catalanas (Prepirineo, provincia de Huesca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 120 pp.
- MATTAUER, M., y HENRY, J. (1973): *Pyrénées*. En: *Data for Orogenic Studies*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1-23.
- MUÑOZ, J. A.; PUIGDEFABREGAS, C., y FONTBOTE, J. M. (1983): *El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo*. Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España, t. II, 185-205, IGME.
- NIKONOV, A. A. (1989): *The rate of uplift in the Alpine mobile belt*. Tectonophysics, 163, 267-276.
- OLLIER, C. D. (1981): *Tectonics and Landforms*. Geomorphology, Texts, 6, Longman, 324 pp.
- PEÑA, J. L. (1983): *La Conca de Tremp y Sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ri-*

bagorzana: estudio geomorfológico. Instituto de Estudios Ilerdenses. Diputación Provincial de Lérida, 373 pp.

POCOVI, A. (1978): *Estudio geológico de las Sierras Marginales catalanas (Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 218 pp.

POCOVI, A., y MARTINEZ, M. B. (1984): *Consideraciones acerca del accidente del Cinca (Prepirineo meridional)*. I Congreso Español de Geología, t. III, 229-240.

RODRIGUEZ, J. (1986): *Geomorfología de las Sierras exteriores oscenses y su piedemonte*. Colección de Estudios Altoaragoneses, 4. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Diputación Provincial de Huesca, 172 pp.

RUEG, J. C., y KASSER, M. (1983): *Mouvements verticaux dans la région d'Arady (Pyrénées occidentales)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 296 (Sér. II), 443-448.

SANCHO, C. (1988): *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 743 pp.

SIMON, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Instituto de Estudios Turolenses. Diputación Provincial de Teruel, 269 pp.

SIMON, J. L. (1986): *Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain)*. Tectonophysics, 124, 37-53.

SIMON, J. L. (1989): *Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain)*. Journal of Structural Geology, 11, 285-294.

SIMON, J. L.; SERON, F. J., y CASAS, A. (1988): *Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples*. Annales Tectonicae, 2, 21-32.

VEGAS, R.; FONTBOTE, J. M., y BANDA, E. (1979): *Wide-spread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula*. Symp. on Evolution and Tectonic of the Western Mediterranean and Surrounding Areas E.G.S. Viena. Inst. Geog. Nac. Special Publication, 201, 109-128.

Original recibido: Febrero de 1990.

Original aceptado: Mayo de 1990.

La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza. España).

Por F. PEREZ-LORENTE (*)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo ha sido la caracterización de la deformación alpina en un área de la Cordillera Ibérica en la que se plantean problemas sobre aspectos paleogeográficos del Paleozoico Inferior, para cuya solución es necesario conocer la incidencia de la tectónica de la región. Los datos básicos que se han usado en su elaboración han sido la cartografía detallada y las observaciones de campo. Los resultados principales son: la determinación y constatación de existencia de determinados minerales (yeso, oligisto, cuarzo y pirita) o de rocas metamórficas (mármoles) y la numeración y evaluación de la secuencia de acontecimientos tectónicos alpinos.

Palabras clave: Orogenia alpina, Cordillera Ibérica, España.

ABSTRACT

The objective of this work has been to characterization of the Alpine deformation in an area of the Iberian Range in wich there are problems on Paleozoic paleogeographical aspects. Basic information has been obtained from detailed mapping and field observations. The main results have been: the determination of boundaries gypsum out, iron-oxide in, quartz and pyrite in; the limit of aparition of metamorphic rocks (marbles); and, the sequential evaluation of Alpine deformation events.

Key words: Alpine orogeny, Iberian Cordillera, Spain.

1. INTRODUCCION

El estudio cada vez más detallado de sectores diferentes de la Cordillera Ibérica proporciona datos de importancia fundamental en el conocimiento de la Cordillera. El objetivo primero de este estudio era buscar criterios no paleontológicos que permitiesen situar los afloramientos de rocas paleozoicas del Moncayo en relación con los de áreas vecinas: Sierra del Tablado y Mesones de Isuela (fig. 1). Los problemas principales son la datación de la edad de las rocas paleozoicas del Moncayo y la situación paleogeográfica relativa de los afloramientos citados durante el Paleozoico Inferior.

Mientras que en Mesones de Isuela-Illueca existen cabalgamientos intrahercínicos (PEREZ-LORENTE, 1990) que son susceptibles de análisis para buscar la situación relativa previa de dos dominios geológicos actualmente en contacto, la deformación alpina en el Moncayo es de tal manera intensa y compleja, que la ubicación original de las rocas paleozoicas, que en él afloran, tiene un enorme grado de dificultad.

La deformación superpuesta, la variación de nivel estructural y la falta de datos estratigráficos del Paleozoico, condicionan tanto la interpretación como la elaboración del modelo de evolución alpina que se propone en este trabajo para esta zona.

(*) Colegio Universitario de La Rioja. Obispo Bustamante, 3. 26001 Logroño.

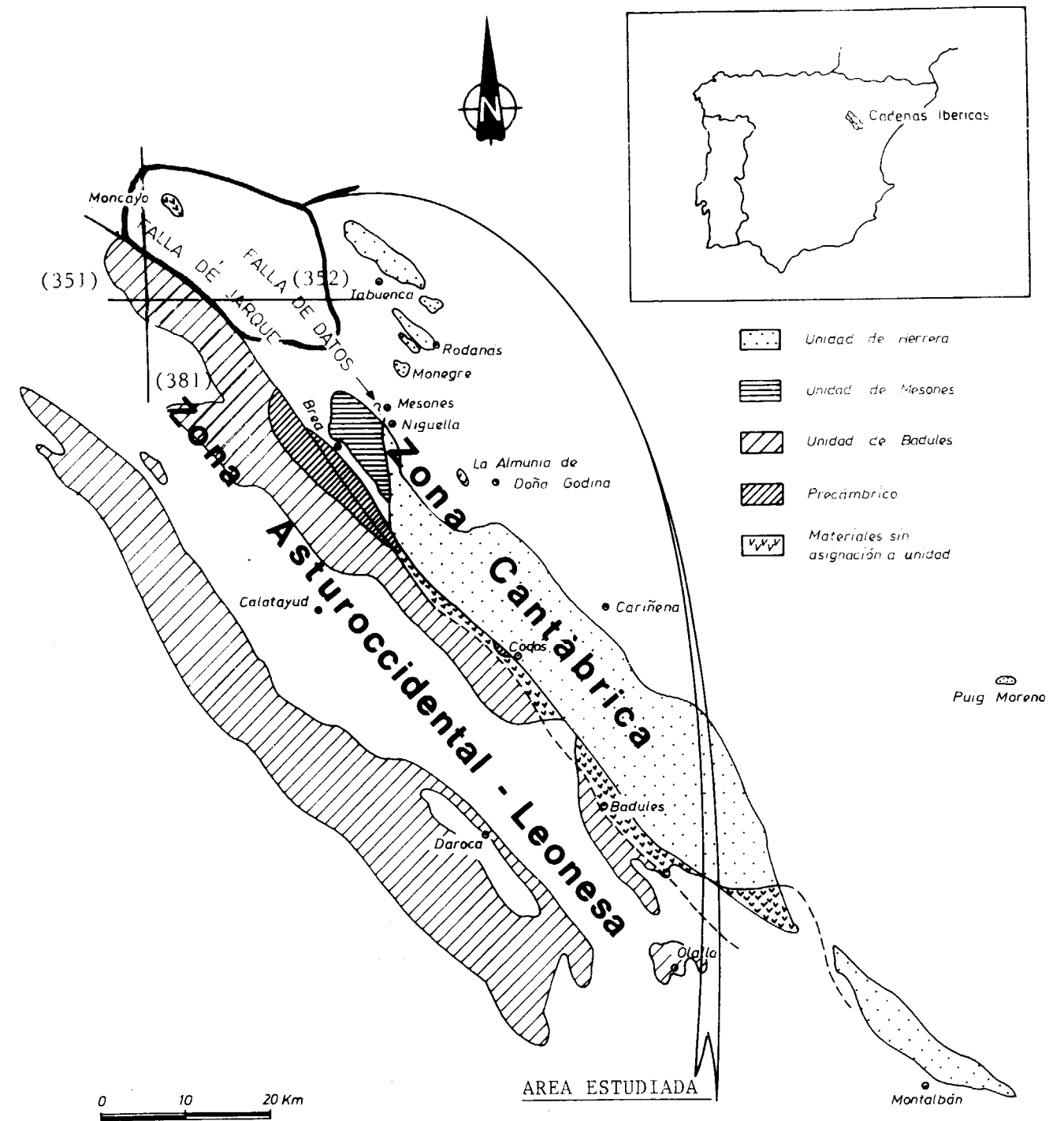


Figura 1.—Según LIÑAN et al., 1988, y GOZALO et al., 1989. Situación del área estudiada. Las cifras entre paréntesis indican el número de la Hoja 1:50.000 del M. T. N.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO INFERIOR

Es una serie alternante de cuarcitas y pizarras silíceas que aflora en algunos puntos del Moncayo, por debajo de los conglomerados del Buntsandstein (CARANDELL et al., 1918). Según los trabajos de LIÑAN et al. (1988) y GOZALO et al. (1988) estos materiales se asocian al Paleozoico de la Zona Cantábrica de LOTZE (1945). Actualmente, los primeros resultados de estudios en realización de estratigrafía, geoquímica y paleontología aportan criterios que indican que se trata de Paleozoico Inferior (GAMEZ, com. pers.).

2.2. TRIAS

Descansa sobre el Paleozoico discordantemente. La discordancia se ve en las proximidades del Monasterio del Moncayo y en el cruce de los barrancos de La Morana y del Horcajuelo. CARANDELL et al. (1918) citaron por primera vez esta discordancia entre «areniscas triásicas y las pizarras silúricas».

El Triás presenta su facies germánica típica: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

2.2.1. Buntsandstein

Comienza con un paquete de estratos en el que predominan los conglomerados sobre el resto de los componentes, que fundamentalmente son microconglomerados y arena. Los cantos son de cuarcitas y pizarras paleozoicas, generalmente rojos o pardos debido a la rubefacción. El espesor de este paquete oscila entre 20 y 50 m., llegando en ocasiones (Conglomerados del Moncayo citados por ARRIBAS, 1985) a unos 120 m. Son también la unidad litostratigráfica Tg11 de TALLOS (1984).

En el estudio presente solamente se han diferenciado algunos grupos de estratos dentro del Buntsandstein, por su facilidad de correlación y seguimiento lateral. La aparente monotonía de la serie impide el esclarecimiento de hitos estratigráficos más concretos, claros y fáciles de cartografiar. De esta manera, sobre el paquete conglomerático anterior, que sólo aflora en el sector norte del Moncayo, se encuentra otro de are-

niscas y limos rojos en los que no se aprecia la distribución de las primeras en relación con los segundos. La potencia de este paquete es de unos 450 m. En los afloramientos del Anticlinal de Valdelaplata y de más al Este (figs. 2 y 3), no se ve la base del Triás, ni siquiera la base de este paquete de areniscas y limos rojos. Se ha encontrado una intercalación de niveles carbonatados en las proximidades de las minas de Calceña y no se ha encontrado el nivel de Dolomías de Illueca de ARRIBAS (1985). En estos afloramientos se aprecia en los limos laminación paralela de finas láminas de arcilla y limo, mientras que las areniscas dan lentejones de varias decenas de metros de amplitud horizontal por varios metros de espesor en los que se suele apreciar muy bien estratificación cruzada de gran escala y ángulo pequeño. Este paquete englobaría a las Lutitas de Tabuena y a la Unidad de Areniscas de Tierga de ARRIBAS (1985) y a las unidades litostratigráficas Tg12, Tg13 y Tg14 de TALLOS (1984). Hacia Talamantes, y en el núcleo del Moncayo, las estructuras sedimentarias citadas difícilmente se ven; las rocas del Buntsandstein se hacen mucho más compactas y recristalizadas.

Sobre la alternancia de lutitas y areniscas se encuentra un paquete que tiene capas de grano mayor. El tamaño de grano no es igual en todas partes, ya que mientras al norte del Barranco de la Morana (fig. 2) hay conglomerados, en el resto del área las rocas de grano más grueso son areniscas. Debido a esta variación del tamaño de grano, no se pueden separar estas areniscas en todos los lugares del entorno cartografiado como un paquete perfectamente diferente del inferior. En los afloramientos de más al sureste, diferenciar este paquete resulta prácticamente imposible.

Además de los conglomerados y areniscas se encuentran también limos rojos, que en algunos puntos son mayoritarios sobre el resto de los materiales. Los cantos del conglomerado son generalmente de cuarcitas blancas que parecen proceder del mismo Triás. La potencia del paquete debe ser menor de 50 m. Se corresponden con la unidad litostratigráfica Tg15 de TALLOS (1984) y con la subunidad de Areniscas y Lutitas de Rané de ARRIBAS (1985).

La potencia total del Buntsandstein descrito en el Moncayo es de 500 a 600 m.

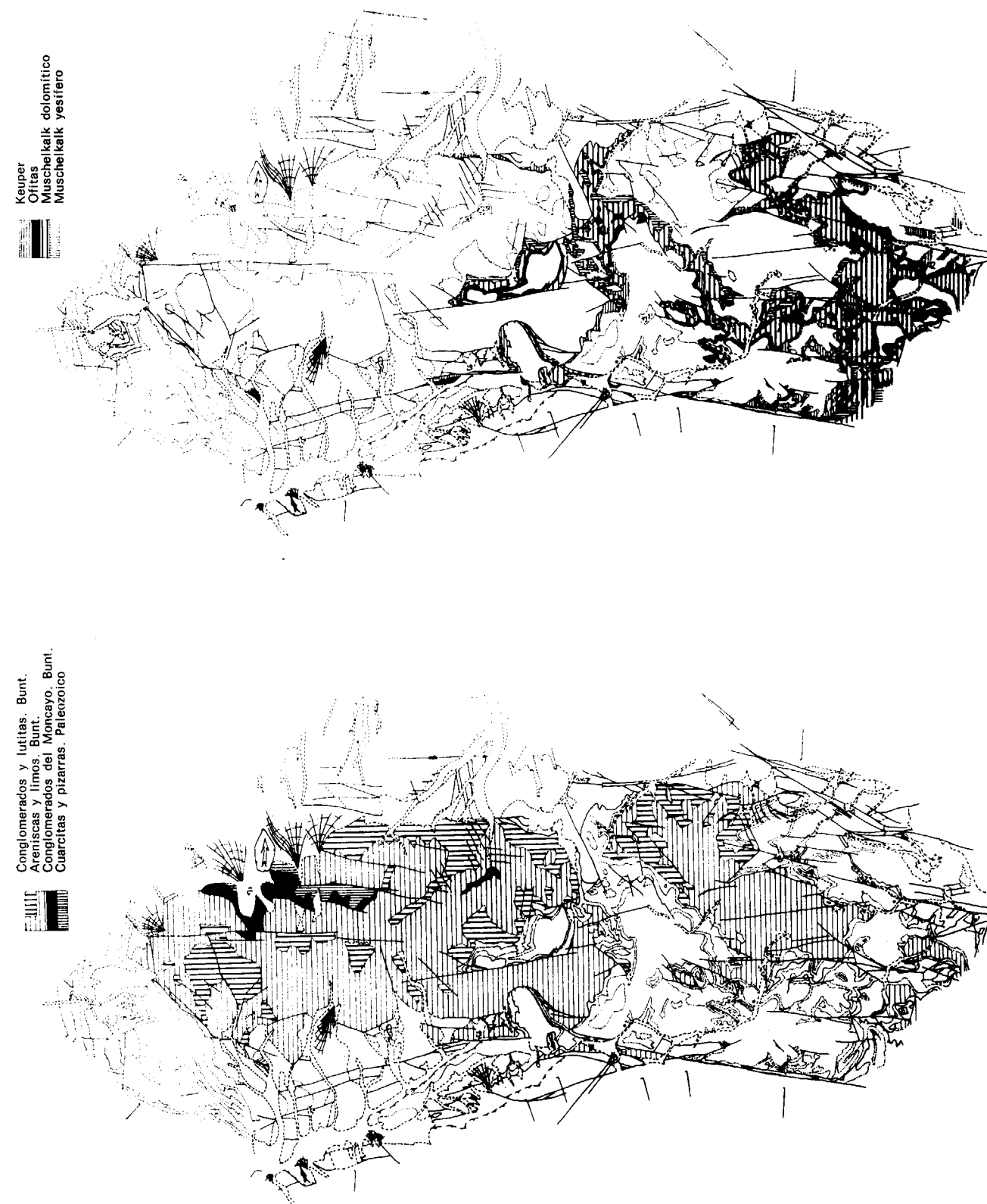


Figura 2a.—Esquema cartográfico del Paleozoico y Triásico del Moncayo.

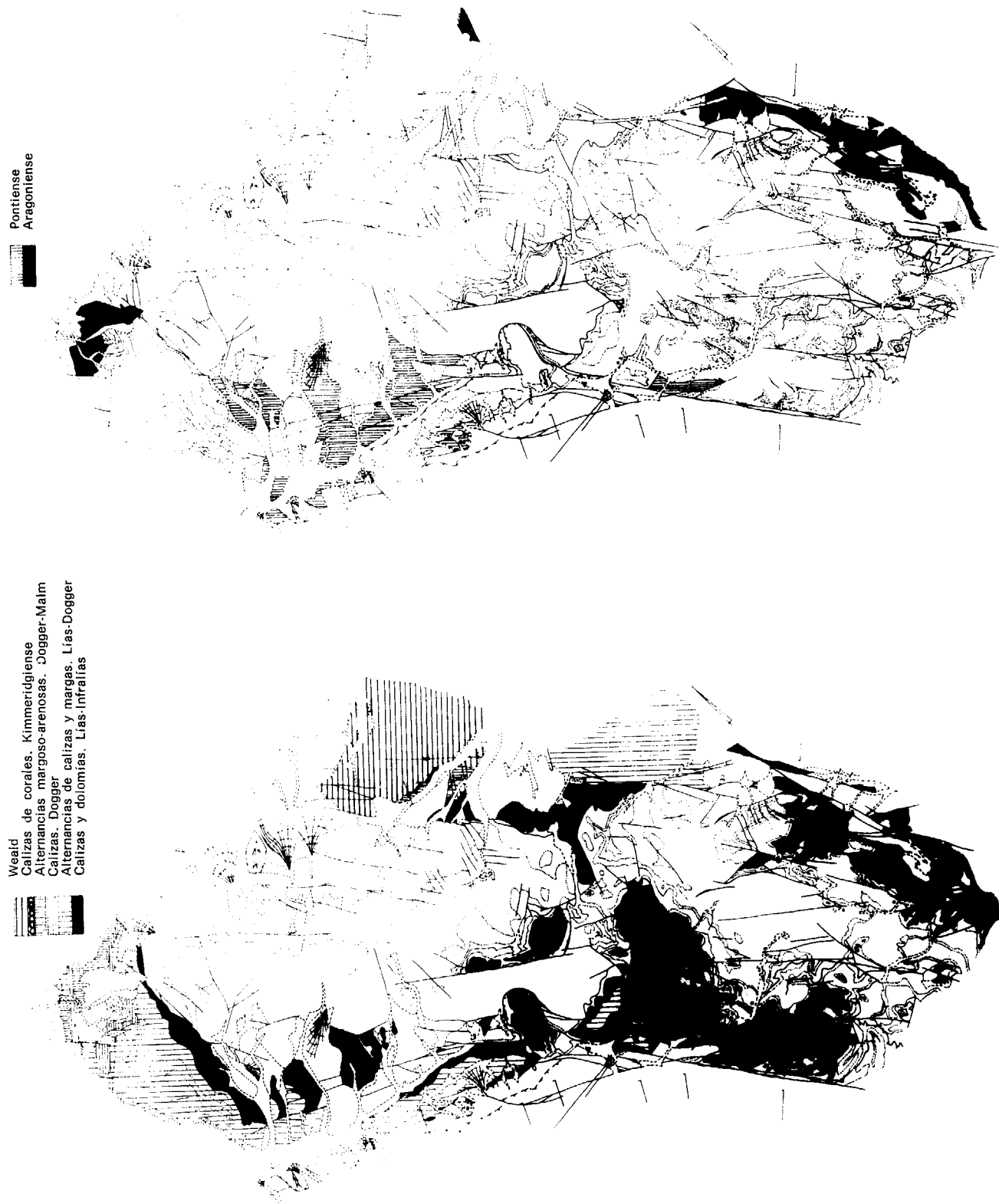


Figura 2b.—Esquema cartográfico del Jurásico, Cretácico y Terciario del Moncayo.

2.2.2. **Muschelkalk**

Sobre la formación anterior se encuentra un conjunto muy diferente respecto al Buntsandstein típico. El contacto es estratigráfico y, cartográficamente y a escala del afloramiento, concordante. Su equivalente lateral son las facies con yeso que afloran en la Hoja de Illueca (OLMO et al., 1981; PEREZ-LORENTE, 1990). El conjunto se asimila al Muschelkalk por los autores citados, mientras que para HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980), TALLOS (1984) y ARRIBAS (1985), pertenece todavía al Buntsandstein. Su potencia es muy variable debido a la tectonización que sufre; se puede suponer, no obstante, que es del orden de 50 m. como máximo.

Por encima del conjunto con evaporitas hay una serie de capas de calizas y dolomías atribuibles al Muschelkalk. En los trabajos de HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980) y TALLOS (1984) se reconoció una capa de calizas grises en la parte inferior, de poca potencia, que desaparece al oeste de Beratón. OLMO et al. (1981), en la Hoja de Illueca, dicen que tales calizas desaparecen al oeste de Trasobares. ARRIBAS (1985) no cita tal nivel.

En este trabajo no se han diferenciado estas calizas o dolomías, lo cual no quiere decir que no existan, puesto que, al encontrarse el nivel plástico citado antes, es muy probable que el contacto entre las facies típicas del Buntsandstein y las plásticas con yeso esté muy trastocado por la tectónica, y las calizas desaparezcan en muchos puntos.

El paquete carbonatado lo forman calizas y dolomías, masivas o estratificadas según lugares y posición, de color gris, generalmente más oscuro que el gris de las rocas carbonatadas del Jurásico marino que tienen por encima. Su potencia es muy variable, llegando a alcanzar más de 100 metros.

2.2.3 **Keuper**

Constituido por arcilla y yeso, a veces con ofitas. Las arcillas son de colores abigarrados. Las ofitas forman un conjunto de potencia relativa grande, ya que a veces ocupan todo el espesor correspondiente al Keuper.

POCOVI et al. (1981) atribuyen todos estos afloramientos a sills de gran extensión lateral. En los afloramientos de ofitas próximos al nacimiento del Barranco de Valdelaplata, aparecen como capas de potencia reducida, alternantes con arcillas y limos y con conglomerados de cantos de ofita. Hay que resaltar también que algunos afloramientos son casi solamente de conglomerados de cantos de ofita, porque son los únicos conglomerados que se ven en el Keuper de esta zona, y no es de desdeñar la hipótesis de rocas de origen volcanosedimentario.

2.3. JURASICO MARINO

2.3.1. **Lías e Infralías**

En la cartografía que se acompaña se ha individualizado el conjunto: parte superior del Trías y parte inferior del Lías, conjunto que corresponde a los niveles carbonatados masivos. Mientras el muro de esta formación podría ser de edad Rhetiense, la parte alta podría ser Domeriense. Según YEBENES et al. (1988) estaría constituida por las U. T. S. I y II del Jurásico.

Debido a la heterogeneidad litológica que supone este paquete carbonatado, hay una fuerte tectonización tanto de su base como de su techo. La base se encuentra muchas veces sobre una superficie de deslizamiento que descansa sobre material triásico más o menos laminado. Esta base suele ser de dolomías estratificadas (base de la U. T. S. I) en la parte más al suroeste, o de brechas (parte alta de la misma U. T. S. I) en el resto de la región.



Foto 1.—Superficie de cabalgamiento. Este de Beratón.

2.2.2. Muschelkalk

Sobre la formación anterior se encuentra un conjunto muy diferente respecto al Buntsandstein típico. El contacto es estratigráfico y, cartográficamente y a escala del afloramiento, concordante. Su equivalente lateral son las facies con yeso que afloran en la Hoja de Illueca (OLMO et al., 1981; PEREZ-LORENTE, 1990). El conjunto se asimila al Muschelkalk por los autores citados, mientras que para HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980), TALLOS (1984) y ARRIBAS (1985), pertenece todavía al Buntsandstein. Su potencia es muy variable debido a la tectonización que sufre; se puede suponer, no obstante, que es del orden de 50 m. como máximo.

Por encima del conjunto con evaporitas hay una serie de capas de calizas y dolomías atribuibles al Muschelkalk. En los trabajos de HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980) y TALLOS (1984) se reconoce una capa de calizas grises en la parte inferior, de poca potencia, que desaparece al oeste de Beratón. OLMO et al. (1981), en la Hoja de Illueca, dicen que tales calizas desaparecen al oeste de Trasobares. ARRIBAS (1985) no cita tal nivel.

En este trabajo no se han diferenciado estas calizas o dolomías, lo cual no quiere decir que no existan, puesto que, al encontrarse el nivel plástico citado antes, es muy probable que el contacto entre las facies típicas del Buntsandstein y las plásticas con yeso esté muy trastocado por la tectónica, y las calizas desaparezcan en muchos puntos.

El paquete carbonatado lo forman calizas y dolomías, masivas o estratificadas según lugares y posición, de color gris, generalmente más oscuro que el gris de las rocas carbonatadas del Jurásico marino que tienen por encima. Su potencia es muy variable, llegando a alcanzar más de 100 metros.

2.2.3 Keuper

Constituido por arcilla y yeso, a veces con ofitas. Las arcillas son de colores abigarrados. Las ofitas forman un conjunto de potencia relativa grande, ya que a veces ocupan todo el espesor correspondiente al Keuper.

POCOVI et al. (1981) atribuyen todos estos aflo-

ramientos a sills de gran extensión lateral. En los afloramientos de ofitas próximos al nacimiento del Barranco de Valdelaplata, aparecen como capas de potencia reducida, alternantes con arcillas y limos y con conglomerados de cantos de ofita. Hay que resaltar también que algunos afloramientos son casi solamente de conglomerados de cantos de ofita, porque son los únicos conglomerados que se ven en el Keuper de esta zona, y no es de desdeñar la hipótesis de rocas de origen volcanosedimentario.

2.3. JURASICO MARINO

2.3.1. Lías e Infralías

En la cartografía que se acompaña se ha individualizado el conjunto: parte superior del Trías y parte inferior del Lías, conjunto que corresponde a los niveles carbonatados masivos. Mientras el muro de esta formación podría ser de edad Rhetiense, la parte alta podría ser Domeriense. Según YEBENES et al. (1988) estaría constituida por las U. T. S. I y II del Jurásico.

Debido a la heterogeneidad litológica que supone este paquete carbonatado, hay una fuerte tectonización tanto de su base como de su techo. La base se encuentra muchas veces sobre una superficie de deslizamiento que descansa sobre material triásico más o menos laminado. Esta base suele ser de dolomías estratificadas (base de la U. T. S. I) en la parte más al suroeste, o de brechas (parte alta de la misma U. T. S. I) en el resto de la región.



Foto 1.—Superficie de cabalgamiento. Este de Beratón.

El techo también se encuentra tectonizado de manera que desaparecen paquetes de estratos por laminación tectónica, y, a veces, el techo citado se encuentra en las mismas brechas de la U. T. S. I. En este caso ha desaparecido la totalidad de la U. T. S. II, como sucede, por ejemplo, al este de Beratón (foto 1, fig. 2). PELLICER (1984) supone que la desaparición de paquetes es debida a erosión finimiocena.

La potencia del Lías es muy variable, debido no solamente a causas tectónicas, sino también sedimentarias. La potencia máxima tiene que ser muy superior a 200 m., ya que, por ejemplo, en el Barranco de Valdelaplata, solas las brechas alcanzan allí esa potencia. En otras localidades su espesor es de unos 100 m. (Purujosa, Beratón).

2.3.2. Lías - Dogger margoso

Sobre la formación carbonatada del Lías e Infra-lías, se diferencia cartográficamente otra formación que abarca desde las calizas del Sinemuriense Superior hasta las calizas con esponjas del Bajociense. Según HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980) su edad es Sinemuriense Superior-Toarciense. Con respecto al trabajo de YEBENES et al. (1988), esta formación engloba al resto de unidades tectosedimentarias del Lías, además del Aalenense y parte del Bajociense.

Está formado por una alternancia de margas y calizas, generalmente fosilíferas. Hacia el techo se encuentran niveles que contienen granos de arena silíceas. El color de estas rocas es grisáceo, aunque a veces son rocas blancas o pardas debido a la alteración de sus constituyentes minerales.

Sus afloramientos se extienden desde el norte del Anticlinal de Purujosa y dan la vuelta al Moncayo por el oeste y norte, hasta el este de Talamantes. Su potencia es de unos 160 m. en los afloramientos del oeste, espesor similar al que se encuentra en los trabajos de MENSINK et al. (1988) sobre el Jurásico y Weald de Olvega.

2.3.3. Dogger

Se considera que los niveles de calizas con esponjas son la base de este conjunto litológico diferenciado en cartografía. La parte superior es

el techo de las calizas, a veces masivas, sin intercalaciones importantes de margas. Al menos la parte alta da un resalte en el relieve debido a estar intercalada en otros paquetes menos resistentes a la erosión (entre el Lías-Dogger margoso y el Dogger-Malm margoso-arenoso). Este resalte se sigue bien sobre el terreno porque da a manera de una barra continua de calizas que circunda el Moncayo por el oeste y por el norte. Su potencia es del orden de 50 metros.

2.3.4. Dogger - Malm margoso-arenoso

Su edad va desde el Bajociense al Kimmeridgiense. Encima de la barra de caliza del Bajociense se sitúa una serie de calizas y margas alternantes que contienen arena silícea. A veces se diferencian capas constituidas mayoritariamente por arenisca.

Afloran en la parte oeste y norte del área. Su potencia, según HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980), es de 35 m.

2.3.5. Kimmeridgiense

Sobre la alternancia de calizas y margas arenosas, hay otra barra discontinua de caliza coralina que se atribuye a esta edad. Solamente se ha visto en el corte del Barranco de Morca, al norte de Añón (fig. 2). La edad de este tipo de calizas puede llegar al Kimmeridgiense Superior (SCHU-DACK et al., 1989). La mayor potencia vista es de 15 metros.

2.4. WEALD

Bien encima de las calizas arrecifales del Kimmeridgiense, o bien sobre rocas de la formación inferior, se encuentra un conglomerado de cantos y matriz silíceos. Entre el conglomerado y el material subyacente hay, por lugares, rocas arcillosas de color abigarrado en capas de poca potencia, de manera que la distancia del conglomerado a la base del Weald debe ser mayor de 10 metros.

Los conglomerados constituyen un miembro continuo de la base del Weald de esta zona. No se les atribuye edad precisa, porque tampoco se cita expresamente en la bibliografía consultada.

La potencia suele ser inferior a 10 m. al sur del Sinclinal de Litago (fig. 3), mientras que al norte del mismo es algo superior a 50 m. Este hecho no puede atribuirse a que tal variación de potencia es real, puesto que los afloramientos del sur están en una zona de falla que verticaliza los estratos y que también produce su estiramiento y laminación.

Encima de los conglomerados hay areniscas, limos y arcillas alternantes de colores gris y gris verdoso predominantes. Hay capas abigarradas de limo (rojo, verde, amarillo, morado), entre las que también se ven capas blancas. No es fácil deducir su potencia, porque los afloramientos se encuentran en una parte del territorio muy afectada por fallas; quizá oscile entre 250 m. al sur del Sinclinal de Litago y 100 m. al norte del mismo.

La edad atribuida al conjunto compuesto por los conglomerados y la alternancia de areniscas, limos y arcillas es Kimmeridgiense-Portlandiense, según las determinaciones que citan HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980). Estos mismos autores lo asocian al Grupo de Tera de BEUTHER (1966) y TISCHER (1966).

Terminan los afloramientos de Weald con las calizas y dolomías del núcleo del Sinclinal de Litago, que se correlacionan con el Grupo de Oncala (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980; REY et al., 1981).

2.5. TERCIARIO Y CUATERNARIO

En los alrededores de Vozmediano se cartografía como material Pliocuaternalio unas formaciones litológicas y morfológicas de raña «constituida por cantos de caliza cementados» (REY et al., 1981). En la Hoja de Tarazona, los depósitos atribuidos al Cuaternario que ocuparían la misma posición (raña) son «cantos muy heterométricos envueltos en cemento poco coherente», mientras que una unidad que se atribuye al Vindoboniense se compone de cantos de calizas y areniscas «englobados en un cemento calizo bastante coherente» (CASTIELLA et al., 1977). Esta unidad es la continuación lateral de la considerada «raña pliocuaternalia» de los alrededores de Vozmediano.

Hacia el este, los «depósitos de glaci... cons-

tituidos por cantos y bloques redondeados incluidos en una matriz arenosa» (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980) ocultan los materiales infrayacentes.

Más al este todavía, entre Talamantes y Trasobares, se desarrollan depósitos del Terciario bastante potentes, en los cuales se pueden cartografiar paquetes fácilmente diferenciables. En la parte inferior hay brechas de rocas calcáreas de potencia variable; en cortes profundos se aprecia estratificación cruzada de tipo onlap. Encima de las brechas calcáreas, y posiblemente también por cambio lateral de facies, se colocan limolitas y arcillas de color pardo rojizo oscuro que tienen intercalaciones de areniscas también rojas. Finalmente, hay calizas oquerosas y margas blancas a las que se les atribuye origen lacustre (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980). Estas calizas descansan tanto sobre el tramo rojo como sobre el conglomerado de base. Los autores citados se pronuncian por una edad Burdigaliense-Pontiense para estos materiales.

Al suroeste de Beratón (fig. 2) hay depósitos potentes de conglomerados que quedan pellizcados por fallas y que HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980) describen como depósitos coluviales del Holoceno. Estos depósitos se extienden también en una zona al sureste de Purujosa, entre Beratón y Cueva, y en las riberas de Río Viejo. Para ESNAOLA et al. (1973) son terrenos pliocuaternalios de características de raña constituidos por «...bolos, gravas, arenas y arcillas. Los bolos y arcillas tienen la misma litología que la roca madre...», por eso, entre Beratón y Cueva son de cantos del Paleozoico y del Buntsandstein, mientras que en Fuentes de Agreda los cantos son de calizas del Jurásico.

Según SOLE SABARIS et al. (1952) el Terciario del norte y este del Moncayo se distribuiría en:

1. Una parte basal constituida de muro a techo por conglomerados y brechas calcáreas y arcillas rojas, equivalentes laterales de las Capas de Monteagudo.
2. Una parte superior, conglomerática, equivalente lateral de las calizas de los páramos de Borja.

Según estos autores, la edad sería Vindoboniense a supra-Vindoboniense Inferior para la parte basal y Pontiense para la parte superior.

Según PEREZ et al. (1980b), los depósitos terciarios de la Aldehuela hasta Litago serían de la U. T. S. 2, mientras que los de Alcalá pertenecerían a la U. T. S. 1. La correlación, teniendo en cuenta la litología, parece probable que sería:

1. El Terciario de la Zona de Talamantes-Trasobares será de la U. T. S. 1 (Mioceno Basal-Aragoniense Inferior).
2. Para el resto de la sedimentación terciaria, Aragoniense Medio-Superior (PEREZ et al., 1988a).

Si se establece la correlación con SOLE SABARIS et al. (1952) con las calizas de Borja, puede deducirse que alguno de los depósitos conglomeráticos serían de la U. T. S. 4 de PEREZ et al. (1988b), cuya edad sería más moderna que Aragoniense Inferior (la U. T. S. 3 es Aragoniense Superior en el último trabajo citado).

En los siguientes cuadros se resumen las opiniones mencionadas:

Depósitos de cantos sueltos, predominantemente de cuarcitas del Paleozoico y del Buntsandstein

Autor	Edad	Lugar
CASTIELLA et al. (1977)	Cuaternario	Hoja de Tarazona
H. SAMANIEGO et al. (1980)	Cuaternario	Hoja de Tabuena (N del Moncayo)
H. SAMANIEGO et al. (1980)	Holoceno	Hoja de Tabuena (Beratón-Cueva)
ESNAOLA et al. (1973)	Pliocuatnario	Hoja de Olvega
Este trabajo	Pontiense	Fosa de Beratón
Este trabajo	Pontiense - Cuaternario	Fuentes-Añón

Depósitos de conglomerados y brechas calcáreas on cemento calizo, asociados o no a arcillas rojas

Autor	Edad	Lugar
REY et al. (1981)	Pliocuatnario	Hoja de Agreda
CASTIELLA et al. (1977)	Vindoboniense	Hoja de Tarazona
H. SAMANIEGO et al. (1980)	Burdigaliense/Pontiense	Hoja de Tabuena
PEREZ et al. (1980 a, b)	Mioceno Basal/Aragoniense Inferior	Alrededores de Alcalá
PEREZ et al. (1988 a, b)	Aragoniense Medio/Superior	Aldehuela-Litago
S. SABARIS et al. (1952)	Vindoboniense	Vozmediano
Este trabajo	Aragoniense	Fuentes de Agreda-Trasobares

Tras el examen de los tipos de roca y de los antecedentes que sobre ellas se han publicado, no se encuentran criterios ni litológicos ni estratigráficos para separar con certidumbre los depósitos terciarios de los del Cuaternario. Es posible que los conglomerados con bolos de cuarcitas o de pizarras, sin carbonatos, sean los más modernos y se extiendan desde el Terciario terminal hasta tiempo subactuales. El sistema de depósitos con cantos de rocas silíceas rodea a todo el Moncayo, excepto por el sureste. Este tipo de roca cubre siempre a las terciarias, que tienen carbonatos, y proceden de la erosión del Moncayo metamórfico y de la Sierra del Tablado (fig. 2).

Otra posible aproximación a la caracterización temporal de los sedimentos cenozoicos es indirecta, teniendo en cuenta el grado de afección tectónica que sufren. Aquellas rocas afectadas por pliegues y fallas serían las más antiguas, aquellas otras que solamente se ven afectadas

por fallas serían más modernas. En el caso que nos ocupa la sucesión más probable sería:

- 1.º La secuencia: brecha de base-sedimentos rojos-calizas lacustres, es la más antigua, y posiblemente la base llegue a ser de edad anterior al Vindoboniense. La parte alta debe ser Aragoniense Superior.
- 2.º Los bolos, conglomerados, arenas y sedimentos arcillosos afectados por fallas, de los afloramientos entre Cueva y el sureste de Purujosa, y del noreste de la Aldehuela, cuya edad pudiera ser de Pontiense a Cuaternario.
- 3.º La edad de los bolos, conglomerados, arenas y sedimentos arcillosos que forman enormes abanicos asociados con los circos glaciares y con extensos glaciares, puede ser Pliocuatnario.

3. METAMORFISMO

Actualmente se están estudiando los minerales de las rocas de esta región para precisar su origen. Hay una referencia escrita de HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980), los cuales asocian a un posible metamorfismo incipiente la transformación a cuarcitas de las areniscas del Buntsandstein. A simple vista se observa que las rocas de una parte de este sector se encuentran transformadas, de manera que en el Buntsandstein del Moncayo y de una parte del Anticlinal de Valdelaplata (fig. 3) no se ven sueltos ni los limos ni las arcillas. Parte de las calizas del Jurásico se han recrystalizado dando mármoles (fig. 4).

Sobre el terreno, yendo de sureste a noroeste, desde el sur de Calcena y Trasobares hacia Olvega y la Aldehuela, se pueden diferenciar los siguientes hechos (fig. 5):

1. Desaparición del yeso de los paquetes del Keuper y del paquete inferior del Muschelkalk.
2. Aparición de geodas con cristales de oligisto, y de rellenos de cuarzo en las rocas del Buntsandstein.
3. Cristales de pirita neoformados en los depósitos margosos del Jurásico Marino y en

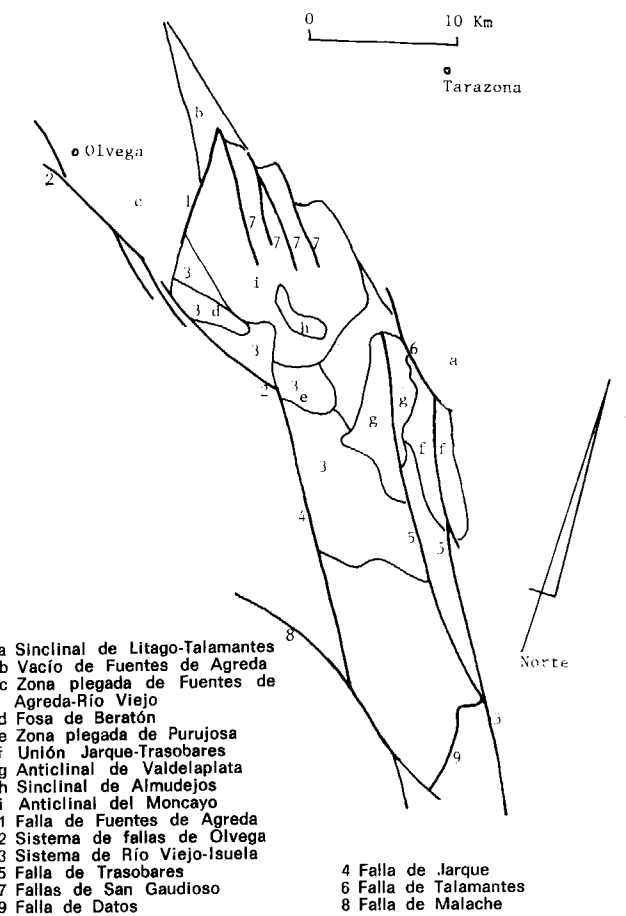


Figura 3.—Localización de dominios tectónicos y fallas importantes.

los detríticos y carbonatados de la facies Weald.

4. Marmorización de las calizas del Jurásico Marino (al menos desde el Lías e Infralías hasta el Dogger, según puntos).
5. Compactación y desaparición de las estructuras sedimentarias de los limos y arcillas rojos del Buntsandstein.
6. Recrystalización de las areniscas y conglomerados del Buntsandstein, dando cuarcitas.

No se dispone todavía de otro tipo de criterios para hablar de posible metamorfismo. Ahora bien, si se cartografía la aparición y desaparición de minerales como si se tratara de isogradas, se dibujan unas líneas de dirección aproximada este-oeste, como se ve en la figura 5 citada.

Se dispone de un hecho real que es la aparición de geodas con cristales de oligisto, de pirita, de cuarzo, así como de la desaparición de yeso de dos paquetes distintos (Keuper y Muschelkalk). Este hecho se relaciona con transformaciones producidas con procesos postsedimentarios (diagénéticos o metamórficos). Se debe de esperar a los resultados posteriores de análisis mineralógico que se están realizando antes de pronunciarse por una u otra posibilidad. Sea como fuere, son transformaciones localizadas en un área restringida, que se pueden cartografiar y que deben indicar campos de estabilidad; y, finalmente, son transformaciones situadas al lado de un área en la que se genera cloritoide producido por metamorfismo (GUIRAUD, 1983).

En mi opinión, no hay repulsa para considerar que las transformaciones citadas se deben a procesos metamórficos que afectan a esta parte de la Cordillera Ibérica.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Esta zona no se presta para el estudio de la deformación hercínica, puesto que el único material paleozoico que aflora lo hace en lugares de poca extensión, que, además, están casi cubiertos por derrubios. Este material no presenta ninguna diferencia estructural aparente con el Triásico que lo cubre, y ni siquiera contiene deformación penetrativa visible.

El contacto entre el Paleozoico y el Mesozoico es una discordancia angular que se sitúa bajo el conglomerado de base del Buntsandstein. Salvo esta discordancia, no hay en el campo ningún criterio que indique deformación prealpina.

La deformación alpina está complicada tanto por la superposición de etapas como por la dificultad de separar los sucesivos acontecimientos tectónicos interrelacionados. Como se ve en la figura 5, la estructura final está determinada por un sistema de fallas de desgarre y estructuras asociadas que modifican estructuras anteriores, y por la peculiaridad que supone el núcleo del Anticlinal del Moncayo.

En este estudio se describirán primero las estructuras, separadamente o por entornos, y después se tratará de encontrar su relación espacial y secuencial.

4.1. ESQUISTOSIDAD

La citan por primera vez HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980) en la «zona tectonizada de Talamantes» como una esquistosidad de fractura. Recientemente, GIL IMAZ et al. (1990) la describen tomando muestras y datos de afloramientos que engloban a esta zona.

Aparece en la parte norte y noreste de la región, y sus características relativas a su distribución espacial, orientación y penetratividad son variables. En muchos afloramientos se trata de esquistosidad continua, cuyos planos, repetitivos y estrictamente paralelos, conducen a pensar que el nivel estructural en el que se produjeron era mucho más bajo que el del resto de la zona. Podría interpretarse que tal hecho estuviera relacionado con el posible metamorfismo que antes se ha citado, pero el que no esté relacionada con los niveles del Buntsandstein hace desechar esta interpretación. Se observa en el campo que es posterior a la pirita, a la cual rodea y deforma, hecho que citan GIL IMAZ et al. (1990).

Se desarrolla muy bien sobre las alternancias de calizas y margas del Jurásico marino, sobre las calizas y margas del Grupo de Oncala y sobre las alternancias de limos, arcillas y margas del resto de las facies Weald. Sobre los conglomerados de grano grueso, así como sobre los mármoles, no se suele encontrar; pese a ello, hay puntos en los que sobre las calizas recristalizadas del Bajociense (carretera a Fuentes de Agreda) o sobre areniscas y microconglomerados (kilómetro 7 de la carretera de Añón a Vera, cruce con la que va a Alcalá de Moncayo), también se encuentra bien formada. Como ya se ha dicho antes, aunque se encuentra muy bien representada sobre rocas del Jurásico marino y sobre las facies Weald, no se encuentra sobre el Buntsandstein del Moncayo, excepto en una zona entre Beratón y Cueva (fig. 4).

No se han visto micropliegues asociados con esta esquistosidad. Es claro que se genera atravesando algunas estructuras. Mediante la cartografía se deduce que es plano axial de algunos pliegues que se encuentran al oeste de la Falla de Fuentes de Agreda (fig. 5), cuya dirección aproximada es norte-sur en su parte meridional y va girando hacia el oeste en su parte septentrional. El sinclinal de Litago, hacia el sureste de dicha población, tiene una parte de su charnela acumi-

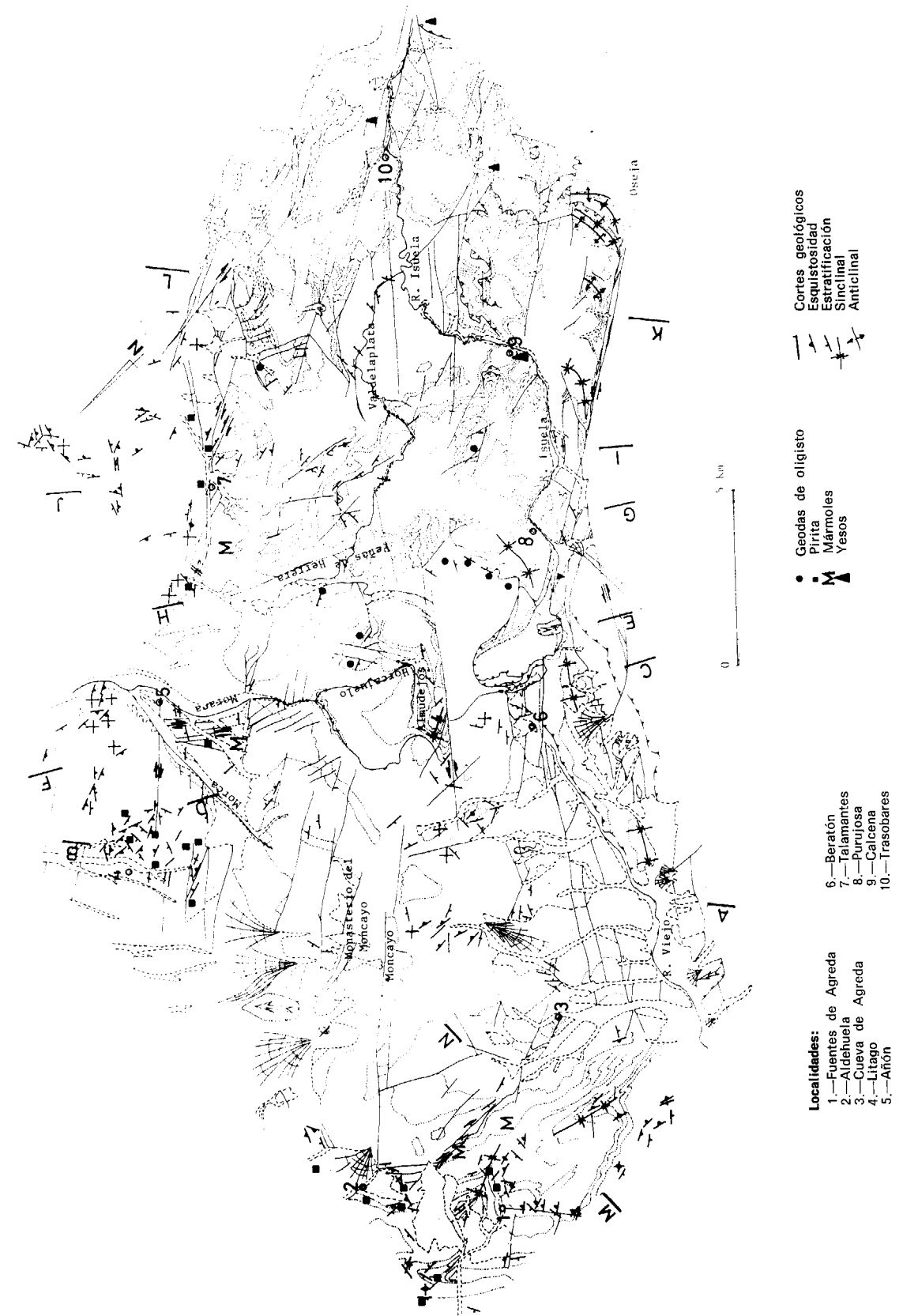


Figura 4.—Situación de los cortes geológicos y de algunos datos tomados en el campo.

nada donde parece que la esquistosidad es su plano axial. En ambos casos la esquistosidad modifica estructuras anteriores. Al examinar la relación entre la esquistosidad y la estratificación se podría llegar a deducir que hay algunos puntos con series invertidas, lo cual no es cierto, ya que tal efecto se debe a la superposición de la esquistosidad con series que ya están plegadas.

La desaparición de la esquistosidad es generalmente brusca, y su distribución espacial es por zonas aparentemente inconexas, como se ve en la cartografía (fig. 4). Queda por decir que a primera vista no hay coherencia en la orientación de los distintos afloramientos.

En la zona del sur de Fuentes de Agreda (fig. 4) la esquistosidad forma un arco que parece seguir el anticlinal de Muro de Agreda (aproximadamente N 140° E), y después la Falla de Fuentes de Agreda (aproximadamente N-S). En la parte externa de este arco el buzamiento de la esquistosidad es grande, mientras que en la parte interna (hacia el suroeste) se hace horizontal. El buzamiento es hacia la parte externa del arco. Los mármoles y calizas recristalizadas del Lías Inferior ya no tienen esquistosidad.

Al norte de Fuentes de Agreda (figs. 4 y 5) hay una zona sin esquistosidad que parece acunarse hacia el noroeste. Hacia el este vuelve a encontrarse perfectamente desarrollada, al menos hasta la carretera que sale de Talamantes.

La distribución y la orientación de la esquistosidad, al norte y oeste del Buntsandstein del Moncayo, sugiere que ésta actúe como un contrafuerte alrededor del cual se genera la esquistosidad. El «vacío» de Fuentes de Agreda podría deberse a un efecto similar al de un «halo de presión» a gran escala. El Buntsandstein se comporta tectónicamente de manera solidaria con el Paleozoico sobre el que reposa (JULIVERT, 1954; PEREZ-LORENTE, 1990), y ya se ha dicho que, además, la esquistosidad es posterior al metamorfismo (o a la diagénesis de alto grado de HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980) y por tanto posterior a la litificación mayor del núcleo del Moncayo. Este proceso condiciona el comportamiento mucho más rígido del Trías Inferior y del Paleozoico que el del resto de materiales mesozoicos.

Como se sugiere en la figura 4, la esquistosidad aparece plegada entre Litago y el noroeste de

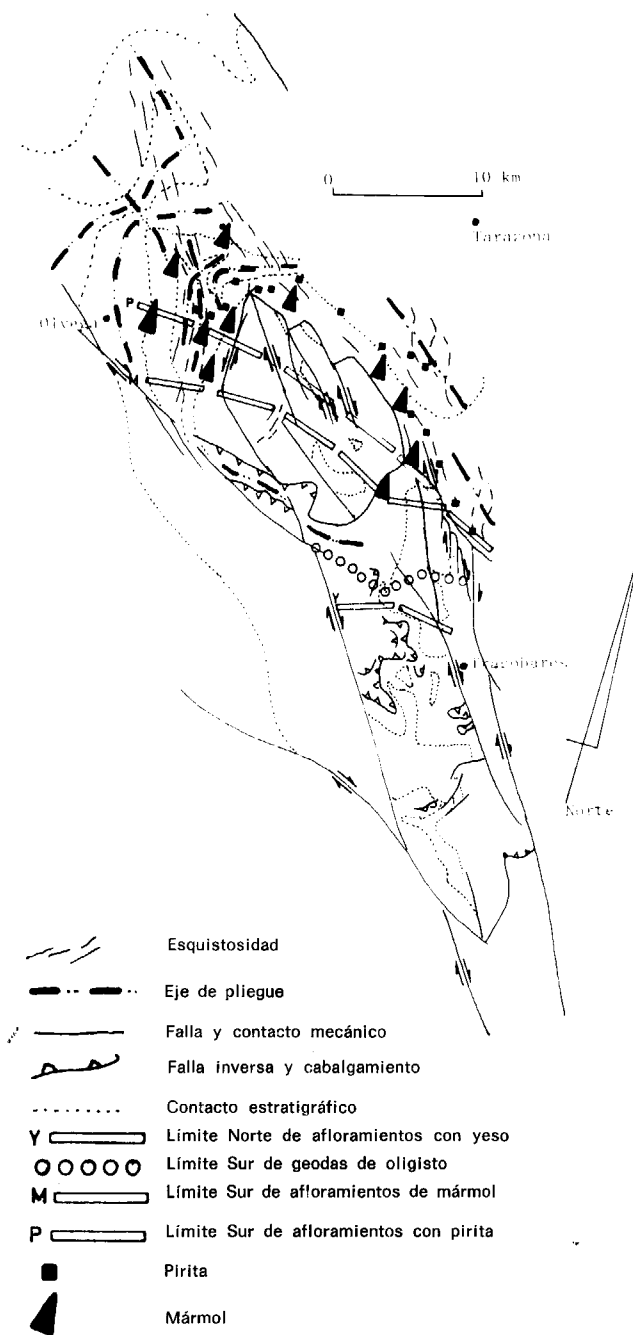


Figura 5.—Esquema tectónico.

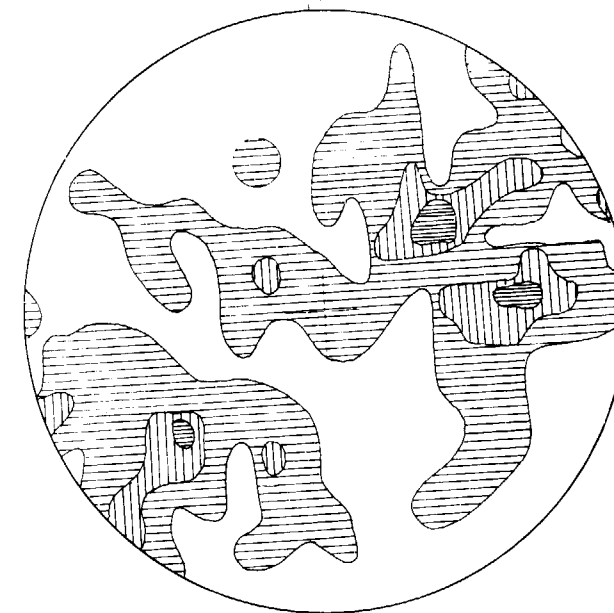
Talamantes, posiblemente debido al movimiento dextrorso de las fallas NO-SE.

La edad relativa de la esquistosidad es, pues:

1. Posterior a parte de los pliegues del oeste del Moncayo y a una de las etapas de formación del Sinclinal de Litago y Talamantes.

2. Posterior a la formación de pirita y marmorización de las calizas.
3. Anterior, al menos, a movimientos dextrorsos tardíos, de parte de las fallas NO-SE del noreste del Moncayo.

Para considerar la importancia de la esquistosidad y el cuidado con el que hay que emitir hipótesis sobre sus implicaciones tectónicas es necesario conocer que se continúa por el Weald de Cameros (GUIRAUD, 1983) y por materiales jurásicos del oeste de Ortigosa y Mansilla (Sierra de la Demanda).



Hemisferio inferior. Proyección equiareal. Contornos del 0-3-5 por 100 datos

Figura 6.—Esquistosidad.

4.2. PLIEGUES

4.2.1. Anticlinal del Moncayo

Lo definieron HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980).

Es un pliegue anticlinal muy suave, fallado. Su forma no permite hablar de asimetría clara, aunque asome la parte más vieja del núcleo en el flanco norte (cortes AB y EF, fig. 7). Si consideramos los asomos de material paleozoico, dado que están en la mitad norte del pliegue, le asignaríamos vergencia hacia el norte, pero al hacer

el corte geológico se observa que las capas buzaban más en el flanco sur y por tanto su vergencia sería la contraria. Tanto uno como otro efecto se debe a la acción de las fallas o de las estructuras condicionadas por ellas (afloramiento de Paleozoico a lo largo de las Fallas de San Gaudioso; vergencia al sur por la acción de las fallas que corren por la fosa de Beratón).

Según la interpretación que se induce en este estudio, la forma anticlinal resulta del abombamiento de una estructura ligeramente cabalgante o vergente hacia el norte, debido a la superposición sobre ella de la deformación que también produjo la esquistosidad y a la acción de las fallas N 120-140° E.

4.2.2. Anticlinal de Valdelaplata

Lo definieron HERNANDEZ SAMANIEGO et al. (1980). Está separado del anticlinal del Moncayo por una franja de rocas del Muschelkalk y más modernas, de dirección aproximada N-S. Su núcleo se encuentra en rocas de facies Buntsandstein. Tiene vergencia suave hacia el sureste.

En este anticlinal se puede observar el paso de rocas muy recristalizadas en su parte norte, a limos, areniscas y arcillas en sus afloramientos del sur.

4.2.3. Zona tectonizada de Talamantes (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980)

De esta zona solamente se ha estudiado en este trabajo su flanco sur. Se trata del flanco de una estructura sinclinal (el Sinclinal de Talamantes) vergente hacia el norte, asociado a la Falla de Talamantes.

Sobre una parte de las rocas se observa esquistosidad, que se ha medido y cartografiado (figuras 4 y 5). La estructura se establece sobre las formaciones del Jurásico marino y, en la parte noreste del núcleo, sobre areniscas y microconglomerados silíceos de la base de las formaciones wealdicas.

Es posible que la formación de la estructura se deba a la misma superposición que en el caso del Sinclinal de Litago. Al menos, la vergencia norte y la variación de dirección de la esquistosidad

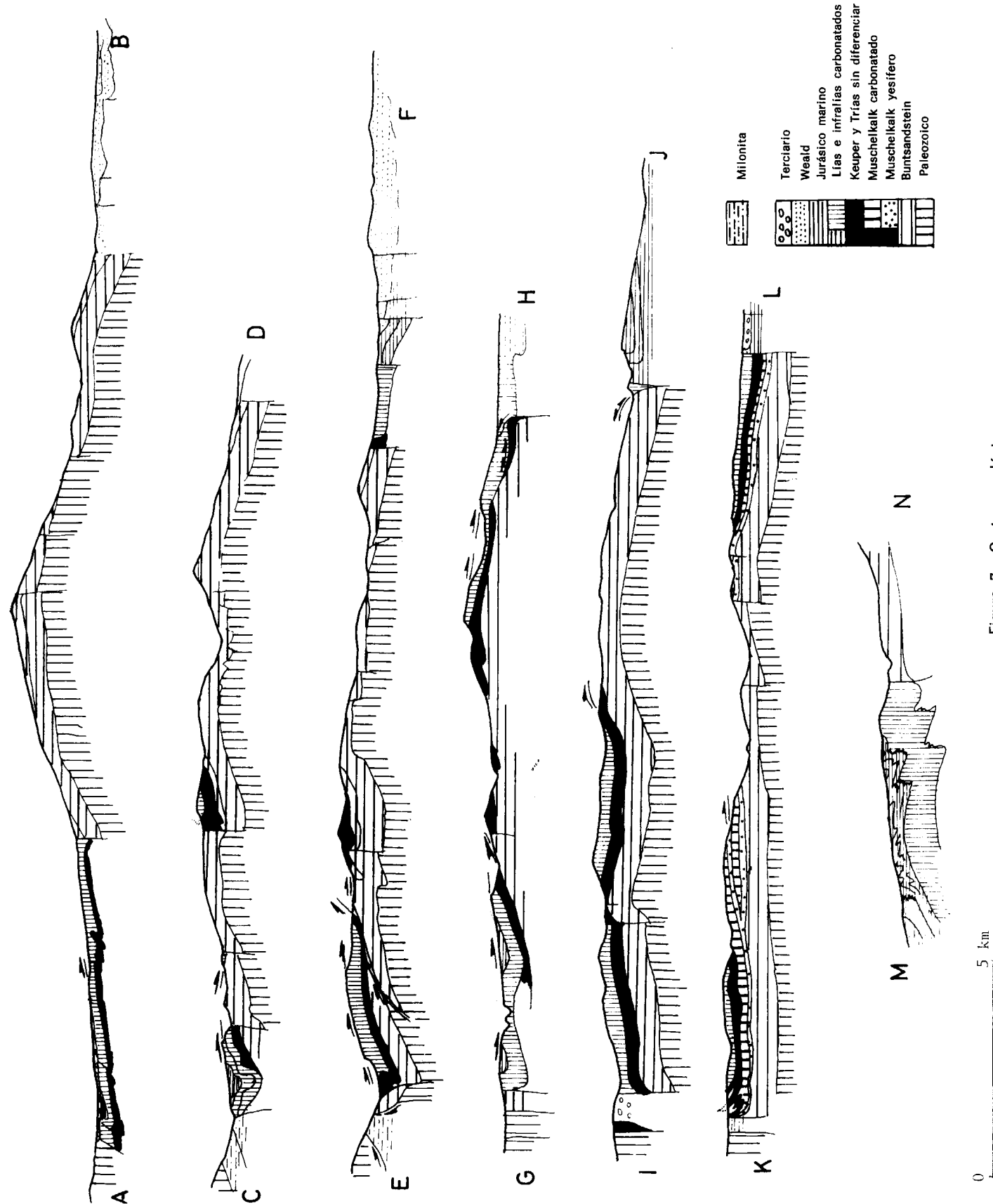


Figura 7.—Cortes geológicos.

sidad, se debe a la acción de la Falla de Talamantes y asociadas.

4.2.4. Sinclinal de Litago
(HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980)

Es un pliegue que forma parte del Sinclinorio de Litago-Talamantes. Su núcleo se encuentra en Litago, sobre calizas y margas del Grupo de Oncala.

En este pliegue hay, al menos, la superposición de dos estructuras:

1. Un sinclinal congruente con la esquistosidad, la cual varía de dirección.
2. Un sinclinal asociado al arrastre de fallas de dirección aproximada N 135° E.

La estructura resultante es un sinclinal vergente al norte, que tiene esquistosidad de plano axial en la charnela. La esquistosidad y el sinclinal están afectados posteriormente por el movimiento de las fallas citadas, que también se comportan como dextrorsas y que levantan el bloque sur. Estas fallas se asocian con la de Talamantes.

4.2.5. Zona plegada de Fuentes de Agreda-Río Viejo

Se extiende al oeste de la Falla de Fuentes de Agreda. La parte plegada se desarrolla bien sobre la alternancia de calizas y margas del Lías-Dogger, formando anticlinales y sinclinales apretados y laxos de ejes paralelos y sinuosos (corte MN, fig. 7).

A partir de la cartografía se deduce que las calizas y dolomías del Lías e Infralías son un paquete que da o pliegues amplios, o bloques fracturados en casi toda la zona. Hay, pues, un fuerte contraste entre la forma de unos y otros pliegues, lo cual implica, a la vez, disarmonía entre los dos paquetes de roca.

La esquistosidad es plano axial de alguno de estos pliegues y congruente con su vergencia hacia el oeste; atraviesa, sin embargo, a otros, superponiéndose a ellos.

4.2.6. Fosa de Beratón

Se sitúa al suroeste del Moncayo. Está descrita como un sinclinal sobre rocas mesozoicas cuyos flancos se ponen en contacto con el Buntsandstein del Moncayo y con el Paleozoico de la Sierra del Tablado mediante fallas (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980).

Es un sinclinal vergente al norte en cuyo núcleo afloran rocas del Lías-Dogger margoso. No se desarrolla aquí la esquistosidad. En el único punto próximo en el que se encuentra es en un afloramiento del Buntsandstein del Moncayo situado entre Beratón y Cueva. La dirección de la esquistosidad en este entorno es casi perpendicular al eje del sinclinal citado (fig. 4).

El límite sur es, casi en su totalidad, una roca triturada a manera de harina de falla, en la que se incluyen bolos enormes y alargados (algunos de más de 20 m.) de calizas del Lías.

Sobre el sinclinal hay también depósitos de bloques, grava, arena y arcilla roja cuya edad es incierta. Fosilizan el sinclinal, pero, a su vez, están afectados por algunas de las fallas importantes.

4.2.7. Zona plegada de Purujosa

Se sitúa entre la Fosa de Beratón y Calcena. En parte es la continuación de la estructura anterior, y así, el sinclinal del norte de Purujosa se sitúa en continuidad con el de la Fosa de Beratón.

En la zona hay estructuras sinclinales y anticlinales cuyos ejes parecen situados sin orden. Así, el sinclinal del norte de Purujosa, construido sobre calizas y margas jurásicas, muestra un eje de dirección E-O ligeramente sinuoso; al sur de Purujosa hay otro sinclinal, en cuyo núcleo también aflora el Lías-Dogger margoso, de alargamiento paralelo a la Falla de Jarque en la parte próxima a ella (en su parte alejada es aparentemente irregular). PELLICER (1984) describe muy bien estas estructuras «...como sinclinales insolidarios con su yacente, impulsados contra el flanco tendido del anticlinal próximo a través de una superficie de despegue en la que actúa como lubricante el Trías Medio y Superior».

Por debajo del primer sinclinal, al noreste de la

carretera que va desde Purujosa a Beratón, se encuentra el Pliegue del Molino (foto 2). Se trata de un pliegue de arrastre del citado sinclinal,

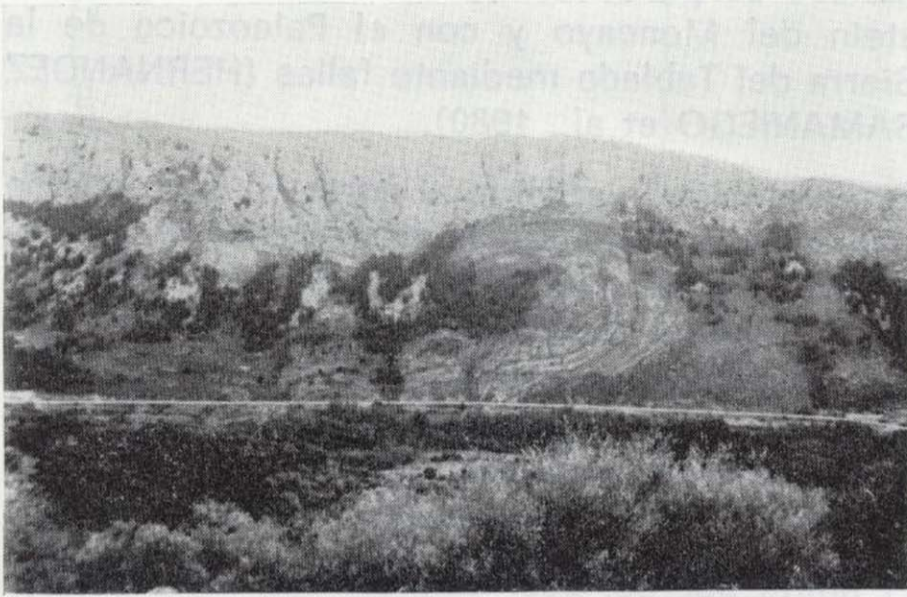
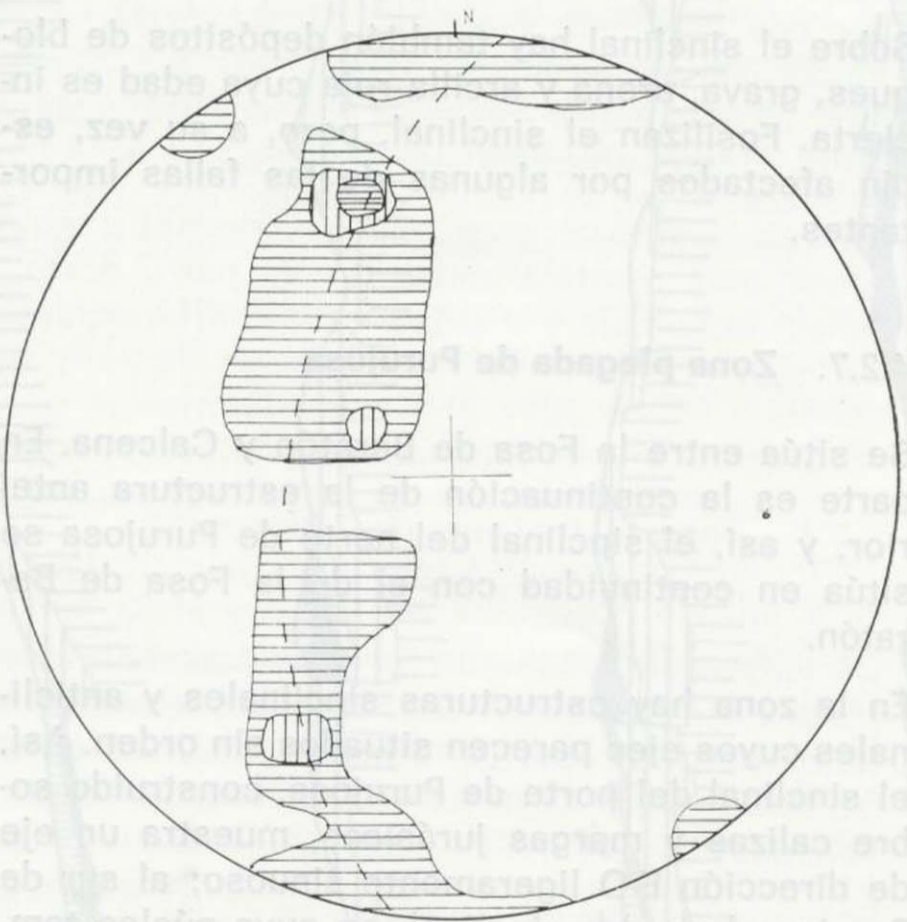


Foto 2.—Pliegue del Molino.



Hemisferio inferior. Proyección equiareal. Contornos del 0-9-17 por 100. Pliegue del Molino

Figura 8.—Estratificación.

pliegue que se produce sobre las dolomías del Muschelkalk embutidas entre las arcillas del Keuper y las de la parte alta del Buntsandstein. Como el pliegue es amplio y no se encuentra una charnela clara en el campo, se tomaron una serie de medidas de la estratificación con las

cuales se ha elaborado el diagrama de la figura 8. En ella se aprecia que la orientación del eje del pliegue es de dirección N 110° E e inclinación 30° E congruente con el sinclinal principal.

La parte superior de estas estructuras se encuentra arrasada. Este hecho también se observa en la Fosa de Beratón, aunque con menor claridad que aquí, y en los afloramientos intermedios (fotos 3 y 4). El arrasamiento es paralelo a la superficie de despegue de los pliegues.



Foto 3.—Plana de Purujosa.



Foto 4.—Barranco de Valdelaplata.

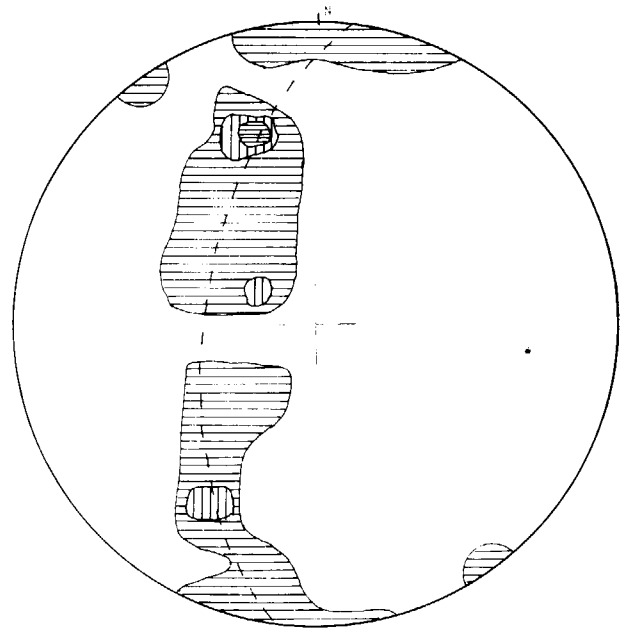
4.2.8. **Sinclinal de Almudejos**

Se encuentra al sureste del Moncayo. El material sobre el que se edifica son rocas mesozoicas cuya posición va desde la parte alta del Buntsandstein hasta el Lías e Infralías incluidos.

carretera que va desde Purujosa a Beratón, se encuentra el Pliegue del Molino (foto 2). Se trata de un pliegue de arrastre del citado sinclinal,



Foto 2.—Pliegue del Molino.



Hemisferio inferior. Proyección equiareal. Contornos del 0-9-17 por 100. Pliegue del Molino

Figura 8.—Estratificación.

pliegue que se produce sobre las dolomías del Muschelkalk embutidas entre las arcillas del Keuper y las de la parte alta del Buntsandstein. Como el pliegue es amplio y no se encuentra una charnela clara en el campo, se tomaron una serie de medidas de la estratificación con las

cuales se ha elaborado el diagrama de la figura 8. En ella se aprecia que la orientación del eje del pliegue es de dirección N 110° E e inclinación 30° E congruente con el sinclinal principal.

La parte superior de estas estructuras se encuentra arrasada. Este hecho también se observa en la Fosa de Beratón, aunque con menor claridad que aquí, y en los afloramientos intermedios (fotos 3 y 4). El arrasamiento es paralelo a la superficie de despegue de los pliegues.

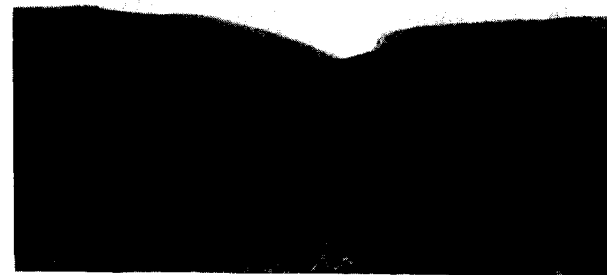


Foto 3.—Plana de Purujosa.



Foto 4.—Barranco de Valdelaplata.

4.2.8. Sinclinal de Almudejos

Se encuentra al sureste del Moncayo. El material sobre el que se edifica son rocas mesozoicas cuya posición va desde la parte alta del Buntsandstein hasta el Lías e Infralías incluidos.

El pliegue se desarrolla exclusivamente en la proximidad de una falla de dirección N 125° E, a la cual, en función de la diferencia de nivel que causa sobre el material plástico del Muschelkalk, se le calcula una componente de salto vertical de más de 100 metros.

4.3. FALLAS

Este segmento de la Cordillera Ibérica se caracteriza por dos tipos dominantes de fallas que se pueden agrupar en:

1. El sistema de cabalgamientos de Río Viejo-Isuela.
2. El sistema de fallas de desgarre dextrorsas de dirección NO-SE.

Existen también otras estructuras de fallas y cabalgamientos relacionadas con ellas, además de la estructura del Moncayo, que se examinará con detalle.

4.3.1. Sistema de Río Viejo - Isuela

Al examinar estas estructuras de noroeste a sureste, aparecen en primer lugar dos cabalgamientos: uno de Jurásico calizo, que sobrepasa a las estructuras plegadas infrayacentes del Buntsandstein-Muschelkalk-Keuper (corte CD, fig. 7), y otro de rocas del Paleozoico de la Sierra del Tablado.

El cabalgamiento del Tablado está asociado a una brecha de falla constituida por una matriz de grano limo-arcilla en donde flotan fragmentos muy pequeños de rocas del Paleozoico y bloques enormes y aislados de calizas del Lías e Infralías.

Sobre la serie jurásica del primer cabalgamiento hay una superficie neta, paralela a la del cabalgamiento citado, y que corta limpiamente a todas estructuras (cortes AB a GF, foto 1). En este trabajo se ha supuesto que tal superficie coincide con la parte basal del cabalgamiento del Tablado, o bien con la parte basal de cabalgamientos asociados a él. Si esta superposición es correcta, el sistema de cabalgamientos cruzaría el Moncayo por encima de las Peñas de Herrera. PELLICER (1984) considera que las Planas de Purujosa, sur de Beratón y la Plana de

Valdeascosones son restos de la superficie de erosión fundamental o finimiocena.

Las superficies citadas se continúan con las de las Peñas de Herrera (parte alta de los Castillos de Herrera) y Almudejos, por encima de la Sierra del Moncayo. Se debe suponer que se continúan bajo el Paleozoico de la Sierra del Tablado como continuación al cabalgamiento que sesga el núcleo del Sinclinal de Río Viejo.

Al norte de Purujosa el Jurásico se encuentra despegado del Buntsandstein, falta la parte plástica y las calizas y dolomías del Muschelkalk.

Al sureste de Purujosa, al este y sureste de Calcena, hay imbricación de cabalgamientos en los que se repiten los asomos de Muschelkalk, embutido entre los niveles triásicos más plásticos. Al menos se observan dos escamas.

La envergadura de las escamas citadas no es conocida, así como tampoco su dirección de translación. Con respecto a la más baja, se puede pensar que quizá sobrepasó Tierga, lugar en donde se encuentra un isleo de yeso del Keuper sobre calizas y dolomías del Lías Inferior (PEREZ-LORENTE, 1990). Si se considera que en Calcena está una parte de la zona de raíz de las estructuras, y que dicha zona es perpendicular a la translación, se deduce que ésta sería hacia el noreste, e incluso hacia el este-noreste.

El arrastre debido a la Falla de Jarque hace que no se consideren los afloramientos meridionales de estas escamas debido a la gran variación de orientación que muestran actualmente, con respecto a su posición original.

4.3.2. Sistema de fallas de desgarre dextrorsas de dirección NO-SE

Al menos existen dos sistemas de fallas de desgarre con esta dirección aproximada, que están representados en la zona. En primer lugar el formado por las fallas de Jarque, Trasobares y Talamantes constituido por fallas de dirección N 150° E dextrorsas (PEREZ-LORENTE, 1990), que compartimentan la zona y que terminan en el Moncayo. En segundo lugar el sistema formado por las fallas de Olvega (ESNAOLA et al., 1973), que son paralelas y de iguales características que la Falla de Malacahe (OLMO et al., 1981).

4.3.2.1. Sistema de fallas de Jarque-Trasobares

Como ya se ha dicho son fallas de dirección aproximada N 150° E dextrorsas, que acaban en el Moncayo. La Falla de Jarque termina de forma limpia en la parte sureste del Moncayo, mientras que la Falla de Trasobares choca contra la Falla de Talamantes. Todas las fallas citadas son desgarres dextrorsos que a la vez levantan el bloque sur.

A la vista de la red de fallas que aparece en la unión entre la de Trasobares y la de Talamantes (fig. 4) parece que toda la translación producida a lo largo de la primera de ellas queda absorbida en esta zona de enlace y en la segunda falla. La misma conclusión puede alcanzarse si se piensa que la translación de la Falla de Jarque se absorbe en el acortamiento de la zona de pliegues y torsión del este de la línea Calcena-Oseja. Por ahora no se conoce cómo el acortamiento debido a ambas fallas se resuelve en profundidad.

La Falla de Talamantes es una fractura de desgarre dextrorso que, formada primero por un plano y luego dos hasta llegar a Talamantes (desde el oeste), se abre (hacia el este) en un abanico de fallas. La terminación por el oeste de la falla es brusca y no se observa paso a pliegues u otro tipo de estructuras que pudieran destacarse. Posiblemente sea de interés el que la esquistosidad solamente aparece al norte de la Falla, y que en su vecindad son paralelas la una y la otra.

La causa por la que la Falla de Trasobares en el contacto con la de Talamantes, o ambas en su unión, produzcan el sistema de fallas indicado, mientras que la Falla de Jarque termine retocando los pliegues y fallas de Río Viejo-Isuela, se puede relacionar con la diferencia de competencia de las rocas sobre las que actúa. El área de Isuela tiene Trías con yeso (comportamiento plástico), mientras que en el área de Talamantes no solamente no hay yeso, sino que las rocas están más litificadas (en esta zona hay hierro de segregación, mármoles...).

Reciben el nombre de Fallas de San Gaudioso aquellas de dirección N 135-150° E que afectan al núcleo del Anticlinal del Moncayo en su mitad norte. Son fallas dextrorsas que a la vez levantan el bloque sur.

A favor de ellas aflora el Paleozoico del basamento, y por otra, afectan al contacto del Bunt-

sandstein con el Mesozoico más moderno, produciendo una serie de escalones que dan al Moncayo una forma de elipse cuyo eje mayor es NO-SE (quizá a costa de una estructura anterior de eje NNO-SSE). Su orientación y distribución es congruente con el dispositivo de las fallas de Jarque, Trasobares, Talamantes y por esto se asocian con ellas.

4.3.2.2. Sistema de fallas de Olvega

Estas fallas no se han definido anteriormente, aunque se hace referencia a ellas en el trabajo de ESNAOLA et al. (1973). En este área llegan hasta la parte sureste de la Fosa de Beratón (HERNANDEZ SAMANIEGO et al., 1980), limitándola, desde su extremo oeste, hasta la Falla de Jarque, a la que cortan. Su dirección aproximada es N 120° E.

No se ha podido deducir el carácter de este sistema de fallas en esta zona. Solamente hay un pliegue asociado a una de las fallas, el Sinclinal de Almudejos, el cual proporciona criterio de falla dextrorsa, por pliegues de arrastre; la componente vertical de salto deducida en este mismo entorno es una elevación de unos 100 metros del bloque sur.

En el esquema regional se encuentra que es paralela a la Falla de Malache (OLMO et al., 1981), y que tiene la misma disposición con respecto a su entorno (figs. 4 y 5).

Es posterior a los cabalgamientos de Río Viejo, a los que corta, y a los pliegues de la zona plegada de Fuentes de Agreda-Río Viejo, a los que también atraviesa. Como la Falla de Malache, afecta también a la Falla de Jarque.

4.4. HISTORIA DE LOS ACONTECIMIENTOS TECTONICOS ALPINOS

No se pretende hacer suponer que la secuencia temporal entre uno y otro de los acontecimientos es igual. Ni siquiera, a no ser que se indique, que están relacionados o no entre sí. Solamente se enuncia la secuencia observada a partir de los datos de campo, y como consecuencia, de la cartografía que se ha levantado. En algún caso se recurrirá a observaciones en áreas limítrofes para elaborar o confirmar hipótesis.

La primera deformación en el tiempo es lo que produce algunos de los pliegues de la zona Fuentes de Agreda-Río Viejo. Ejemplo de ellos es el que se encuentra al norte del pueblo de Fuentes, atravesado por la esquistosidad, la cual puede ser responsable de su torsión. A la primera fase de deformación se le asocian también los pliegues de la Fosa de Beratón y los de la zona plegada de Purujosa. Se considera que el pliegue del Molino (fig. 8, foto 2) es un pliegue de arrastre del sinclinal del norte de Purujosa.

Es posible que, al menos, parte de los pliegues del este de la línea Calcena-Oseja sean de esta misma generación. El retoque por cabalgamientos y por la Falla de Jarque hace que sea muy problemática la separación de una etapa u otra de deformación en este fragmento de la cartografía.

A la segunda etapa de deformación se asocian las estructuras de cabalgamiento. Es posterior a la primera porque produce el arrasamiento de las estructuras por debajo de los planos de cabalgamiento (cortes CD a GH, fig. 7). El cabalgamiento más meridional de la Fosa de Beratón descansa oblicuamente, por encima del arrasamiento, al eje sinclinal que corre por el sur de Río Viejo; a veces el Paleozoico del sur se coloca sobre las alternancias de calizas y margas del Lías-Dogger, y, a veces, sobre las calizas y dolomías del Lías-Infralías.

Atravesando la zona, según dirección aproximada este-oeste, se sitúan las líneas que marcan los posibles indicadores vistos. Estas líneas parecen cortar a todas las estructuras anteriores, es decir que si indican variación de condiciones termodinámicas, no son coetáneas con ninguna de las estructuras descritas. Se puede buscar paralelismo entre la dirección de los frentes de cabalgamiento de la Fosa de Beratón y las supuestas «isogradas», pero, el efecto térmico, se superpone al desplazamiento previsto en áreas como las Peñas de Herrera, en donde hay al menos tres superficies de deslizamiento tectónico dentro de las calizas.

Sobre los minerales neoformados (pirita, nódulos verdosos, probablemente con clorita) se superpone la esquistosidad. También se superpone a los pliegues de primera fase.

Actualmente se observa que las fallas de Talamantes, Tierga y asociadas, con posteriores a la

esquistosidad y a la sedimentación de los materiales terciarios (Mioceno) de la parte este del área. El Terciario no está afectado por la esquistosidad. Estas fallas serían posteriores a los hitos señalados. No obstante, en este trabajo se supone que la esquistosidad y el establecimiento de las fallas es de la misma época, a la vez que se produce la deformación de las estructuras del este de la línea Calcena-Oseja y el conjunto de fracturas de la zona de enlace entre las fallas de Trasobares y Talamantes.

Tras el último movimiento del sistema de fallas anterior, sedimentan rocas detríticas terciarias más modernas que fosilizan las fallas anteriores. Finalmente, la Falla de Olvega y asociadas se instauran sobre todas las estructuras.

4.5. MODELO PROPUESTO

En primer lugar se produjo una etapa compresiva que generó pliegues cuya dirección es ahora desconocida. A ellos se superpuso una etapa de cabalgamiento de gran envergadura, quizá no tanto en cuanto al desplazamiento relativo de sus unidades, de unas con respecto a otras, pero sí en cuanto a la magnitud del material que se desplaza.

Más tarde se produjo la elevación térmica en la región, de intensidad decreciente hacia el sur («s.l.»).

La distribución de la esquistosidad al norte y oeste del macizo del Buntsandstein del Moncayo deja a manera de un «halo de presión» en las proximidades de Fuentes de Agreda. Esto es congruente con la diferencia de competencia resultante de la litificación muy diferente entre los materiales del Buntsandstein del núcleo del Moncayo y la alternancia de calizas y margas del Jurásico o la alternancia de rocas de facies Weald. A esta deformación, el núcleo del Moncayo responde de manera rígida, rotando en el mismo sentido que las agujas del reloj y produciendo la falla de Fuentes de Agreda, el despegue de todos sus bordes y las Fallas de San Gaudioso. Hacia el sureste disminuye la litificación del Buntsandstein y el comportamiento es más similar al de las rocas mesozoicas que yacen sobre él. Los niveles plásticos del Muschelkalk y Keuper actuarán como niveles de despegue (zona del este de la línea Calcena-Oseja), y se plegarán

absorbiendo así el acortamiento, o, donde no haya pliegues preexistentes (el Buntsandstein esté endurecido) y el Lías e Infralías sea a manera de una losa, se producirán sistemas de fractura con desgarre para hacer el mismo papel (zona de enlace entre las fallas de Talamantes y Trasobares).

5. CORRELACION DE LOS ACONTECIMIENTOS

ALVARO et al. (1979) dieron un modelo de evolución geotectónica de la Cadena Ibérica. Actualmente no se dispone de datos en este área del Moncayo suficientes para hablar de la evolución tectónica durante, al menos, el intervalo Cretácico Inferior-Mioceno. Los estudios sobre materiales de esta edad que puedan aflorar en regiones más o menos próximas son de elaboración excesivamente trabajosa y conducen a conclusiones con un gran rango de incertidumbre. Los trabajos tectónicos anteriores son de hace once años y, aunque conservan su vigencia en algunos aspectos, son de poca utilidad, puesto que su visión y objetivos eran diferentes a los que hoy se persiguen.

El modelo de GUIMERA et al. (1990) no se ajusta a las observaciones que desde el Jalón (entre las fallas de Trasobares y Jarque) hasta el Moncayo se pueden hacer. En primer lugar, no parece que las fallas de dirección NO-SE estén asociadas a pliegues de gran radio, sino que la estructura es mucho más compleja. Se podría interpretar que tales pliegues de gran radio son pliegues de zócalo (incluido el Buntsandstein). En segundo lugar los cabalgamientos y los pliegues NO-SE no son las estructuras dominantes. La vergencia de las estructuras es elemento de sistematización por el tipo y variación, elemento en el que hay que tener en cuenta la edad de la deformación alpina; no se puede, por tanto, simplificar fácilmente ni indicar una vergencia general en el sector que se presenta aquí.

Está visto que los modelos propuestos no se ajustan con sencillez a la zona que se muestra. El trabajo más moderno de una zona vecina en el que se tiene en cuenta un contexto global para interpretar la deformación, y en el que también se reflejan acontecimientos térmicos, es el de MARTINEZ TORRES (1989), que estudia una región del Pirineo Occidental que tiene una secuen-

cia de acontecimientos equiparables. Este trabajo me va a servir fundamentalmente para dar edad a las diferentes etapas previas al depósito de materiales terciarios de los alrededores del Moncayo.

En el Pirineo Occidental (MARTINEZ TORRES, 1989) hay, en primer lugar, una serie de pliegues prealbienses, de dirección SSE, sin deformación penetrativa asociada. En segundo lugar, una etapa de metamorfismo antecenomaniense que sitúa con su máximo en el Albiense. Posteriormente, una fase de plegamiento postalbiense «con una fuerte vergencia al norte» que sitúa en el Eoceno. A partir de este momento, sigue la compresión de dirección norte-sur, pero con vergencia al sur, ya diferente de lo que acontece en este sector de la Cordillera Ibérica.

Teniendo en cuenta estos resultados, la edad que se propone para las diversas generaciones de estructuras consideradas en este trabajo es la siguiente:

Primera generación.—Pliegues antiguos de la zona Fuentes de Agreda-Río Viejo; Fosa de Beratón; Zona plegada de Purujosa; Sistema de Río Viejo-Isuela; primeros pliegues del Sinclinal de Litago-Talamantes. Edad prealbiense.

Segunda generación.—Cabalgamiento hacia el norte de la Sierra del Tablado; Fosa de Beratón; Zona plegada de Purujosa; Sistema de Río Viejo-Isuela. Edad prealbiense. Compresión de N-S a NE-SO.

Tercera generación.—Elevación de la temperatura. Dirección supuesta para las isogradas E-O; disminución de temperatura hacia el sur. Edad Albiense.

Cuarta generación.—Formación de la esquistosidad; Falla de Fuentes de Agreda; superposición de la esquistosidad a los pliegues del oeste, norte y noreste del Moncayo; primer movimiento dextrorso de las fallas de Trasobares, Talamantes y Jarque; estructuras asociadas a la deformación de un medio rígido (núcleo del Moncayo; Fallas de San Gaudioso), dentro de otro más plástico (Río Viejo-Fuentes de Agreda-Aldehuela-Litago-Talamantes), con una zona de plasticidad intermedia (enlace entre las fallas de Talamantes y Trasobares) y otra de comportamiento de zócalo-cobertera o rígido-plástico (este de la línea

Calcena-Oseja). Edad preoligoceno. Compresión N-S.

Quinta generación.—Movimiento de las fallas de Trasobares, Talamantes, Jarque y asociadas. Edad Aragoniense Medio-Superior. Compresión N-S.

Sexta generación.—Fallas de Olvega y asociadas; Sinclinal de Almudejos. Edad Pontienne. Compresión N 150° E.

No hay criterios cartográficos para suponer que el Moncayo esté desplazado y cabalque sobre la Depresión del Ebro, como en el caso de la Sierra de la Demanda o de Cameros (PEREZ-LORENTE, 1987). Al contrario que en los lugares citados se encuentra una zona de raíz de cabalgamientos, o de parte trasera de material Mesozoico desplazado (Muschelkalk-Jurásico) en la Fosa de Beratón-Zona de Río Viejo-Isuela, situada al sur del Macizo principal. En la parte norte, más que encontrarse criterios que muestren al núcleo del Moncayo cabalgando al Mesozoico o Terciario más modernos, se encuentra al Jurásico marino de la cobertera despegado y desplazado sobre el Buntsandstein del núcleo.

QUESADA (com. pers.) piensa en la posibilidad de que la estructura de la zona sea similar a un modelo de deformación por transpresión. Si ello es así, el posible metamorfismo estaría relacionado con la elevación de un bloque debido a convergencia oblicua. En mi opinión, aunque las fallas NO-SE se corresponden más con fallas verticales que con rampas laterales, faltan criterios de las áreas limítrofes para abogar por tal tipo de modelo para la construcción de la Ibérica en esta zona. No cabe duda de que aquí las últimas etapas son de deformación mediante desgarres verticales y que éstas responden a un modelo transpresivo (como el propuesto por GUIMERA, 1988, cf. SIMON, 1990), pero la escala a la que habría que tratar el problema no me permite adoptar tal hipótesis, que, por otra parte, no puede quedar descartada.

SIMON (1990) revisa las teorías y modelos propuestos para explicar la evolución de la Cordillera Ibérica, y dice que la complejidad de los modelos tectónicos se debe a la superposición de sucesión de fases tectónicas; y a la variación espacial del campo de esfuerzos, que puede ser único para toda la evolución de la cadena.

En este trabajo se considera que hay superpo-

sición de acontecimientos tectónicos en el tiempo, y variación del campo de esfuerzo teniendo en cuenta la heterogeneidad de comportamiento de las rocas y su distribución espacial.

6. CONCLUSIONES

En primer lugar se establece un corte del Moncayo teniendo en cuenta la distribución de paquetes cartografiados, previamente diferenciados, del Buntsandstein.

En segundo lugar se ha señalado la presencia o ausencia por zonas de determinados minerales o rocas (yeso, oligisto, piritita, mármoles) que se han utilizado en el mismo sentido que las isogradas metamórficas y que atestiguarían el levantamiento sufrido por parte de esta zona en relación a áreas adyacentes.

En tercer lugar, se establecen criterios para diferenciar sectores dentro de una zona con diagénesis de alto grado o metamorfismo de grado bajo. Es posible que en un estudio posterior se precise mejor este aspecto.

Se ha considerado la esquistosidad como un fenómeno digno de tener en cuenta, y no como un evento local. Se ha cartografiado su distribución y orientación y se han interpretado algunas de sus implicaciones.

Se ha elaborado un modelo en el que el Moncayo aparece como un elemento de rigidez mayor en un entorno de rocas más plásticas, a manera de una partícula rígida en un medio que lo es menos.

Se estudia el comportamiento tectónico deduciendo que está regulado por la diferencia de competencia entre el zócalo, compuesto por los materiales paleozoicos y por el Buntsandstein, y la cobertera formada por el resto del Trías y los materiales del Jurásico que se le superponen.

A cada peculiaridad debida a diferencia en el tipo de roca sedimentaria hay que añadir la diferencia de competencia producida por la litificación mayor de los materiales del Buntsandstein de la parte norte debida muy probablemente a la mayor temperatura a la que estuvieron sometidos.

Se ha determinado la razón por la que no es evaluable el desplazamiento hacia el norte por cabalgamiento. Los cabalgamientos y las super-

ficies de arrasamiento en los materiales jurásicos sugieren un avance hacia el noreste del macizo del sur (Tablado), que empujan a grandes masas de roca de la cobertera. Estas estructuras quedan cortadas por la Falla de Jarque. El desplazamiento del Moncayo en el mismo sentido no se puede justificar con datos de campo. Solamente se ha encontrado un criterio indirecto de que exista tal desplazamiento en el Moncayo, y es que debía haber al menos cierto abombamiento de material del zócalo para que en el momento de instaurarse la esquistosidad funcionase el núcleo del Moncayo como un nódulo rígido.

7. AGRADECIMIENTOS

A mis compañeros Constanza Fernández Nieto, J. Antonio Gámez, Rodolfo Gozalo, Eladio Liñán, Juan Mandado y Juan Tena, por la revisión crítica del primer original. A Cecilio Quesada por sus correcciones y discusión.

Este trabajo se ha hecho dentro del Proyecto PB 86-0181, de la CICYT.

REFERENCIAS

- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1979): *Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica*. Acta Geol. Hisp. (14), 172-177.
- ARRIBAS, J. (1985): *Base litostratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte)*. Est. Geol. (41), 47-57.
- BEUTHER, A. (1966): *Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros*. In: *Der Jura und Wealden in Nordöst-Spanien*. Beith. z. Geol. Jb. (44), 103-121.
- CARANDELL, J., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1918): *El glaciario cuaternario en los Montes Ibéricos*. Trab. Mus. Cienc. Nat. ser. Geol. (22), 9-61.
- CASTIELLA, J.; DEL VALLE, J., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1977): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja número 320, Tarazona*. IGME. Hoja y Memoria.
- ESNAOLA, J. M.; MARTIN, M.; MARTINEZ, J. U.; FERNANDEZ, M. C.; GARCIA, B.; SAAVEDRA, J. L.; QUINTERO, I.; MANSILLA, H., y ARGÜELLES, A. (1973): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 351. Olvega*. IGME. Hoja y Memoria.
- GIL IMAZ, A.; ALBA, J., y POCÓVI, A. (1990): *Algunos aspectos sobre la deformación continua de los materiales*

mesozoicos del borde Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. Reun. Soc. Geol. Esp. Zaragoza. Preprint.

GOZALO, R., y LIÑAN, E. (1988): *Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico*. Est. Geol. (44), 399-404.

GUIMERA, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serrallada Ibérica y la Serradalla Constanera Catalana*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona.

GUIMERA, J., y ALVARO, M. (1990): *Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Catalane (Espagne)*. Preprint.

GUIRAUD, M. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en realis de décrochements de Logroño-Soria (NW Espagne)*. These 3eme cycle. Montpellier.

HERNANDEZ SAMANIEGO, A.; ARAGONES, E.; OLMO, P.; AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J.; ARBIZU, M.; SOTO, F., y GARCIA ALCALDE, L. (1980): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 352. Tabuena*. IGME. Hoja y Memoria.

JULIVERT, M. (1954): *Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud*. Arahona, 3-18.

LIÑAN, E., y TEJERO, R. (1988): *Las formaciones precámbricas del antiformal de Paracuellos (Cadenas Ibéricas)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) (84), 39-49.

LOTZE, F. (1945): *Zur gliederung der Variszischen der Iberischen Meseta*. Geotek. Forsch. (6), 78-82. Trad. J. M. RIOS (1950): *Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica*. Publ. Extr. Geol. Esp. (5), 149-166.

MARTINEZ TORRES, L. M. (1989): *El Manto de los Mármoles (Pirineo Occidental): Geología estructural y evolución geodinámica*. Tesis doctoral. Univ. Bilbao, 249 pp.

MENSINK, H., y MERTMAN, D. (1988): *Die Geologie der Juragebiete um Olvega (Sierra del Madero, del Moncayo und de Toranzo)*. Bochumer geol. u. geotechn. Arb. (30), 99 pp.

OLMO, A.; HERNANDEZ SAMANIEGO, A.; ARAGONES, E.; AGUILAR, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; ARBIZU, M.; SOTO, F., y GARCIA ALCALDE, G. (1981): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 381. Illueca*. IGME. Hoja y Memoria.

PELLICER, F. (1984): *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Cuad. Est. Borj. (XI-XII), 389 pp.

PEREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y ARENAS, C. (1988a): *Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde Ibérico de la Depresión del Ebro (sector central)*. Guía de campo III Reun. PICG, 219. Publ. Univ. Zaragoza, 1-20.

PEREZ, A.; MUÑOZ, A.; SALVANY, J.; PARDO, G.; VILLENA, J., y ARENAS, C. (1988b): *Depósitos aluviales y lacustres de la región de Tudela-Borja*. Guía de campo. III Reun. PICG, 219. Publ. Univ. Zaragoza, 21-41.

PEREZ-LORENTE, F. (1987): *La estructura del borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja)*. Bol. del IGME (XCVIII), 484-492.

PEREZ-LORENTE, F. (1990): *Datos tectónicos de un área alrededor de Mesones de Isuela e Illueca (provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.). En prensa.

POCÓVI, A.; LAGO, M., y BASTIDA, J. (1988): *Características del emplazamiento del magmatismo alcalino del tránsito Trias-Lias de la Cadena Ibérica*. III Col. Estr. Pal. Jurásico de España. Logroño. Resúmenes.

REY, J.; RIVERA, S.; ALONSO, A.; GARCIA, A.; MAS, J. R.; RINCON, R.; GRANADOS, L.; QUINTERO, I.; MANSILLA, H., y RUIZ, C. (1981): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 319. Agreda*. IGME. Hoja y Memoria.

SCHUDACK, M., y SCHUDACK, U. (1989): *Late kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain)*. Berliner geowiss. Abh. A. (106), 445-457.

SIMON, J. L. (1990): *Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica*. Reun. Soc. Geol. España. Zaragoza.

SOLE SABARIS, L., y RIBA, O. (1952): *Evolución del borde NE de la Meseta Española durante el Terciario*. Comp. Rend. XIX Congr. Geol. Int. (XIII, 1 pt.), 261-274.

TALLOS, A. (1984a): *Distribución y evolución sedimentaria de las facies detríticas de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte)*. I Congr. Esp. Geol. (I), 97-108.

TALLOS, A. (1984b): *Evolución y características petrográficas del Buntsandstein de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. I Congr. Esp. Geol. (I), 217-283.

TISCHER, G. (1966): *Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten*. In: *Der Jura und Wealden in Nordöst-Spanien*. Beih. z. Geol. Jb. (44), 123-164.

YEBENES, A.; COMAS RENGIFO, M. J.; GOMEZ, J. J., y GOY, A. (1988): *Unidades tectosedimentarias del Lias de la Cordillera Ibérica*. III Coloq. Estr. Paleogeogr. Jurásico Esp. Logroño. Resúmenes, 108-109.

Original recibido: Mayo de 1990.

Original aceptado: Junio de 1990.

GEOLOGIA

Estratigrafía, Sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote).

Por J. MARTI (1) y F. COLOMBO (2)

RESUMEN

El volcán de El Golfo corresponde a un edificio de tipo «tuff cone» construido únicamente por depósitos piroclásticos hidromagmáticos, entre los que predominan claramente los depósitos de oleadas piroclásticas basales («base surges»). El estudio de la secuencia eruptiva, deducida del análisis de la secuencia de depósitos piroclásticos, permite afirmar que el edificio hidromagmático de El Golfo fue originado por un tipo particular de erupción surtseyana, cuya característica principal fue la formación de oleadas piroclásticas basales debido al colapso continuo de sucesivas columnas eruptivas. Si bien se reconocen algunos episodios erosivos entre los depósitos piroclásticos, hay que considerar la formación de El Golfo en un único episodio eruptivo en el que se sucedieron diversas fases explosivas, todas ellas de origen hidromagmático.

Palabras clave: Volcanoclastico, «Tuff-Cone», Oleada basal, Estratigrafía, Sedimentología, Formas de fondo, Capas planas, Flujo supercrítico, Lanzarote.

ABSTRACT

The «El Golfo» volcano is a tuff cone which only consists of base surges deposits and some associated hydromagmatic fall deposits and ballistic bombs. The eruption sequence, deduced from the pyroclastic deposits sequence, suggests that this tuff cone was originated by a surtseyan type eruption. An intermittent-uprush explosion type, which favoured the formation of base surges by the collapse of these successive hydromagmatic eruption columns, is proposed to explain the origin of El Golfo volcano. These base surges deposits include abundant accretionary lapilly and tuff vesicles indicating that they were deposited subaerially. No strombolian deposits have been detected. In spite of the existence of some discontinuities in the sequence of pyroclastic deposits, it has to be considered that the «El Golfo» volcano was formed during a single eruption episode in which different hydromagmatic explosive phases took place.

Key words: Volcanoclastic, Tuff-Cone, Base surge, Stratigraphy, Sedimentology, Bed forms, Plane beds, Upper flow regime, Lanzarote.

1. INTRODUCCION

El notable desarrollo de la Volcanología durante los últimos quince años ha permitido conocer en detalle los mecanismos de interacción agua-magma durante las erupciones explosivas de tipo hidromagmático. En este sentido se han propuesto diversos modelos para explicar la génesis y evolución de los edificios y de las erupciones hidromagmáticas en general, ya sea desde el punto de vista puramente descriptivo o basándose en modelos teóricos y experimentales (ver

por ejemplo, KOKELAAR, 1983 y 1986; SHERIDAN y WOHLETZ, 1981, 1983; WOHLETZ y SHERIDAN, 1983; WOHLETZ, 1986; WOHLETZ y MCQUEEN, 1984).

El estudio de los efectos producidos por las explosiones nucleares (ver YOUNG, 1965) ha contribuido en gran manera a entender el mecanismo de ciertos tipos de explosiones hidromagmáticas y especialmente la génesis de las oleadas piroclásticas basales («base surges»).

Un caso concreto de erupciones hidromagmáticas es el de las que se producen en medio subacuático, aunque siempre en aguas someras, y que permiten el acceso directo del agua al conducto volcánico. La observación de algunas de estas erupciones, como es el caso de Capelinos

(WATERS y FISHER, 1971) o Surtsey (KOKELAAR, 1983; MOORE, 1987), ha permitido obtener una buena descripción del proceso eruptivo, lo que a su vez ha servido de base para establecer distintos modelos teóricos sobre este tipo de erupciones.

La tendencia actual en los estudios referentes a mecanismos eruptivos conlleva, en general, a una proliferación de modelos teóricos, en ocasiones poco claros y excesivamente generalizables, basados únicamente en el estudio de unos pocos ejemplos. La experiencia demuestra que si bien se pueden definir unas pautas generales en los mecanismos de los distintos tipos de erupciones explosivas, el estudio de la secuencia eruptiva de un volcán (o de una erupción) muchas veces informa únicamente sobre la dinámica de este caso concreto, el cual puede o no corresponder a un modelo más generalizado. En este sentido también hay que señalar que el estudio de los depósitos piroclásticos se aparta en ocasiones de la metodología sedimentológica. Solamente unos pocos trabajos han intentado, por ejemplo, explicar la deposición de las oleadas piroclásticas en términos de régimen de flujo (ver FISHER y WATERS, 1971).

En este trabajo se estudia un ejemplo de edificio hidromagmático desarrollado en una zona costera y, por tanto, generado por interacción de agua del mar con un magma basáltico. La secuencia eruptiva, que está formada exclusivamente por una sucesión de depósitos piroclásticos, se ha interpretado en términos de régimen de flujo y variaciones en la relación de interacción agua-magma.

2. SITUACION GEOLOGICA

El edificio volcánico de «El Golfo» constituye una elevación topográfica de 60 metros sobre el nivel del mar y se halla situado en el sector O de la isla de Lanzarote (fig. 1), en el archipiélago de las islas Canarias. Este edificio volcánico, formado únicamente por acumulación de depósitos piroclásticos hidromagmáticos, ha sido erosionado en gran parte y sólo es reconocible su mitad E.

El volcán de El Golfo pertenece al volcanismo reciente de Lanzarote con una edad global inferior

a los 2 m. a. (según ABDEL-MONEM et al., 1972) o Serie Basáltica III de FUSTER et al. (1968), aunque las características morfológicas de dicho volcán hacen pensar en una edad mucho más reciente. Sus productos están claramente recubiertos por las lavas de la erupción de 1730-1736. Este edificio volcánico se encuentra alineado junto a otros conos de la misma edad sobre una fractura de dirección NEE-SOO. Alineaciones de conos del mismo período eruptivo, paralelas a esta dirección se observan al norte y sur de El Golfo. Estas mismas direcciones marcan la orientación del volcanismo histórico en esta parte de la isla.

Adosados al extremo norte de El Golfo se encuentran tres cráteres (figs. 1 y 2) alineados sobre una fractura NEE-SOO que se originaron con posterioridad al edificio principal. Los productos derivados de estos cráteres recubren zonas de El Golfo previamente erosionadas por la acción del oleaje, de forma que no pueden considerarse dentro de un mismo episodio eruptivo.

3. PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

Aunque la totalidad de los materiales que constituyen «El Golfo» son de origen hidromagmático se ha podido identificar la naturaleza del magma eruptivo mediante el estudio de los fragmentos juveniles de mayor tamaño (bombas y escorias). Se trata de un basalto de naturaleza alcalina y de tipo intraplaca, muy poco evolucionado y cuya composición no varía a lo largo de toda la secuencia eruptiva (figs. 3 y 4 y tabla 1).

Los fragmentos basálticos son siempre ricos en pequeños fenocristales de olivino y piroxeno que están englobados por una matriz vítrea, en ocasiones parcialmente cristalizada. Algunos fragmentos presentan un elevado grado de vesicularidad y una densidad relativa muy baja, por lo que texturalmente pueden considerarse como pumitas. Sin embargo, la composición petrográfica y geoquímica de estos fragmentos (muestra G8-C) no difiere en absoluto de la del resto de los piroclastos juveniles analizados.

Es importante señalar la presencia de abundantes fragmentos líticos de rocas granudas en todos los depósitos. Se trata de fragmentos de dunitas y gabros. Los primeros están formados exclusi-

(1) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. Departamento de Geología y Geofísica. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

(2) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franqués, s/n. 08071 Barcelona.

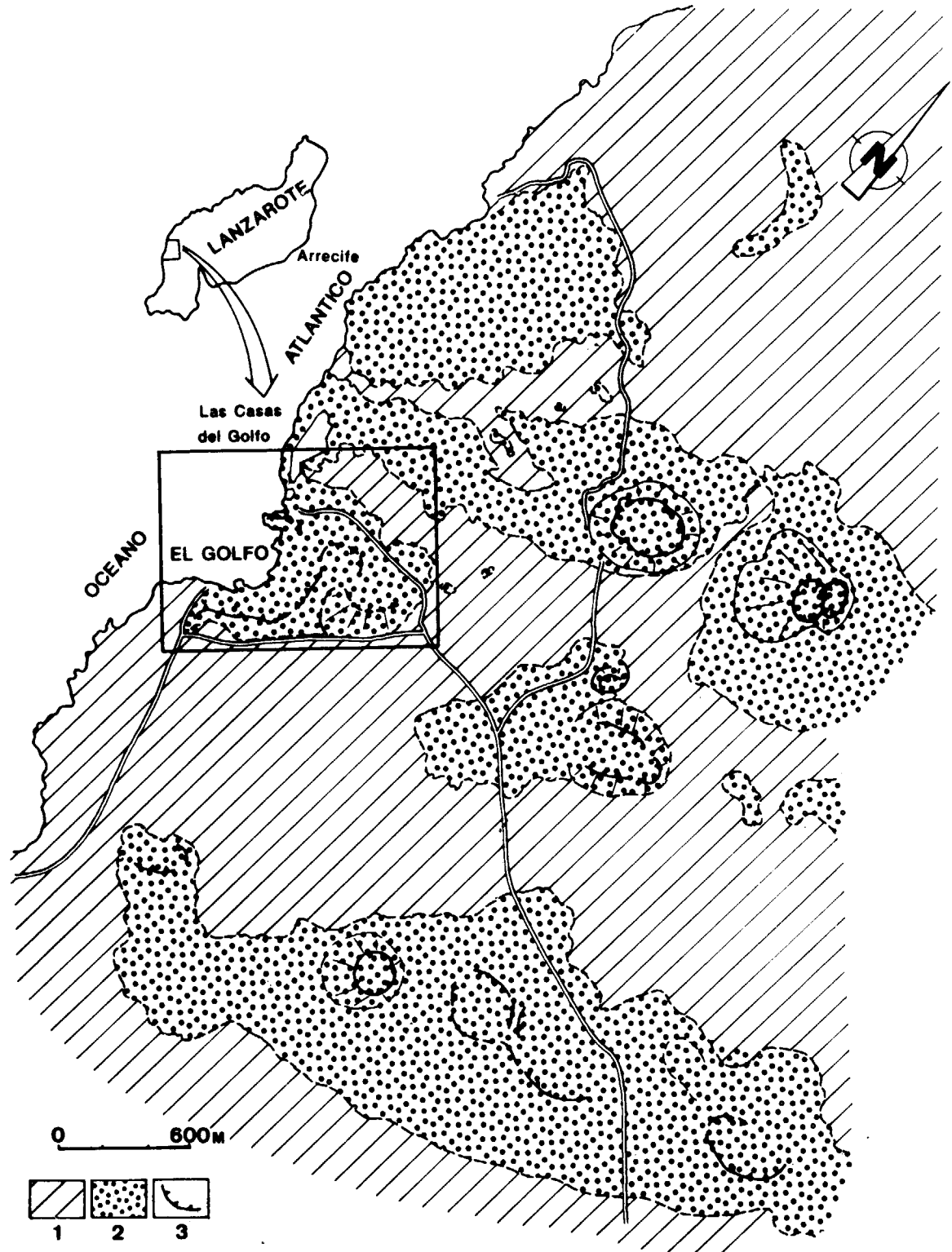


Figura 1.—Mapa de situación y esquema geológico general de la zona estudiada en la isla de Lanzarote. 1: Lavas basálticas, erupción 1730-1736. 2: Lavas basálticas y depósitos piroclásticos. Serie Basáltica III (FUSTER et al., 1968) (2 m. a.). 3: Límite de cráter.

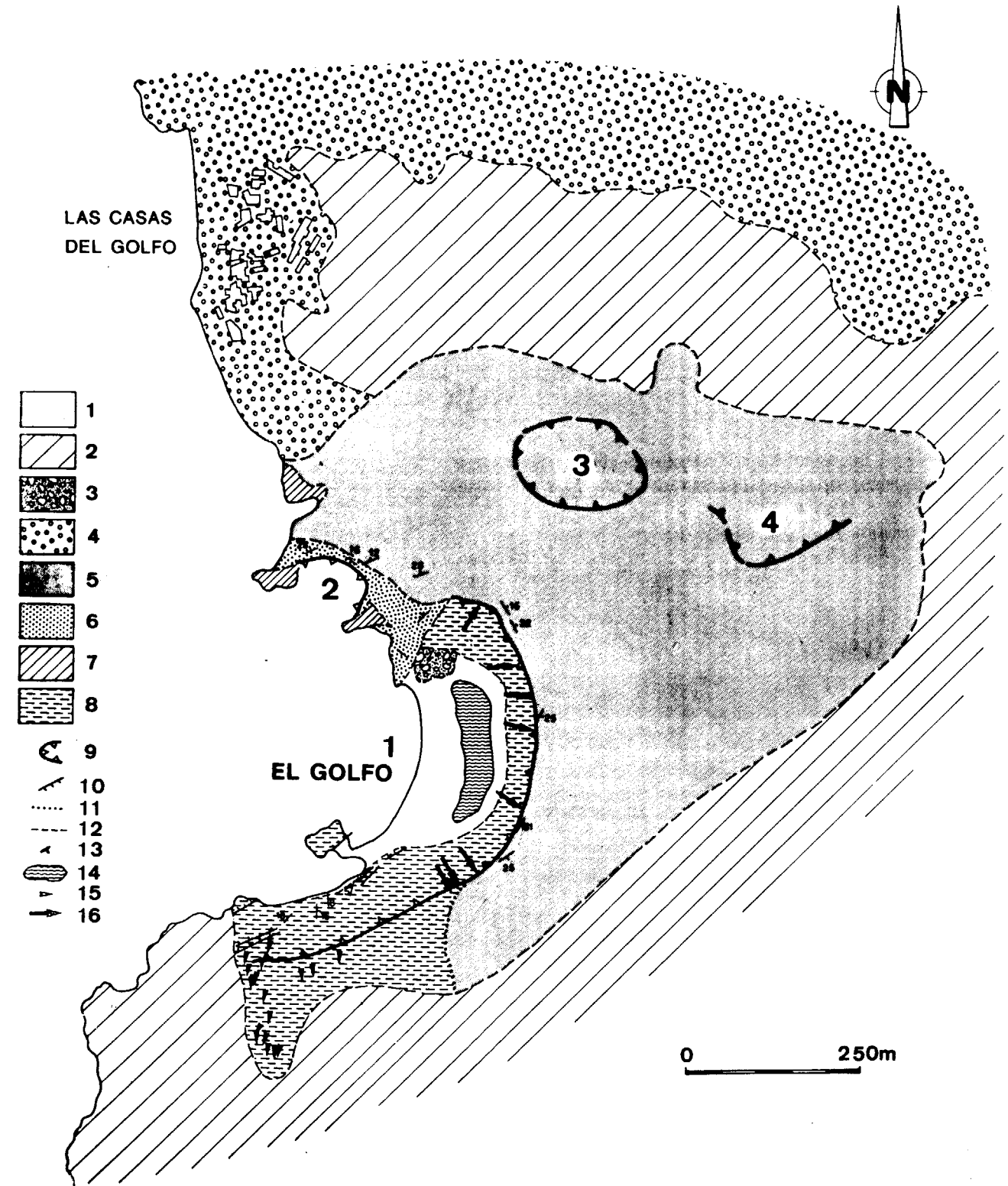


Figura 2.—Esquema geológico de El Golfo. 1: Playa actual. 2: Lavas basálticas, erupción 1730-1736. 3: Playa fósil. 4: Lavas y depósitos piroclásticos. Serie Basáltica III (FUSTER et al., 1968) (2 m. a.). 5: Lapillis estrombolianos edificio 4. 6: Lapillis y escorias edificio 2. 7: Lavas basálticas edificio 2. 8: Depósitos piroclásticos hidromagmáticos de El Golfo (edificio 1). 9: Límite de cráter. 10: Fallas de asentamiento. 11: Contacto concordante. 12: Contacto discordante. 13: Buzamiento. 14: Laguna verde. 15: Dirección y sentido de impacto de bomba. 16: Dirección y sentido de los canales de erosión.

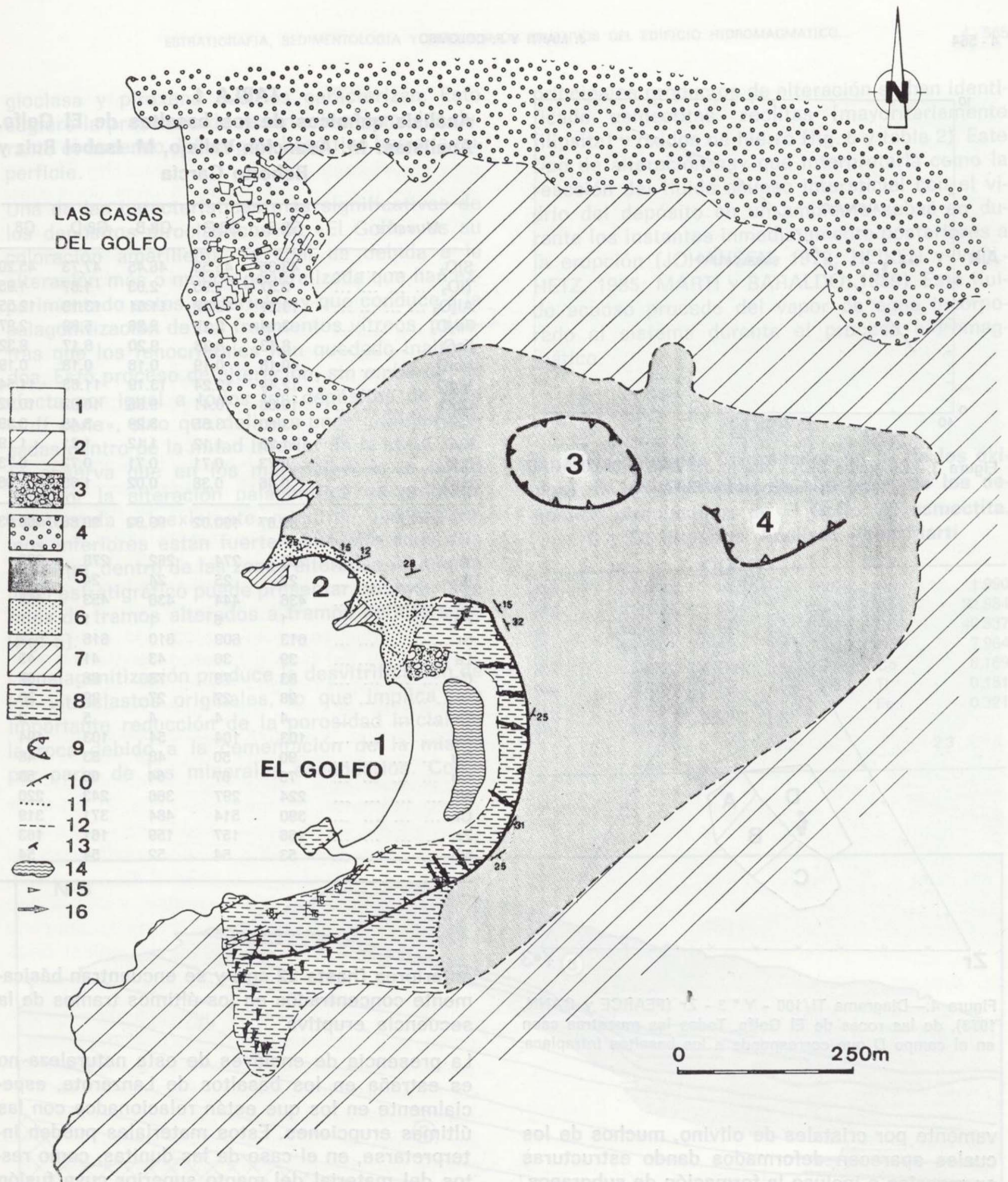


Figura 2.—Esquema geológico de El Golfo. 1: Playa actual. 2: Lavas basálticas, erupción 1730-1736. 3: Playa fósil. 4: Lavas y depósitos piroclásticos. Serie Basáltica III (FUSTER et al., 1968) (2 m. a.). 5: Lapillis estrombolianos edificio 4. 6: Lapillis y escorias edificio 2. 7: Lavas basálticas edificio 2. 8: Depósitos piroclásticos hidromagmáticos de El Golfo (edificio 1). 9: Límite de cráter. 10: Fallas de asentamiento. 11: Contacto concordante. 12: Contacto discordante. 13: Buzamiento. 14: Laguna verde. 15: Dirección y sentido de impacto de bomba. 16: Dirección y sentido de los canales de erosión.

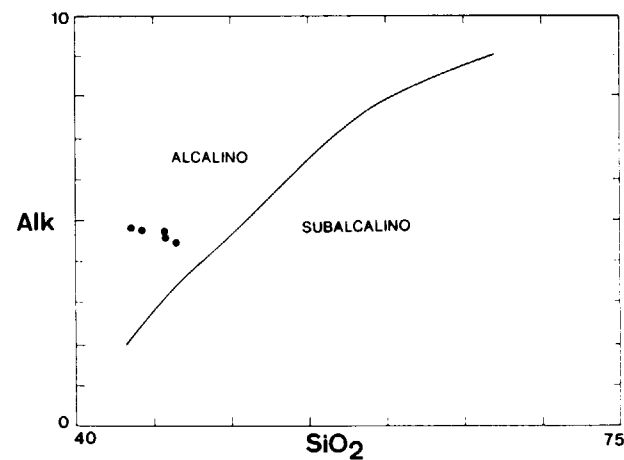


Figura 3.—Diagrama SiO₂ - Alcalis (IRVINE y BAQRAGAR, 1971), de las rocas de El Golfo.

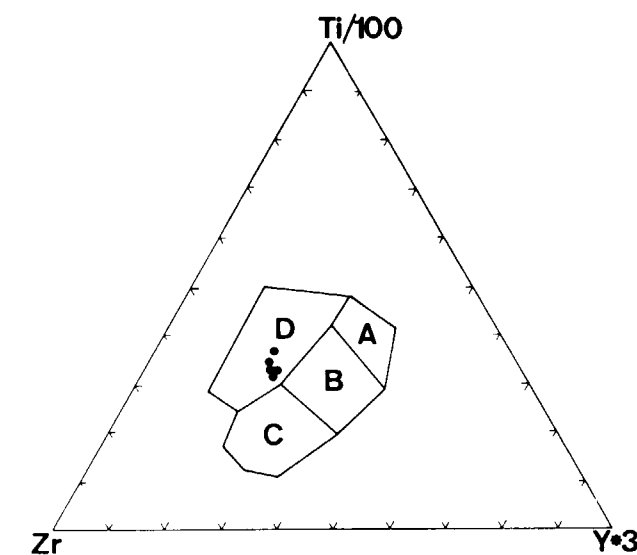


Figura 4.—Diagrama Ti/100 - Y * 3 - Zr (PEARCE y CANN, 1973), de las rocas de El Golfo. Todas las muestras caen en el campo D que corresponde a los basaltos intraplaca.

vamente por cristales de olivino, muchos de los cuales aparecen deformados dando estructuras en mosaico o incluso la formación de subgranos. Estos fragmentos son los de menor tamaño (5 a 15 cm) y se encuentran repartidos más o menos uniformemente. Los gabros están constituidos por cristales subidiomórficos de plagioclasa, clinopiroxeno y, en menor proporción, olivino. Estos fragmentos pueden ser de mayor tamaño que los

TABLA 1
Análisis químicos de los basaltos de El Golfo.
Analistas: M. Asunción Vallejo, M. Isabel Ruiz y Roberto García

Muestra	G8-E	G8-C	G8-B	G8-D	G8
SiO ₂	43.35	45.55	46.45	47.73	45.20
TiO ₂	2.37	1.95	2.03	1.87	1.95
Al ₂ O ₃	13.21	12.32	11.61	13.19	12.55
Fe ₂ O ₃	3.14	3.27	2.26	5.69	2.97
FeO	8.53	8.33	9.20	6.17	8.32
MnO	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19
MgO	12.44	12.24	13.19	11.63	11.54
CaO	10.66	10.41	9.86	10.92	10.92
Na ₂ O	3.60	3.55	3.29	3.48	3.39
K ₂ O	1.20	1.12	1.12	1.21	1.19
P ₂ O ₅	0.73	0.71	0.71	0.72	0.73
H ₂ O+	0.46	0.38	0.02	1.09	1.08
TOTAL	99.87	100.02	99.92	99.88	100.03
V	285	274	262	278	282
Rb	22	25	24	24	23
Ba	436	444	436	453	465
Pb	1	6	1	1	1
Sr	613	609	610	616	632
La	39	36	43	41	45
Ce	83	79	78	88	87
Y	28	27	27	29	30
Th	4	4	4	5	2
Zn	103	104	54	103	104
Cu	90	50	48	53	48
Co	73	67	64	60	56
Ni	224	297	366	243	220
Cr	390	514	484	371	319
Zr	166	157	159	161	163
Nb	53	54	52	54	54

anteriores (hasta 22 cm) y se encuentran básicamente concentrados en los últimos tramos de la secuencia eruptiva.

La presencia de enclaves de esta naturaleza no es extraña en los basaltos de Lanzarote, especialmente en los que están relacionados con las últimas erupciones. Estos materiales pueden interpretarse, en el caso de las dunitas, como restos del material del manto superior cuya fusión parcial originó los basaltos que los contienen (SAGREDO, 1969). En lo referente a los fragmentos gabroides, su mineralogía indica que se trata de restos basálticos cristalizados a una cierta profundidad y en unas condiciones favorables para el desarrollo de los grandes cristales de pla-

gioclasa y piroxeno que los caracterizan. Esto sugiere la presencia de reservorios formados durante el ascenso del magma basáltico hacia la superficie.

Una de las características más significativas de los depósitos piroclásticos de «El Golfo» es su coloración amarillenta, la cual es debida a la alteración más o menos generalizada que han experimentado estos materiales y que conduce a la palagonitización de los fragmentos vítreos, mientras que los fenocristales han quedado inalterados. Este proceso de alteración, sin embargo, no afecta por igual a todos los depósitos de este «tuff cone», sino que delimita unas grandes bolsadas dentro de la mitad inferior de la serie. Así, se observa que en los materiales de la mitad superior la alteración palagonítica es prácticamente nula o inexistente, mientras que los tramos inferiores están fuertemente alterados. Sin embargo, dentro de las zonas alteradas un mismo nivel estratigráfico puede presentar cambios laterales de tramos alterados a tramos no alterados (fig. 5).

La palagonitización produce la desvitrificación de los vitroclastos originales, lo que implica una importante reducción de la porosidad inicial de la roca debido a la cementación de la misma por parte de los minerales secundarios. Como

principales productos de alteración se han identificado esmectitas, zeolitas (mayoritariamente filipsita) y óxidos de hierro (fig. 6 y tabla 2). Este tipo de alteración hay que interpretarla como la reacción del fluido acuoso intersticial con el vidrio del depósito en un ambiente subaéreo durante los instantes inmediatamente posteriores a la erupción (JOHANSEN, 1972; HEIKEN y WOLHETZ, 1985; MARTI y BARALDO, 1989). Este fluido acuoso procede del vapor de agua incorporado al sistema durante el proceso hidromagmático.

TABLA 2
Análisis químicos (expresados en % de los óxidos) de los productos de alteración de los depósitos piroclásticos de El Golfo. A: esmectita. B y C: filipsitas. Analista: Joan Martí

Na	1.774	Na	1.626	Na	1.990
Mg	21.083	Al	23.245	Al	22.984
Al	14.446	Si	46.868	Si	46.537
Si	43.270	K	7.035	K	7.964
K	1.434	Ca	6.246	Ca	6.169
Ca	2.797	Fe	0.413	Ti	0.151
Ti	0.154			Fe	0.321
Fe	2.821				
	2.1		2.2		2.3

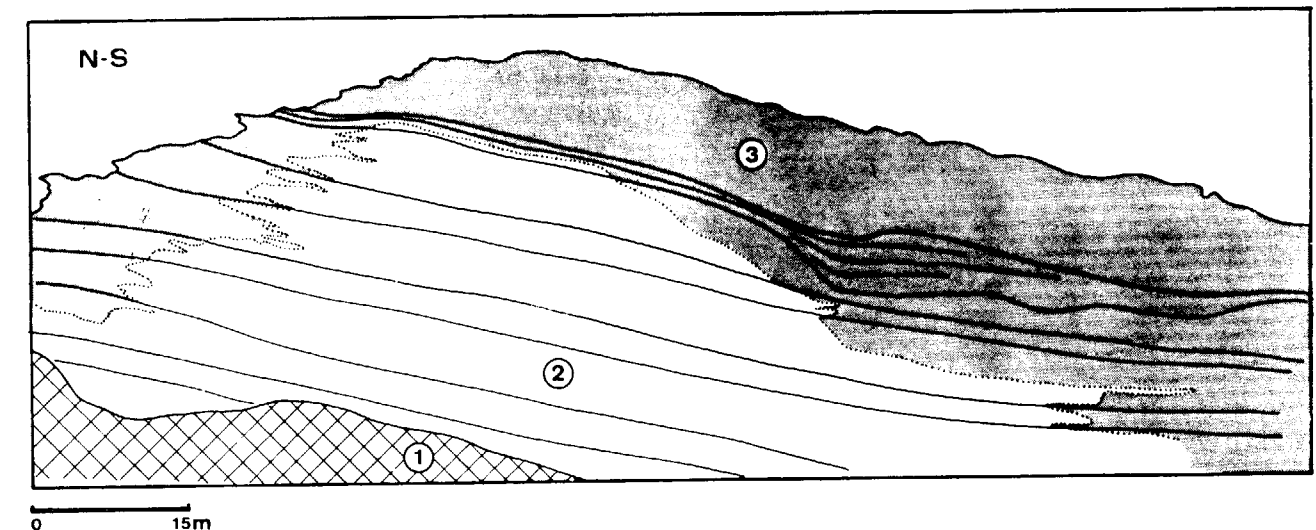
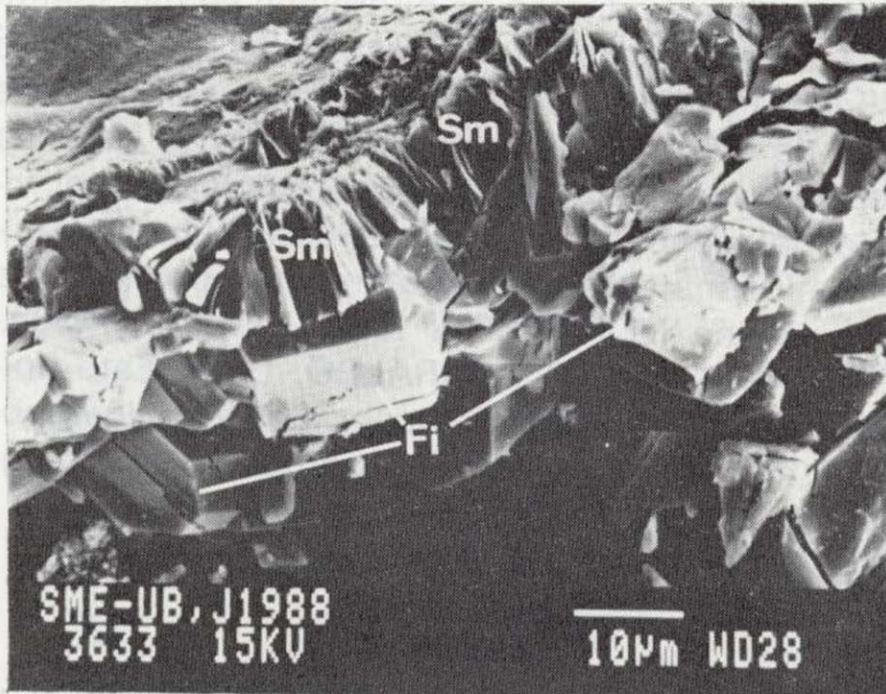
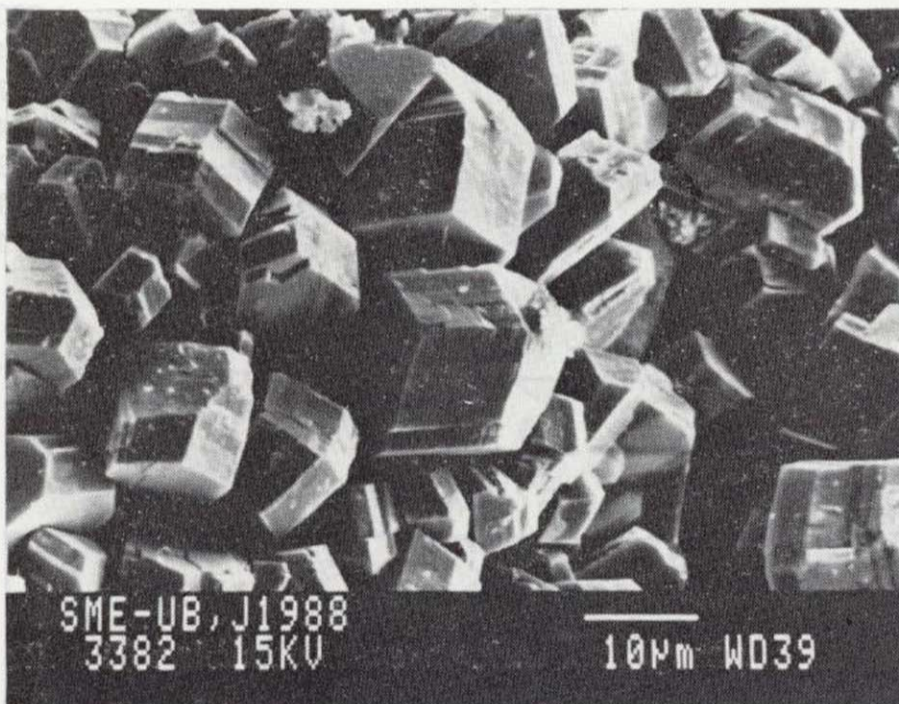


Figura 5.—Geometría general del afloramiento del sector meridional estudiado en el área de El Golfo. Hay que observar la irregularidad de los límites de las zonas alterada (2) y no alterada (3), que es independiente de la superficie topográfica actual o subactual (1, derrubios).



6.1. Asociación de esmectita y filipsita en el relleno de una vacuola.



6.2. Cristales de filipsita.

Figura 6.—Detalles morfológicos obtenidos al microscopio electrónico de los productos de alteración de los depósitos piroclásticos de El Golfo.

4. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

4.1. Estratigrafía

En el conjunto de los materiales piroclásticos de El Golfo se ha establecido una subdivisión de la sucesión vertical atendiendo a varios criterios. Entre éstos son muy evidentes los que hacen

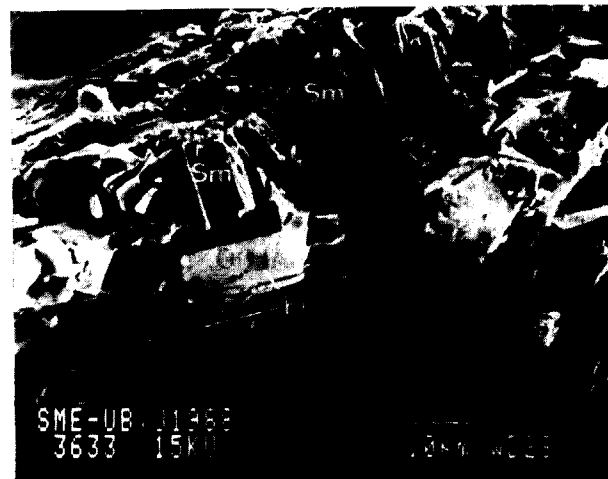
referencia a discontinuidades sedimentarias representadas por superficies erosivas de diverso tipo. Estas no se hallan muy extendidas ni son muy abundantes en toda la columna (fig. 7), sino que sólo aparecen afectando a unos determinados niveles.

Otro criterio corresponde a la aparición de un porcentaje relativamente elevado de bombas volcánicas en determinados niveles, lo que debe entenderse como variaciones en los mecanismos eruptivos asociadas a cambios en la energía de la erupción como consecuencia de las diferencias en la relación de interacción agua-magma durante todo el proceso explosivo.

Un tercer criterio consiste en la observación de los diversos tipos de laminaciones primarias encontradas y en la delimitación de los cambios verticales y laterales que puedan sufrir. A semejanza con lo que ocurre con los flujos acuosos newtonianos, los materiales han sido transportados mediante diferentes tipos de formas de fondo que se hallan en equilibrio con las cambiantes condiciones del flujo a lo largo del tiempo y en el mismo espacio considerado. Así, en unos tramos existe un cierto predominio de estructuras sedimentarias primarias tractivas características del campo de estabilidad del régimen de flujo alto («upper flow regime») y con características de capas planas («plane beds») (fig. 8). En otros tramos existen diferentes «bed forms» del campo de estabilidad más alto de las condiciones de flujo bajo («lower flow regime»). Corresponden a dunas de diverso tipo y entidad, y con la particularidad de que tienen una cierta tendencia a preservar intacta la laminación sigmoidal original (fig. 9).

En algunos casos existen períodos de no deposición, que implican una cierta detención más o menos prolongada de los procesos de aporte de los materiales piroclásticos. Estos períodos quedan representados por algunos niveles a techo de los cuales se hacen evidentes estructuras de grietas de retracción (de tipo «mud cracks»).

En base a los criterios anteriormente expuestos se ha construido una columna estratigráfica sintética de los depósitos piroclásticos de «El Golfo» en la que se han diferenciado diversos tramos asimilables a distintas fases dentro de un mismo episodio eruptivo (fig. 7).



6.1. Asociación de esmectita y filipsita en el relleno de una vacuola.



6.2. Cristales de filipsita.

Figura 6.—Detalles morfológicos obtenidos al microscopio electrónico de los productos de alteración de los depósitos piroclásticos de El Golfo.

4. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

4.1. Estratigrafía

En el conjunto de los materiales piroclásticos de El Golfo se ha establecido una subdivisión de la sucesión vertical atendiendo a varios criterios. Entre éstos son muy evidentes los que hacen

referencia a discontinuidades sedimentarias representadas por superficies erosivas de diverso tipo. Estas no se hallan muy extendidas ni son muy abundantes en toda la columna (fig. 7), sino que sólo aparecen afectando a unos determinados niveles.

Otro criterio corresponde a la aparición de un porcentaje relativamente elevado de bombas volcánicas en determinados niveles, lo que debe entenderse como variaciones en los mecanismos eruptivos asociadas a cambios en la energía de la erupción como consecuencia de las diferencias en la relación de interacción agua-magma durante todo el proceso explosivo.

Un tercer criterio consiste en la observación de los diversos tipos de laminaciones primarias encontradas y en la delimitación de los cambios verticales y laterales que puedan sufrir. A semejanza con lo que ocurre con los flujos acuosos newtonianos, los materiales han sido transportados mediante diferentes tipos de formas de fondo que se hallan en equilibrio con las cambiantes condiciones del flujo a lo largo del tiempo y en el mismo espacio considerado. Así, en unos tramos existe un cierto predominio de estructuras sedimentarias primarias tractivas características del campo de estabilidad del régimen de flujo alto («upper flow regime») y con características de capas planas («plane beds») (fig. 8). En otros tramos existen diferentes «bed forms» del campo de estabilidad más alto de las condiciones de flujo bajo («lower flow regime»). Corresponden a dunas de diverso tipo y entidad, y con la particularidad de que tienen una cierta tendencia a preservar intacta la laminación sigmoidal original (fig. 9).

En algunos casos existen períodos de no deposición, que implican una cierta detención más o menos prolongada de los procesos de aporte de los materiales piroclásticos. Estos períodos quedan representados por algunos niveles a techo de los cuales se hacen evidentes estructuras de grietas de retracción (de tipo «mud cracks»).

En base a los criterios anteriormente expuestos se ha construido una columna estratigráfica sintética de los depósitos piroclásticos de «El Golfo» en la que se han diferenciado diversos tramos asimilables a distintas fases dentro de un mismo episodio eruptivo (fig. 7).

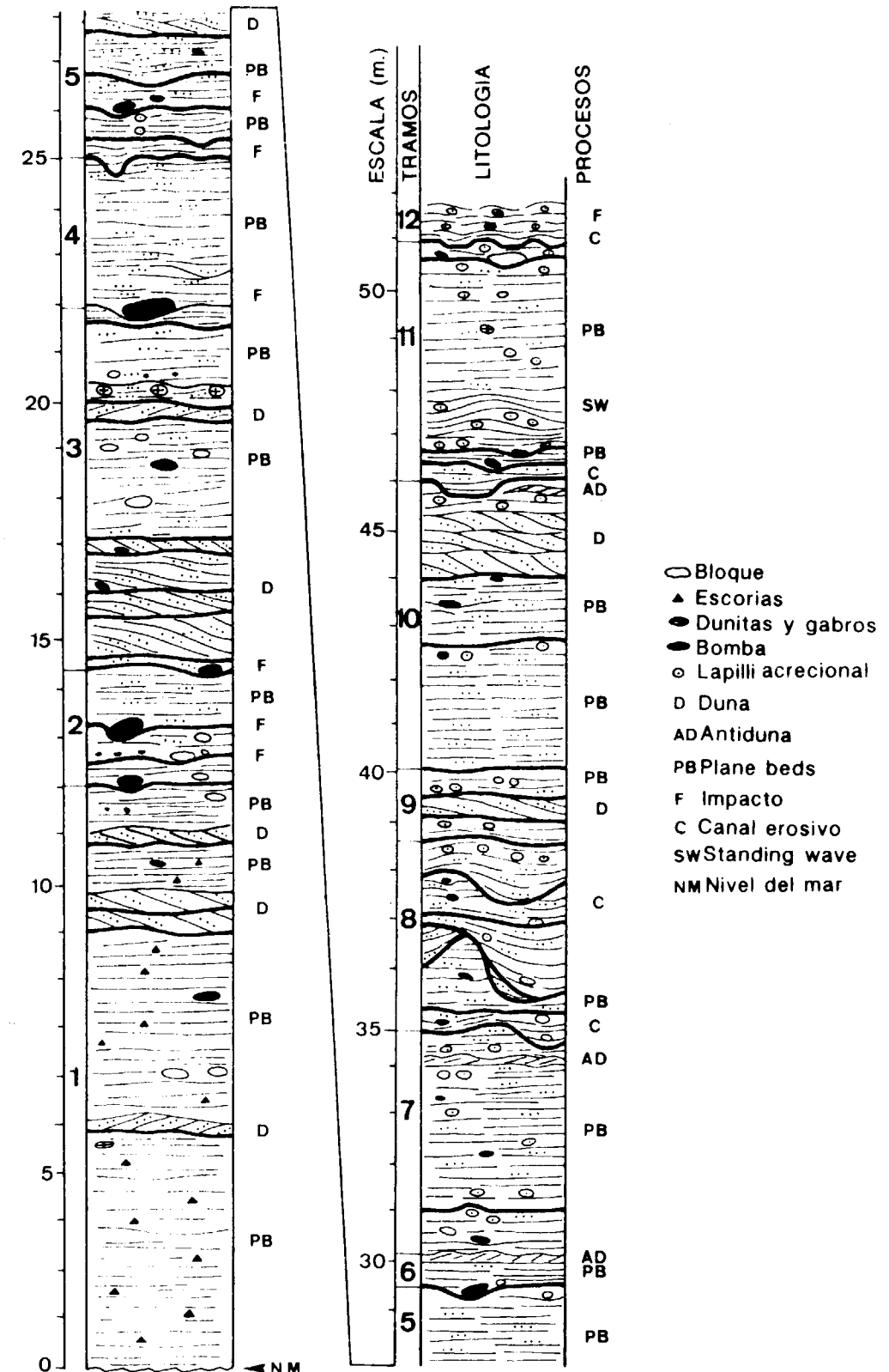


Figura 7.—Serie estratigráfica sintética de los materiales de El Golfo realizada en el sector meridional de este edificio volcánico.

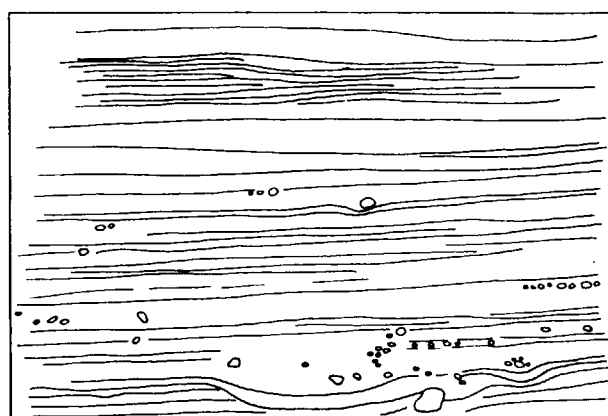


Figura 8.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se muestra el aspecto característico de los materiales con geometría plana predominante. Resalta la mala selección de algunos niveles, con materiales de granulometría muy gruesa asociados a otros de granulometría fina. En la parte superior existe una estratificación cruzada de escala media y bajo ángulo. Todo el conjunto corresponde a un transporte de los materiales piroclásticos mediante formas de fondo planas («plane beds») en condiciones de régimen de flujo alto. Cuando este flujo desciende en velocidad se pueden generar algunas dunas. La geometría irregular de la parte inferior corresponde a un episodio de caída de bombas. (Sentido general del flujo de izquierda a derecha. Escala en cm.).

4.2. Consideraciones sedimentológicas

Desde el punto de vista sedimentológico, se puede afirmar que en «El Golfo» existe todo un conjunto de materiales piroclásticos que muestran una ordenación y una organización interna que ha sido originada por corrientes muy energéticas, con un alto grado de turbulencia y de duración muy corta, tal como implica el propio proceso volcánico.

Los flujos responsables de la deposición de estas secuencias piroclásticas fueron altamente energéticos, ya que la inmensa mayoría de las estructuras deposicionales encontradas son características del tercio superior del campo de estabilidad de las estructuras sedimentarias primarias tractivas. Se trata de estructuras generadas por

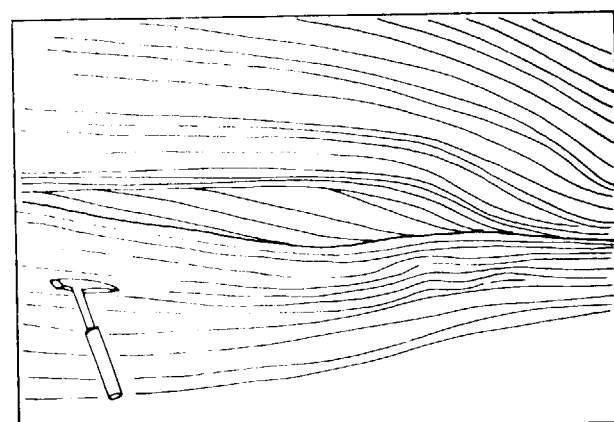


Figura 9.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se muestra una estratificación cruzada de escala media intercalada entre dos tramos en los que predominan los «plane beds». Hay que observar el carácter asintótico de la parte inferior de los «foresets» con respecto a la cicatriz erosiva basal, y su geometría marcadamente sigmoidal. Resalta el hecho de la preservación casi intacta de la morfología original de la duna, así como que las láminas existentes sobre la misma tienden a adaptarse a su forma y pasando gradualmente hacia arriba a capas planas. La potencia de los «sets» es del orden de 28 cm. y la «bed form» tiene una longitud de onda del orden de 165 cm. Esta estructura corresponde a una duna tractiva generada en un momento de descenso energético del flujo, el cual predominantemente transporta los materiales mediante «plane beds». (Sentido general del flujo de izquierda a derecha. Escala en cm.).

flujos con características de número de Froude igual a uno o con valores ligeramente superiores.

Las capas planas de materiales piroclásticos son muy abundantes, y a su vez muestran una laminación plana muy característica. El material piroclástico es de una granulometría bastante fina (matriz de los depósitos) y a su vez está asociado a materiales de granulometría mayor (fragmentos líticos y bombas) y de mayor densidad. Esto sugiere una forma de transporte de los materiales sin que exista la posibilidad de realizar una buena selección de los mismos, siendo esta una característica muy evidente de las capas planas («plane beds») transportadas por un flujo supercrítico («Upper flow regime»).

La turbulencia del flujo queda resaltada por el hecho de que en bastantes niveles se aprecia la

existencia de estructuras tractivas primarias. Estas quedan muy evidenciadas por la presencia de laminaciones y estratificaciones cruzadas de diverso orden y magnitud. Las láminas se han generado a partir de una diferenciación granulométrica de las partículas que transporta el flujo y sin que varíe la densidad de las mismas. Esta diferenciación obedece a variaciones puntuales lineales y episódicas de los valores de velocidad y de turbulencia del flujo.

Una de las características principales de los flujos con un comportamiento turbulento, consiste en su capacidad de variación lineal puntual de los vectores de velocidad (ver p. e., MASSEY, 1988). Esto ocasiona un fenómeno de selección granulométrica cuando las circunstancias de tiempo y de lugar son las adecuadas. Así, a nivel de lámina se pueden producir fenómenos de selección granulométrica que, cuando implican una disminución de la granulometría hacia la parte somital de la lámina, se considera que ésta se ha originado a causa de la turbulencia de las corrientes.

En otro caso, cuando se produce una selección inversa de las granulometrías a nivel de las láminas, se puede pensar en dos posibilidades. Por un lado se podría pensar en fenómenos de avalancha a nivel de lámina, cuando ésta corresponde a la parte frontal y progradante de una estructura tractiva primaria (BAGNOLD, 1956), algo muy parecido a lo que sucede en el momento del crecimiento de los «foresets» en los «ripples» de corriente tipo acuoso. Por otro lado se puede pensar, también, en la posibilidad de que esa gradación granulométrica inversa se deba a fenómenos de flujos de alta densidad, de una manera muy similar a lo que sucede con los flujos gravitativos de sedimento («sediment gravity flows») del tipo de los tapetes tractivos («traction carpets») (LOWE, 1982).

La corta duración de los episodios de flujo que han originado las estructuras mencionadas, queda evidenciada por el hecho de que una vez se ha generado la estructura primaria mediante la cual se transporta el material, va incrementando su longitud de onda a medida que se mantiene constante la granulometría y va aumentando la velocidad del flujo, de manera que la estructura no sufre ningún cambio en la etapa de descenso del flujo. Lo anterior corrobora la idea de que las

estructuras sedimentarias primarias se van generando a partir de las irregularidades del substrato por el que circula el flujo, de forma que las partículas se van deteniendo al chocar con esas irregularidades y así, poco a poco, se va generando una estructura sedimentaria primaria tractiva mediante la cual se transporta el material. Ahora bien esa estructura adquiere su máximo desarrollo en etapas de flujo más alto, cuando éste presenta una velocidad importante. En un símil con lo que sucede en régimen hidráulico, sería de esperar que cuando ya se ha pasado el punto más alto de la descarga acuosa, que es cuando las estructuras tractivas primarias se hallan en equilibrio con el flujo, la energía del flujo empieza a decrecer más o menos gradualmente. Durante ese descenso se van modificando las estructuras paulatinamente para adecuarse a las nuevas condiciones del flujo. Esto implica que la estructura final corresponde a una disección y modificación sustancial de las estructuras tractivas primarias.

En la mayoría de los afloramientos de «El Golfo» se ha podido apreciar cómo las estructuras primarias mayores muestran una laminación original con geometría sigmoidal intacta, es decir sin haber sufrido modificaciones después de su etapa de depósito. Esto sólo se puede originar cuando ha habido una detención muy brusca del flujo y éste no ha tenido la posibilidad de ir descendiendo paulatinamente y, por tanto, de modificar las estructuras (fig. 9).

Un análisis detallado de la columna estratigráfica sintética de los materiales piroclásticos de «El Golfo», revela que no existe una distribución regular de las granulometrías de los elementos más gruesos (fragmentos líticos) dispersos en los depósitos piroclásticos. Existen varias recurrencias granulométricas importantes a lo largo de la columna estudiada. En el tramo más inferior (el número 1) usualmente los líticos muestran granulometrías del orden de 3-5 cm, aunque en algunos niveles se llegan a observar tamaños de 7-10 cm y ocasionalmente pueden alcanzar valores de hasta 25-30 cm de diámetro máximo. Hacia la parte media de la columna, base del tramo número 4, aparecen las bombas volcánicas de mayor tamaño con diámetros del orden de hasta 80 cm, pero se hallan en una proporción muy baja. En los niveles en los que predominan las capas planas («plane beds») la mala selección de los clastos grandes es muy manifiesta y los tamaños me-

dios oscilan entre los 5-7 cm del tramo número 7 y los 3-5 del tramo número 10 y del tramo número 11. En cambio, en los niveles con estructuras de tipo canaliforme los clastos llegan a tener tamaños usuales del orden de 15-20 cm de diámetro máximo.

Sin embargo, la matriz vitroclástica de estos depósitos piroclásticos acostumbra a estar muy bien clasificada mostrando una granulometría homogénea en cada uno de los niveles. Así, el tamaño medio de la matriz oscila entre 1 y 5 mm y se observa una disminución del diámetro de los vitroclastos hacia la mitad superior de la secuencia estratigráfica. Este hecho coincide con la desaparición de la alteración palagonítica en este mismo sentido y el aumento en la energía de los flujos piroclásticos, lo que sugiere una relación de interacción agua-magma más óptima hacia el techo de la serie, y, por tanto, una mayor energía de las explosiones.

Por lo que respecta a las bombas volcánicas, emplazadas balísticamente y en ocasiones retransportadas por los flujos piroclásticos, se observa un crecimiento granulométrico más o menos gradual desde el tramo número 1, donde los valores máximos llegan a los 10 cm, pasando por los 35 cm del tramo número 2 hasta los excepcionales 80 cm de la base del tramo número 4. A partir del tramo número 5, que es donde son observables en mayor proporción los elementos de lapilli acrecional, los tamaños de las bombas aumentan desde 15-25 cm en los tramos 5 y 6, hasta los 35 cm observables hacia la parte superior del tramo número 11 (fig. 10 y 11).

Hay que resaltar el hecho de que los niveles de lapilli acrecional son más abundantes a partir del tramo número 5 y se extienden de forma continua hacia la parte superior, donde son muy abundantes en el tramo número 11 y constituyen el techo observable de la columna estratigráfica de los materiales piroclásticos. Todo esto sugiere que durante el proceso de emplazamiento de los materiales piroclásticos existen variaciones importantes de la energía del medio, reflejadas tanto por las variaciones granulométricas generales, como por la aparición de bombas generadas durante episodios explosivos. La deposición no parece continuada sino que existen algunos niveles en los que las estructuras sedimentarias (truncamientos erosivos, superficies de grietas

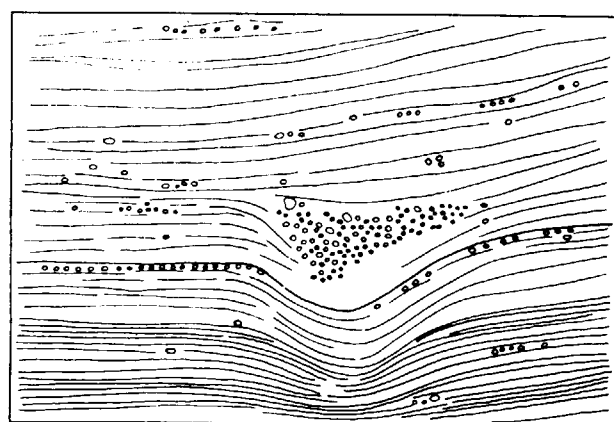


Figura 10.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se muestra un tramo en el que predominan los «plane beds» y donde se observan geometrías de deformación de las láminas. La deformación se debe al impacto de una bomba poco después de la deposición de las láminas inferiores. Los flujos posteriores que circulan transversalmente a la oquedad así formada, transportan los materiales mediante «plane beds» turbulentos y sufren una expansión rápida y brusca al circular sobre esa depresión. Al perderse parte de la capacidad portante de los flujos, éstos no pueden transportar los clastos mayores y los acumulan siguiendo la geometría de la oquedad, mientras que todavía tienen capacidad para transportar más lejos los materiales finos. Así se rellena la oquedad que posteriormente no presenta ninguna irregularidad con respecto al transporte de los «plane beds». (Sentido general del flujo oblicuo hacia el dibujo. Escala en cm.)

de retracción, etc.) sugieren períodos de no deposición y aun algunos con características erosivas sobre los materiales previamente depositados. Además la existencia de niveles con gran cantidad de lapilli acrecional hacia la parte alta de la columna estudiada, sugiere que a medida que transcurre el tiempo, cada vez se va haciendo más efectiva la interacción magma/agua de tal manera que la cantidad de vapor de agua debe ser cada vez mayor y así se posibilita la formación de la gran cantidad de lapilli acrecional observado.

4.2.1. Canales y superficies erosivas

La aparición de superficies erosivas con formas irregulares y algunas con base plana, y situadas a diferentes niveles de la columna, plantea el problema de su génesis y de su significado. Se

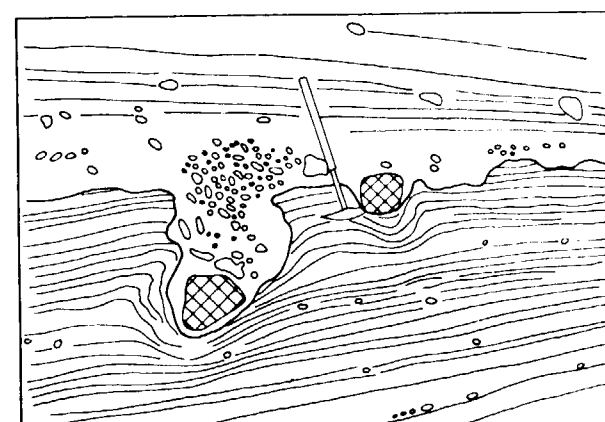


Figura 11.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se observa un nivel de impactos de bombas sobre una superficie de piroclastos (oleadas piroclásticas basales) transportados mediante «plane beds». Las oquedades han quedado rellenas mediante flujos turbulentos de tipo oleada que han propiciado una mala selección granulométrica de los materiales más gruesos. Esta estructura significa un cambio en las condiciones de depósito que momentáneamente pasan de condiciones tractivas a condiciones de caída. (Sentido general del flujo oblicuo al dibujo y hacia el observador. Escala en cm.)

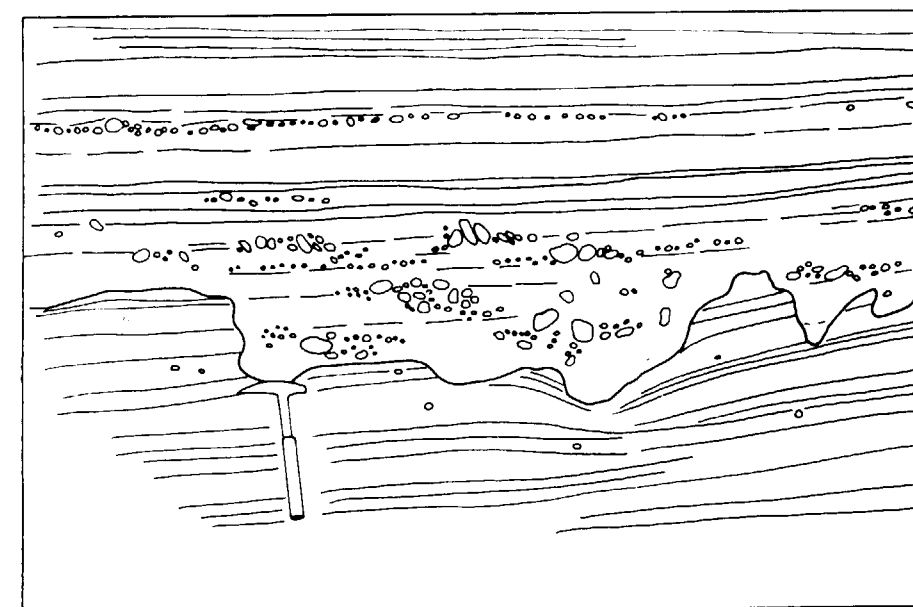
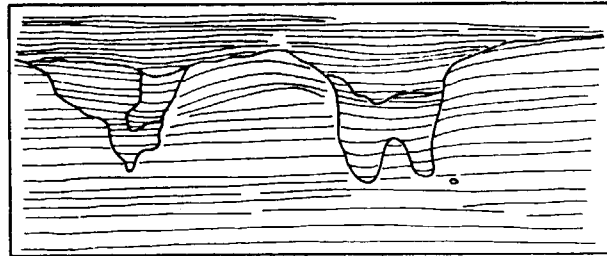


Figura 12.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se muestra el relleno mal estratificado de unas oquedades erosivas excavadas sobre depósitos de oleadas piroclásticas de capas planas. Las dos oquedades de la derecha del dibujo, así como la geometría en «V» sugieren que han sido excavadas mediante flujos acuosos turbulentos. Posteriormente, algunos canalillos han sido utilizados por flujos acuosos masivos que han propiciado el rebozado de algunas paredes y el relleno de la parte basal de una oquedad. Las oleadas piroclásticas siguientes han sufrido una brusca expansión acumulando los materiales piroclásticos de una manera muy poco selectiva. (Sentido general del flujo oblicuo al dibujo hacia el observador. Escala en cm.)

ha observado que existen tipos diferentes de superficies de truncación: aquellas que se hallan directamente relacionadas con la génesis y el transporte de las diferentes «bed forms» generadas, y las que se han producido en estudios diferentes al emplazamiento de las oleadas piroclásticas y que han llegado a ocasionar la generación de oquedades localmente importantes.

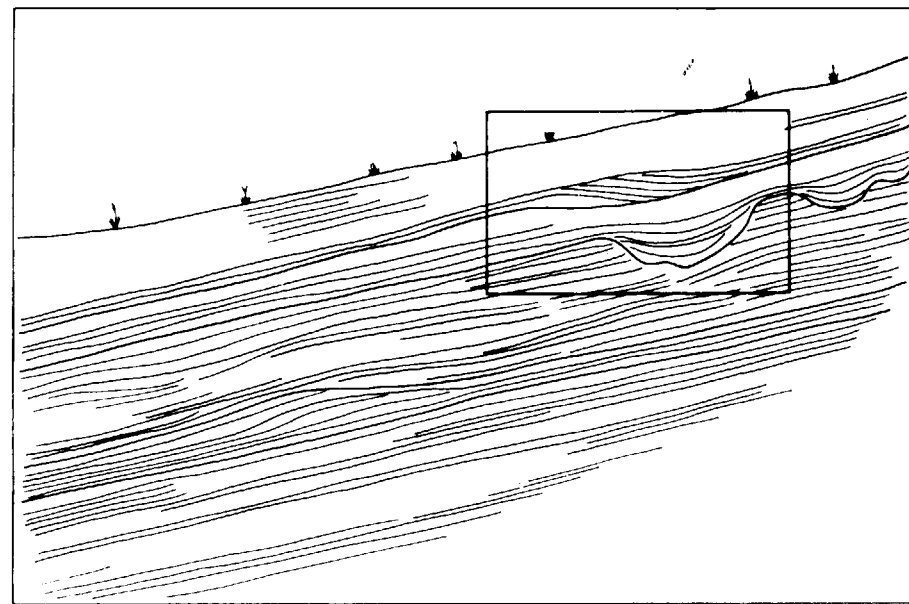
En la figura 12, la superficie irregular corresponde a fenómenos erosivos que han disectado los materiales inferiores. Debido a la nitidez de esas cicatrices, así como a su manifiesta irregularidad geométrica, se deduce que han sido generadas mediante fenómenos de erosión localmente muy intensos mediante corrientes tractivas. La geometría en forma de «V» y la adyacente (situadas a la derecha de la fig. 12) sugiere que han sido originadas mediante flujos acuosos altamente turbulentos. Además, el relleno en la parte inferior por materiales de tipo masivo sugiere que esas oquedades han posibilitado en un momento posterior la circulación de flujos acuosos muy densos y masivos. En otros niveles, como por ejemplo el correspondiente a la figura 13, existen

dos etapas en el relleno de esos canales. En un primer momento, los flujos acuosos de carácter torrencial generados por las tormentas subse-



0 20

Figura 13.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se observa un tramo con estratificación plana horizontal predominante, con alguna duna aislada, y en el que existen canales de erosión decimétricos. Estos canales muestran geometrías variables, con tendencia hacia la «V». Han sido excavados mediante flujos acuosos masivos que han rebozado sus paredes. Posteriormente, han experimentado un relleno mediante una acreción vertical muy marcada, que, a su vez, ha vuelto a sufrir otro período erosivo, con la excavación local de un canal de menores dimensiones. El relleno final corresponde a unas oleadas piroclásticas con sentido de circulación transversal al eje de los canales. (Sentido general del flujo de izquierda a derecha. En el interior de los canales el flujo es oblicuo. Escala en cm.).



0 40

Figura 14.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se muestra un tramo, situado en la parte superior del tramo 10 de la figura 7, de depósitos de oleadas piroclásticas con «plane beds» de alto régimen de flujo. Aparecen algunas dunas intercaladas resaltadas por su característica estratificación cruzada. A techo aparecen unos canales erosivos importantes que muestran un relleno polifásico. (Sentido general del flujo de izquierda a derecha. Escala en cm.).

cuentes a las erupciones volcánicas y que discurren por la superficie del cono volcánico son los responsables de la generación de los canales con geometría en «V». Posteriormente, por esos canales circulan flujos masivos y muy densos que posibilitan la generación del «rebozado» de los mismos (FISHER, 1977; VERWOERD y CHEVALIER, 1987), y en ocasiones dejan algunos depósitos característicos. Finalmente, esas oquedades son rellenadas mediante el concurso de los materiales transportados por las oleadas piroclásticas posteriores.

En otros casos, cuando la geometría de esas superficies erosivas es bastante mayor, caso de los grandes canales del tramo núm. 8 y de las figuras 14 y 15, hay que suponer la existencia de una superficie deposicional un poco irregular, lo que ocasiona la posibilidad de que los flujos turbulentos posteriores se puedan concentrar en esas irregularidades topográficas generando grandes oquedades. Posteriormente, algunas de ellas son aprovechadas por flujos acuosos que pueden modificarlas, agrandándolas y aumentando su profundidad, lo que ocasiona el desplome convolucionado de alguna de sus paredes (observable en el tramo núm. 8). Las oquedades mayores son aprovechadas también para la circulación de flujos masivos responsables del

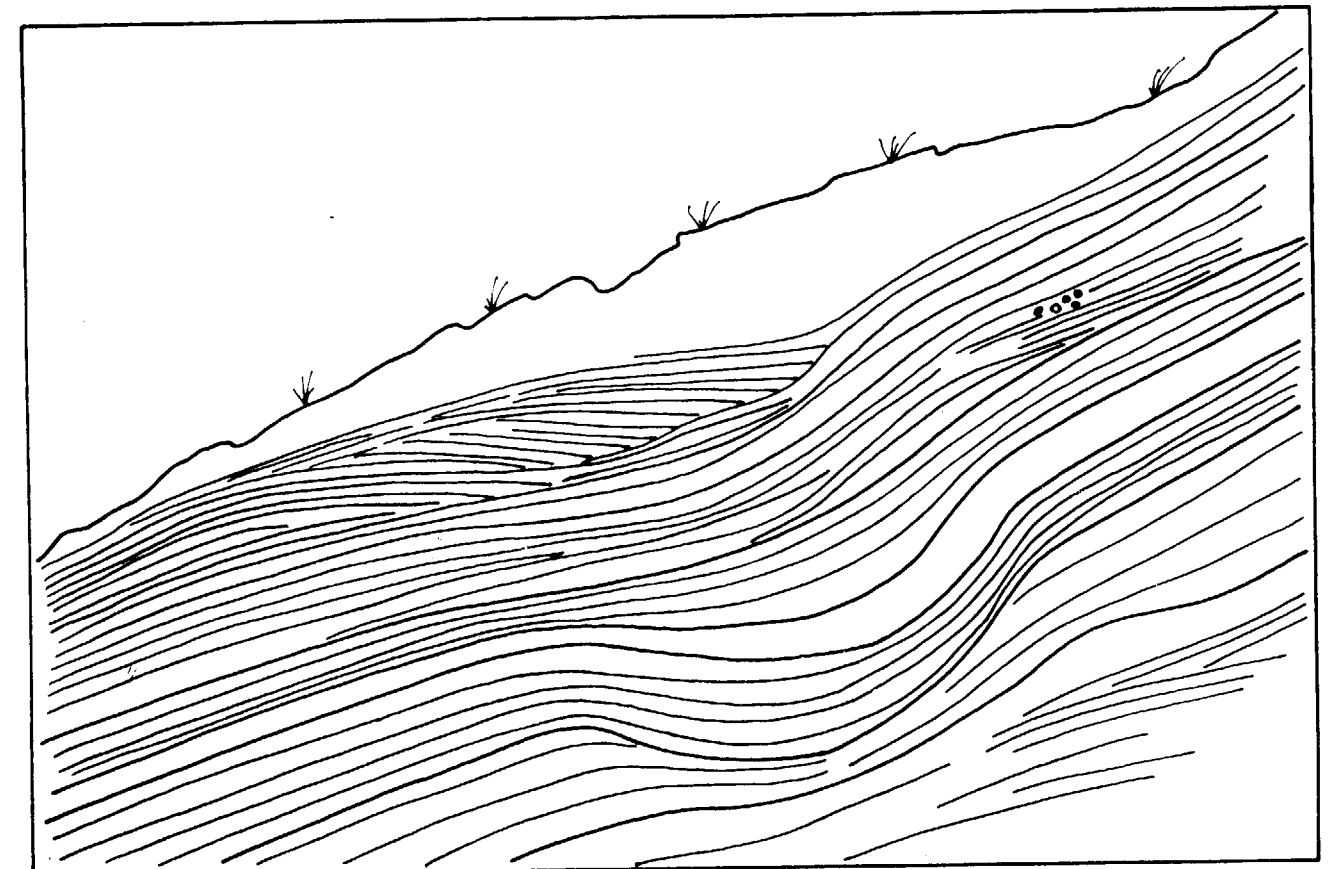
«rebozado» de las paredes. Finalmente, el conjunto queda rellenado mediante el concurso de oleadas piroclásticas posteriores que, al circular por encima de una superficie muy irregular, sufren una rápida expansión del flujo, lo que ocasiona un descenso muy rápido de su velocidad de transporte y puede dar lugar a la generación de «bed forms» de un régimen de flujo un poco menor, como es el caso de las dunas de las figuras 14 y 15.

4.2.2. Consideraciones acerca de las «bed forms» analizadas

En primer lugar hay que insistir en el hecho de que a gran escala la mayoría de las estructuras

tractivas observadas en los materiales piroclásticos de El Golfo corresponden a «plane beds» (capas planas) que muestran una gran continuidad lateral y se hallan resaltados por la acumulación de clastos mayores, mostrando una mala selección granulométrica. Estas estructuras tractivas corresponden a capas planas generadas en condiciones muy elevadas de régimen de flujo («Upper flow regime»). En estas condiciones los materiales se han transportado todos a la vez mediante capas de una muy alta densidad y en un lapso de tiempo tan corto que no ha existido la posibilidad de seleccionar el material por granulometría y densidad de los clastos.

Las variaciones, en sentido de descenso, de las condiciones de alta energía posibilita la forma-



0 40

Figura 15.—Detalle de la figura anterior donde se observa la instalación de una duna tractiva en la vertical de una excavación inferior en forma de canal. Corresponde al efecto que sobre el transporte de los materiales mediante «plane beds» de alto régimen ocasiona la existencia de la oquedad inferior. El flujo sufre una expansión puntual y muy rápida, con descenso de la energía y la posibilidad de generar una duna de entidad media. (Sentido general del flujo de izquierda a derecha. En el relleno del canal el flujo es oblicuo. Escala en cm.).

ción de algunas «bed forms» mediante las cuales se transportan los materiales en esas nuevas condiciones. Se han identificado como grandes dunas (megaripples) que se hallan en equilibrio dinámico con las condiciones cambiantes del flujo. Alcanzan alturas de hasta 35 cm. y longitudes de onda que varían entre 1,6 y 2 m., y muestran una geometría general en la que se preservan en gran manera sus características generadoras iniciales. Así, las láminas se hallan resaltadas texturalmente a partir de la alineación de clastos de un tamaño ligeramente mayor que el resto del depósito, y con la particularidad de que esos fragmentos tienen una fábrica clastosoportada en la que los materiales finos han desaparecido. En la parte frontal se preservan los «foresets» con geometría claramente sigmoidal, preservándose en las láminas frontales tanto la laminación del «top set» como la del «bottom set», siendo estas últimas claramente asintóticas con respecto a la cicatriz basal (figs 9, 16 y 17). Esto

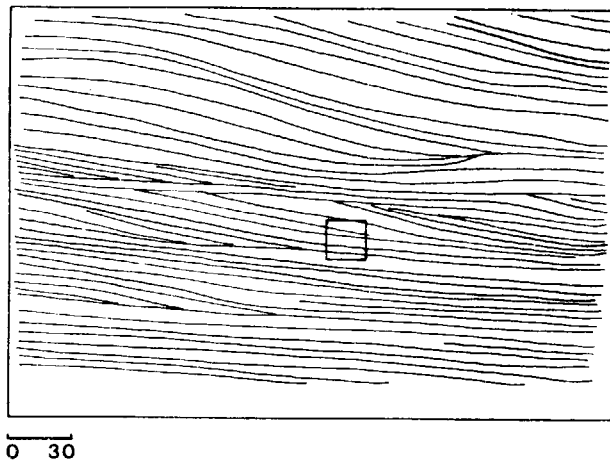


Figura 16.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se observa un tramo en el que son muy abundantes las estratificaciones cruzadas generadas por el transporte de los materiales mediante «bed forms» tipo duna, que alternan con transporte mediante capas planas de alto régimen. En la parte central se observa una duna con la estratificación cruzada interna muy bien preservada y mostrando una geometría sigmoidal de las láminas muy característica. Todo ello implica un transporte de los materiales mediante un flujo turbulento, con formas de fondo tipo duna y de una manera bastante rápida. El flujo dejaría de actuar casi instantáneamente, por lo que no tendría la posibilidad de retrabajar los materiales de la «bed form» depositada previamente. En conjunto, significa una pequeña variación de las condiciones de alta energía de las oleadas piroclásticas que han transportado los materiales estudiados. (Sentido del flujo de izquierda a derecha. Escala en cm.).

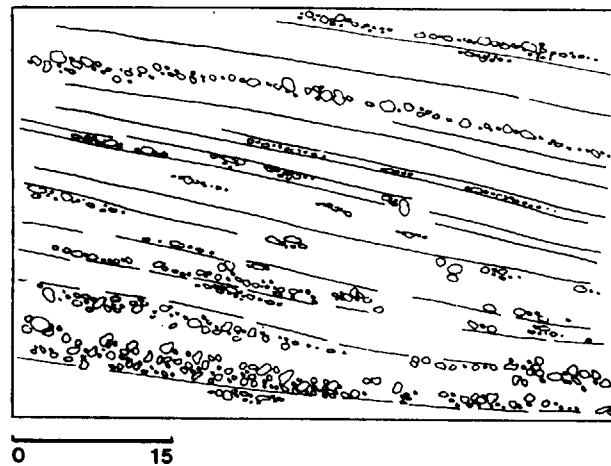


Figura 17.—Detalle de la figura anterior. Se observa la laminación correspondiente a los «foresets» resaltada texturalmente y con algún elemento de granulometría mayor disperso. En algunas láminas parece existir una cierta gradación granulométrica inversa, así como una marcada carencia de materiales más finos. Esto sugiere un transporte turbulento, muy denso y mediante flujos gaseosos en los que una vez depositados los materiales, el gas tiene tendencia a escaparse hacia arriba. Estas láminas se han originado, también, mediante variaciones importantes en los vectores lineales puntuales de la velocidad debidas a las condiciones de alta vorticidad del flujo. (Sentido del flujo de izquierda a derecha. Escala en cm.).

implica la existencia de una cicatriz basal en forma de oquedad curvada, lo que posibilita la generación de estratificación cruzada tipo «trough». Estas formas de fondo («bed forms») no deberían asimilarse a lo descrito en la literatura como «sand waves», ya que en este último caso se supone que las crestas tienen una planimetría rectilínea, lo que daría lugar a una estratificación cruzada planar antes que una estratificación cruzada curvada, como es el caso de los materiales piroclásticos estudiados en El Golfo.

A nuestro entender, esas dunas, que habrían sido originadas mediante la turbulencia de las oleadas piroclásticas, se han generado por un flujo muy energético cuando éste desciende en sus condiciones por debajo de la zona donde el número de Froude es igual a la unidad y que corresponde a un campo de estabilidad donde coexisten formas de fondo generadas en la parte inferior del régimen de flujo más alto, con las generadas en la parte superior de las condicio-

nes de régimen de flujo más bajo. Además, la duración de las oleadas piroclásticas es muy corta, y no existen evidencias de que en las etapas de descenso del flujo, en contra de lo que sucede en los flujos hidráulicos, se hayan producido erosiones de los materiales de la «bed form» al intentar el flujo adecuarla a las nuevas condiciones de descenso. Finalmente, hay que recordar que los flujos generadores de esas dunas son gaseosos, tal como lo sugiere la carencia de materiales finos a nivel de las láminas que constituyen la estratificación cruzada estudiada, hecho que se debe a una separación de los materiales finos por procesos de elutriación durante el transporte de los materiales piroclásticos estudiados.

Asimismo, existen otras formas de fondo en menor proporción que muestran una geometría exterior de tipo «ripple», con alturas de los «sets» comprendidos entre 5-6 cm. y longitudes de onda del orden de 15-20 cm. Sorprendentemente, en su interior llegan a mostrar una laminación cruzada de pequeña escala, alto ángulo e inclinación contraria a la de propagación de las oleadas piroclásticas principales. Estas estructuras las hemos asimilado a antidunas y representan un incremento importante de las condiciones de energía de los flujos que transportaban los materiales mediante «plane beds» de alto régimen (figura 18).

Así pues, la interpretación general del conjunto de los materiales piroclásticos de El Golfo, desde el punto de vista deposicional, corresponde a un conjunto de procesos en los que predominan los flujos gaseosos de alta energía que, con características turbulentas, fueron capaces de transportar los materiales mediante «plane beds» de alto régimen. Las variaciones en sentido descendente dieron lugar a la formación de algunas «bed forms» tipo duna en las que la preservación casi intacta de su geometría original sugiere un cese muy brusco de la actuación de los flujos que las han generado, hecho característico de las oleadas piroclásticas. Por otro lado, los aumentos de energía tractiva de estos flujos, cuando la granulometría media de los materiales lo permitió, quedan reflejados mediante la generación de algunos niveles de pequeñas «bed forms» tipo antiduna. Estas son muy escasas y no acostumbran a presentarse aisladas, sino formando trenes que resaltan en algunos horizontes muy

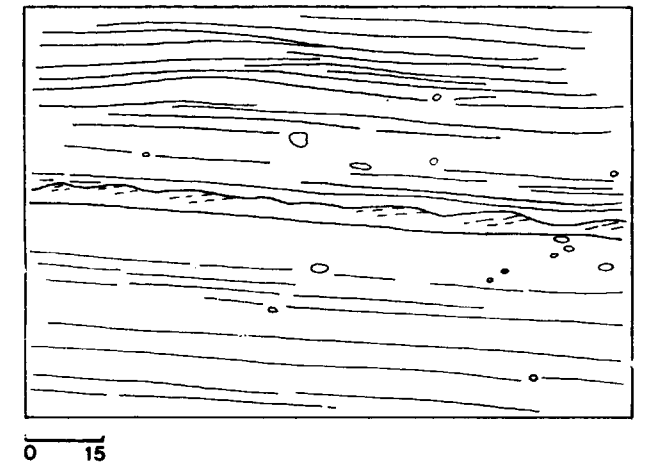


Figura 18.—Esquema realizado a partir de una fotografía de campo en el que se muestra el aspecto general de unas pequeñas «bed forms» intercaladas entre dos tramos de materiales con capas planas. Corresponden a materiales de granulometría más fina que el conjunto, presentan una morfología muy parecida a la de los «ripples» y se hallan organizadas en trenes con una extensión lateral media. La laminación interna se halla inclinada hacia la izquierda, que es de donde precede el flujo principal. Se han interpretado como antidunas que reflejan un incremento momentáneo en cuanto a la velocidad de las oleadas piroclásticas. (Sentido del flujo de izquierda a derecha. Escala en cm.).

determinados. Por tanto, todas estas características nos permiten encontrar el origen de la mayor parte de los depósitos de El Golfo en la deposición de oleadas piroclásticas basales diluidas, altamente turbulentas y de gran energía, las cuales se han emplazado en un corto intervalo de tiempo y a gran velocidad.

5. MECANISMOS ERUPTIVOS

Las características sedimentológicas de los depósitos piroclásticos que constituyen el edificio de El Golfo demuestran que la mayor parte de ellos se han originado a partir de flujos de alta energía, altamente turbulentos, siendo el fluido intersticial vapor de agua. Asimismo, las características morfológicas de los vitroclastos (morfología «blocky», baja vesicularidad, presencia de polvo adherido, granulometría de tamaño ceniza, alteración química superficial) (fig. 19), así

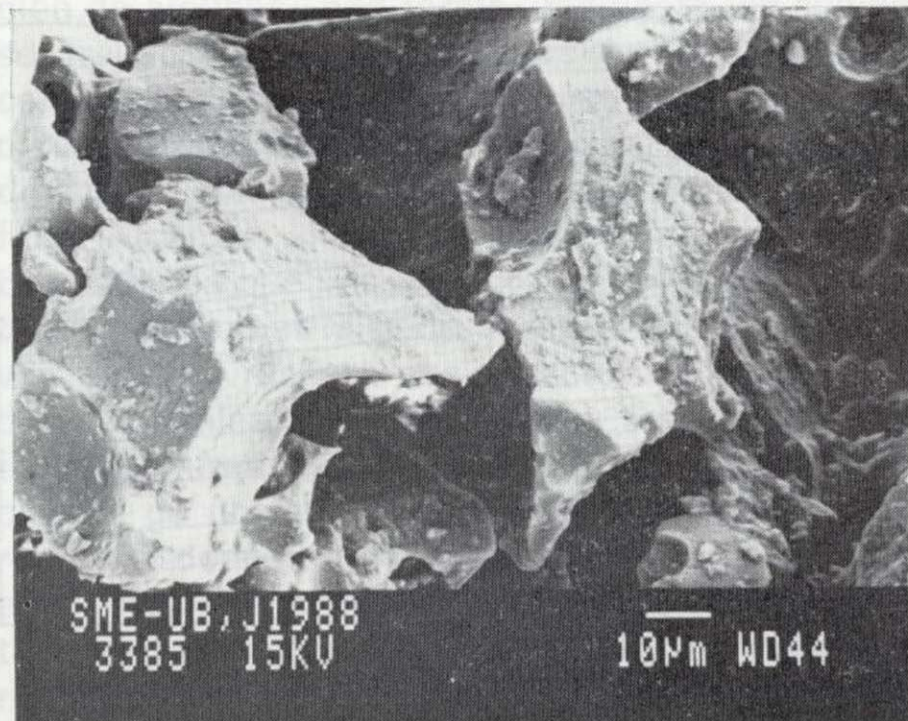


Figura 19.1.

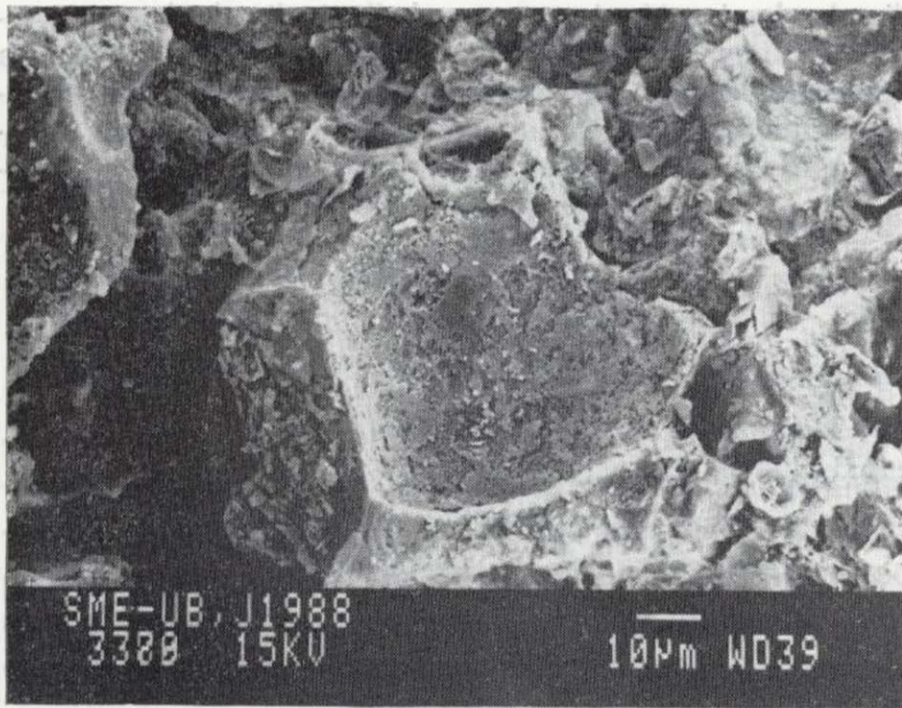


Figura 19.2.

Figura 19.—Morfología «blocky» en los vitroclastos de El Golfo. Esta morfología se caracteriza por superficies planas o curviplanas que se intersectan formando ángulos casi rectos. Esta morfología y la presencia de polvo adherido (fig. 19.1) son típicos de los vitroclastos originados en erupciones hidromagmáticas. Frecuentemente, las esquinas formadas por la intersección de dos superficies curviplanas se encuentran astilladas debido al proceso de abrasión que experimentan durante el transporte dentro de la oleada piroclástica. En la figura 19.2 se observa un vitroclasto prácticamente isométrico («equant»), cuya superficie está parcialmente disuelta debido a los procesos de alteración.

como la presencia de lapilli acrecional y el tipo de alteración que afecta a gran parte de los depósitos, son pruebas inequívocas del origen hidromagmático de la totalidad de la secuencia de depósitos piroclásticos observada en este edificio volcánico.

La ausencia de hialoclastitas, la naturaleza de la alteración palagonítica y las estructuras sedimentarias observadas en los depósitos, demuestra que el emplazamiento de la mayoría de los mismos se realizó en ambiente subaéreo. En este sentido, MOORE (1985) considera la presencia de lapilli acrecional como una prueba de emplazamiento subaéreo. En El Golfo el lapilli acrecional aparece en una proporción variable, ya desde los primeros depósitos de la secuencia eruptiva.

A grandes rasgos se puede afirmar que la homogeneidad en cuanto al tipo de depósitos, granulometría de los mismos, así como la rapidez en que se emplazaron, indican que los mecanismos eruptivos fueron prácticamente constantes a lo largo de todo el episodio eruptivo que generó El Golfo. De la misma forma, estos factores indican que rápidamente se construyó un edificio alrededor de la boca de emisión, el cual reguló la entrada de agua al conducto magmático y mantuvo una relación de interacción agua-magma más o menos constante a lo largo de todo el proceso eruptivo.

Sin embargo, en detalle se aprecia un incremento de la energía de las explosiones hacia los tramos superiores de la secuencia de depósitos piroclásticos. Este hecho viene demostrado por el aumento en el grado de fragmentación de los piroclastos en este sentido, que indica una tendencia hacia una relación agua/magma óptima (según el modelo de SHERIDAN y WOHLETZ, 1983) en la segunda mitad del proceso eruptivo. En este sentido también es indicativo el carácter más seco de los depósitos de oleadas piroclásticas que caracterizan los tramos superiores. Esto sugiere que posiblemente el cono de tobas siguió abierto al mar por el O, ya que durante toda la secuencia eruptiva se reconoce el proceso hidromagmático, sin que existan niveles claramente estrombolianos ni aun al final de la erupción, cuando por el lado E el edificio ya tenía más de 60 m. de altura sobre el nivel del mar. La distribución circular que exhibe la mayoría



Figura 19.1.



Figura 19.2.

Figura 19.—Morfología «blocky» en los vitroclastos de El Golfo. Esta morfología se caracteriza por superficies planas o curviplanas que se intersectan formando ángulos casi rectos. Esta morfología y la presencia de polvo adherido (fig. 19.1) son típicos de los vitroclastos originados en erupciones hidromagmáticas. Frecuentemente, las esquinas formadas por la intersección de dos superficies curviplanas se encuentran astilladas debido al proceso de abrasión que experimentan durante el transporte dentro de la oleada piroclástica. En la figura 19.2 se observa un vitroclasto prácticamente isométrico («equant»), cuya superficie está parcialmente disuelta debido a los procesos de alteración.

como la presencia de lapilli acrecional y el tipo de alteración que afecta a gran parte de los depósitos, son pruebas inequívocas del origen hidromagmático de la totalidad de la secuencia de depósitos piroclásticos observada en este edificio volcánico.

La ausencia de hialoclastitas, la naturaleza de la alteración palagonítica y las estructuras sedimentarias observadas en los depósitos, demuestra que el emplazamiento de la mayoría de los mismos se realizó en ambiente subaéreo. En este sentido, MOORE (1985) considera la presencia de lapilli acrecional como una prueba de emplazamiento subaéreo. En El Golfo el lapilli acrecional aparece en una proporción variable, ya desde los primeros depósitos de la secuencia eruptiva.

A grandes rasgos se puede afirmar que la homogeneidad en cuanto al tipo de depósitos, granulometría de los mismos, así como la rapidez en que se emplazaron, indican que los mecanismos eruptivos fueron prácticamente constantes a lo largo de todo el episodio eruptivo que generó El Golfo. De la misma forma, estos factores indican que rápidamente se construyó un edificio alrededor de la boca de emisión, el cual reguló la entrada de agua al conducto magmático y mantuvo una relación de interacción agua-magma más o menos constante a lo largo de todo el proceso eruptivo.

Si, embargo, en detalle se aprecia un incremento de la energía de las explosiones hacia los tramos superiores de la secuencia de depósitos piroclásticos. Este hecho viene demostrado por el aumento en el grado de fragmentación de los piroclastos en este sentido, que indica una tendencia hacia una relación agua/magma óptima (según el modelo de SHERIDAN y WOHLETZ, 1983) en la segunda mitad del proceso eruptivo. En este sentido también es indicativo el carácter más seco de los depósitos de oleadas piroclásticas que caracterizan los tramos superiores. Esto sugiere que posiblemente el cono de tobas siguió abierto al mar por el O, ya que durante toda la secuencia eruptiva se reconoce el proceso hidromagmático, sin que existan niveles claramente estrombolianos ni aun al final de la erupción, cuando por el lado E el edificio ya tenía más de 60 m. de altura sobre el nivel del mar.

La distribución circular que exhibe la mayoría

de los depósitos de oleadas piroclásticas de El Golfo demuestra que se originaron a través de flujos que se expandían radialmente desde la boca de emisión. El descenso rápido de la energía de los flujos y la escasa extensión que adquieren los depósitos indican que éstos se formaron a partir de oleadas piroclásticas basales («base surges»), originadas por el colapso de sucesivas columnas eruptivas hidromagmáticas, de escasa altura, debido a su elevada densidad, baja velocidad de salida del magma y baja temperatura. Este proceso discontinuo y repetitivo también viene avalado por la presencia de canales de erosión producidos por flujos acuosos.

La observación de una geometría muy irregular en la disposición de las diferentes zonas de alteración palagonítica de los materiales piroclásticos estudiados (fig. 5) sugiere que debieron existir algunas causas primarias responsables. Así, el que los materiales en contacto con la superficie topográfica más alta sean los menos alterados indica que en los primeros estadios deposicionales estos materiales retuvieron atrapada una cantidad relativamente baja de vapor de agua, ya que éste habría escapado rápidamente poco después de la deposición. Por el contrario, los materiales situados hacia la parte media e inferior de la secuencia se hallan más alterados, lo que implica que en el momento de la deposición conservaron una mayor proporción de vapor de agua atrapado.

Si se supone que el vapor de agua ha tenido una gran importancia en los procesos de acumulación de los materiales piroclásticos, en los tramos inferiores ese vapor de agua quedó retenido más tiempo, ya que la acumulación de los materiales se realizó mediante procesos muy rápidos de deposición, lo que podría haber impedido el escape de gran cantidad del mencionado vapor de agua. De esta forma los depósitos inferiores, una vez cubiertos por sucesivas oleadas piroclásticas, actuarían a modo de acuífero confinado, lo que permite explicar el grado de alteración diferente entre la parte superior e inferior de El Golfo, sin que por contra se observe una marcada separación (eruptiva) entre las dos.

La presencia de agua intersticial en los depósitos inferiores de la secuencia también viene demostrada por la existencia de «tephra-slips» que afectan a toda la pared y que están asociados a

fracturas de asentamiento circulares. En estos deslizamientos todo el bloque que se desplaza se comporta de una manera unitaria y rígida (aunque suficientemente plástica), y no como en un flujo granular o en una avalancha, tal como sería en el caso de que los depósitos no hubiesen estado parcialmente consolidados. Asimismo, es importante señalar que el bloque caído que se encuentra enfrente de El Golfo presenta la misma alteración diferencial que el resto del edificio, aunque con una estructura caótica debida al proceso de «slumping». Esto nos demuestra que los deslizamientos principales a favor de las fracturas de asentamiento se produjeron cuando el proceso de palagonitización ya había empezado. Sin embargo, tal como se ha comprobado en la erupción de Surtsey (KOKELAAR, 1983; MOORE, 1985) no se descarta la posibilidad de que se produjesen «slumps» durante gran parte de la formación del edificio y que este material desplazado hacia la boca de emisión fuese reeyectado por las nuevas explosiones.

Después de la construcción y erosión parcial de El Golfo tuvo lugar otro episodio eruptivo localizado en su extremo N, que dio lugar a la formación de tres cráteres y a la emisión de lavas y piroclastos estrombolianos. La formación de estos edificios volcánicos debe considerarse desligada del proceso explosivo hidromagmático que generó el volcán de El Golfo.

6. DISCUSION Y CONCLUSIONES

En este trabajo se han estudiado en detalle las características estratigráficas y sedimentológicas del edificio hidromagmático de El Golfo, con el fin de deducir con mayor exactitud los mecanismos eruptivos que lo originaron. De los resultados obtenidos se desprende que se trata de una erupción hidromagmática de ambiente costero y, en cierto modo, parecida a las erupciones surtseyanas. Sin embargo, existen ciertas diferencias que apartan el volcán de El Golfo de un modelo típicamente surtseyano.

En primer lugar, no se ha reconocido ninguna fase estromboliana en la secuencia eruptiva de El Golfo, lo que indica que la interacción agua-magma fue constante durante toda la erupción. Asimismo, es manifiesto el predominio de los depósitos de oleadas piroclásticas en toda la se-

cuencia, los cuales se han originado por el colapso de sucesivas columnas eruptivas hidromagmáticas. La distribución radial y homogénea de estos depósitos indica que los colapsos afectaban a toda la columna, generando una nube anular («base surge») que se expandía radialmente desde la base de la misma y que daba lugar a un flujo de gases y piroclastos altamente turbulento y de gran energía. Algunos de los fragmentos de mayor densidad se emplazaron balísticamente, aunque gran parte de los fragmentos líticos lo hicieron incorporados a las oleadas piroclásticas.

Estas características implican ciertas diferencias significativas con las erupciones surtseyanas o al menos con la secuencia deducida en la formación del volcán Surtsey (KOKELAAR, 1983; MOORE, 1985), en donde predominan los materiales de caída formados a partir de explosiones que generan los típicos chorros cipsoides de piroclastos que son lanzados en todas direcciones. En esta erupción, la formación de columnas eruptivas verticales y su posterior colapso, básicamente causado por la condensación de agua dentro de la misma, y por tanto la formación de oleadas piroclásticas, tiene un efecto subordinado respecto de las explosiones cipsoides («cock's tail» o «tephra-finger explosions»). Además, en la erupción de Surtsey la formación de una columna eruptiva vertical continuada («continuous uprush eruption»), producida generalmente cuando se reduce la entrada libre de agua al sistema, no implica la formación de oleadas piroclásticas como las observadas en El Golfo. Al contrario, la expansión radial de material piroclástico desde la base de la columna es insignificante y la mayoría del material eyectado cae alrededor de la columna antes de poder ser transportado radialmente como oleadas piroclásticas, que cuando se forman dan lugar a depósitos masivos y muy mal clasificados (MOORE, 1985).

Sin embargo, el término surtseyano se aplica también a otras erupciones hidromagmáticas producidas por la interacción de agua de mar o de un lago con un magma generalmente basáltico, siendo la característica común de estas erupciones la disponibilidad de abundante agua superficial que pueda interactuar con el magma eruptivo (SHERIDAN y WOHLETZ, 1983). Ejemplos de estas erupciones las podemos encontrar en Capelinos (WATERS y FISHER, 1971), Taal (MOORE

et al., 1966), Barcena (MOORE, 1967), Myojin Reef (MOORE, 1967), etc. El resultado depende del valor de la relación de interacción agua/magma durante la erupción, y puede variar de unas a otras, dando lugar a ejemplos con un predominio de los materiales depositados por oleadas piroclásticas basales, otros con un predominio de los materiales de caída, o a diversos tipos intermedios. La secuencia en que se suceden las distintas fases (secuencia eruptiva) puede también variar significativamente de unos ejemplos a otros, aunque, por lo general, se pasa de una fase hidromagmática a otra estromboliana cuando el crecimiento del edificio volcánico impide la entrada de agua al conducto.

Erupciones como las de Capelinos, Myojin Reef o Barcena dieron lugar a un gran desarrollo de oleadas piroclásticas basales, por lo que se asemejan más a nuestros ejemplos de El Golfo, que la propia erupción de Surtsey. Sin embargo, la comparación más detallada con esta última la hemos realizado, puesto que existe una buena interpretación de sus mecanismos y secuencia eruptiva, lo que nos permite identificar el significado de algunos puntos comunes en el ejemplo estudiado.

Así pues, del estudio de la secuencia de depósitos piroclásticos que caracterizan el edificio hidromagmático de El Golfo se puede deducir que dicho volcán fue originado por un tipo particular de erupción surtseyana, cuya característica principal fue la formación de oleadas piroclásticas basales debido al colapso de sucesivas columnas eruptivas. Si bien se reconocen algunos episodios erosivos entre los depósitos piroclásticos, hay que considerar la formación de El Golfo en un único episodio eruptivo en el que se sucedieron diversas fases explosivas, todas ellas de origen hidromagmático.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo deseamos agradecer al Dr. Vicente Araña (CSIC) la revisión del mismo, y al Sr. Joan Ros la delineación de los dibujos. Al Dr. Richard Greenwood (University of Cambridge) su asesoramiento en la utilización de la microsonda electrónica.

Proyecto de Investigación número 449 CSIC - CAICYT.

REFERENCIAS

- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N., y GAST, P. (1971): *K-Ar ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic history of the Canary*. Am. J. Sci., 271: 490-521.
- BAGNOLD, R. A. (1956): *The flow of cohesionless grains in fluids*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 249: 235-297.
- FISHER, R. V. (1977): *Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels*. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1287-1297.
- FISHER, R. V., y WATERS, A. C. (1970): *Base-surge bed forms in maar volcanos*. Am. J. Sci., 268: 157-180.
- FUSTER, J. M.; FERNANDEZ SANTIN, S., y SAGREDO, J. (1968): *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 177 pp.
- HEINKEN, G., y WOHLETZ, K. (1985): *Volcanic ash*. University of California Press, 246 pp.
- IRVINE, T. N., y BARAGAR, W. R. A. (1971): *A guide to chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci., 8: 523-548.
- JAKOBSSON, S. P. (1978): *Environmental factors controlling the palagonitization of Surtsey tephra, Iceland*. Geol. Soc. Denmark Bull., 27: 91-105.
- KOKELAAR, B. (1983): *The mechanism of Surtseyan volcanism*. J. Geol. Soc. Lond., 140: 939-944.
- KOKELAAR, P. (1986): *Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism*. Bull. Volcanol., 48: 275-289.
- LOWE, D. R. (1982): *Sediment gravity flows, II: Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents*. J. Sedim. Petrol., 52: 279-297.
- MARTI, J., y BARALDO, A. (1989): *Depósitos piroclásticos hidromagmáticos en el Conjunto Inferior de la isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida)*. Rev. Invest. Geol. (en prensa).
- MASSEY, B. S. (1987): *Mechanics of fluids*. Van Nostrand Reinhold (UK), 5.ª edición, 582 pp.
- MOORE, J. G. (1967): *Base surges in recent volcanic eruptions*. Bull. Volcanol., t. XXX: 337-363.

MOORE, J. G. (1985): *Structure and eruptive mechanisms at Surtsey Volcano, Iceland*. Geol. Mag., 122: 649-661.

MOORE, J. G.; NAKAMURA, K., y ALCARAZ, A. (1966): *The 1965 eruption of Taal volcano*. Science, 151: 955-960.

PEARCE, J. A., y CANN, J. R. (1973): *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis*. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290-300.

SAGREDO, J. (1969): *Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas alcalinas de Lanzarote y Fuerteventura*. Estudios Geológicos, 25: 189-233.

SHERIDAN, M. F., y WOHLETZ, K. H. (1981): *Hydrovolcanic explosions: the systematics of water pyroclast equilibration*. Science, 212: 1387-1389.

SHERIDAN, M. F., y WOHLETZ, K. H. (1983): *Hydrovolcanism: Basic considerations and review*. En: SHERIDAN y BARBERI (Eds.): *Explosive volcanism*. J. Volc. Geot. Res., 17: 1-29.

VERWOERD, W. J., y CHEVALLIER, L. (1987): *Contrasting types of surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward Islands, southwest Indian Ocean*. Bull. Volcanol., 49: 399-417.

WATERS, A. C., y FISHER, R. V. (1971): *Base-surges and their deposits: Capelinos and Taal volcanoes*. J. Geophys. Res., 76: 5596-5614.

WOHLETZ, K. H. (1983): *Mechanism of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies*. En: SHERIDAN, M., y BARBERI, F. (Eds.): *Explosive volcanism*. J. Volc. Geot. Res., 17: 1-29.

WOHLETZ, K. (1986): *Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies*. Bull. Volcanol., 48: 245-264.

WOHLETZ, K. H., y McQUEEN, R. G. (1984): *Experimental studies of hydromagmatic volcanism*, en *Explosive volcanism: Inception, evolution and hazards*. National Acad. Press, Washington, 158-169.

WOHLETZ, K. H., y SHERIDAN, M. F. (1983): *Hydrovolcanic explosions. II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones*. Am. J. Sci., 283: 385-413.

YOUNG, G. A. (1965): *The Physics of the Base Surge*, NOL TR, 64-103, 284 pp., U. S. Naval Ordnance Laboratory, White.

Original recibido: Mayo de 1989.

Original aceptado: Marzo de 1990.

MINERIA

Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albiense: Mina de Dícido (Cantabria).

Por P. P. GIL (*), J. CRESPO (*), J. M. HERRERO (*), F. VELASCO (*) y M. A. CASARES (**)

RESUMEN

El yacimiento de hierro de Dícido encaja en una unidad de calcarenitas («grainstones» de briozoos y equinodermos) de edad Albiense Inferior. La mineralización, con morfologías masivas y arrosariadas, presenta dos partes bien diferenciadas: a) la zona más externa y oxidada, formada por goethita con texturas oquerosas; b) en la zona interna, muy por debajo de la superficie topográfica, se encuentra el yacimiento primario carbonatado, formado principalmente por siderita y masas de ankerita con texturas bandeadas (DCR).

El estudio geoquímico de las rocas pertenecientes al encajante y mineralización indica proporciones muy bajas en los elementos traza estudiados, con una asociación Fe-Mn-Zn para las muestras mineralizadas, así como una agrupación de éstas, indicando una posible evolución de ankerita>siderita>goethita. Estos resultados, así como los del análisis mineralógico y textural, permiten establecer una hipótesis genética basada en un primer reemplazamiento hidrotermal de los sedimentos calcareníticos, durante una etapa diagenética tardía y una posterior alteración supergénica del conjunto que continúa desarrollándose en la actualidad.

Palabras clave: Calcarenita, Diagénesis, Dolomitización, Ankeritización, Siderita, Goethita, Mineralización-Fe, Albiense, Cuenca Vasco-Cantábrica.

ABSTRACT

The Dícido iron strata-bound ore deposit is hosted in Lower Albian limestones (echinoderms and bryozoan grainstones) in the northern part of Bilbao Anticlinorium (Basque-Cantabrian Basin). The mineralization presents an irregular shape, either massive or disseminated, and its mineralogy is controlled by the rate of recent weathering: whereas the deeper zone preserves the primary siderite replacement body with a fringe of banded ankerite (DCR textures), the upper oxidized zone is mainly constituted by ocherous goethite.

The geochemical study reveals low trace elements contents in the host limestone as well as in the orebodies, typical of Mississippi Valley-type deposits. The reconstructed diagenetic history and the mineralogical and textural data suggest a genetic model with an early diagenetic replacement of calcarenite by dolomite-ankerite in mixed water environments and a later hydrothermal replacement by Fe-calcite and siderite. Recent weathering results in an extensive goethitization of the upper part of the ore deposit.

Key words: Grainstone, Diagenesis, Dolomitization, Ankeritization, Siderite, Goethite, Albian Fe-mineralization, Basque-Cantabrian Basin.

1. INTRODUCCION

Los yacimientos de hierro del Anticlinorio de Bilbao, de los que existen datos sobre su explotación desde el siglo XV, están constituidos fundamentalmente por siderita, alterada a goethita y hematites cerca de la superficie y en las zonas de falla. Se encuentran localizados dentro de dos

unidades carbonatadas claramente diferenciadas. Los de mayor importancia (AROSTEGUI, 1978; GIL et al., 1985, in litt.) se sitúan en las calizas de plataforma (calizas de Toucasia), de edad Gargasense (Bilbao, La Arboleda, Gallarta, Triano y Somorrostro, en el flanco norte del anticlinal y Galdames, Sopuerta y Alén, en el sur), mientras que otros, de menor importancia, encajan en las calcarenitas del Albiense Inferior en el flanco norte del citado anticlinal (Hoyo-Covarón, Dícido y Setares). De los primeros sólo permanece productiva en 1989 la mina de Gallarta (explota-

da por AGRUMINSA), mientras que de los segundos no queda ninguna actividad minera. En este trabajo se presenta una serie de datos mineralógicos y geoquímicos del yacimiento de Dícido, en el cual se ha venido explotando la parte oxidada (goethita), desde el siglo pasado hasta el año 1986, siendo la producción total de mineral para el conjunto de la zona Dícido-Setares, en el período citado, de unos 10 MT.

2. CONTEXTO GEOLOGICO

El yacimiento de Dícido se encuentra situado a 7 Km. al SE de la localidad cántabra de Castro Urdiales, próxima al límite de provincia con Vizcaya. Está asociado a niveles carbonatados, de dirección N-S, con un buzamiento de 60-80° al O, que constituye el flanco oriental de un pequeño sinclinal con eje según la dirección N 150° E (figs. 1a y b).

Estratigrafía

Las unidades litoestratigráficas para la zona oriental de Cantabria y zona occidental de Vizcaya, son similares a las correspondientes al flanco norte del Anticlinorio de Bilbao en la zona de Gallarta-Somorrostro estudiadas por ORTEGA

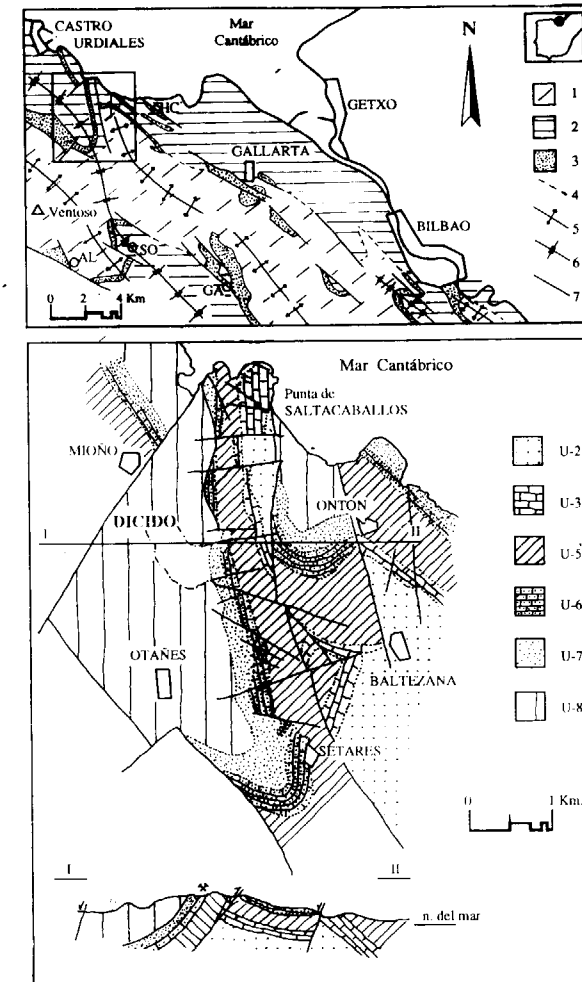


Figura 1.—Esquema cartográfico del Anticlinorio de Bilbao. Parte superior (a): Esquema geológico simplificado donde se señalan los afloramientos de caliza, así como las principales fracturas y ejes de anticlinales y sinclinales. (1): Urdiano basal del núcleo del anticlinal (U-1 y U-2). (2): Urdiano final (U-4 y superiores). (3): Calizas. (4): Contactos normales. (5): Anticlinal. (6): Sinclinal. (7): Fallas principales: HC: Hoyo-Covarón. SO: Sopuerta. GA: Galdames. AL: Alén. Parte inferior (b): Cartografía geológica del sector Dícido-Saltacaballos. Línea de puntos: Contactos normales; el contacto de líneas y puntos señala el límite de las escombreras.

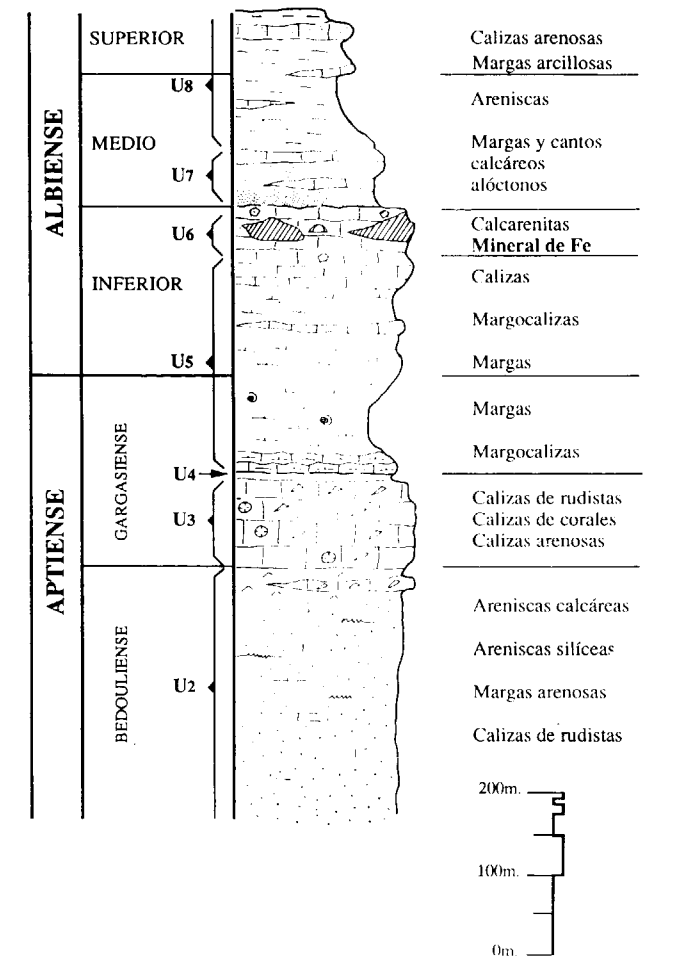


Figura 2.—Columna estratigráfica del complejo urdiano, para la zona de la mineralización de Dícido.

(*) Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48071 Bilbao.
 (**) Departamento de Investigación Geológica, AGRUMINSA. Barrio Loredo, s/n. 48509 Gallarta (Vizcaya).

(1983). Por correlación con este trabajo y los de ORTEGA y REINA (1985) y HERRERO (1989) hemos definido en el área estudiada las siguientes unidades (fig. 2), que totalizan un espesor de unos 1.000 m. Con respecto a los datos anteriores, en este área no aflora la Fm. Villaro (PUJALTE, 1982), equivalente a la U-1 de ORTEGA (1983) y a la Fm. Vega de Pas, en zonas situadas más al oeste (PUJALTE, 1976), y se dan variaciones importantes de potencia, quedando muy reducidas las unidades más terrígenas (U-4 y U-6 de ORTEGA, 1983).

*Unidad U-2 (Fm. Ereza,
GARCIA-MONDEJAR, 1982)*

Representa los materiales más antiguos que afloran en las zonas de núcleo del anticlinal (zona de Baltezana) y asociados a la falla inversa de Saltacaballos. Presenta litología variada, con predominio de areniscas calcáreas, areniscas silíceas y margas arenosas bioturbadas, de edad Be-douliense.

*Unidad U-3 (Fm. Calizas de Galdames,
GARCIA-MONDEJAR, 1982)*

La U-3, generalmente conocida por caliza de Toucasia, aunque también se presentan facies de calizas de corales y calizas arenosas, con una potencia máxima de 100 m. La asociación faunística (atribuida al Gargasiense Inferior), está constituida además por Briozoos, Braquiópodos, corales, esponjas calcáreas, radiolas y placas poligonales de equínidos, Miliólidos, Orbitolínidos, etcétera.

*Unidad U-4 (Fm. de Bilbao,
GARCIA-MONDEJAR, 1982)*

Está constituida por depósitos terrígenos, margas arenosas y areniscas calcáreas de escasa potencia (5-7 m.), con características similares a las del techo de la Fm. Ereza. Aparece localmente en las proximidades de Ontón, desapareciendo hacia el oeste.

Unidad U-5

Constituye una potente secuencia de facies margosas, representando los medios de mayor batimetría de la serie. Se inicia con un nivel guía

de calizas nodulosas, de unos 10-20 m. de potencia, que se continúa por todo el flanco N de este sector del Anticlinal de Bilbao.

Esta unidad, que ocupa las definidas por ORTEGA (1983) como U-5, U-6, U-7A y U-7B y que en esta zona alcanza los 250 m. de espesor, es fundamentalmente margosa, aunque hacia el techo predominan los términos más calcáreos. Petrográficamente se trata de «mudstones» arcillosas con fauna de Ammonites y foraminíferos que la datan entre el Gargasiense Superior y el Albiense Inferior. Esporádicamente aparecen intercalaciones de lechos «eslumpizados», turbiditas e incluso niveles arenosos.

Unidad U-6

Equivale a la Unidad de Calcarenitas de Peñalba descrita por HERRERO (1989) en el flanco sur del Anticlinal del Ventoso y a la U-7C de ORTEGA (1983). Con una gran continuidad y un espesor entre 50 y 70 m., se apoya sobre los términos más calcáreos de U-5 y sirve de encajante a las mineralizaciones de hierro, tanto en Dícido y Setares como en Hoyo-Covarón. Hacia el S, en Arcentales-Trucios, está mineralizada con Pb-Zn-Fe. Su edad probable es Albiense Inferior y petrográficamente se trata de «grainstones» - «packstones» extensamente cementadas por esparita, con abundantes fragmentos de fósiles como se describe más adelante.

Unidad U-7

Es la continuación de la Fm. de Bilbao y equivale también a la Fm. de Soba (GARCIA-MONDEJAR, 1982) y a las unidades U-8A y U-8B de ORTEGA (1983). Son materiales de talud con aportes terrígenos y junto a cantos calcáreos alóctonos aparecen margas y margas arenosas con un total de unos 60 m. de potencia.

En la base se dan localmente areniscas calcáreas descalcificadas o bien aparecen intercalaciones de niveles de sílex.

*Unidad U-8 (Fm. de Valmaseda,
GARCIA-MONDEJAR, 1982)*

Corresponde a las facies predominantemente terrígenas, representativas de la plataforma interna

(fluviodeltaica). Junto a los compuestos terrígenos (arcillas, lutitas y areniscas) aparecen otros de tipo carbonatado reflejando influencia marina. Los microfósiles más importantes son los Orbitolínidos.

Tectónica

Desde el punto de vista estructural, el área de Castro-Urdiales, al igual que la de Sopuerta (situada unos 10 Km. al sur), implica un cambio local en las direcciones generales del eje del anticlinorio de Bilbao, que mantiene una dirección bastante constante (N 120° E) a lo largo de más de 40 Km. hacia el sureste. En esta zona existe una estructura compleja (FOYO MARCOS, 1979), y en ella se diferencian una serie de zonas que de este a oeste son: Anticlinal de Baltezana (o de Galdames), zona de fractura de Saltacaballos, Sinclinal de Sámano y Anticlinal del Ventoso (fig. 1):

- Zona anticlinal de Baltezana; representa la continuación del eje del Anticlinorio de Bilbao con una variación en su dirección; llegando a situarse prácticamente en dirección N-S.
- Zona de Saltacaballos. Está comprendida entre las localidades de Ontón y Mioño y se caracteriza por la presencia de fallas importantes de dirección próxima a la N-S. La estructura tectónica más destacable es la falla inversa de Saltacaballos, que supone un salto importante (del orden de 500 m. en la zona más al norte), poniendo en contacto materiales de la U-2 sobre los de la U-9. Los materiales limitados por esta falla y la de menor entidad de Baltezana, forman un pequeño cierre sinclinal con eje de dirección N-S y buzando hacia el norte.
- Zona sinclinal de Sámano. A partir de la zona de Dícido, que representa el flanco noreste del citado sinclinal, se recuperan las direcciones de la estructura general del anticlinorio. En la zona de cierre, situada al sur de Setares, se produce un cambio de dirección hacia direcciones N-S. Esta estructura sinclinal se continúa más al sur, en el Sinclinal de Sopuerta.
- El Anticlinal del Ventoso es la continuación hacia el oeste de la estructura anticlinal de Bilbao, manteniendo aproximadamente las di-

recciones de éste, excepto en su extremo oriental, en el que, al igual que las estructuras citadas anteriormente, sufre un cambio hacia direcciones N-S.

Esta discontinuidad estructural del área de Castro Urdiales-Sopuerta, dando una estructura general en forma de «S», ha sido interpretada como resultante de una zona de cizalla con sentido dextrógiro, probablemente profunda y a la cual se amoldaría la estructura de la cobertera (FOYO MARCOS, 1979). Este autor utiliza esta interpretación para explicar las variaciones laterales en el depósito de los materiales sedimentarios entre el área de Dícido y zonas situadas más al este.

**3. DESCRIPCIÓN DEL YACIMIENTO:
TEXTURAS Y MINERALOGÍA**

Aspectos generales

El yacimiento está comprendido entre Saltacaballos y Setares (fig. 1), y asociado al flanco oriental del sinclinal de Sámano. En esta zona las capas presentan una dirección N 170° E, con un buzamiento de 60-80° al O. La mineralización, con morfologías masivas, aparece de forma discontinua, sobre un afloramiento de unos 4 Km. de longitud, sustituyendo al nivel de calcarenitas. Este nivel calizo puede estar reemplazado en su totalidad, alcanzando en estos casos la potencia máxima de unos 80 m. (las potencias más frecuentes del mineral en las zonas más ricas del yacimiento oscilan entre 50-60 m.).

En el pasado se explotó también la zona sur, en los alrededores de la localidad de Setares, a cielo abierto y en subterráneo, siendo la zona central de Dícido la última explotada con laboreo subterráneo (por AGRUMINSA hasta 1986).

Metodología

El estudio petrográfico se ha llevado a cabo mediante microscopía de luz reflejada y transmitida, habiéndose empleado la tinción clásica de las láminas de carbonatos con una mezcla de disoluciones de rojo de alizarina y ferricianuro potásico (DICKSON, 1966), que permite la diferenciación de la calcita (rosa-rojo), calcita ferrosa (malva-violeta), ankerita (azul), dolomita (de in-

color a ligeramente verdoso) y siderita (azul muy pálido).

También se ha utilizado la difracción de rayos X para identificaciones cualitativas, así como para estimaciones semicuantitativas a partir de los datos de SCHULTZ (1964) y BARAHONA (1974), completándolos con poderes reflectores obtenidos experimentalmente para la siderita (refl.=1 en $32^{\circ} 2\theta$), ankerita (refl.=0,8 en $30,8^{\circ}$) y goethita (refl.=0,3 en $21,1^{\circ}$).

Encajante

La roca calcarenítica del encajante se puede clasificar como un «grainstone» de briozoos y equinodermos (DUNHAM, 1962), o bien como una biosparita en el sentido de FOLK (1962). Además de los fragmentos de Briozoos y Equinodermos (placas y radiolas de Equínidos y artejos de Crinoides), que son los más representativos de esta roca, se presentan foraminíferos (Textuláridos, Orbitolínidos y Miliólidos), así como ostrácodos, espículas de esponjas calcitizadas y algas calcáreas, etc. Otro tipo de aloquímicos que aparecen son pequeños peloides micritizados (cortezas algales o microperforaciones).

Estas calcarenitas se caracterizan mineralógicamente por un gran contenido de calcita (calcita+calcita-Fe), que oscila entre el 83 y el 98 por 100 con valores medios en el 95 por 100. El segundo mineral en importancia es la fase dolomita-ankerita, cuyo contenido oscila desde trazas hasta un 17 por 100, quedando los valores más comunes por debajo del 5 por 100. El cuarzo que aparece en todas las muestras, aunque en cantidades poco importantes (menores del 5 por 100), se presenta en forma de cristales xenomorfos detríticos, que pueden mostrar fenómenos de recristalización (cuarzos autigénicos), con formas idiomorfas bipiramidales con pequeñas inclusiones de carbonatos.

Otros minerales que se pueden encontrar, pero con menor frecuencia, son la pirita y la materia orgánica, generalmente asociada a estilolitos.

El estudio petrográfico de estas rocas nos permite reconocer una serie de características texturales que dan una idea de la evolución de estos carbonatos durante las diferentes etapas diagenéticas en el sentido de LONGMAN (1980). Podemos diferenciar tres tipos de procesos relativamente tempranos: a) cementación calcítica; b) dolomitización-ankeritización, seguidos por un proceso más tardío, y c) sideritización (fig. 3).

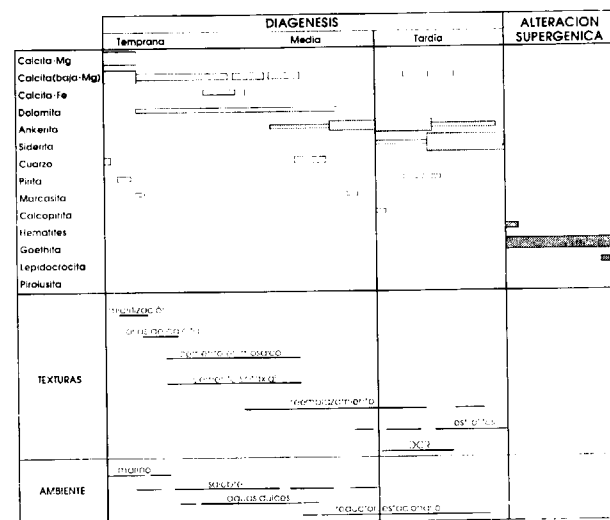


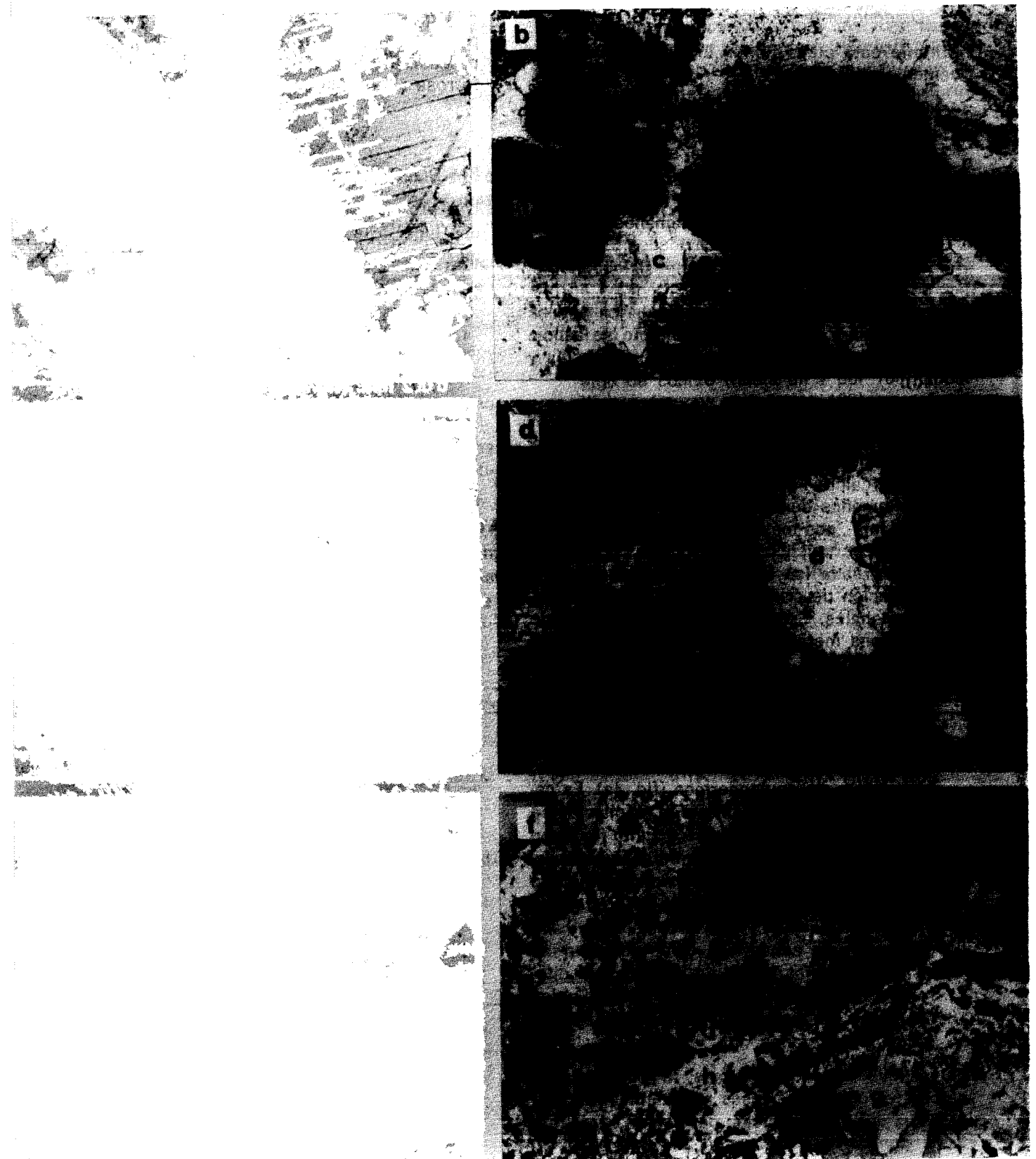
Figura 3.—Diagrama de formación de las diferentes fases minerales, así como de evolución textural, en la mineralización de Dícido.

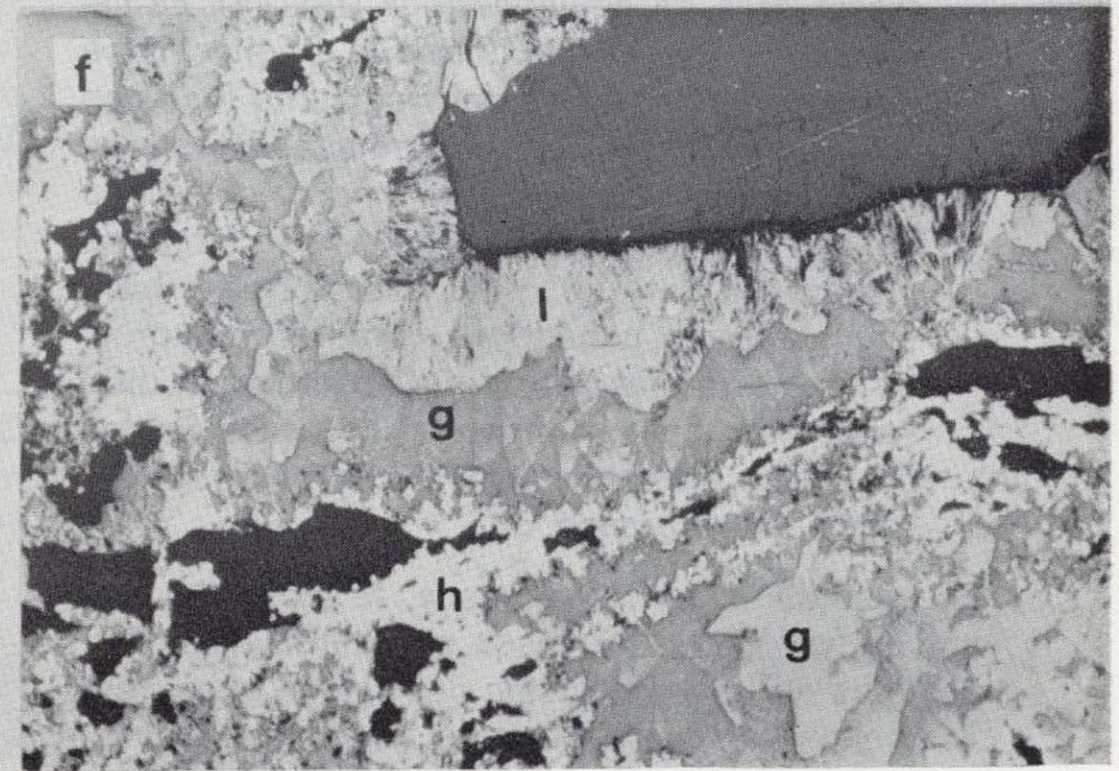
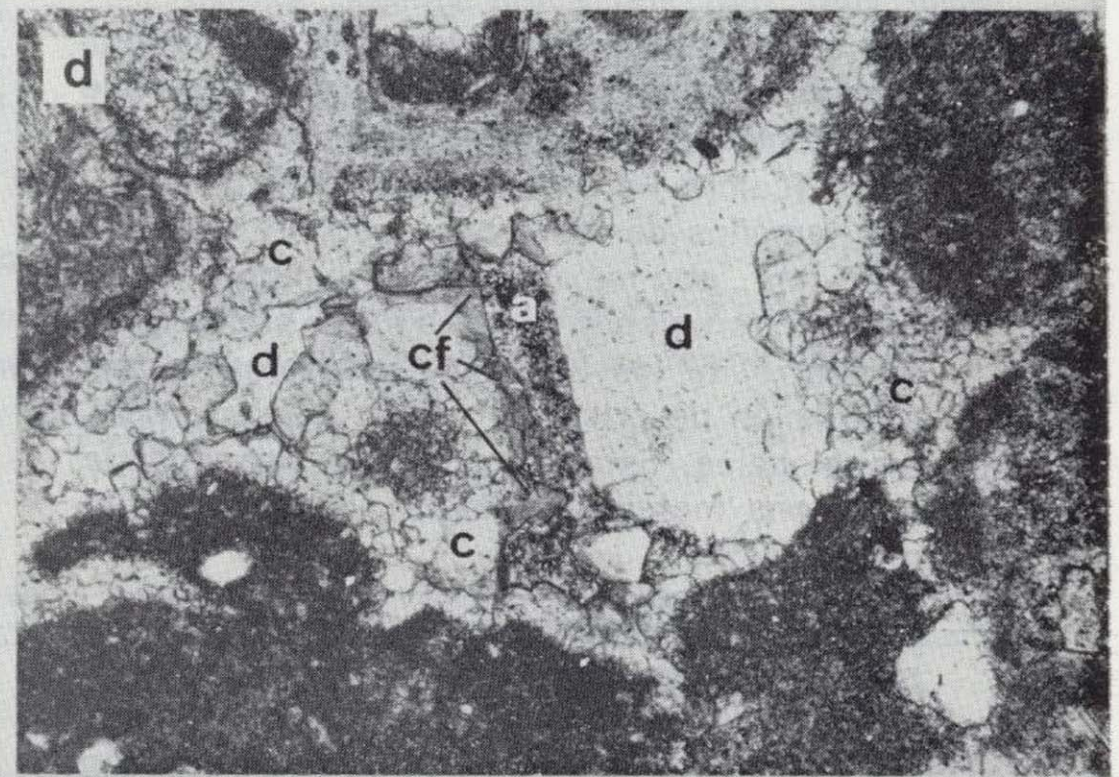
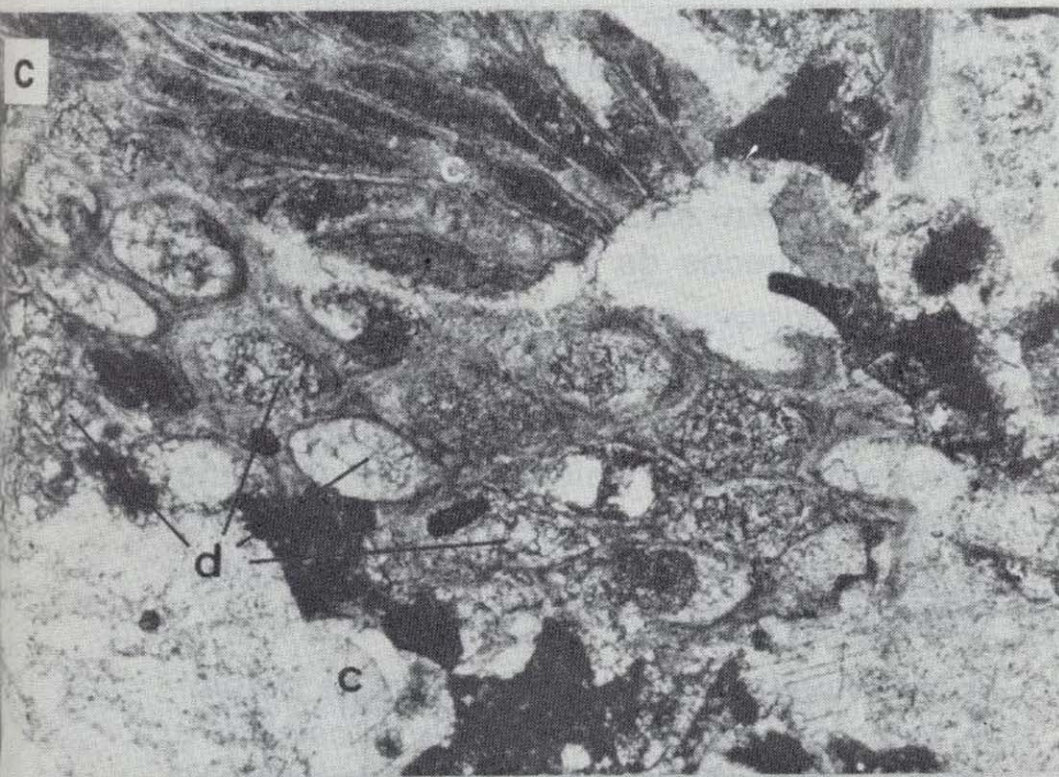
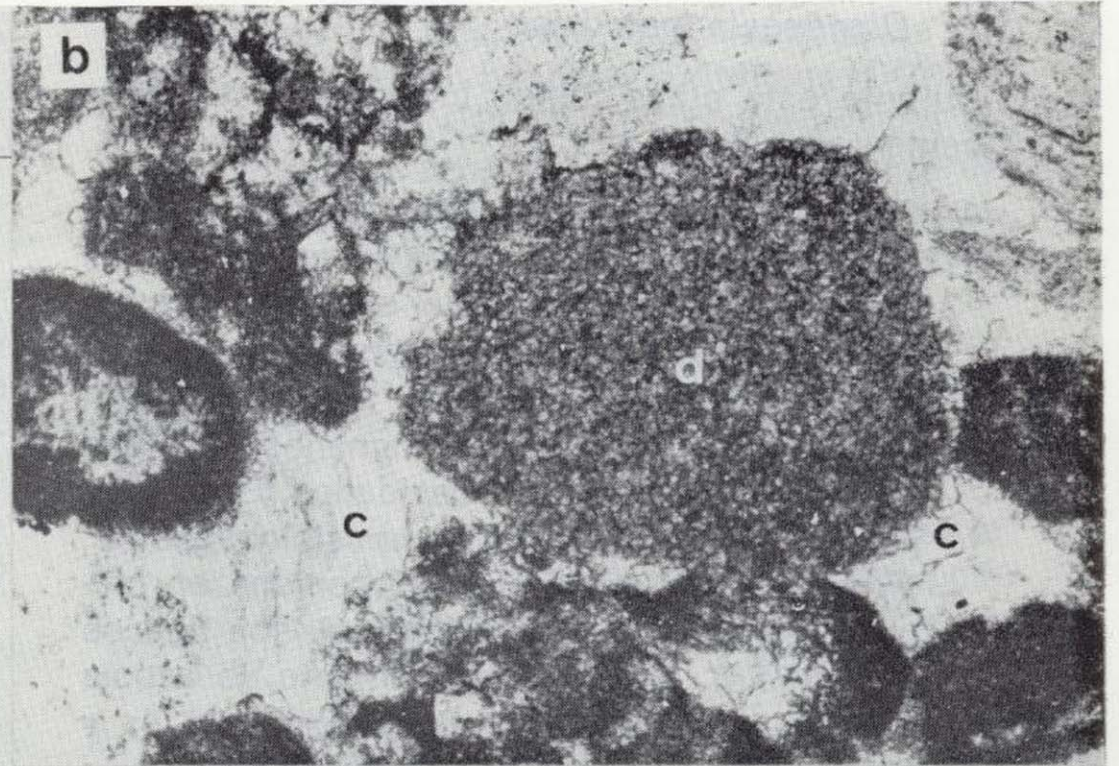
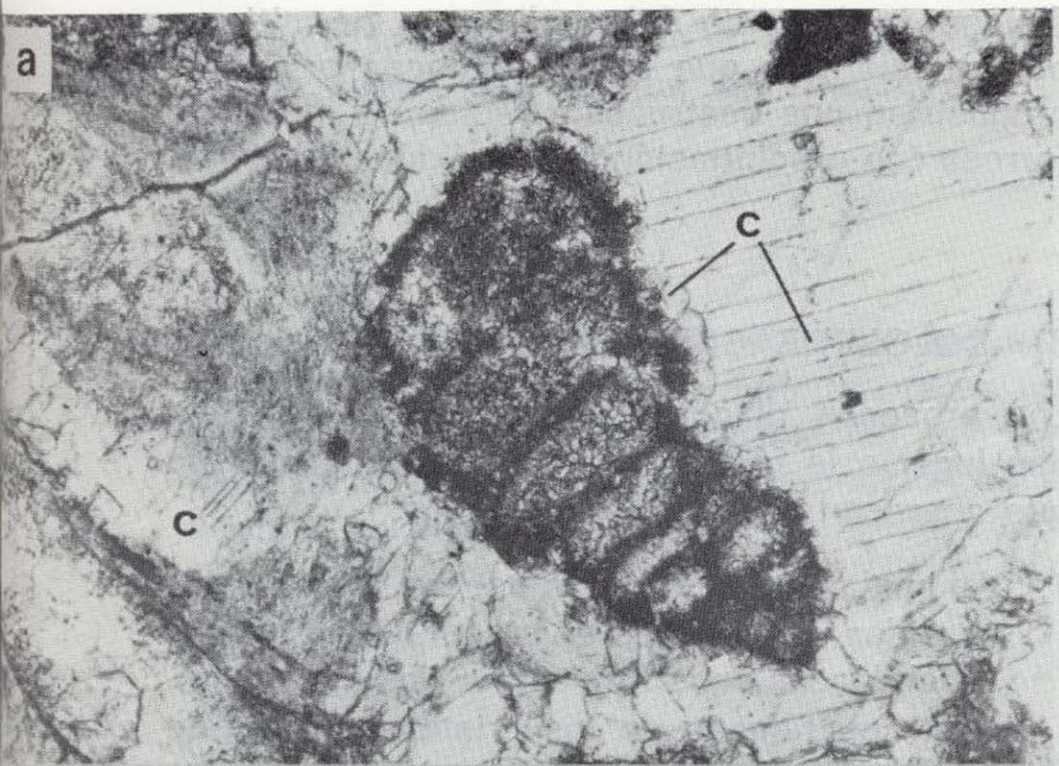
A) CEMENTACION CALCITICA

1. Micritización en ambiente marino freático

Se producen envueltas micríticas en algunos fragmentos de equinodermos, así como microperforaciones por algas y hongos.

Figura 4.—Aspectos texturales de las calcarenitas y de la mineralización de Dícido. 4a: Centro, foraminífero aglutinante envuelto por una orla de cemento de calcita equigranular neomórfica; izq., fragmento de briozoo con cemento de calcita equigranular; dcha., cemento sintaxial esparítico. 4b: «Grainstone» de equinodermos con reemplazamiento parcial por dolomita micrítica. 4c: Fragmento de briozoo cementado por calcita equigranular con dolomita intragranular. 4d: Intraclastos micríticos y fragmento de briozoo (parte superior), cementados por calcita equigranular creciendo hacia el centro de las cavidades (bordes de calcita-Fe). El hueco está relleno por un cristal de dolomita zonada (borde ankerítico). 4e: Aspecto de la mineralización primaria inalterada formada en su mayor parte por siderita, con cristales idiomorfos de ankerita y de cuarzo. 4f: Mineralización «oxidada» con hematites, goethita y lepidocrocita. c: calcita; cf: calcita ferrosa; d: dolomita; a: ankerita; s: siderita; h: hematites; g: goethita; l: lepidocrocita. En a, b, d y f el lado mayor de la foto representa 1,2 mm., en c y e 2,4 mm. Láminas delgadas teñidas, luz transmitida, excepto f (sección pulida, luz reflejada).





2. *Diagénesis meteórica*

Durante esta etapa tienen lugar varios tipos de cementos calcíticos:

- **Cemento equigranular:** Aparecen orlas de calcita equigranular sobre los fragmentos, con aumento de tamaño hacia el centro de los huecos (mosaicos). Este cemento está formado por granos de calcita-Mg, aproximadamente equidimensionales, con tamaños máximos de 0,1 mm. que tapizan cavidades. Estos granos aparecen zonados composicionalmente, de forma oscilatoria, con contenidos en hierro que tienden a aumentar hacia los huecos (Calcita-Fe). Este tipo de cemento se asocia a ambientes freáticos meteóricos (figs. 4a y 4d).
- **Cemento heterogranular en mosaico:** Simultáneamente y en etapas posteriores se produce el relleno de la porosidad con calcita en mosaico (calcita-Fe en las etapas más tardías). Los tamaños de los granos oscilan entre 0,1 y 0,3 mm., con máximos de aproximadamente 0,5 mm., creciendo el tamaño de grano hacia el centro de los huecos, dando lugar a una asociación de cristales más o menos equidimensionales. Esta cementación corresponde a la zona meteórica freática, por debajo del nivel freático.
- **Cemento sintaxial:** En algunas ocasiones aparece un cemento en forma de monocristales de tamaño relativamente grande (más de 1 mm.), que crece en continuidad óptica con fragmentos de equinodermos (fig. 4a). Es característico el que las líneas de exfoliación se continúen en el límite del fragmento fósil con el cemento, como en los crinoides. Estos cristales aparecen zonados, con mayor contenido en hierro según va creciendo el cristal (de manera oscilatoria), y su desarrollo se hace según formas euhédricas como se comprueba en las formas rectas de las zonas de diferente composición, aunque las caras finales del grano aparecen anhédricas por ser contactos entre granos.

En cualquiera de estos casos, la existencia de calcita ferrosa en las fases más tardías, implica cambios en la composición del líquido que circula por los poros, así como la existencia de con-

diciones reductoras del medio para permitir su precipitación, ya que las condiciones oxidantes producirían una destrucción rápida de la calcita ferrosa con precipitación de hidróxidos de hierro.

B) DOLOMITIZACION-ANKERITIZACION

Los procesos diagenéticos tempranos también dan lugar a la formación de dolomita y ankerita que aparecen de diferentes formas.

1. Acumulaciones de cristales, con texturas sacaroides de tamaños diversos, desde formas redondeadas constituidas por dolomita micrítica, con tamaño de los cristales menor de 0,002 mm. (fig. 4b), asociada a piritita, formados en un ambiente de alta saturación en Mg, hasta grupos de granos o cristales aislados de tamaño mayor (hasta 0,2 mm.), situados en zonas de mayor porosidad, zonas intergranulares o bien zonas de porosidad intragranular, en huecos de Briozoos, etc. (fig. 4c).
2. En zonas con huecos de mayor tamaño (intergranulares) pueden crecer granos idiomorfos de dolomita de hasta 0,6-0,8 mm. (uno o más cristales), sobre la calcita de primera generación. La dolomita presenta un enriquecimiento de hierro hacia los bordes, llegando a composiciones ankeríticas (fig. 4d).

El crecimiento de estos cristales de dolomita es anterior a la formación de la calcita-Fe, ya que sella el crecimiento de los cristales de calcita del cemento equigranular, antes de la aparición de zonas de enriquecimiento en Fe. Probablemente la formación de los bordes de calcita-Fe coincide, en el tiempo, con la formación de los bordes ankeríticos de las dolomitas idiomorfas.

Otra forma de aparición de la dolomita, volumétricamente menos importante, es la que queda como relicto insoluble en estilolitos junto a sulfuros, materia orgánica, cuarzo y materiales arcillosos. Asociada a pequeñas fracturas, aparece una asociación (tardía) de ankerita en rombos y calcita ferrosa.

El modelo clásico que explica el origen de este tipo de dolomitizaciones (o ankeritizaciones si

hay Fe disponible), implica un ambiente de mezcla de aguas marinas con agua dulce.

C) SIDERITIZACION

En la zona estudiada, la gran disponibilidad de Fe en los fluidos diagenéticos durante etapas más tardías, conduce a una transformación casi completa de la calcarenita con precipitación de ankerita o ankerita+siderita (mineralización de interés económico en las minas de Dícido y en Hoyo-Covarón).

Mineralización

En el conjunto del yacimiento, en las zonas no alteradas, podemos encontrar una zonación mineralógica en las facies carbonatadas. En las zonas externas, en contacto (normalmente esti-

lítico) con la calcarenita, hay una zona de ankeritas masivas con bandeados rítmicos (DCR en el sentido de FONTBOTE, 1981), que pueden alcanzar varios metros de espesor. La zona principal de la mineralización, en el centro del yacimiento, está formada en su mayor parte por siderita.

Verticalmente, podemos identificar dos partes claramente diferenciadas dentro del conjunto del yacimiento:

- a) La zona más superficial representa la parte oxidada (fig. 4f), y está compuesta por goethita con texturas oquerosas (más del 85 por 100), con hematites (muy escaso), pequeñas cantidades de lepidocrocita y pirolusita, algo de cuarzo (hasta un 7 por 100), filosilicatos (menos del 5 por 100), muy localmente sulfuros (marcasita, piritita y calcopiritita+covellita) y restos de siderita. Esta zona, de fuerte alteración, alcanza hasta pro-

TABLA 1
Valores medios de los elementos analizados (mayores en % y trazas en ppm). Entre paréntesis, número de muestras para cada población. El Fe está expresado como hierro total en forma de férrico o de ferroso

MAYORES												
	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MnO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	S
Calcarenitas	(7)	1.97	0.18	0.68	--	0.02	--	0.98	51.75	0.03	0.005	0.34
Ankeritas (DCR)	(9)	1.43	0.11	15.92	--	0.32	--	10.05	33.22	0.02	0.006	0.25
Miner.(Sid.+Ank.)	(17)	5.74	0.55	47.48	--	1.01	--	2.36	6.4	0.14	0.04	0.62
Miner.(Goethita)	(9)	5.11	0.53	--	83.07	--	1.57	0.10	0.08	0.08	0.06	0.17

TRAZAS										
	Ba	Co	Cu	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn	
Calcarenitas	34	<5	8	<5	9	18	302	6	9	
Ankeritas (DCR)	<5	<5	11	<5	<5	5	120	8	28	
Miner.(Sid.+Ank.)	16	6	32	8	5	12	24	11	38	
Miner.(Goethita)	29	6	311	7	<5	12	14	13	35	

fundidades de 300 m. desde la superficie (aproximadamente hasta las cotas 40 a 20). Esta oxidación puede explicarse por efecto de la considerable fracturación de la zona, lo que facilita la circulación de gran cantidad de agua (el drenaje de las galerías supone un caudal de 5 l/s.). Las ankeritas masivas están parcialmente transformadas a goethita, dando lugar a lo que en términos mineros se conoce como «piedra roja» (ankerita + calcita + goethita).

- b) En cotas inferiores a la antes citada, muy por debajo de la superficie topográfica, se encuentra la zona carbonatada (inalterada) del yacimiento, formada principalmente por sideritas masivas (fig. 4e), con ankerita, que puede superar el 50 por 100, en forma de cristales idiomorfos zonados de dolomita-ankerita y relictos de dolomita. En menor cantidad encontramos cuarzo (hasta un 13 por 100) y trazas de sulfuros (pirita y marcasita) y filosilicatos. También se encuentran ankeritas masivas, con texturas bandeadas tipo ritmitas de cristalización diagenética, semejantes a las que aparecen en las mineralizaciones de siderita asociadas a las calizas de la unidad U-3 (caliza de Toucasia) en Bilbao y Gallarta (GIL et al., 1984).

Entre estos dos conjuntos claramente diferenciados, tenemos una zona de transición en la que la alteración no es total y donde se encuentran restos aislados de siderita englobados en la goethita. Existen también zonas enriquecidas en pirita asociadas a fracturas de dirección E-O.

4. GEOQUIMICA

Los datos analíticos presentados (tabla 1) han sido determinados mediante un espectrómetro de Fluorescencia de Rayos-X (Philips PW 1410), sobre muestras previamente pulverizadas y desecadas con las que se han elaborado pastillas prensadas utilizando un aglutinante orgánico (ZYL, 1982). El muestreo de los tipos de litologías más características del yacimiento (7 calcarenitas del encajante y 35 muestras de la mineralización: 9 ankeritas masivas, 17 sideritas y 9 goethitas), se ha realizado sobre sondeos de la mina de Dícido cedidos por AGRUMINSA.

Calcarenitas

Salvo los elementos mayores y el Sr que definen los valores típicos de una calcarenita relativamente pura, los contenidos en elementos traza son sensiblemente inferiores a la media de los carbonatos recogidos en la bibliografía, con bajos contenidos en Fe, Mn y Mg incluso en las muestras más ricas en dolomita-ankerita que no sobrepasan el 1,1 por 100 de FeO (hierro total), 1,73 por 100 de MgO y 0,036 por 100 de MnO. Los elementos asociados a la fracción detrítica de las rocas son escasos, con contenidos en SiO₂ menores del 3 por 100, siendo el Al₂O₃ menor del 0,4 por 100, el K₂O menor del 0,08 por 100 y el Na₂O está por debajo del límite de detección. En cuanto a los elementos traza, se encuentran asimismo cantidades muy pequeñas de Co, Cu, Ni, Pb, V y Zn (en general inferiores a 15 ppm); el contenido en Ba está entre 30-40 ppm y el Sr oscila entre 200 y 500, con contenidos medios de 300 ppm.

Ankeritas masivas

Los contenidos en CaO son relativamente constantes (entre 31 y 35 por 100), mientras que los de los otros dos componentes mayoritarios varían algo más; el FeO oscila entre 13 y 26 por 100 y el del MgO entre 5 y 13 por 100. El MnO puede llegar al 0,5 por 100, aunque los valores más frecuentes están alrededor del 0,25 por 100. Los valores de los elementos propios de materiales detríticos son similares a los de las calcarenitas, aunque ligeramente inferiores. Los contenidos en trazas son muy bajos, al igual que en las calcarenitas, pero con algunas variaciones como en el caso del Zn, que varía entre 20 y 40 ppm, o el del Sr (de 80 a 180 ppm), pudiendo encontrarse valores ligeramente más altos en Cu (> de 20 ppm) y menores en el Ba.

Sideritas

El FeO es variable (entre 33 y 55 por 100), con una media de 52 por 100, dependiendo de la cantidad de ankerita y cuarzo de la muestra. Del mismo modo el MnO varía entre 0,5 y 1,5 por 100, el MgO se sitúa entre 1,3 y 5,5 por 100 y el CaO entre 0,7 y 19 por 100. En este tipo de muestras tenemos un aumento en el contenido de minerales detríticos respecto a las calcarenitas

tas y a las ankeritas masivas, pudiendo llegar el SiO₂ a valores de 13,65 por 100, el Al₂O₃ a 2,43 por 100 y el K₂O a 0,75 por 100. También se detecta un pequeño incremento (hasta 1,3 por 100) en el contenido en S. Lo más destacable, en cuanto a las trazas, es un ligero aumento en elementos como Cu (media de 37 ppm con valores mayores de 100 ppm, en casos aislados), así como un aumento general en el contenido en Zn con un valor medio de 38 ppm.

Goethitas

Los valores para el Fe₂O₃ superan en la mayor parte de las muestras el 80 por 100, pudiendo llegar el MnO a contenidos mayores del 1,8 por 100 en muestras con pirolusita libre (observa-

ble al microscopio), quedando el MgO y el CaO por debajo del 1 por 100. Presentan contenido similares a las sideritas en SiO₂, Al₂O₃ y K₂O. En las trazas, lo más destacable son las anomalías locales en Cu, que pueden alcanzar hasta 1.700 ppm, debido a la existencia de pequeñas cantidades de sulfuros de cobre. El Zn se mantiene en cantidades similares a las de la siderita (entre 27 y 58 ppm, con un valor medio de 35).

Con objeto de determinar las relaciones entre los elementos, a nivel de la mineralización y encajante, así como la relación de éstos con los diferentes grupos de muestras, se han utilizado métodos estadísticos clásicos, como son: determinación de la matriz de correlación lineal y el análisis de componentes principales (análisis factorial con rotación Varimax). La extracción de factores (los tres que presentan mayor porcentaje de varianza) por el método de componentes principales ha dado los siguientes resultados:

El factor 1, con un 33,9 por 100 de la varianza, está caracterizado por la fracción detrítica: SiO₂, Al₂O₃, K₂O, TiO₂, Ni y V presentan valores para este factor superiores al 0,6.

El factor 2, con un 19,4 por 100 de la varianza, opone los elementos propios de la mineralización, Fe₂O₃, MnO (además del Zn), con valores para este factor superiores a 0,8, a los elementos relacionados directamente con el encajante como son el CaO y el Sr.

El factor 3 representa un 9,4 por 100 de la varianza total y caracteriza, en su parte negativa, a las ankeritas masivas debido a su alto contenido en Mg.

Las representaciones tridimensionales, tanto de las variables (fig. 5a) como de los casos (fig. 5b), nos dan idea del conjunto de las asociaciones determinadas por los tres factores citados anteriormente, representando en conjunto una varianza acumulada del 62,3 por 100.

Estas representaciones muestran una clara diferenciación entre las calcarenitas y la mineralización, incluyendo el grupo de las ankeritas masivas junto a las sideritas y goethitas. Dentro de esta asociación se muestra una evolución desde ankerita a siderita y, posteriormente, a goethita, que, probablemente, representa la evolución de la mineralización en respuesta a los

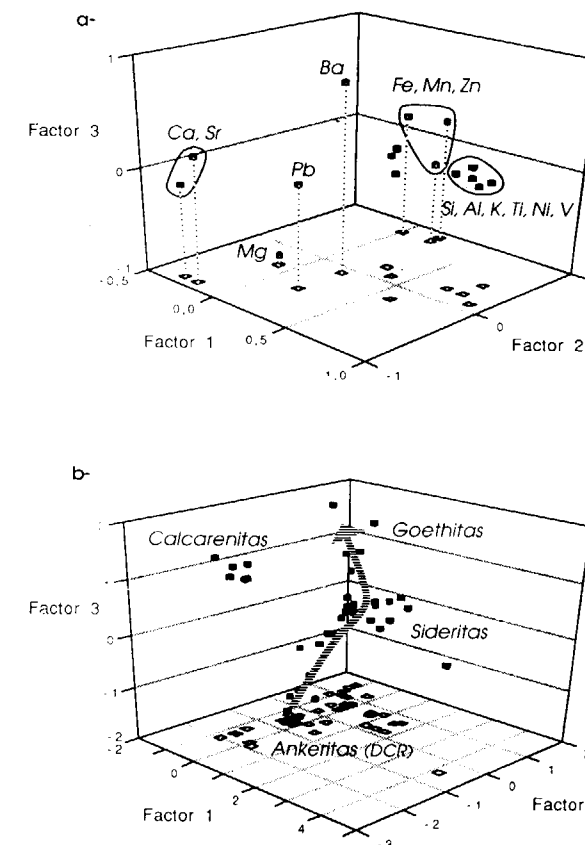


Figura 5.—Diagramas ternarios de distribución de elementos (a) y muestras (b) en función de los tres factores principales extraídos (varianza total acumulada: 62,7 por 100), señalándose con una flecha, en el segundo caso, la evolución de la mineralización.

aportes de Fe y posterior enriquecimiento durante la alteración supergénica.

Otro dato interesante es la asociación del Zn con el Fe y el Mn, lo que probablemente indicaría una evolución común durante el proceso diagenético. Este fenómeno es concordante con la existencia de mineralizaciones de Pb-Zn en niveles calcareníticos similares, en otras áreas del urgoniano de la cuenca Vasco-Cantábrica (HERRERO et al., 1987, y HERRERO, 1989).

5. DISCUSION Y MODELO GENETICO

El modelo genético propuesto para este yacimiento está basado en la existencia de importantes transformaciones metasomáticas durante la diagénesis en el nivel calcarenítico. Podemos esquematizar la evolución de la mineralización, desde el depósito hasta nuestros días, en cuatro etapas principales: depósito, diagénesis temprana, diagénesis media-tardía y alteración (fig. 6).

A) DEPOSITO SEDIMENTARIO

Esta etapa se caracteriza por la existencia de una unidad favorable —las calcarenitas— con alta porosidad para la circulación de las soluciones mineralizadoras y la precipitación de sus productos en los espacios disponibles. A ello se une el proceso de somerización (secuencias «shoaling upward»), que permite la exposición subaérea de las calcarenitas y la creación de una zona sometida a la influencia de las aguas meteóricas, dada la débil profundidad de depósito y su emplazamiento sobre el borde de la plataforma de una cuenca intracratónica.

B) DIAGENESIS TEMPRANA

A una incipiente cementación en el ambiente marino (costras y micritización) sucede una cementación por calcita pobre en Mg, en ambientes freáticos meteóricos tras la emersión de la barra de calcarenitas. Hay una parte importante de pérdida de porosidad por precipitación de calcita equigranular o calcita en mosaico con tamaños crecientes hacia el centro de los poros. A

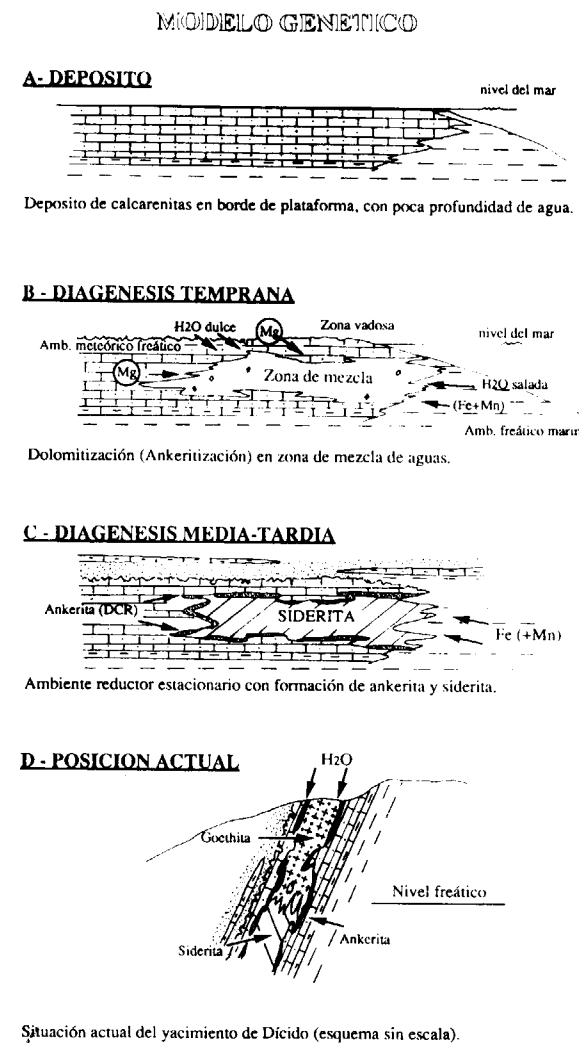


Figura 6.—Modelo genético propuesto para la mineralización de Dícido.

medida que el medio se confina en ambientes reductores empieza a precipitar calcita rica en Fe y Mn (MOORE, 1989), especialmente por la circulación del acuífero a través de unidades siliciclásticas.

Como consecuencia de la interacción de fluidos descendentes meteóricos y congénitos marinos moviéndose hacia arriba, se produce una primera dolomitización, con diverso crecimiento de los cristales según su saturación en Mg y una progresiva ankeritización y sideritización, a medida que se va disponiendo de más Fe. Podría aplicarse un modelo similar al descrito por BADIOZAMANI (1973) y LAND (1973).

C) DIAGENESIS MEDIA-TARDIA

Con el aumento de las concentraciones en Fe provenientes de fluidos subsuperficiales y de la disolución por presión de las unidades ricas en terrígenos (que se empobrecen así en elementos traza), se va produciendo un reemplazamiento generalizado (ayudado quizá por el calentamiento de los fluidos), de una parte importante de la unidad calcarenítica, precipitando así una importante cantidad de siderita en mosaico hacia el núcleo de la unidad, mientras que en los bordes, los líquidos diagenéticos favorecen la aparición de texturas bandeadas (ritmitas de cristalización diagenética) en los carbonatos ankeríticos.

La compactación acentúa los límites entre los carbonatos mineralizados y estériles mediante suturas estilolíticas donde se encuentran arcillas, piritita, materia orgánica y sílice.

D) ALTERACION SUPERGENICA

La etapa dúctil de la orogenia alpina conduce al plegamiento de la serie, y la subverticalización de los estratos y la etapa frágil, al desarrollo de fracturas por donde pueden viajar con facilidad las aguas meteóricas recientes. En consecuencia, los carbonatos de Fe, que quedan dentro del nivel freático, sufren una oxidación y reemplazamiento por goethita que puede progresar hasta cotas de 200 m. por debajo de la superficie topográfica.

A nivel de la Cuenca Cretácica Vasco-Cantábrica se han reconocido otras unidades de calcarenitas, probablemente de la misma edad (límite Aptiense-Albiense), que han sido dolomitizadas y mineralizadas por mecanismos similares al descrito.

El quimismo de la mineralización es, en este caso, dependiente de los metales disponibles. En Legorreta, Guipúzcoa (HERRERO et al., 1987), la calcarenita sufre un reemplazamiento por chert + dolomita y precipitan sulfuros de Pb y especialmente de Zn; el Fe queda en estado reducido como piritita. En las mineralizaciones del oeste de Vizcaya, como La Rasa (HERRERO, 1989), hay una alta disponibilidad de Zn (y Pb), y son estos metales los que precipitan como sulfuros; el contenido relativamente bajo en Fe hace que la cal-

carenita sea reemplazada por dolomías ferrosas y ankeritas, pero no por siderita.

En definitiva, las calcarenitas juegan un importante papel como almacén de mineralizaciones por sus especiales características paleogeográficas (bordes de plataforma epicratónicas o insulares) y de porosidad. El quimismo de las mineralizaciones dependerá de la disponibilidad de metales confinados en los siliciclásticos circundantes, especialmente los conectados lateralmente o infrayacentes.

REFERENCIAS

- AROSTEGUI, J. (1978): *Estudio de las Mineralizaciones de Hierro asociadas a las Calizas Urganianas del Criadero de Bilbao*. Tesis de Licenciatura, inéd., Univ. Bilbao, 107 pp.
- BADIOZAMANI, K. (1973): *The Dorag dolomitization model. Application to the Middle Ordovician of Wisconsin*. Jour. Sedim. Petrol., 43, 965-984.
- BARAHONA, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada (Secret. de Public.), 398 pp.
- DICKSON, J. A. D. (1966): *Carbonate identification and genesis as revealed by staining*. Jour. Sedim. Petrol., 36, 491-505.
- DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks*, AAPG, 1, Tulsa, 108-121.
- FOLK, R. L. (1962): *Spectral subdivision of limestone types*. In: W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonates rocks*. Mem. AAPG, 1, Tulsa, 62-84.
- FONTBOTE, L. (1981): *Stratobound Zn-Pb-F-Ba deposits in carbonate rocks: new aspects of paleogeographic location, facies factors and diagenetic evolutions*. Tesis. Universidad de Heidelberg, 192 pp.
- FOYO MARCOS, A. (1979): *Interpretación de la estructura de la región de Castro-Urdiales (Santander), mediante una zona de cizalla*. Tecniterrae, 27, 6-11.
- GARCIA-MONDEJAR, J. (1982): *Aptiense y Albiense*. In: «El Cretácico en España». Univ. Complutense de Madrid, 63-84.
- GIL, P. P.; MARTINEZ, R., y VELASCO, F. (1984): *Ritmitas diagenéticas en las mineralizaciones de hierro de Bilbao*. I Congreso Español de Geología, II, 491-499.
- GIL, P. P.; HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y MARTINEZ, R. (1985): *Mineralizaciones de hierro (siderita) en el Anticlinorio de Bilbao: Mina de Gallarta*. In: «Yacimientos de Zn, Fe y Mg asociados a rocas carbonatadas en la región vasco-cantábrica». II AEGYM. Reocín, Gallarta, Eugui, octubre de 1985, 39-52.

GIL, P. P.; VELASCO, F.; MARTINEZ, R., y CASARES, M. A. (en prensa): *Algunos aspectos de los yacimientos de carbonatos de hierro de Bilbao*. In: J. García Guinea y J. Martínez Frías (Coord.): *Recursos minerales españoles*. CSIC, Madrid.

HERRERO, J. M. (1989): *Las mineralizaciones de Zn, Pb, F en el sector occidental de Vizcaya: Mineralogía, Geoquímica y Metalogenia*. Tesis Doctoral, inéd. Univ. País Vasco, 285 pp.

HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y FANO, H. (1987): *Dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros de Zn, Pb y Fe en calcarenitas urgonianas (Mina de Legorreta, Guipúzcoa)*. Boletín Geológico y Minero, 88 (4), 516-526.

LAND, L. S. (1973): *Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica*. Sedimentology, 10, 411-424.

LONGMAN, N. W. (1980): *Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments*. AAPG Bull., 64, 461-487.

MOORE, C. H. (1989): *Carbonate diagenesis and porosity*. Elsevier, Amsterdam, 338 pp.

ORTEGA, R. (1983): *El Cretácico Inferior de la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercadillo*. Tesis de Licenciatura, inéd. Univ. País Vasco, 239 pp.

ORTEGA, R., y REINA, F. J. (1985): *Investigación sobre la geología y Metalogenia del Cretácico Inferior de la región minera del anticlinorio de Bilbao entre el límite occidental con Cantabria y el río Nervión*. Informe privado AGRU-MINSA.

PUJALTE, V. (1976): *Posibilidad de una nueva distribución estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la provincia de Santander*. Boletín Geológico y Minero, 87 (2), 101-118.

PUJALTE, V. (1982): *Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense*. In: «El Cretácico en España». Univ. Complutense de Madrid, 51-63.

SCHULTZ, L. G. (1964): *Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale*. Geol. Surv. Prof. Pap., 391-C.

ZYL, C. V. (1982): *Rapid preparation of robust pressed powder briquettes containing a styrene and wax mixture as binder*. X-Ray Spectrometry, 11, 29-31.

Original recibido: Septiembre de 1989.

Original aceptado: Julio de 1990.

Comparación del método granulométrico tradicional con la técnica por difracción de rayos láser.

Por R. J. BALLESTA (*), R. VIGIL DE LA VILLA (*), M. FRIAS (**), y M. P. LUXAN (**)

RESUMEN

Se han aplicado dos métodos diferentes para determinar la distribución del tamaño de las partículas en diversas muestras correspondientes a distintos horizontes de suelos. Comparando el método tradicional de análisis granulométrico con el de difracción de rayos láser se detecta que los resultados son similares. En consecuencia, es aconsejable utilizar este último, en función de su fácil manejo, operatividad y obtención de gran número de datos.

Palabras clave: Análisis granulométrico, Comparación de métodos.

SUMMARY

Two different methods for determining particle size distribution in soils were used. Both, traditional granulometry analysis and laser ray diffraction methods, give similar results.

It's advisable the last one, for its easy handling, speed, operativity and for obtaining a great number of data.

Key words: Granulometric analysis, Comparison of methods.

INTRODUCCION

La determinación del tamaño de las partículas constituye una herramienta muy útil en los estudios sobre caracterización, edafogénesis y clasificación de suelos. Prueba de ello es que la textura se utiliza como un dato rutinario, pero necesario, en la identificación de algunos horizontes diagnósticos.

Tradicionalmente, el análisis granulométrico de muestras de suelos se ha llevado a cabo mediante tamices para la fracción mayor de 50 μm . y por sedimentación en medio acuoso para la fracción menor de 50 μm .

Hoy día se está utilizando la espectrometría de rayos láser en las determinaciones granulométricas mediante la obtención de la curva de los tamaños de partícula en diferentes materiales (DE LUXAN, 1988).

En suelos, y en concreto en España, no se ha

(*) Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica.

(**) Instituto C. C. Eduardo Torroja. CSIC.

hecho uso, hasta ahora, de esta técnica. Por esta razón, pero sobre todo, debido al gran protagonismo que está alcanzando la tecnología láser, por la rapidez, precisión y reproductividad en los resultados, junto a la versatilidad en su presentación, es por lo que se ha escogido este método alternativo. Por otra parte, las curvas de distribución granulométrica según la técnica láser suministran valores a lo largo de todo el intervalo de medida, por lo que se puede cotejar con los datos establecidos mediante el sistema tradicional a través del empleo conjunto de tamices y sedimentación vía húmeda.

En el presente trabajo se pretende comparar los valores obtenidos por los dos métodos, anteriormente citados, en la determinación del tamaño de partícula en muestras de horizontes edáficos de texturas contrastadas.

MATERIAL Y METODOS

Se han seleccionado ocho muestras de suelos correspondientes a cuatro horizontes eluviales

(A o E) (muestras 1, 3, 5 y 7) y cuatro horizontes iluviales (muestras 2, 4, 6 y 8). Se trata de horizontes de suelos del tipo Alfisol, característicos de sedimentos arcóscicos o terrazas de la cuenca de Madrid.

El fraccionamiento por el método tradicional se ha llevado a cabo del modo siguiente: tras eliminar la materia orgánica con agua oxigenada y dispersar con hexametáfosfato sódico, las fracciones menores de 50 µm. se han determinado por vía húmeda según el método de la pipeta (KILMER y ALEXANDER, 1949). Las fracciones superiores a 50 µm. se han determinado por tamizado.

La aplicación de la técnica de difracción por rayos láser en el análisis granulométrico de tamaños de partícula de las muestras se ha realizado de la siguiente manera: se ha incorporado una pequeña cantidad de muestra (aproximadamente 0,5 g.) en la célula de alimentación en húmedo, donde previamente se ha introducido agua destilada como disolvente. Durante todo el experimento se ha conectado un sistema de agitadores y sólo al inicio de cada análisis granulométrico se ha sometido la suspensión a la influencia de un equipo de ultrasonidos durante 60 s.

La aplicación conjunta de agitación y ultrasonidos evita la sedimentación de las partículas sólidas y permite obtener su dispersión en la fase líquida.

El equipo utilizado ha sido un espectrómetro por difracción de rayos láser, marca Sympatec Helos 12 KA (1.2).

Este instrumento dispone de un sistema óptico (lámpara He/Ne, autofoco, etc.); dos sistemas de alimentación alternativos, fase seca y fase húmeda, con los elementos necesarios para realizar una buena alimentación y dispersión de las partículas que constituyen el material; y un sistema de recogida y tratamiento de datos que permite obtener resultados (listados y/o gráficas) granulométricos en pocos minutos.

Este método abarca un intervalo de medida muy amplio, siendo conveniente limitarlo a las necesidades de cada caso en particular. Para este trabajo, todas las muestras de suelo se han analizado en el intervalo de tamaño de partícula comprendido entre 9 y 1.750 µm.

Los resultados se han obtenido por duplicado para cada técnica.

RESULTADOS Y DISCUSION

Tras la aplicación a las muestras de suelos seleccionadas de las distintas técnicas granulométricas elegidas, se han obtenido los valores que se presentan en las tablas 1 (método tradicional) y 2 (técnica láser).

TABLA 1

Resultados de los análisis texturales por el método tradicional

Muestra	2-1	1-0,05	0,5-0,25	0,25-0,125	0,125-0,063	0,063-0,05	0,05-0,03	0,03-0,01	0,01-0,008	0,008-0,004	0,004-0,002	0,002 (mm.)
1	1.3	14.2	24.8	12.6	8.4	3.6	7.5	5.0	5.0	2.5	2.5	12.5
2	0.8	6.9	10.3	5.6	3.9	2.4	7.5	2.5	2.5	5.0	2.5	50.0
3	7.5	13.7	14.2	9.7	5.7	1.7	2.5	12.5	5.0	10.0	5.0	12.5
4	4.9	12.1	13.5	10.6	5.8	3.1	5.0	10.0	2.5	5.0	2.5	25.0
5	4.2	9.4	13.3	10.8	9.8	7.5	12.5	5.0	2.5	2.5	2.5	20.0
6	4.1	9.2	11.3	8.1	7.4	4.9	7.5	5.0	2.5	5.0	2.5	32.5
7	9.2	17.6	21.7	13.5	9.9	0.6	5.0	2.5	5.0	2.5	2.5	10.0
8	5.4	10.7	12.5	7.0	5.0	1.7	2.5	2.5	5.0	7.5	12.5	37.5

TABLA 2
Resultados de los análisis texturales por el método láser

Tamaños de partícula (µm.)	Residuo Inferior Acumulado (%)							
	Muestra número							
	1	2	3	4	5	6	7	8
9,0	16,1	67,4	24,4	15,8	17,0	28,8	12,2	55,2
11,0	18,6	76,5	28,1	18,8	19,7	33,2	14,2	74,2
13,0	20,7	83,2	31,6	21,5	22,1	38,9	16,0	80,9
15,0	22,4	88,1	34,3	24,0	24,4	39,9	17,9	85,0
18,0	24,6	93,3	37,8	27,4	27,4	43,5	18,8	91,4
22,0	26,9	97,3	41,6	31,5	30,8	47,8	22,1	95,7
25,0	28,8	99,2	44,7	35,2	33,8	50,1	24,1	96,0
31,0	30,7	99,9	47,8	39,2	36,9	52,8	26,2	99,3
37,0	32,1	100,0	51,0	43,5	40,0	55,3	28,3	99,7
43,0	35,1	100,0	53,6	47,1	42,6	57,3	29,9	99,9
50,0	37,2	100,0	56,1	50,5	45,1	58,1	31,6	100,0
60,0	39,7	100,0	58,8	54,3	47,7	61,0	33,4	100,0
75,0	42,4	100,0	61,5	58,2	50,6	62,8	35,3	100,0
90,0	44,0	100,0	63,2	60,9	52,5	63,8	36,6	100,0
105,0	45,3	100,0	64,5	63,1	54,1	64,7	37,9	100,0
125,0	46,8	100,0	67,9	65,3	55,9	65,9	41,7	100,0
150,0	48,8	100,0	69,8	67,6	58,4	67,4	44,3	100,0
180,0	51,4	100,0	71,6	69,8	61,3	69,1	47,0	100,0
210,0	54,2	100,0	74,0	71,6	64,1	70,1	51,4	100,0
250,0	58,3	100,0	76,8	73,9	67,8	73,3	56,7	100,0
300,0	63,3	100,0	80,2	76,7	72,2	76,3	63,4	100,0
360,0	69,9	100,0	83,5	79,9	77,2	80,0	70,9	100,0
430,0	76,5	100,0	86,6	83,2	82,0	83,8	78,4	100,0
510,0	82,7	100,0	90,1	86,4	86,3	87,5	86,2	100,0
610,0	89,1	100,0	94,2	90,1	80,1	91,5	93,2	100,0
730,0	94,7	100,0	98,2	94,4	95,1	96,0	98,3	100,0
870,0	99,3	100,0	100,0	98,5	98,9	99,8	100,0	100,0
1.030,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
1.230,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
1.470,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
1.750,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Para facilitar la comparación de los resultados se ha realizado la representación gráfica para cada una de las muestras, figuras 1 a 8.

La muestra 1 (fig. 1) presenta unas curvas acumuladas de tipo parabólico, aunque no muy acusadas, con dos pendientes, situándose el punto de inflexión entre 100 y 200 µm en el método láser. Por el método tradicional los tamaños de partícula se sitúan por debajo de 1.000 µm. No obstante son curvas similares.

La muestra 2 (fig. 2), que tiene una finura elevada inferior a 37 µm. por el método láser, presenta una curva por el método tradicional de tendencia hiperbólica general. Por este método se detectan una serie de suaves inflexiones, que

no se manifiestan en la curva granulométrica obtenida mediante la técnica láser. Ambas difieren claramente.

La muestra 3 (fig. 3) presenta desde el punto de vista granulométrico unas curvas acumuladas intermedias entre las del tipo parabólico e hiperbólico. Se observa que estas curvas son relativamente similares.

La muestra 4 (fig. 4) presenta unas curvas acumuladas con un trazo bastante similar a las precedentes de la muestra 3, observándose que son muy parecidas.

La muestra 5 (fig. 5) presenta, según el método tradicional, una curva acumulada claramente di-

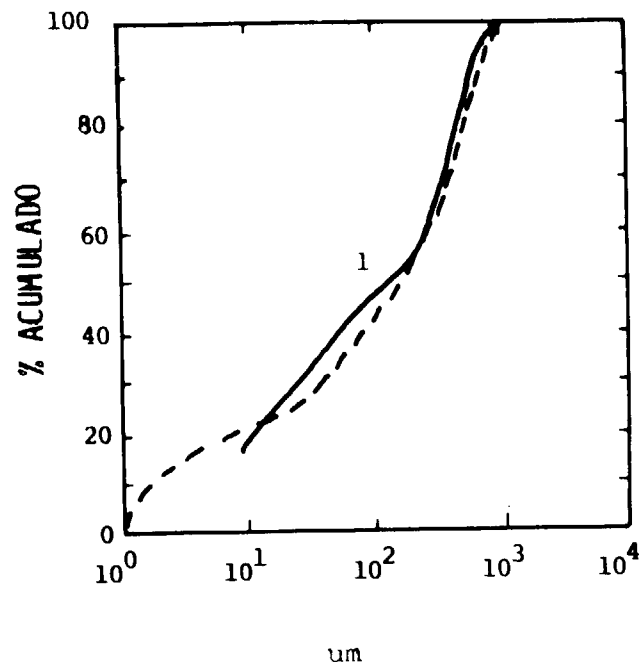


Figura 1.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 1.

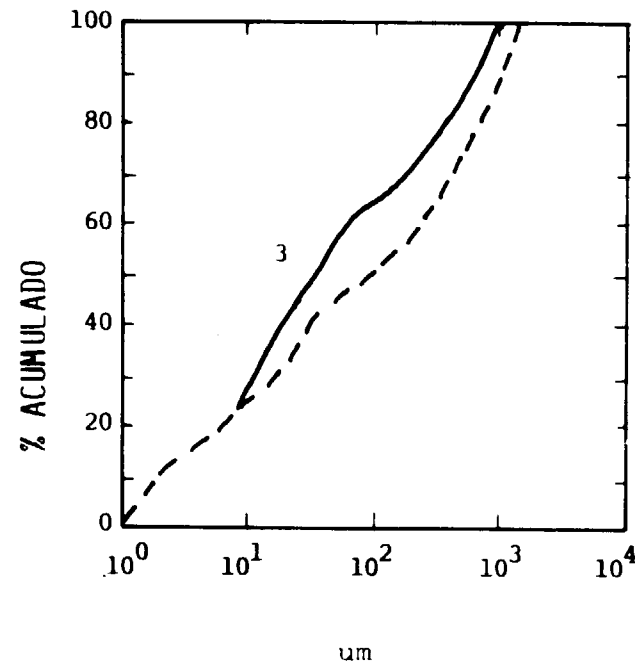


Figura 3.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 3.

Método tradicional. - - - -
Método laser. —

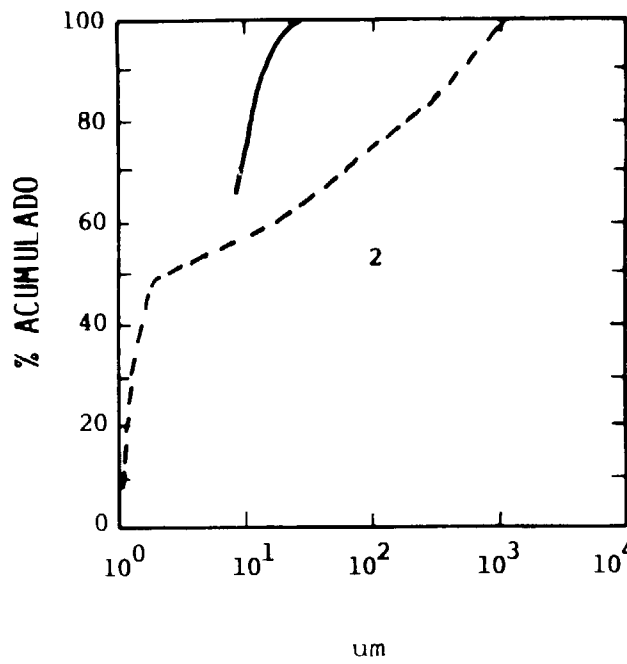


Figura 2.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 2.

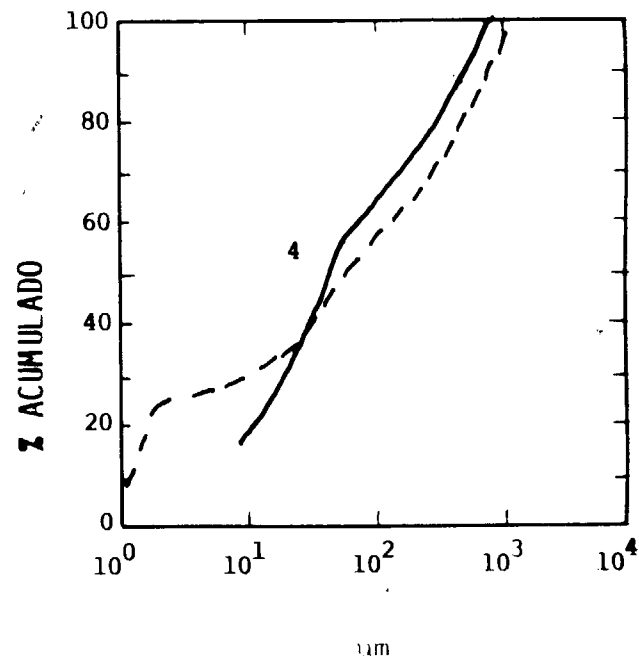


Figura 4.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 4.

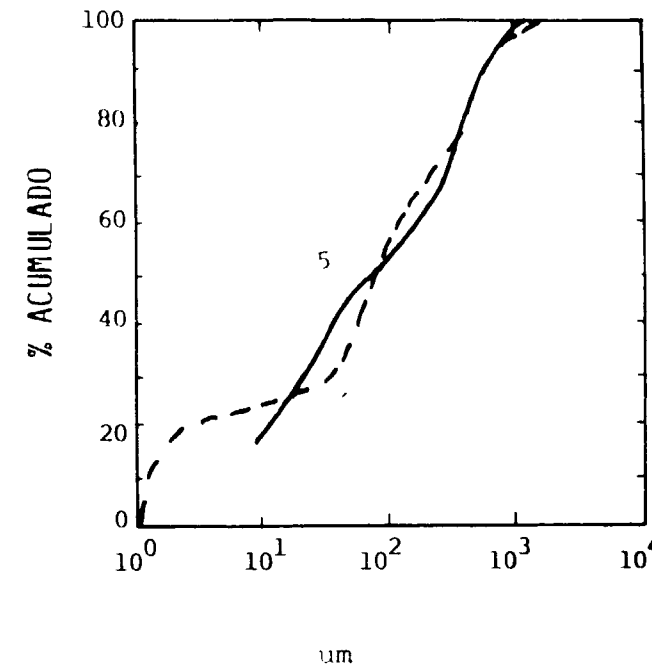


Figura 5.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 5.

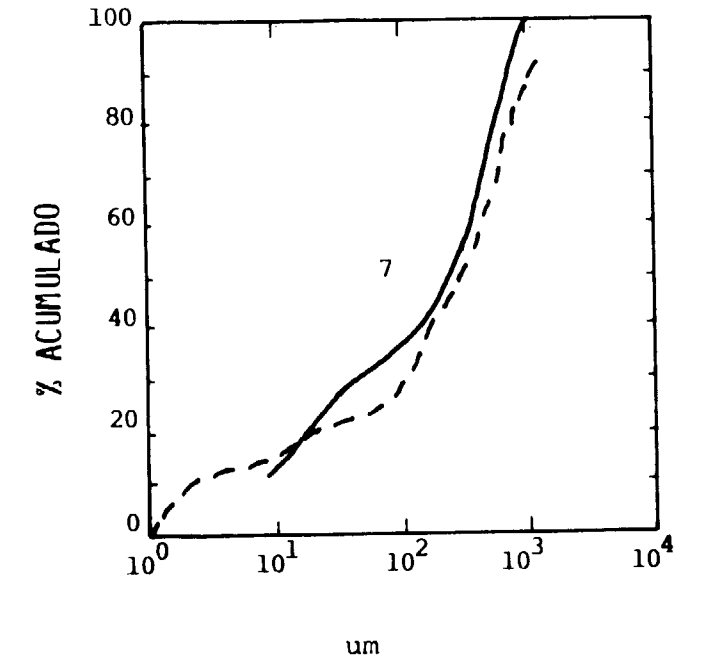


Figura 7.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 7.

Método tradicional. - - - -
Método laser. —

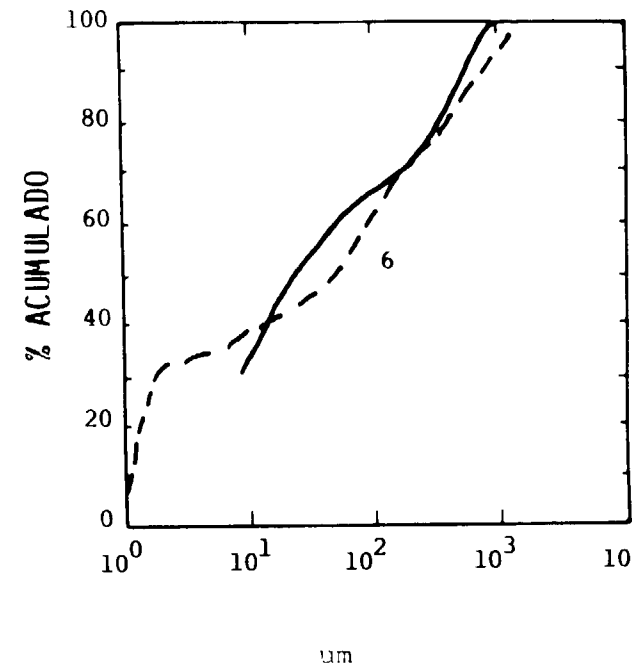


Figura 6.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 6.

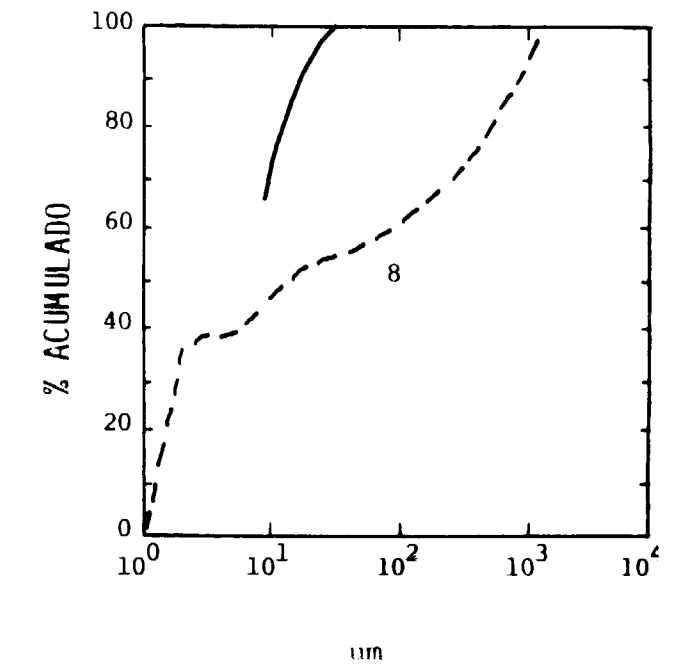


Figura 8.—Curva textural acumulada y curva de distribución acumulada de la muestra núm. 8.

vidida en dos partes diferentes. La primera desde las fracciones más gruesas hasta un tamaño próximo a las 63 μm ., presenta un trazado logarítmico. En el caso del método láser tal variación es poco patente.

La muestra 6 (fig. 6) presenta unas curvas acumuladas que adoptan un trazado bastante similar al de la muestra precedente, aunque con una ligera desviación hacia los tamaños más finos. Por ambos métodos se obtienen valores próximos.

La muestra 7 (fig. 7) presenta unas curvas similares de tipo parabólico. No obstante, se manifiestan ligeras oscilaciones en la curva del método tradicional, que en cambio no se observan en el del láser.

La muestra 8 (fig. 8), según el método tradicional, presenta una curva intermedia entre las de tipo parabólico y las hiperbólicas, y que se puede dividir en tres tramos diferenciados. La curva obtenida por difracción de rayos láser manifiesta una clara diferenciación con el método tradicional.

Tras la exposición realizada sobre la granulometría de cada una de las muestras de suelo, a través del estudio de las curvas de distribución de los tamaños de partícula obtenidos mediante la aplicación de las diferentes técnicas granulométricas, se pone de manifiesto que existen diferencias de mayor o menor cuantía en los residuos inferiores acumulados, dentro del mismo intervalo de medida, dependiendo de la técnica aplicada, ya sea láser o el método tradicional.

En otros tipos de materiales se han obtenido resultados análogos por MERIC y CARON (1973) y PINTOR (1977).

La determinación de la granulometría de un material requiere el establecimiento de una serie de hipótesis (factor de forma...) que, comunes en muchos casos, difieren del método aplicado. Por otra parte, los principios en que se basan cada uno de los métodos son también variables.

Todo ello trae como consecuencia la obtención de distribuciones granulométricas ligeramente distintas para un mismo material dependiendo de la técnica utilizada.

En este trabajo, las curvas granulométricas ob-

tenidas por la técnica láser, presentan una buena correspondencia con las halladas por las técnicas de sedimentación y tamizado, como se refleja en las diferentes parejas de muestras de suelo estudiadas.

CONCLUSIONES

1. La comparación de los análisis granulométricos de las muestras de suelos obtenidos por la aplicación de los diferentes métodos utilizados, pone de manifiesto que los resultados son similares en la mayoría de los casos. Si bien es cierto que las inflexiones en las curvas obtenidas por el método tradicional son más patentes que las correspondientes al método láser, las diferencias no son muy marcada entre ambos.
2. Los estudios granulométricos realizados en este trabajo reflejan la posibilidad de utilizar la técnica por difracción de rayos láser para la determinación de las distribuciones de los tamaños de partícula en suelos, sin realizar operación previa alguna.
3. Una ventaja importante de la aplicación de la granulometría láser a suelos es que proporciona los resultados granulométricos en un solo ensayo, mientras que con el método tradicional es necesario aplicar los dos métodos de sedimentación y tamizado, para conseguir el mismo intervalo de medición.

Por todo lo expuesto, y si se tiene en cuenta, además, la facilidad de manejo, rapidez y operatividad del moderno método por difracción de rayos láser, se puede afirmar que es aconsejable la utilización de esta técnica en el estudio granulométrico de suelos.

REFERENCIAS

- 1.—DE LUXAN, M. P.; FRIAS, M., y SANCHEZ DE ROJAS, M. I. (1988): *La difracción de rayos láser en el análisis de la granulometría de partículas*. Química Hoy, 5: 59-61.

- 2.—FRIAS, M.; DE LUXAN, M. P., y SANCHEZ DE ROJAS, M. I. (1988): *Espectrometría de difracción por rayos láser*. Materiales de Construcción, 38, núm. 212: 37-52.

- 3.—KILMER, V. J., y ALEXANDER, L. T. (1949): *Methods of making mechanical analysis of soils*. Soil Sci., 68: 15-24.

- 4.—MERIC, J. P., y CARON, J. F. (1973): *Les applications de la granulométrie laser dans l'industrie cimentière*. Revue des matériaux de construction et de travaux publics, 676: 30-34.

- 5.—PINTOR, G. (1977): *A comparison between the Bahco and the laser granulometer in the determination of particle size*. II cemento, 1: 15-21.

Original recibido: Junio de 1990.

Original aceptado: Agosto de 1990.

GEOQUIMICA

Geoquímica de facies margo-yesíferas en la Zona Central de la cuenca del Duero.

Por A. MORENO (*), M. POZO (*) y J. A. MARTIN RUBI (**)

RESUMEN

Se ha realizado el estudio geoquímico de 33 muestras de margas, carbonatos y yesos pertenecientes a la «facies de las Cuestas» (Mioceno), en la zona central de la cuenca del Duero. Los resultados obtenidos permiten establecer una secuencia con yesos en la base, donde el elemento traza destacable es el Sr. Superiormente se pasa a facies constituidas por alternancias de margas y dolomicritas con contenido variable en yesos, observándose una relación entre minerales detríticos y Fe, Al, Cr, Ni, V y Rb, y de minerales diagenéticos con Mn y Li.

Los resultados geoquímicos muestran una buena correlación con las diversas facies diferenciadas.

ABSTRACT

The geochemical study of 33 samples from marls, carbonate and gypsum facies found in the «Facies de las Cuestas» (Miocene) in the central zone of the Duero Basin has been done. Results let us to establish a sequence from evaporite facies with gypsum where Sr is the main trace element. Upward it appears gypsy marls and gypsy dolomicrite alternances where a relations among Fe, Al, Cr, Ni, V and Rb with detrital minerals so as Mn and Li with diagenetic minerals were observed.

A good correlation between facies and geochemical data has been observed.

1. INTRODUCCION

Se aborda en este trabajo la caracterización geoquímica de facies margosas y dolomítico-yesíferas pertenecientes a la «Facies de las Cuestas» (HERNANDEZ PACHECO, 1915), en la zona Central de la cuenca del Duero. El ambiente sedimentario corresponde a lagos someros con facies centrales constituidas por yesos de precipitación química y/o detríticos que pasan marginalmente a facies dolomicríticas de contenido variable en yesos intersticiales que constituyen una extensa llanura de fangos o cinturón dolomítico (ORDOÑEZ et al., 1980, 1981; MEDIAVILLA, 1986-87). Sobre el anterior pueden incidir esporádicamente aportes externos que introducen en el ambiente minerales heredados (POZO et al., 1985; POZO, 1987).

Este estudio pretende, en base a criterios geo-

químicos, dilucidar algunos aspectos poco claros de la sedimentología y mineralogía de estos mismos materiales, cuya elaboración es el resultado de otro trabajo (POZO et al., en preparación). Entre estos aspectos destacan la caracterización geoquímica de niveles de aportes con minerales de la arcilla detríticos (illita, caolinita) y de neof ormación (sepiolita), y la variabilidad geoquímica en facies con desarrollo de pseudomorfos de yeso y encostramientos calcícticos.

Se pretende, en definitiva, correlacionar los datos geoquímicos con la sedimentología y mineralogía con el fin de alcanzar un mejor conocimiento de los procesos sufridos por estos materiales en el ambiente considerado.

2. MATERIALES Y METODOS

2.1. Localización de los materiales estudiados

Los materiales objeto de este estudio se localizan en las proximidades de la población de Villa-

media alta del denominado Cerro de la Casa del Monte, donde afloran facies margo-yesíferas cuyos niveles se pueden seguir en los frentes, aproximadamente, en un centenar de metros. En estos afloramientos, con potencias inferiores a 10 m., la columna litológica está constituida en su base por yesos masivos, ocasionalmente con ligera laminación, que pasan superiormente a alternancias de margas arcillosas verdes con niveles dolomicríticos, más compactos, de tonos claros con proporción variable de yesos. Lateralmente destaca el paso a niveles correlacionables donde es notable la ausencia de yesos, si bien la presencia de moldes lenticulares y de pseudomorfos con calcita atestiguan que su ausencia se relaciona con procesos que condujeron a su disolución en unas condiciones hidroquímicas bien diferentes de aquellas que los originaron.

En los frentes de cantera mencionados se han muestreado cuatro columnas litológicas (fig. 1b).

Con el fin de facilitar el estudio estadístico de los datos geoquímicos obtenidos se han diferenciado diversas facies que se describen en la tabla I.

2.2. Metodología experimental

El estudio geoquímico se ha llevado a cabo mediante el análisis de un total de 15 elementos en los diversos niveles de las columnas estudiadas. Han sido analizados Fe, Al, Zn, P, Cu, Pb, Cr, Ni, Ba, V, Y, Mn, Rb, Sr y Li. También se analizaron Be, Mo, W, Nb, Cd y Ag, si bien las concentraciones de estos últimos se encontraban, para la mayoría de las muestras, por debajo del límite de detección de la técnica analítica utilizada. Hierro y aluminio están expresados en tanto por ciento del elemento y los restantes en partes por millón (tabla II).

Los análisis de Fe, Al, Zn, P, Cu, Pb, Cr, Ni, Ba, Y, V y Mn se realizaron mediante espectrofotometría de emisión ICP, para Rb y Sr se empleó fluorescencia de rayos X con pastilla prensada, y el Li se analizó por Absorción Atómica.

El estudio estadístico se ha realizado mediante la utilización del paquete de programas integrado STAT ITCF.

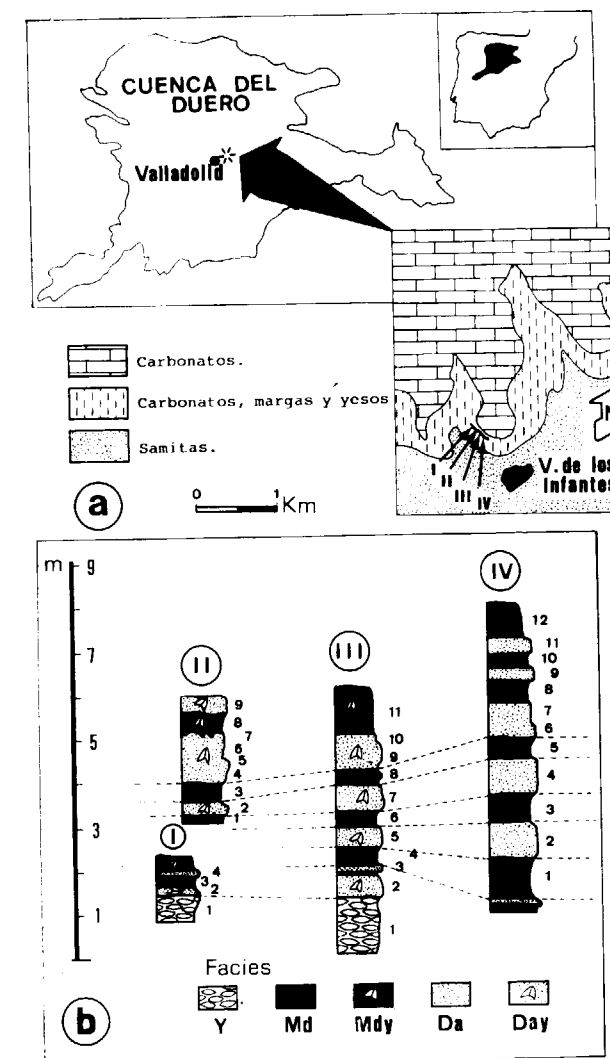


Figura 1.

a) Localización y cartografía de la zona estudiada.
b) Columnas litológicas correlacionadas con indicación de los niveles muestreados y facies.

nueva de los Infantes (Valladolid), en la zona central de la cuenca del Duero (fig. 1a). En este área afloran aproximadamente 75 m. de materiales sedimentarios, que constituyen un buen registro de la facies de las Cuestas, desde su contacto, en la base, con facies detríticas equivalentes a la facies de T. de Campos, hasta su contacto, a techo, con los primeros niveles calcáreos de la facies del Páramo inferior. Dentro de esta serie nuestro trabajo se ha centrado en los frentes de canteras existentes en la zona

(*) Dpto. Q. A. Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid.
(**) Instituto Tecnológico y GeoMinero de España (ITGE).

TABLA I

Facies diferenciadas y asociaciones mineralógicas en fracción total y arcilla

LITOFACIES		MINERALOGIA	
		Total	Fracción < 2µm.
Y	Yesos masivos a laminados microcristalinos	yeso ± (dolomita ± filosilicatos)	
YM	Yesos maclados macrocristalinos		
MD	Lutitas y margas dolomíticas verdes	filosilicatos + dolomita (cuarzo ± feldespato ± calcita)	I + Sp + Em + K
MDY	Md con yesos	filosilicatos + yeso + dolomita	I + Em + Sp ± K
DA	Dolomicritas arcillosas crema	dolomita + filosilicatos ± (calcita ± ± cuarzo)	Sp + I + Em ± K
DAY	Da con yesos	dolomita + yeso + filosilicatos	

I: Illita. Sp: Sepiolita. Em: Esmeclita. K: Caolinita.

3. RESULTADOS

3.1. Geoquímica de las columnas litológicas

En la tabla III se recopilan el rango y la media aritmética para los elementos analizados en cada una de las cuatro columnas estudiadas.

La variación de las concentraciones tienen una tendencia común para la mayoría de los elementos (Fe, Al, Zn, P, Cu, Cr, Ni, Ba, V, Mn y Rb), destacando un aumento de la misma desde la columna I a la IV. Este incremento es especialmente notorio al pasar de la columna I a la III y de la III a la IV. Entre las dos columnas centrales (II y III) las concentraciones son mucho más homogéneas.

Plomo y estroncio se apartan de esta tendencia. En el primer caso no hay diferencias apreciables de concentración entre las columnas. El estroncio, por su parte, tiene un comportamiento opuesto al conjunto de elementos antes citado. La mayor concentración se da en la columna I y la menor en la IV, a pesar de que en esta última existe un nivel en su base con más de 10.000 ppm.

La columna I registra las menores concentraciones en todos los elementos, con la excepción del estroncio. Dentro de la misma las diferencias

geoquímicas entre los distintos niveles litológicos son mucho menos marcadas que en las columnas restantes. Los elementos Fe, Ba, Rb y Al se concentran preferentemente en la facies Mdy, mientras que plomo y estroncio presentan sus mayores fondos en facies Day y en los yesos. Las diferencias geoquímicas entre estas dos últimas facies son pequeñas.

En la columna II se hacen mucho más patentes las diferencias geoquímicas existentes entre los dos términos litológicos dominantes, margas verdes yesíferas y dolomicritas arcillosas yesíferas. En las primeras hay una concentración preferente de Fe, P, Cr, Ni, Ba, V, Rb, Al, Pb y Mn. Los restantes elementos aparecen en concentraciones similares en ambas litologías.

En la columna III se incrementan las diferencias geoquímicas entre las distintas litologías. Los niveles de margas verdes se distinguen de las dolomicritas arcillosas por presentar fondos geoquímicos notoriamente más elevados en Fe, Zn, P, Cr, Ni, V, Rb y Al. La elevada concentración de estroncio de las dolomicritas se debe, fundamentalmente, a los altos fondos que presentan los niveles III-2 y III-3. Entre las margas verdes y las margas verdes yesíferas no hay diferencias pronunciadas, si bien P, Ba y Mn están ligeramente

TABLA II

Análisis químicos de las muestras estudiadas (Fe y Al se expresan en %, el resto de elementos en ppm)

Muestra	Fe	Al	Zn	P	Cu	Pb	Cr	Ni	Ba	V	Y	Mn	Rb	Sr	Li
I.1	0.52	1.30	10	135	5	20	10	5	40	10	1	87	10	2.877	40
I.2	0.36	0.64	14	142	6	33	7	6	50	13	1	90	4	3.100	39
I.3	0.52	1.05	8	194	5	30	10	5	20	10	1	195	4	4.870	40
I.4	0.70	1.70	5	186	5	13	11	9	88	14	7	142	24	1.936	60
II.1	1.24	2.13	10	352	10	30	15	5	130	20	2	247	32	1.079	77
II.2	0.40	0.67	15	239	10	1	6	3	42	10	1	195	4	2.320	75
II.3	1.80	4.26	25	376	10	20	45	20	160	45	3	268	61	637	114
II.5	0.71	1.91	10	178	5	30	15	10	80	15	1	115	17	1.972	71
II.7	0.40	1.03	5	223	4	3	8	5	17	6	1	128	12	1.729	45
II.8	0.74	1.67	10	209	5	20	15	5	60	15	1	98	21	2.086	61
II.9	0.36	0.70	14	188	6	28	5	1	62	8	1	90	5	2.340	44
III.1	0.10	0.25	3	44	2	17	1	1	19	1	1	9	6	2.330	41
III.2	0.70	1.76	5	227	3	70	13	8	218	14	2	175	22	5.716	39
III.3	0.65	1.30	10	182	5	60	15	5	60	15	1	191	10	5.116	35
III.4	2.30	4.61	52	406	9	1	39	20	11	66	3	175	70	440	91
III.5	0.90	2.06	5	330	17	3	14	10	83	15	5	297	31	239	36
III.6	1.00	2.30	15	358	13	45	20	5	100	25	1	255	35	1.051	75
III.7	1.30	3.31	5	370	13	3	23	13	161	25	6	275	37	719	42
III.8	2.00	4.40	25	366	12	30	50	20	230	60	3	277	69	851	119
III.9	0.24	0.50	5	62	3	10	10	5	10	5	1	44	6	326	32
III.10	0.47	1.22	18	178	7	10	8	5	92	12	1	105	14	1.280	41
III.11	0.60	1.20	5	212	5	20	10	5	60	15	1	108	16	1.874	62
IV.0	1.77	3.88	30	220	8	110	30	15	320	45	2	251	70	10.172	112
IV.1	2.90	6.89	46	454	9	3	51	33	247	69	11	297	89	197	94
IV.2	1.10	1.45	5	311	13	3	17	13	146	21	5	238	43	269	67
IV.3	2.10	4.10	52	469	16	17	45	25	179	70	3	290	69	190	125
IV.4	0.70	1.48	5	361	5	3	10	7	84	6	4	192	23	237	59
IV.5	1.75	4.90	30	423	10	20	50	20	24	50	5	311	64	275	96
IV.6	0.90	2.10	5	321	8	3	15	10	208	13	4	203	31	250	53
IV.7	0.96	1.80	5	340	7	25	15	10	110	20	3	253	31	233	72
IV.8	1.96	5.05	30	429	7	10	40	20	200	50	4	380	71	284	98
IV.11	0.62	1.18	5	251	6	20	15	10	100	15	1	252	16	261	48
IV.12	1.92	4.27	25	335	14	35	40	20	250	60	4	404	64	236	83

TABLA III

Variación comparativa del rango y la media aritmética de los elementos analizados en las cuatro columnas litológicas

Muestra	I	II	III	IV
Fe	0.52 (0.36-0.70)	0.80 (0.36-1.20)	0.93 (0.10-2.0)	1.52 (0.70-2.90)
Al	1.17 (0.64-1.70)	1.77 (0.70-4.26)	2.03 (0.25-4.61)	3.36 (1.80-6.89)
Zn	9.2 (3-14)	12.7 (3-35)	12.0 (3-52)	20.8 (2-52)
P	164.2 (135-194)	252.1 (178-376)	248.6 (44-406)	355.8 (220-469)
Cu	5.2 (5-6)	7.1 (4-10)	7.9 (3-17)	9.4 (6-16)
Pb	24.0 (13-33)	18.6 (1-30)	24.3 (1-70)	21.4 (2-110)
Cr	9.5 (7-11)	15.6 (5-45)	18.5 (1-50)	29.8 (10-51)
Ni	6.3 (5-9)	7.0 (1-20)	8.8 (1-20)	16.6 (7-33)
Ba	49.5 (20-88)	78.7 (17-160)	94.9 (10-230)	189.4 (84-320)
V	11.8 (10-14)	17.0 (6-45)	23.0 (1-66)	38.0 (6-70)
Y	2.5 (1-7)	1.4 (1-3)	2.3 (1-6)	4.2 (1-11)
Mn	128.5 (87-195)	163.0 (90-268)	173.7 (9-297)	278.3 (192-404)
Rb	10.5 (4-24)	21.7 (4-61)	28.7 (6-70)	51.9 (16-89)
Sr	3195.7 (1936-4870)	1737.5 (637-2340)	1812.9 (239-5716)	1145.8 (190-10171)
Li	44.7 (39-60)	69.6 (44-114)	55.7 (35-119)	82.2 (45-125)

enriquecidos en las primeras y el estroncio en las segundas.

La columna IV presenta las mayores diferencias geoquímicas, de manera especial en Fe, Zn, Cr, Ba, Ni, V, Rb y Al, entre las facies Md y Da. A destacar los altos fondos de Pb y Sr que presenta el nivel IV-0.

3.2. Distribución estadística de las variables

La población de valores encontrados para cada elemento se ajustan bastante bien a distribuciones tipo lognormal, como lo demuestran las rectas de Henry en el papel probabilístico. Así, en el caso de los elementos Fe, Al, Cr, V, Rb, P y Li la recta de Henry se quiebra, indicando de

forma clara la existencia de dos poblaciones estadísticas (fig. 2).

En el caso concreto del hierro se pueden distinguir nítidamente ambas poblaciones. Los niveles II-3, III-4, III-8, IV-0, IV-1, IV-3, IV-5, IV-8 y IV-12 constituyen una población independiente de mayor fondo geoquímico que el resto de las muestras analizadas. Todos los niveles citados son margas verdes, con algo de yeso en IV-3 y II-3, destacando que de estos nueve niveles seis pertenecen a la columna IV. Los elementos V, Rb y Cr presentan también la misma distribución de muestras en sus dos poblaciones estadísticas. El aluminio incorpora a la población de mayor fondo geoquímico el nivel III-7, que pertenece a la facies Day.

El fósforo también da lugar a la aparición de dos poblaciones, si bien en este caso hay casi el mismo número de muestras en cada una de ellas. La que presenta el mayor fondo geoquímico comprende niveles pertenecientes, casi en su totalidad, a las columnas III y IV, con predominio de niveles constituidos por margas verdes.

En el bario también se hacen patentes dos poblaciones. Los niveles III-2, III-8, IV-0, IV-1, IV-5, IV-6, IV-8 y IV-12 se agrupan en la de mayor fondo geoquímico y son, con la excepción de III-2 y IV-6, margas verdes.

En el papel probabilístico la representación de valores para níquel, plomo, cobre y cinc se ciñen a una única población estadística. En el caso del manganeso tampoco está muy clara la existencia de más de una población.

El litio se separa en dos poblaciones que están muy próximas en el papel probabilístico y que tienen pendientes parecidas. La diferencia es fundamentalmente de tipo litológico, siendo las margas verdes las que constituyen la población de mayor fondo geoquímico.

En el estroncio, las muestras pertenecientes a la columna IV se separan como población independiente, mostrando una pendiente acusada. La

estructuración de las restantes muestras no es muy clara, y resulta difícil precisar si se agrupan en una o más poblaciones.

3.3. Estudio de la correlación

Se han calculado los coeficientes de correlación lineal de Pearson entre todos los pares de elementos (tabla IV). Al existir un total de 33 observaciones los coeficientes superiores a 0.53 traducen una correlación significativa con $p=0.001$ y los superiores a 0.43 con una $p=0.01$.

Para completar el estudio se han realizado en pantalla todos los gráficos de nubes de puntos entre los pares de elementos. De esta manera se ha comprobado si de hecho existe una buena correlación entre las variables o si se han producido distorsiones en los coeficientes debido a la posición particular de alguna muestra.

No hay correlaciones negativas que sean significativas. Las correlaciones positivas son muy abundantes y además con valores altos de los coeficientes. Hay correlaciones positivas excelentes ($r > 0.90$) entre Fe, Cr, Ni, V, Al y Rb. Los diagramas de nubes de puntos muestran igualmente las buenas correlaciones existentes entre dichos elementos.

TABLA IV
Matriz de correlación

Muestra	Fe	Al	Zn	P	Cu	Pb	Cr	Ni	Ba	V	Y	Mn	Rb	Sr	Li
Fe	—														
Al	0.97	—													
Zn	0.83	0.80	—												
P	0.82	0.79	0.60	—											
Cu	0.57	0.50	0.41	0.70	—										
Pb	0.02	0.02	0.03	-0.21	-0.14	—									
Cr	0.94	0.95	0.81	0.77	0.54	0.04	—								
Ni	0.94	0.94	0.79	0.76	0.52	-0.08	0.93	—							
Ba	0.69	0.72	0.42	0.57	0.44	0.38	0.69	0.68	—						
V	0.96	0.93	0.90	0.75	0.57	0.07	0.96	0.93	0.64	—					
Y	0.63	0.65	0.33	0.60	0.40	-0.32	0.53	0.69	0.51	0.49	—				
Mn	0.74	0.73	0.44	0.83	0.72	0.05	0.72	0.70	0.71	0.69	0.53	—			
Rb	0.98	0.96	0.79	0.80	0.58	0.06	0.94	0.93	0.75	0.94	0.63	0.75	—		
Sr	-0.21	-0.21	-0.09	-0.47	-0.37	0.82	-0.24	-0.28	0.09	-0.19	-0.36	-0.25	-0.20	—	
Li	0.82	0.78	0.76	0.68	0.49	0.13	0.83	0.75	0.62	0.84	0.31	0.59	0.84	-0.11	—

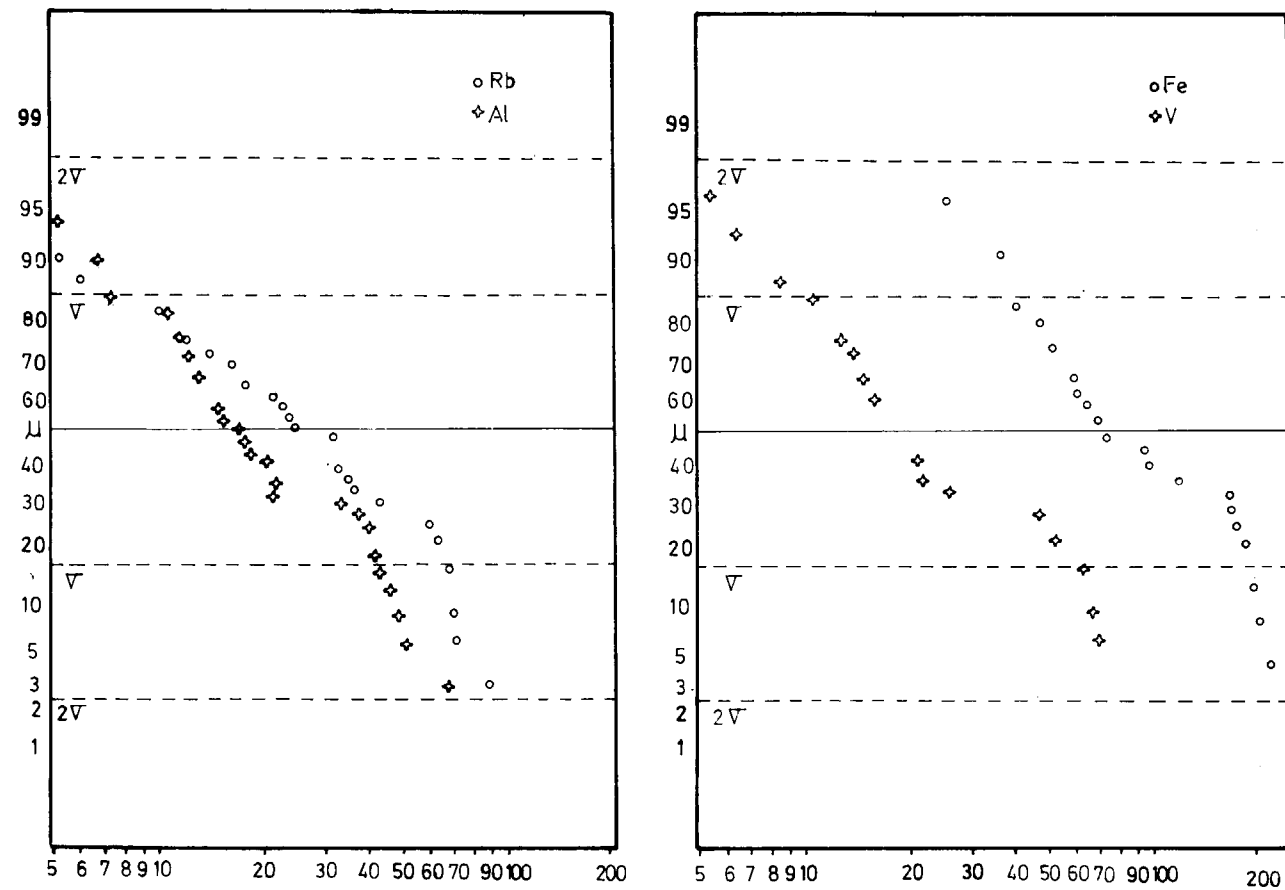


Figura 2.—Rectas de Henry para los elementos Rb, Al, Fe y V.

Los elementos Zn, P, Ba, Mn y Li presentan entre sí, y con el grupo anterior, coeficientes positivos comprendidos entre 0.60 y 0.90.

Cu e Y presentan una cierta correlación positiva con los elementos mencionados en párrafos anteriores, si bien resultan muy débiles y sólo en algunos casos se pueden considerar como significativas.

Pb y Sr no se correlacionan con ningún otro elemento. Las correlaciones del estroncio son de signo negativo, aunque por su bajo valor absoluto no se pueden considerar significativas. Si bien Pb y Sr presentan entre sí un coeficiente de +0.81, visto el diagrama de nubes de puntos no se puede considerar que exista correlación entre ambas variables. El alto valor del coeficiente está motivado por las elevadas concentraciones que en ambos elementos presentan las muestras III-2, III-3 y IV-0.

También se ha estudiado la correlación entre

los elementos analizados y la mineralogía de las muestras. El contenido en filosilicatos presenta una correlación positiva muy clara, con un amplio conjunto de elementos como Fe, Al, P, Cr, Ni, Ba, V y Mn. Dichos elementos se caracterizan por presentar correlaciones negativas con el contenido en yeso de los niveles.

Dentro de los filosilicatos, la illita se correlaciona muy bien con Fe, Al, Rb, Cr, Ni, V y P. La sepiolita presenta únicamente buena correlación con el Mn. La esmectita no presenta correlaciones destacables con ningún elemento.

3.4. Estudio de agrupación de individuos

Este estudio se ha llevado a cabo con objeto de observar el grado de homogeneidad que hay entre las muestras estudiadas. El agrupamiento se ha realizado mediante clasificación ascendente jerárquica, utilizando distancias euclidianas y co-

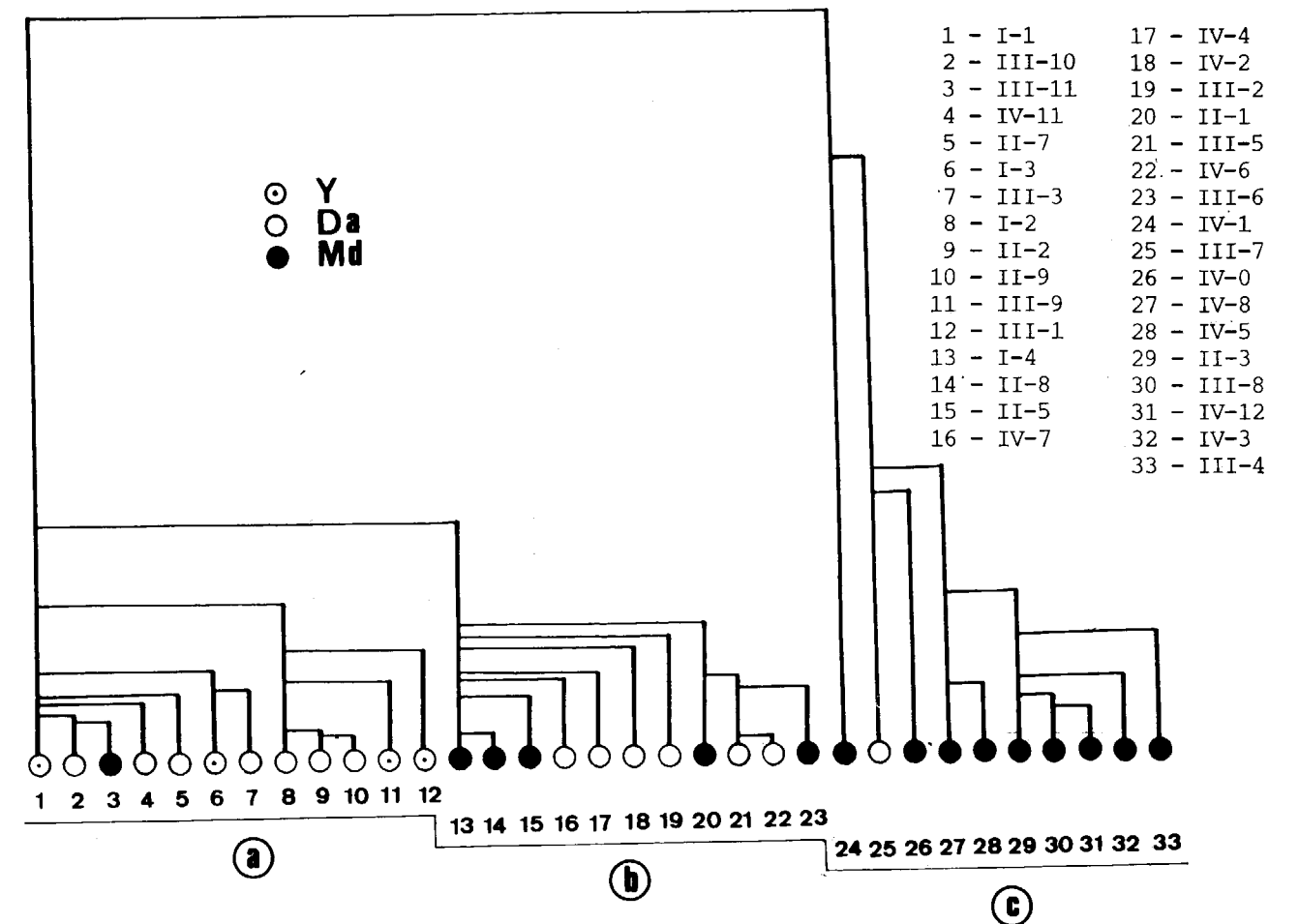


Figura 3.—Resultado gráfico del estudio de agrupamiento de individuos (Y: yesos; Da: dolomicritas arcillosas; Md: margas dolomíticas verdes. Las dos últimas incluyen facies con yesos).

mo criterio de agregación la media ponderada de las distancias.

El resultado del estudio se puede observar gráficamente en el dendrograma de la figura 3.

El gráfico se puede dividir en tres grandes grupos. El primero comprende desde la muestra 1 hasta la 12 (fig. 3a). Es un grupo en el que se incluyen los cuatro niveles de yesos y el resto está formado, con excepción de la muestra III-11, por dolomicritas arcillosas.

El segundo grupo comprende desde la muestra 4 hasta la 17 (fig. 3b). Está dominado, a partes iguales, por dolomicritas arcillosas y por margas verdes. Las primeras pertenecen a las columnas III y IV exclusivamente, y se caracterizan por presentar concentraciones elevadas de fósforo.

Las muestras restantes del dendrograma (fig. 3c), constituidas casi en su totalidad por margas verdes, tienen ya muy poca relación con los dos grupos anteriores. Se trata de muestras que constituyen poblaciones independientes en muchos de los elementos analizados (Fe, Al, Rb, V, Cr y P).

3.5. Análisis de componentes principales

Se ha llevado a cabo mediante la diagonalización de la matriz de correlación. Se ha elegido un total de tres factores que explican en conjunto el 86.8 por 100 de la varianza total. El primer factor explica el 65.5 por 100, el segundo el 14.5 por 100 y el tercero el 6.8 por 100 de la misma.

La matriz factorial se compone de dos columnas

TABLA V
Matriz factorial de correlación

Muestra	F ₁		F ₂		F ₃	
Fe	0.9792	0.9598	0.0799	0.0064	0.0805	0.0065
Al	0.9664	0.9339	0.0892	0.0079	0.0884	0.0078
Zn	0.7924	0.6279	0.1575	0.0248	0.3289	0.1088
P	0.8716	0.7598	-0.2558	0.0654	-0.1965	0.0386
Cu	0.6613	0.4377	-0.2405	0.0578	-0.3282	0.1077
Pb	-0.0328	0.0011	0.9492	0.9009	-0.2062	0.0425
Cr	0.9529	0.9081	0.0936	0.0088	0.1126	0.0127
Ni	0.9557	0.9134	-0.0045	0.0000	0.1094	0.0120
Ba	0.7416	0.5500	0.3845	0.1478	-0.2501	0.0625
V	0.9487	0.8999	0.1344	0.0181	0.1644	0.0270
Y	0.6721	0.4517	-0.3044	0.0926	-0.0720	0.0052
Mn	0.8190	0.6708	-0.0240	0.0006	-0.4048	0.1638
Rb	0.9734	0.9476	0.1119	0.0125	0.0862	0.0074
Sr	-0.2982	0.0889	0.8891	0.7905	-0.0930	0.0086
Li	0.0525	0.0028	0.1323	0.0175	0.7986	0.6378

para cada variable. En la primera se da la correlación entre la variable y el factor y en la segunda dicha correlación al cuadrado, lo que ayuda a comprender la comunalidad para cada una de las variables (tabla V).

El factor 1 está ligado fundamentalmente a las variables Fe, Al, Cr, Ni, V y Rb. También explica gran parte de la varianza de Zn, P, Ba, Mn y Li. Con las variables Pb y Sr está correlacionado negativamente. Este factor explica más de la mitad de la varianza total.

El factor 2 se correlaciona con Pb y Sr y explica muy poco de la varianza de las restantes variables.

El factor 3, por su parte, se correlaciona ligeramente con el Zn (explica el 23.5 por 100 de su varianza) y de forma más destacable negativamente con Cu, Pb, Ba, Mn e Y.

La situación espacial de las variables según los tres ejes se ha proyectado bidimensionalmente según tres gráficos. El más interesante es el formado por los factores F₁ y F₂ (fig. 4A). En él queda patente el diferente comportamiento geoquímico que tienen Pb y Sr con relación al resto de ele-

mentos. También resalta el comportamiento homogéneo que existe entre Fe, Al, Cr, Rb y V.

Estudiando la relación de cada factor con las muestras analizadas se observa que el factor F₁ está vinculado con la II-3, III-4, III-8, IV-1, IV-3, IV-5, IV-8 y IV-12. Este es precisamente el grupo de muestras que forma poblaciones independientes en algunos elementos analizados. Los niveles de yesos están negativamente correlacionados con este factor.

El factor F₂ está controlado por el estroncio y, por tanto, se correlaciona bien con los niveles IV-0, III-2 y III-3, todos ellos con altas concentraciones en dicho elemento.

El factor F₃ se correlaciona con los niveles de yesos de la tercera columna (III-1 y III-9) y con la muestra III-4, si bien esta última está mejor ligada con el factor 1.

Gráficamente se ha elegido la proyección de las muestras sobre los ejes 1 y 2 (fig. 4B). A la derecha se separa claramente un grupo de muestras, todas ellas margas verdes, con altas concentraciones en un gran número de elementos. En la parte izquierda se agrupan las dolomicritas

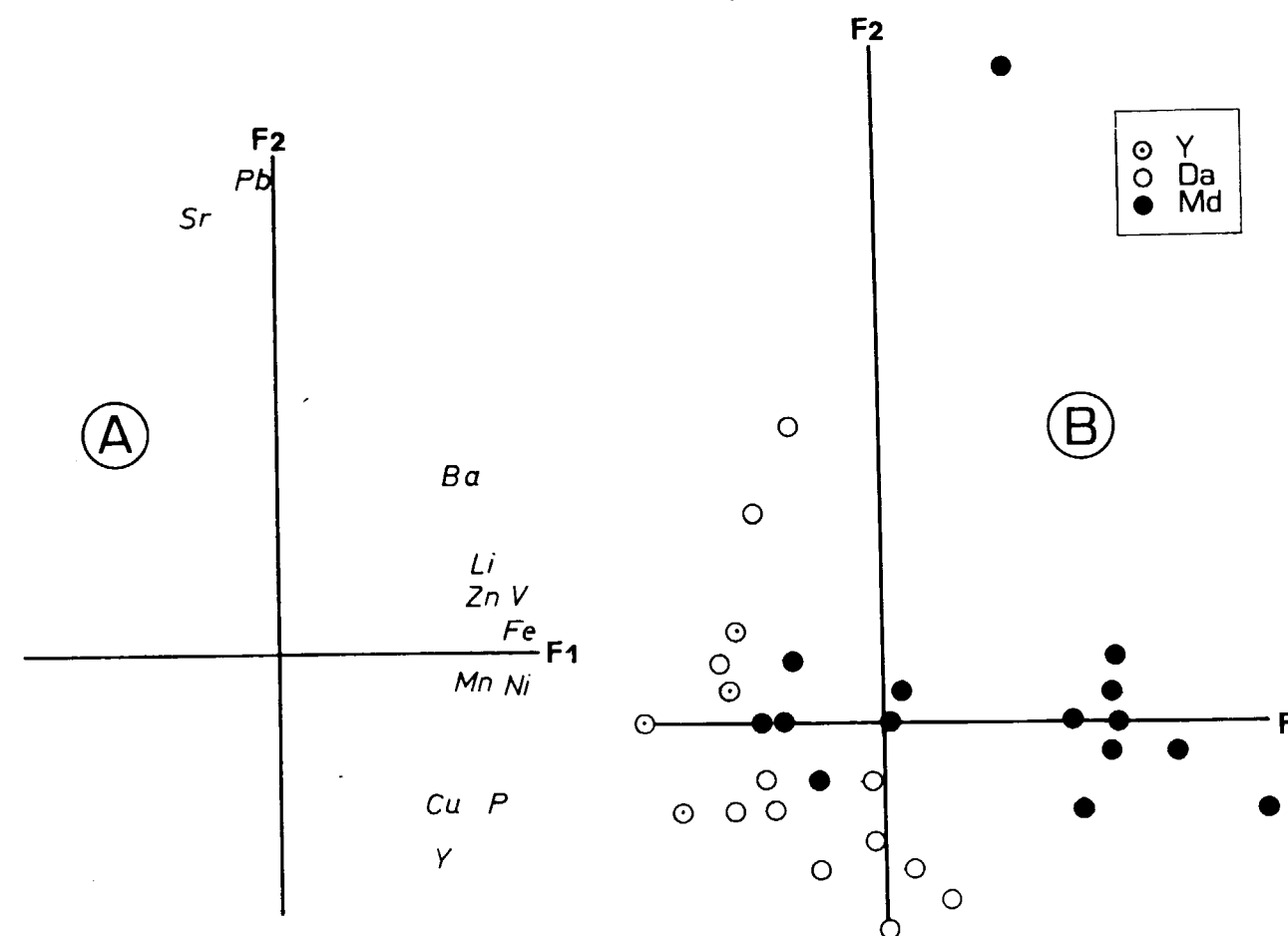


Figura 4.—a) Proyección de las variables sobre los ejes factoriales F₁ y F₂. La proyección del Fe oculta las de Cr, Al y Rb. b) Proyección de las muestras sobre los ejes factoriales F₁ y F₂. Y: yesos; Da: dolomicritas arcillosas; Md: margas dolomíticas verdes. Las dos últimas incluyen facies con yesos).

arcillosas y los yesos. La muestra IV-0 se separa de las restantes debido a su alta concentración en estroncio.

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

El presente estudio geoquímico pone de manifiesto la gran afinidad de comportamiento existente entre Fe, Al, Cr, Ni, V y Rb y el contenido en filosilicatos heredados, especialmente abundantes en las facies Md. La buena relación de V, Ni, Cr y Rb con el contenido en illita-mica ha sido ya mencionada por diversos autores (KRAUSKOPF, 1956; FROLICH, 1960; SAUTEREAU et DECARREAU, 1973; MOSSER, 1980). La asociación de Ni, Cr y V con arcillas aluminio-ferríferas en

facies parecidas de la cuenca de Mormoiron ha sido reseñada por TRAUTH (1977).

Globalmente se observa un marcado incremento en las concentraciones de estos elementos desde la columna I hasta la IV. Esto pone de manifiesto que la columna IV está ubicada en una zona marginal por donde se produce, de forma periódica, la llegada de aguas dulces con aportes de terrígenos. Es por este hecho que los niveles de margas verdes de esta columna, en unión de III-4, III-8 y II-3, constituyen poblaciones estadísticas independientes para los seis elementos antes mencionados. Geoquímicamente, hay una buena semejanza entre los niveles II-3, III-8 y IV-5, lo que permite correlacionar espacialmente las tres columnas a través de dichos niveles.

Los elementos Zn, P, Ba, Mn, Y y Li tienen una geoquímica menos clara y su comportamiento ya no está vinculado de forma tan exclusiva al aporte de filosilicatos detríticos. Si bien el Zn es el elemento más relacionado con la llegada de minerales heredados, los restantes se ven bastante afectados por los fenómenos diagenéticos que traen como consecuencia la dolomitización de los carbonatos y se concentran, con cierta importancia, en los filosilicatos magnésicos neoformados (sepiolita). La asociación de Li con filosilicatos magnésicos en este tipo de medios lacustres ha sido señalada por STEWART (1963), TARDY (1972) y TRAUTH (1977).

El cobre tiene un comportamiento mucho más heterogéneo y se concentra sin repartición preferente entre las margas verdes y las dolomicitas arcillosas. Esta falta de repartición preferencial del cobre lo puso de manifiesto TRAUTH (op. cit.) en la Cuenca de Mormoiron.

La geoquímica de Sr y Pb es totalmente antagónica a la del resto de elementos analizados. Ambos son elementos traza que suelen asociarse a la sedimentación evaporítica en cuencas continentales (TRAUTH, op. cit.). La afinidad de comportamiento que se observa entre estos dos elementos es lógica, ya que el valor del radio iónico hexacoordinado del plomo le permite reemplazar al estroncio.

La existencia de contenidos anómalos de Sr en estas facies ha sido citado por ORDOÑEZ et al. (1980, 1981). Estos autores indican que el Sr se asocia a celestina, sugiriendo para este mineral un modelo genético relacionado con la inversión o dolomitización de aragonito. En zonas más orientales la presencia de celestina en cristales autigénicos ha sido citada por ARMENTEROS et al. (1986) en facies lacustres marginales de carácter dolomítico.

Los valores de Sr encontrados en los niveles de yesos (I-1, I-3 y III-1), con un rango de 2.330 a 4.870 ppm, están en el margen de concentración que dan FORT y BUSTILLO (1986) y ORDOÑEZ et al. (1989) para yesos primarios de la cuenca de Madrid. Según dichos autores los contenidos de Sr en yesos secundarios son netamente inferiores y suelen descender hasta las 700-1.300 ppm. Los valores excesivamente altos que, para este elemento, presentan algunos niveles, como el IV-0, con más de 10.000 ppm, puede ser debido

a la presencia de pequeñas cantidades de celestina no detectadas por difracción de Rayos X.

Los bajos contenidos de Sr de los niveles de la columna IV, excepción hecha del IV-0, se deben a la gran movilidad que presenta este elemento en los procesos postsedimentarios (SHORT, 1961; BOLTER, 1961; THARDY, 1969). La existencia de pseudomorfo de yesos lenticulares con calcita en la práctica totalidad de la columna IV es indicativo de un cambio brusco en las condiciones hidroquímicas, con participación de aguas meteóricas, correspondientes a una fase de enduzamiento que ha sido observada a techo de las facies yesíferas, en otras zonas de la cuenca del Duero (POZO et al., 1985). En relación con esta etapa se podría haber producido la movilización de Sr que justificaría la escasez general de este elemento en la columna IV.

El comportamiento geoquímico de los diferentes elementos traza analizados permite diferenciar un episodio basal evaporítico caracterizado por un escaso contenido en elementos traza, a excepción del estroncio. El paso a condiciones de somerización con sobreimposición de sedimentos pertenecientes a la llanura de fangos y la entrada episódica de aportes que introducen minerales heredados, trae como consecuencia una variación acusada de los fondos geoquímicos. Este hecho permite identificar los niveles de aportes en base a la distribución de elementos, especialmente de Ni, Cr, V y Rb. Por otra parte, otros elementos, como Mn y Li, permiten detectar la existencia de fenómenos diagenéticos tempranos que se traducen en la presencia de dolomita y en la neoformación de sepiolita.

Los resultados geoquímicos obtenidos confirman las interpretaciones sedimentológicas, así como la diferenciación de facies establecida.

REFERENCIAS

- ARMENTEROS, I.; FERNANDEZ, B.; RECIO, C., y BLANCO, J. A. (1986): *Análisis sedimentológico y paleogeografía en el Mioceno del sector de Sacramenta (Segovia) - Peñafiel (Valladolid)*. *Studia Geológica Salmanticensis*, XXII, 247-262.
- BOLTER, E. (1961): *Über Zersetzungsprodukte von Olivinfeldspat basalten*. *Beitr. Mineral. Petrog.*, 8, 111-140.
- FORT, R., y BUSTILLO, M. (1986): *Estudio geoquímico de los yesos miocenos de la zona este de la cuenca de Madrid*. *Est. Geol.*, 42, 387-395.

FROLICH, F. (1960): *Beitrag zur Geochemie des Chroms*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 20, 215-240.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1915): *Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia*. Junta Ampl. Est. e Inv. Científ. Com. Inv. Paleont. y Prehist., núm. 5, 1-259.

KRAUSKOPF, K. B. (1956): *Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in sea water*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 9, 1-32.

MEDIAVILLA, R. M. (1986-87): *Sedimentología de los yesos del sector central de la Depresión del Duero*. *Acta Geol. Hispánica* (21-22), 35-44.

MOSSER, Ch. (1980): *Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des alterations et des sédiments*. *Scis. Geologiques*, núm. 63, 229 pp.

ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, F., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1980): *Contribución al conocimiento del sector centro-oriental de la Cuenca del Duero (Sector de Roa-Baltanas)*. *Est. Geol.*, 36, 361-369.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M. A., y LOPEZ AGUAYO, F. (1981): *Chemical carbonated sediments in continental basins: The Duero Basin*. IAS. 2nd. Eur. Mtg. Bologna. Abstr.

ORDOÑEZ, S.; FORT, R., y BUSTILLO, M. (1989): *Caracterización geoquímica de la ruptura sedimentaria entre los yesos de la unidad salina e intermedia de la cuenca de Madrid*. *Est. Geol.*, 45, 45-53.

POZO, M.; CARAMES, M.; DOVAL, M., y RODAS, M.

(1985): *Distribución y evolución de los minerales de la arcilla en ambientes sedimentarios de la facies Cuesta (Sector Centro-Meridional de la Cuenca del Duero)*. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8, 247-255.

POZO, M. (1987): *Mineralogía y sedimentología de la «facies de las Cuestas» en la zona central de la cuenca del Duero: Génesis de sepiolita y paligorskita*. Tesis doctoral Univ. Aut. Madrid (inédita).

SAUTUREAU, J. P., et DECARREAU, A. (1973): *Genese des minéraux argileux, géochimie des éléments majeurs, de chrome et de vanadium dans le Bartonien moyen du Bassin de Paris*. These 3eme Cycle, Orsay, 79 pp.

SHORT, N. H. (1961): *Geochemical variations in four residual soils*. *J. Geol.*, 69, 534-571.

STEWART, F. H. (1963): *Marine evaporites*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440, 52 pp.

TARDY, Y. (1969): *Géochimie des alterations. Etude des arenés et de eaux de quelque massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*. These Sci. Strasbourg et Mem. Serv. Cart. Geol. Als. Lor., 31, 199 pp.

TARDY, Y.; KREMPF, G., et TRAUTH, N. (1972): *Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 36, 397-412.

TRAUTH, N. (1977): *Argiles évaporites dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, Mormoiron, et de Salinelles (France) et Jbel Ghassoul (Maroc)*. *Sci. Geologiques*, 49, 195 pp.

Original recibido: Noviembre de 1989.

Original aceptado: Mayo de 1990.

INGENIERIA GEOAMBIENTAL

Riesgos climáticos: Desertificación y fluctuación climática actual.

Por J. J. CAPEL MOLINA (*)

RESUMEN

El proceso de desertificación avanza progresivamente afectando cada vez a mayores superficies, lo cual, unido a largos períodos consecutivos con predominio de la sequía, hace que grandes zonas del sur de Europa y del norte del continente africano se conviertan en zonas áridas. Los factores determinantes de la sequía tienen una doble componente: por un lado el condicionamiento de una serie de factores naturales, como los anticiclones cálidos de bloqueo o la corriente de El Niño, y por otro los cambios de origen antrópico en la dinámica de la interfase atmósfera-tierra, como son el efecto invernadero o la deforestación masiva.

Palabras clave: Desertificación, Sequía, Climatología, Riesgos climáticos.

ABSTRACT

Desertification phenomena are progressively increasing since some years ago, affecting more and more large areas in the south of Europe and north of Africa, which due to the influence of long drought periods, are becoming arid zones. The conditioning factors which cause droughts have a double component: the natural factors (as warm anticyclons and El Niño current) and the changes in the dynamic of the atmosphere-earth interface related to and anthropic origin (as the greenhouse effect and massive trees felling).

Key words: Desertification, Drought, Climatology, Climatic hazards.

1. EL PROBLEMA DE LA DESERTIFICACION

El concepto *desertificación* implica aquellos procesos por los cuales los ecosistemas naturales pierden su capacidad de regeneración. Los desiertos constantemente se extienden a espacios anteriormente productivos, estamos, pues, ante una progresiva degradación de la tierra hasta tal punto, que es incapaz de prestar un soporte adecuado a las comunidades vivientes. Las zonas áridas y semiáridas actuales han sufrido la presión demográfica en las últimas décadas, lo que conlleva la imperiosa necesidad de obtención de recursos alimenticios, agrícolas, etc. En numerosas regiones de Africa del Norte la presión ejercida sobre los suelos, la vegetación y el clima es muy superior a su capacidad de respuesta. Si a esto se agrega la hostilidad del medio climático, agravado con una pertinaz sequía, la de-

sertificación ha ido en aumento. Zonas áridas en donde los equilibrios son tan precarios y frágiles que el mundo vegetal y animal adopta singulares estrategias para sobrevivir. El escaso período húmedo, algunas lluvias y en su mayor parte el carácter torrencial, durante el mismo y después, los ecosistemas naturales emprenden una veloz carrera para conseguir su cupo anual de nuevos tejidos (biomasa). En semanas o meses la productividad biológica es muy elevada. Luego el proceso se invierte, la sequedad, los incendios, el hambre (KENNETH HARE, 1985).

Quien desde Gibraltar se ha dirigido hacia el sureste español por el litoral, recorriendo comarcas de estas tierras, le ha quedado posiblemente gravado la apariencia de un paisaje desértico que configuran estas inmensas solanas orientadas al mediodía: llanuras litorales, el campo de Dalías, el desierto de Tabernas, el campo de Níjar, el campo de Cartagena, la estepa litoral, los yesares de Sorbas, cabo de Gata, cabo Tiñoso. Llanu-

ras litorales que poseen una precipitación tan escasa y mal distribuida «que hacen la competencia a las tierras del oeste de Australia, que tan mala fama pluviométrica tienen y en las que, a lo largo del año, llueve un 22,5 por 100 más que en Almería y en el verano cinco veces más» (MENDIZABAL VILLALBA, 1982). Es un paisaje herencia del pasado, elaborado en análogas condiciones de circulación atmosférica de milenios atrás, testimonio natural y permanente de la persistencia de la sequedad del clima.

La gran sequía y la desertificación que fue tema de gran actualidad y preocupación a finales de los años sesenta y principios de los setenta, por las vastas extensiones de los márgenes del Sahara que afectó —zona sudano-saheliana—, ha incidido ciertamente en las investigaciones de los riesgos naturales, en su divulgación y en una mejor comprensión de su impacto universal.

Los estudios sobre la temática de catástrofes naturales eran poco conocidos en Francia, Italia o España; en cambio tales investigaciones eran ampliamente conocidas y desarrolladas en los países anglosajones a finales de los sesenta y comienzos de los setenta con la expresión de «natural-hazards». Constituyendo además uno de los temas privilegiados del grupo «Hombre y Medio» de la Unión Geográfica Internacional.

Las precipitaciones casi normales, incluso copiosas en amplios territorios de Africa Boreal durante 1974 y 1975, dejó bajo un mínimo de atención política la gran sequía del Sahel, que comenzó en 1968. En cambio, en esos años, se inicia en el borde meridional europeo una sequía que afectó severamente a extensos territorios de España y Portugal, y con mayor o menor intensidad a otras áreas del Mediterráneo (Chipre, sur de Italia y Mar Egeo). El Boletín de la O. M. M. se hacía eco de la prolongada sequía en la Península Ibérica, «en contraste con la gran humedad reinante en el resto de Europa se sufrió una sequía extraordinaria desde el mes de agosto hasta fin de año. Las excepciones fueron las regiones septentrionales y del sureste. La falta de lluvias fue debido a un sistema persistente de altas presiones al oeste de la península. La precipitación total desde agosto hasta diciembre fue mínima en la Meseta Central, Extremadura y Andalucía, con valores tan pequeños que han sido registrados solamente dos veces en este siglo. Las pérdidas de la agricultura y de la in-

dustria ganadera se han estimado en más de 30.000 millones de pesetas» (O. M. M., 1975).

La sequía de nuevo se instaura causando graves repercusiones sociales y económicas en años siguientes y no sólo a la población del Sahel, sino extendiéndose a otros escenarios de Africa, en particular en los países de los márgenes del Kalahari, de Asia (China occidental y noroeste de la India), de Australia oriental y de Europa. En nuestro continente europeo todos los informes estadísticos meteorológicos coincidían en constatar un déficit de precipitación muy llamativo en la primera mitad de 1976. En muchas «partes del NO de Europa, desde los países de Escandinavia al norte de Italia y desde Francia a Europa central, la precipitación desde febrero a julio fue generalmente muy por debajo del valor normal. La sequía ocasionó pérdidas que totalizaron miles de millones de dólares, especialmente en las industrias agrícolas. Hubo restricciones importantes en el suministro de agua, escaseó la energía hidroeléctrica y se registraron numerosos mínimos de precipitación en estaciones de largo registro» (O. M. M., 1977). Así en Suiza no había ocurrido una sequía igual desde 1870; igualmente en Inglaterra y Gales la sequía fue acentuadísima, ya que fue la culminación de un período de dieciséis meses consecutivos en déficit de precipitación, que no tiene precedentes desde que empezaron las observaciones en 1727. En Austria, la fuerte sequía, a lo largo de los meses de primavera, propiciaron numerosos incendios forestales. Más al norte, Dinamarca, el período de junio a agosto fue el más seco desde que empezaron las observaciones en 1874, con más de 500 millones de dólares americanos en pérdidas, e incluso en el sur de Noruega las precipitaciones de marzo a septiembre fue la más baja desde que empezaron las observaciones en 1874. En España, «el primer cuatrimestre fue más seco de lo normal. La precipitación durante el verano fue muy dispersa y la falta de lluvia redujo las cosechas estimándose una pérdida de 16.000 millones de pesetas» (O. M. M., 1977).

La sequía se extendía hacia el Norte, si primeramente fueron las regiones de la franja marginal septentrional del Sahara las afectadas, con rapidez fueron extendiéndose estas secuencias secas a latitudes subtropicales europeas y, finalmente, a las regiones frías del norte europeo.

(*) Departamento de Geografía. Facultad de Letras. Universidad de Murcia. Santo Cristo, 1. 30001 Murcia.

La gran mortalidad por hambre en Etiopía, migraciones en el norte de África, conflictos sociales en el noroeste de Brasil, desecamiento de embalses y niveles mínimos de aguas embalsadas en las presas de producción de energía hidroeléctrica —presa Akosombo, en Ghana— han puesto en evidencia los costes socioeconómicos de la sequía. Ello ha estimulado a la comunidad científica a realizar esfuerzos mayores para ayudar a reaccionar a la humanidad contra este fenómeno natural y a la solapada amenaza de la desertificación que conlleva. El agravamiento y extensión de la sequía actual no es sino una continuación de la pertinaz de 1969 a 1973, que se tradujo en una inquietud internacional intelectual y política que provocó la unión de esfuerzo en una conferencia mundial sobre desertificación auspiciada por la ONU en 1977, que tuvo lugar en Nairobi (1). Previamente, el problema global de la desertificación fue planteado por la Asamblea General de las Naciones Unidas en vigesimonovena reunión, aprobándose la Resolución 3337, sobre colaboración internacional para combatir la desertificación y preveía la ejecución de cuatro grandes apartados:

- I. Convocatoria de una Conferencia de las Naciones Unidas sobre desertificación.
- II. El inicio de estudios preliminares sobre desertificación.
 - a) Confección de monografías de territorios con graves problemas de desertificación, financiado por el programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA).
 - b) La elaboración de una documentación básica para expertos en clima y desertificación, cambio ecológico y desertificación, población, sociedad y desertificación, tecnología y desertificación.
- III. Confección de un mapa mundial de desertificación a cargo de la FAO, en colaboración con la UNESCO y el PNUMA.
- IV. Otras cartografías de aridez y desertificación.

La Conferencia de las Naciones Unidas sobre Desertificación (UNCOD) de Nairobi, constituyó un

(1) La Conferencia de las Naciones Unidas sobre Desertificación tuvo lugar en el Centro de Conferencias Kenyatta, en Nairobi, desde el 29 de agosto hasta el 3 de septiembre de 1977.

gran paso adelante, era la primera vez que había un esfuerzo mundial concertado para frenar el proceso de expansión de los desiertos y racionalizar recursos naturales de los territorios áridos y semiáridos. El grueso de los estudios presentados a la UNCOD pusieron de relieve que la sequía prolongada no es la única causa de la desertificación. Factores muy importantes y que entran en juego son la deforestación, el pastoreo exagerado, el exceso de cultivos, la irrigación deficiente y las malas prácticas en el uso de la tierra. La desertificación, en último término, procedía de un mal uso humano del terreno. (Como por ejemplo, la sustitución de las cabañas migratorias de caza mayor por animales domésticos, rasgo común en sabana africana, condiciona el proporcionar agua potable a la ganadería. En épocas de pertinaz sequía es fenómeno corriente, como apunta KENNETH HARE, la estampida hacia los pozos, con destrucción de suelos. Estas especies carecen de la capacidad de obtención de agua suficiente de los tejidos de las plantas o de almacenarla durante largos períodos) (KENNETH HARE, 1985). Y, por tanto, la desertificación podría detenerse ya que el suelo degradado puede recuperarse por diversidad de factores (repoblación forestal, renovación vegetal, fijación de dunas, control de pastoreo y la ganadería, mejora de razas, planificación de cortavientos, mejoramiento de prácticas de recolección, nuevos sistemas de regadío para evitar encharcamientos y la salinidad, reintroducción de plantas resistentes a la sal. Fruto de esta conferencia fue el plan de acción para combatir la desertificación hasta finales de siglo —horizonte 2000 (PACD)— con objetivos de actuación inmediato en algunos territorios durante el período 1977-84. En mayo de 1984, en Nairobi, tuvo lugar la XII Reunión del Consejo Directivo del PNUMA, estudiándose los informes sobre el estado actual en el mundo de la desertificación y sobre la ejecución de medidas adoptadas en 1977 por el PACD, evaluación preparada por ROBERT LAMB. Según el autor inglés, diversas medidas inmediatas de tipo institucional y financiero que se habían acordado no ha traducido en resultados eficaces a causa de la crisis económica internacional, problemas políticos y una deficiente coordinación a nivel nacional e internacional. Igualmente es alarmante cómo los propios gobiernos afectados apenas si dan luz verde a los programas internacionales sobre antidesertificación.

Según esta primera aproximación, la desertificación avanza continuamente y con análoga aceleración que en 1977, a un ritmo de 60.000 Km.² (6 millones de Ha) anuales. En 1984 la desertificación gravita amenazante sobre el 35 por 100 de la superficie continental de la tierra y aproximadamente al 20 por 100 de la población (casi 900 millones de seres humanos). De hecho, «el 60 por 100 de los trópicos áridos, semiáridos y subhúmedos están ya afectados por la desertificación, algunas zonas muy intensamente. Se estima que cada año 21 millones de hectáreas de tierra de esas zonas dejan de ser productivas económicamente» (KENNETH HARE, 1984). Teniendo en cuenta que según estimaciones, con anterioridad al año 2000 no se espera un cambio en el ritmo actual de la desertificación, el PNUMA ha elaborado una serie de recomendaciones prácticas para mitigar y mejorar la situación de desertificación hacia finales de siglo. Entre los argumentos esgrimidos sobresalen, por un lado, los altos beneficios que se obtendrían al frenar la desertificación, en relación a los costes económicos. Solamente «el valor de la pérdida de productividad agrícola está cifrado en 26.000 millones de dólares anuales, frente a unos costes de 4.500 millones de dólares de las medidas de antidesertificación» (KENNETH HARE, 1984). De otra, la inquietud científica internacional ante la desertificación, se ha traducido en una conciencia social y política ante este fenómeno. Hoy día existe una mejor comprensión de la desertificación y de su impacto universal que en 1977. La desertificación se configura como un nuevo foco de inestabilidad social y política y, por consiguiente, de incidencia en la seguridad mundial. Entre las medidas principales figuran:

- Prioridad de actividades encaminadas a detener la desertificación en aquellos territorios que ofrezcan mayores posibilidades de recuperación.
- Llamamiento a la ONU y otras instituciones internacionales para que aumenten su apoyo financiero y técnico a la región sudano-saheariana.
- Llamamiento a los gobiernos de países propensos a la desertificación, instándoles a que elaboren planes y programas que articulen los mecanismos necesarios mínimos para combatir este desastre natural, bajo el marco de los

sistemas social, ecológico y cultural de las poblaciones afectadas.

- Instar a los gobiernos y organismos de carácter internacional para que sigan el desarrollo de los proyectos en realización y su valoración.
- Establecimiento de mecanismos judicial y administrativo para el mejor control de la desertificación y su tendencia evolutiva.
- Revisión de políticas y prácticas que se sigan a nivel local.

En la distribución de las regiones áridas elaborado por la UNESCO, la España mediterránea, cuenca baja y media del Ebro, ambas submesetas, sureste y Algarbe portugués.

En realidad la gran sequía ha continuado afectando a las regiones áridas y semiáridas a lo largo de los últimos veinte años; extendiéndose a lo largo de la mayor parte del Sahel a regiones puntuales del oeste y este de África y amplios territorios de Sudamérica. En los últimos siete años la sequía se ha extendido geográficamente por espacios de Asia continental y flanco meridional europeo, España y Portugal, preferentemente.

En 1981, a lo largo «de la mitad sur de la P. Ibérica, una sequía que duraba un año secó los pastos y obligó a reducciones en la producción de energía y arruinó la agricultura» (O. M. M., 1982). Las pérdidas en el sector agrario, sobre todo en el olivar y en la ganadería, se «estimaron en 1.500 millones de dólares. El volumen de agua requerida para el consumo doméstico, riego, usos industriales y energía eléctrica hidráulica fue tanto que el 1 de diciembre los pantanos españoles tenían sólo entre el 10 y el 30 por 100 de su capacidad. Afortunadamente las fuertes lluvias de diciembre ayudaron a paliar la crítica situación» (O. M. M., 1982). Sin embargo, la primavera de 1982 fue muy seca, prolongando, en definitiva, la pertinaz sequía desde 1980. Esta sequía «de tres años de duración es la más larga y la más grave del siglo» (LE COMTE, 1983).

El ejemplo de Almería ilustra las fluctuaciones de estas deficiencias de precipitación en estos años últimos: el valor medio anual es de 220 mm. (período 1931-1960). Pero las cantidades recogidas en los seis años, 1980-1985, fueron solamente de 151, 101, 139, 117, 110 y 140 mm., respecti-

vamente. El suroeste ibérico ha padecido años anormalmente secos desde 1973. De hecho, Almería, los años 1974, 1981, 1983 y 1984 fueron cuatro de los seis años más secos de todos los registrados. Se tiene que retroceder hasta 1913, con sólo 63 mm., para encontrar un año comparable con el de 1981, aun cuando 1931 y 1950 fueron muy secos (117 y 130 mm.). No se ha demostrado en España la existencia de sequía con períodos de recurrencia determinados, ni oscilación. El Dr. H. E. LANDDSBERG, en un estudio sobre la sequía del Sahel, basándose en tres observatorios de Senegal, dedujo que se podría al menos, una vez cada siglo, esperar una sucesión de seis o siete años deficitarios de precipitación. La sequedad que ha interesado a España y muy particularmente al SE, constituye probablemente la anomalía climática más singular de los últimos cien años, marcando presumiblemente un hito en las repercusiones ecológicas y económicas. Frente a aquellos que consideran que se trata, en definitiva, de un fenómeno físico, un paroxismo climático, de ausencia puntual de lluvias y apreciando que con la vuelta actual a un período de precipitaciones normales se restauraría el estado socioeconómico anterior, sin ninguna otra intervención; nosotros, en cambio, estamos de acuerdo en que «las incidencias de anomalías desfavorables son generalmente acumulativas, sin que ninguna repercusión pueda esperarse, a pesar de que se den anomalías en sentido contrario» (WROWN, 1984). Y consideramos que la deficiencia de precipitaciones tan acusadas en este sexenio —auténtico cataclismo climático— ha significado una constatación del frágil equilibrio de estos ecosistemas semiáridos mediterráneos y, en definitiva, de la ruptura del equilibrio de los mismos, tras dilatadas adaptaciones y ajustes en centurias pasadas. La intervención del hombre y de la tecnología a su alcance se hace precisa para corregir, en lo posible, la detención del proceso inexorable de la desertificación; las catástrofes, las crisis «más violentas pueden ser, en cierta medida, al menos, favorecidas o combatidas en sus inmediatas consecuencias por la acción humana» (PONCET, 1975). La gran sequía del SE había conocido acontecimientos graves en 1973, 1961, 1950, 1945, 1931 y 1913 y con unas connotaciones idénticas en el siglo pasado, con la catastrófica sequía ocurrida entre 1825 y 1830, que significó, junto a otros factores socioeconómicos, importantes migraciones interio-

res; años después, en 1851, JOSE DE ECHEGARAY insistiría en este fenómeno al escribir que «el terrible azote de la sequía devasta y despuebla aquellas hermosas campiñas» (ECHEGARAY, 1851).

Una escuela de pensamiento prestigiosa, partiendo de que a gran escala el clima de la Tierra no parece haber sido alterado demasiado durante los milenios de existencia del hombre, es la que considera como «la alta incidencia y la prolongada duración de las sequías recientes son simplemente aspectos de una fluctuación natural, debido a alguna oscilación de la circulación general atmosférica (y tal vez de los océanos) profundamente afianzada» (KENNETH HARE, 1984). Para éstos, África habría padecido ya prolongadas sequías; y, por consiguiente, la situación se corregiría por sí misma. El clima muestra una gran estabilidad a largo plazo, estabilidad que anulará la prolongada sequía actual.

Sin embargo, nosotros compartimos la idea —sin menospreciar que las fluctuaciones climáticas debidas a cambios de modelos de la circulación general incidan estrechamente en las sequías—, de que estos ecosistemas de frágiles equilibrios —márgenes de las zonas áridas— (como el caso del SE ibérico) la acción del hombre ha interferido el equilibrio, produciendo presumiblemente degradación duradera de los climas áridos y semiáridos (de condiciones climáticas límites). Hay que admitir hoy hipótesis, incluso sustentadas en experimentación con modelos de laboratorio, cómo las realimentaciones del albedo, la humedad del suelo, los aerosoles, el aumento del CO₂, la oscilación Sur y corriente marina de «El Niño», posiblemente con incidencia en la intensificación de la sequía saheliano-sudaní, flanco norte del Sahara, cuenca del Mediterráneo, Australia oriental, NE del Brasil y cuenca del Mediterráneo, y en cualquier otra región de la Tierra.

Habitualmente se dice que la sequía es una condición de clima anormalmente seco, que resulta de un desequilibrio hidrológico, en el que entraña gran dificultad el predecir el principio y arriesgado estimar el final. Dentro de una distribución de frecuencias de lluvias para un período suficientemente extenso, la sequía corresponde al intervalo de déficit, es decir, una situación deficitaria de humedad respecto a las condiciones habituales. Una semana sin precipitación en España puede considerarse como normal, dos consecu-

tivas pueden ser una coincidencia, tres constituirían ya una combinación —secuencia seca— que de mantenerse podrían desencadenar un ciclo de sequía. Los grandes centros de acción atmosféricos —anticiclones dinámicos— son los causantes de las sequías (temporales) y de la aridez que soportan todos los dominios climáticos de la Tierra. Las situaciones de tiempo anticiclónicas persistentes sobre una misma región se comportan como auténticos secantes atmosféricos, con sus cielos despejados, vientos débiles o encalmado y ambiente seco. Los potentes anticiclones dinámicos subtropicales pueden mantenerse prácticamente estacionarios en las inmediaciones de la P. Ibérica o interior, en períodos de varias semanas, incluso meses, actuando como generadores de la sequía.

2. FACTORES ATMOSFERICOS DE LA SEQUIA

Existen factores físicos de origen dinámico atmosférico planetario que explican el comportamiento climático de las sequías que afectan a amplios territorios regionales, incluso a escala continental. Posiblemente la explicación de las variaciones atmosféricas resida en el balance de calor del sistema océano-tierra-atmósfera, que está asociado a fluctuaciones energéticas.

Anticiclones cálidos de bloqueo

De los anticiclones alógenos que visitan los parajes de la P. Ibérica y provocadores todos ellos de períodos secos, son los anticiclones cálidos de bloqueo —Alta de Azores, Alta norteafricana (cinturón subtropical de altas presiones)—, los que actúan a modo de barrera que desvían hacia latitudes mayores la trayectoria de las depresiones del frente polar y de los vientos del O, dando lugar a períodos secos, de gran estabilidad atmosférica.

Presencia de ozono en la baja estratosfera

No existe ozono en cantidad apreciable en la troposfera, sí en cambio en la baja estratosfera a partir de los 20 Km. de altitud y alcanza su máxima concentración hacia los 25 Km. y desaparece hacia los 45 Km. Vestigios de ozono se forman a veces en las capas bajas de la atmósfera, pro-

duciéndose fotoquímicamente en el aire contaminado, también por descargas eléctricas, pero la mayor parte se forma y se destruye a grandes alturas, por procesos fotoquímicos. Un aumento de la radiación de onda corta (rayos ultravioletas) provenientes del Sol, que suele acontecer dos años antes del mínimo de manchas solares, tiene como consecuencia un aumento del ozono. El calentamiento de la estratosfera «parece debilitar el cinturón de altas presiones y en consecuencia el flujo de vientos del O, con lo que disminuye la lluvia en la fachada oceánica de los continentes de zonas templadas» (GARCIA DE PEDRAZA, 1982). El debilitamiento de los ponientes (circulación zonal) a favor de la circulación meridiana (Norte-Sur) trae consigo que las transgresiones polares alcancen las latitudes tropicales (gotas frías) y pulsaciones tropicales ligadas a anticiclones cálidos de bloqueo consignan establecerse en las altas latitudes subpolares.

El pasado 1 de enero de 1989 entró en vigor el Protocolo de Montreal, acordado en 1987, para proteger la capa de ozono (apenas una década se descubrieron unos agujeros de ozono en las regiones polares) (2). Con éste se prevé la reducción a la mitad del consumo de sustancias dañinas para la atmósfera, en concreto de los clorofluorocarbonados (CFC), utilizados en los aerosoles y en los refrigerantes, provocadores del ensanchamiento del agujero de ozono.

Hipótesis del albedo

Supone que la reducción de la cubierta vegetal aumenta la reflectividad de la superficie de la Tierra respecto a la radiación solar (albedo). CHARNEY (1975) indicaba que con la elevación brusca del albedo en los flancos del Sahara disminuiría la lluvia. Cualquier aumento del albedo aceleraría la subsidencia y, por consiguiente, una reducción mayor aún de la pluviometría. Esto llevaría a la hipótesis de que los procesos que aumentan el albedo tienden a disminuir la lluvia. El «suelo desnudo o las rocas tienen un albedo más alto que la hierba, el bosque seco o el monte bajo, y, por tanto, la desertificación hace real-

(2) La Reunión Internacional sobre «Protección de la capa de ozono» se celebró en Londres, en diciembre de 1988 —ABC del 6 de diciembre de 1988—. El científico J. FARMAN ha informado sobre la pérdida del 95 por 100 del ozono estratosférico que «nos pone al borde de una catástrofe de grandes proporciones».

mente que tienda a elevarse el albedo» (KENNETH HARE, 1984). O sea, intensifica la subsistencia de las masas de aire que pasan por encima, dispersando las nubes y suprimiendo la convección.

Humedad del suelo

Se ha experimentado con modelos de circulación general, en Inglaterra, que un suelo con la superficie inicialmente seca suprimiría la formación de perturbaciones para la producción de lluvias. Una desecación gradual de las zonas áridas está automanteniéndose actualmente. La mayor parte de las lluvias proceden del agua revaporada localmente, como sucede en el interior del Amazonas (KENNETH HARE, 1984).

Concentración de CO₂ en la atmósfera

Es manifiesto un aumento de la concentración el anhídrido carbónico en la atmósfera, para algunos autores ha significado un 10 por 100 en los últimos treinta y cinco años. El aumento total durante «aproximadamente los últimos cien años ha sido de un 20 por 100, pasando de entre 280 y 290 a 340 partes por millón de volumen (ppmv)» (KELLOGG, 1983). Como consecuencia de la quema generalizada de los combustibles sólidos (carbón, petróleo, gas natural) en los países industrializados, el CO₂ emitido se propagó velozmente por toda la Tierra. Además, «la tala de bosques produce CO₂ cuando la materia orgánica se pudre o se quema y puesto que los bosques también actúan como consumidores de CO₂, la deforestación es, posiblemente, un nuevo factor que contribuye al incremento del CO₂ observado en estos últimos decenios» (WHITE, 1979). Es comprensible que sus efectos sean mundiales y tendrán que combinarse con los debidos al aumento de las concentraciones de otros gases que producen efecto de invernadero, sobre todo el metano (CH₄), el óxido nitroso (NO₂) y diferentes contaminantes industriales, como los clofluorometanos. El aumento de su contenido en el aire «podría modificar en el futuro las condiciones de absorción de la radiación solar» (DURAND-DASTES, 1972). Los efectos del CO₂ sobre el clima es debido a su capacidad de absorber y remitir radiación infrarroja, procedente de la superficie terrestre que de otra manera escaparía hacia el espacio exterior. Al igual que la hipótesis del

albedo, los efectos del CO₂ han sido comprobados experimentalmente con modelos de la circulación general atmosférica. El aumento de la temperatura media y especialmente en latitudes bajas, incrementaría la evaporación de los océanos, e intensificando todo el ciclo hidrológico. Si la evaporación aumenta ha de incrementarse la precipitación. ¿En qué regiones?, ¿a qué latitudes? Sin embargo, investigadores como MAC INTIRE insisten en que las características amortiguadoras del agua del mar impedirían un aumento térmico importante.

Interacción océano-atmósfera

El gran océano de la tierra almacena grandes cantidades de calor y que de hecho afectan posteriormente a los intercambios de temperatura del agua del mar, van precedidas de variación en el régimen de viento. Si la atmósfera es muy receptora a los cambios energéticos (días o semanas), el océano, por su papel de termostato —almacenamiento de calor—, muestra una gran inercia —años, décadas, siglos— (GARCIA DE PEDRAZA, 1982). El proceso de realimentación «agua-atmósfera puede ser la clave de muchas sequías, pero no es bien conocido; sólo se induce que el agua fría determina estabilidad y sequía, mientras que el agua cálida parece favorecer la formación de borrascas y lluvias» (GARCIA DE PEDRAZA, 1982).

La corriente de «El Niño» y la oscilación Sur

La presencia en dominios tropicales oceánicos de huracanes no es un fenómeno aislado, de la misma forma que no lo son las grandes sequías. Presumiblemente hay fenómenos atmosféricos teleconectados con ellos, como acontece con la corriente marina cálida ecuatorial «El Niño», que se presenta cada diez años, aunque sin una periodicidad rigurosamente fija (TEJADA Y MORALES, 1989). Durante los años de «El Niño» decrecen notablemente el número de huracanes en el Atlántico y, por consiguiente, de las lluvias que provocan en el dominio tropical (en torno a un 30 por 100), observándose once días en los que hay huracanes, mientras que cuando no ocurre «El Niño» son 23. Los dos recientes fenómenos conocidos —1972-1973 y 1982-1983— han llevado paralelo el recalentamiento de las aguas costeras

de Ecuador y Perú. Tal recalentamiento va asociado a la llamada «oscilación Sur», que consiste en un vasto desplazamiento de E a O de las masas en la atmósfera en el Pacífico tropical. La grave sequía de 1982 en Australia fue debida a esta oscilación. «El Niño» implica variaciones de la presión a escala mundial. Consideramos que la gran sequía que padeció la España atlántica en las últimas décadas, muy acentuada en los años 1982-1983 y 1972-1973, son concomitantes con los fenómenos de «El Niño», poniéndose de manifiesto que su interferencia en la circulación general no sólo interesa al hemisferio austral, sino a ambos hemisferios.

3. CONCLUSIONES

En diversas regiones de diferentes dominios climáticos se han producido sequías desastrosas en años recientes. No cabe duda que la evolución climática reciente ha incluido pertinaces y sequías graves, difícilmente soportables por los ecosistemas fuertes. El medio físico en las regiones áridas y semiáridas se encuentra sometido a una fuerte presión por la necesidad creciente de alimentos, madera, agua y fibra. Esto constituye un ejemplo paradigmático en Africa.

¿Qué significa la serie de años secos 1980-1985? ¿Avanza el Sahara hacia el Norte? ¿La desertificación es climática o antrópica? El Sahara ha sido y es desierto funcionando como tal muchos miles de años: el sureste ibérico es una región árida marginal, es un semidesierto de abrigo topográfico, funcionando como tal ocho mil años antes de Cristo. No cabe el asociar el avance del desierto, entendido como macromutaciones del ecosistema, con períodos de escasa pluviometría. El análisis de la pluviometría en el Sureste, desde 1884, aunque con lagunas, revela carencias o ritmos parecidos, sin embargo, no tan limitantes como en el período 1980-1985. Posiblemente el avance de la frontera del desierto debe ser considerado como un fenómeno de irrupciones sucesivas. En una sucesión de años secos, las orlas marginales de las zonas áridas experimentan un desequilibrio que afecta con distintos grados de intensidad a los componentes del ecosistema. La vegetación y el suelo cultivable se degrada de tal forma que se vuelve extraordinariamente difícil su recuperación,

aun cuando se sucedan una serie de años lluviosos. El encinar-chaparral que cubre las cimas de la cordillera penibética litoral (Sierra de Carrascoy, Sierra Cabrera, Sierra Alhamilla, Sierra de Gádor), sobreviviendo en condiciones extremas, ¿podrá resistir la fuerte presión climática de pertinaz sequía durante estos seis años o acelerará su degradación de modo inexorable?

¿La desertificación está motivada por períodos sucesivos de sequía o constituye una manifestación de una tendencia climática a la aridez? ¿Por qué parecen extenderse los desiertos? ¿La desertificación está asociada a variaciones de la circulación general atmosférica? ¿La desertificación es el resultado de las actividades humanas? ¿Avanza ésta gradualmente en la P. Ibérica?

Difícilmente estas interrogantes tienen una respuesta única. La desertificación disminuye la resistencia a las consecuencias de una sucesión de sequías, cada una de las cuales tiende a su vez a incrementar el deterioro de los niveles humanos. Sobre todo en Africa, en las márgenes del Sahara, estos sistemas naturales progresivamente degradados por la hostilidad del clima, se le agrega una creciente presión demográfica.

Debe ser admitido que no sólo la reciente sequía (sexenio 1980-1985) en España podrá continuar en los próximos años, de hecho hemos asistido al invierno más seco en todo lo que va de siglo XX (invierno 1988-1989) —y que constituye una de las anomalías científicas más espectaculares en las últimas dos décadas— en España y Portugal. Y, por tanto, sucesiones de años secos se dan y podrán darse, dentro de un fenómeno a escala planetaria. Numerosas anomalías del clima están apareciendo en muy diferentes escenarios del mundo en los últimos veinte años. Las sequías presumiblemente estén asociadas a aspectos de variación de la circulación general, especialmente en una mayor y especializada investigación sobre el comportamiento de modelos de circulación. Biólogos, climatólogos, meteorólogos y físicos debieran prestar más atención a los estudios de propagación del Sahara hacia el norte. Si ésta existe, se debería de determinar las causas y analizar las líneas de actuación para evitarlo.

Recientemente, con motivo de la celebración del día meteorológico mundial, 1986, el secretario de la O. M. M., manifestaba que la raza humana

sigue estando expuesta peligrosamente a las variaciones climáticas y a pesar de los avances tecnológicos, éstos no han podido aminorar las consecuencias de éstas. Así, pues, la población continúa siendo vulnerable a estas variaciones climáticas, pero, a su vez, puede inducir a través de sus actividades a cambios en el clima a gran escala. La continua emisión de subproductos industriales y agrícolas (incremento del CO₂ a consecuencia de la quema generalizada de combustibles sólidos, gases contaminantes industriales como el metano, el óxido nitroso o los clorofluorometanos, partículas sólidas, la tala de bosques, etcétera) por influencia directa de las actividades humanas, están cambiando en la actualidad los procesos radiactivos de la atmósfera. Procesos que tienden a intensificarse, hasta llegar a incidir en el complejo sistema que determina el clima mundial. El caldeoamiento progresivo en los próximos 30-40 años es un hecho quizá irreversible, aumentando de 1-3° la temperatura media de la superficie de la Tierra. Según ha manifestado el profesor holandés OERLEMANS, del Instituto de Meteorología y Oceanografía de Utrecht, si los doscientos metros más superficiales del océano mundial se recalentaran tan sólo un grado, el nivel general de los mares crecería unos 20 centímetros, aproximadamente, e interesaría, pues, a las instalaciones portuarias y regiones de escasa altitud.

Hacia un cambio climático global nos acercamos. El clima futuro puede ser muy diferente del actual y es, por consiguiente, necesario por parte de la Comunidad de Naciones prever la medida de esta diferencia, como cuantificarla y cuáles serían las posibles alternativas a considerar ante las nuevas actitudes de comportamiento del clima.

REFERENCIAS

CHARNEY, J. G. (1975): *Dynamics of deserts and drought in the Sahel*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101.

DURAND-DASTES, F. (1972): *Climatología*. Ariel, Barcelona.

ECHEGARAY, J. DE (1851): *Memoria sobre la causa de la sequía de las provincias de Almería y Murcia*. Madrid. Imprenta Comercio.

GARCIA DE PEDRAZA, L. (1982): *La sequía*. Rev. de Meteorología. Asociación Meteorológica Española. Madrid.

KELLOG, W. W. (1983): *Identificación del cambio climático introducido por el aumento del anhídrido carbónico y otros gases en la atmósfera*. Boletín de la O. M. M., Ginebra, vol. 32, enero.

KENNETH HARE, F. (1984): *El clima y la desertificación*. Boletín de la O. M. M., octubre, vol. 33, núm. 4, Ginebra.

KENNETH HARE, F. (1985): *Sequías, variaciones climáticas y desertificación*. O. M. M., Ginebra, núm. 655.

LE COMTE, D. M. (1983): *Fenómenos atmosféricos significativos en 1983*. Boletín de la O. M. M., vol. 32, núm. 3, Ginebra.

MENDIZABAL VILLALBA, M. (1982): *El futuro de las Zonas Áridas*. Seminario sobre Zonas Áridas. Almería, noviembre de 1982, Diputación Provincial de Almería.

O. M. M. (1975): *Boletín de la O. M. M.* Ginebra, vol. XXIV, núm. 2.

O. M. M. (1977): *Boletín de la O. M. M.* Ginebra, vol. XXVI, núm. 3.

O. M. M. (1982): *Boletín de la O. M. M.* Ginebra, vol. 31, núm. 4.

PONCET, J. (1975): *L'interêt du concept de catacysme*. L'Espace Géographique, 1, Paris.

SVERRE PETERSEN (1976): *Introducción a la Meteorología*. Espasa Calpe, Madrid, 5.ª edición.

TEJEDA, A., y MORALES, T. (1989): *Huracanes. Telecomunicaciones y especulaciones*. Información Científica y Tecnológica. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, México, D. F.

WHITE, R. M. (1979): *La conferencia mundial sobre el clima*. Boletín de la O. M. M., vol. XXVIII, núm. 3, Ginebra.

WROWN, L. C. (1984): *La desertificación*. El libro de la Naturaleza. El País. Madrid.

Original recibido: Enero de 1990.
Original aceptado: Marzo de 1990.

Estudio petrológico y geocronológico (Rb-Sr) de los granitoides de Friol y Puebla de Parga (NO de Lugo).

Por F. BELLIDO MULAS (*), J. GARCIA GARZON (**) y J. REYES ANDRES (*)

RESUMEN

La datación del complejo plutónico de Friol-Puebla de Parga permite suponer que las subunidades de leucogranitos moscovíticos-biotíticos y de granitos (adamellitas) biotítico-moscovíticos porfídicos, se asocian a un único evento intrusivo. Teniendo en cuenta, además, sus características petrológicas y geoquímicas, puede considerarse que ambas son muy probablemente cogenéticas. La edad obtenida en este trabajo es de 314 ± 16 M. a., y si se tienen en cuenta otros datos isotópicos preexistentes, la edad resultante puede precisarse en 318.7 ± 4.2 M. a., que correspondería a una intrusión sincinemática con la tercera fase hercínica. Las relaciones 87 Sr/86 Sr iniciales indican un origen a partir de materiales reciclados de la corteza continental.

Palabras clave: Petrología, Geocronología, Granitoides, Orogenia hercínica, Macizo Hespérico, Lugo, España.

ABSTRACT

Friol-Puebla de Parga plutonic complex dating, seems to indicate an only intrusive event for both the muscovite-biotite bearing leucogranites and the porphyritic biotite muscovite bearing granites (adamellites). Considering also their petrological-geochemical features, it can be assumed a cogenetical origin for both subunits.

Age resulting from the present work is 314 ± 16 M. a., and taking into account previous isotopic data, the age can be approximated to 318.7 ± 4.2 M. a.; corresponding to a sinkynematic intrusion related to third hercynian phase. Initial 87 Sr/86 Sr ratios seem to point towards an origin from recycled continental crust materials.

Key words: Petrology, Geochronology, Granitoids, Hercynian Orogeny, Hesperian Massif, Lugo, Spain.

INTRODUCCION

El complejo plutónico granítico de Friol-Puebla de Parga, se encuentra situado en la zona noroccidental de la Península Ibérica, en la provincia de Lugo, y toma su nombre de dos poblaciones enclavadas en él y que se localizan al NO de la capital de dicha provincia.

Este complejo plutónico agrupa subunidades litológicas que han sido clasificadas en dos series de diferente significado petrogenético establecidas en este ámbito del Macizo Hespérico (CAPDEVILA, 1969; CAPDEVILA y FLOOR, 1970; CAPDEVILA et al., 1973). Estas series corresponden

a una de carácter alcalino y aluminico, de granitoides de dos micas, generada por anatexia húmeda en la zona media de la corteza, y otra serie calcoalcalina de granitoides biotíticos generada por fusión seca en la zona inferior de la corteza y que puede tener hibridaciones con productos básicos infracrustales.

No obstante, se ha observado que este modelo con dos series presenta problemas, al menos en este sector del Macizo Hespérico (BARRERA et al., 1982; BELLIDO et al., 1987). Así, entre otros hechos, se encuentran unidades o complejos plutónicos, como el considerado en este caso, que presentan características mineralógicas y composicionales intermedias y se pueden observar relaciones transicionales entre términos que serían asignables a las distintas series establecidas. La existencia de estos problemas es corro-

(*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(**) Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid.

borada en parte por las observaciones de otros autores (GIL IBARGUCHI et al., 1983), que, si bien siguen manteniendo aquellas dos series con base en argumentos fundamentalmente mineralógicos y composicionales, proponen para ambas un origen común en relación con un orógeno colisional y a partir de materiales de la corteza continental.

En este trabajo se propone, en función de las relaciones observadas entre los granitos de dos micas y los granitoides (adamellitas) biotíticos porfídicos que forman este conjunto y de sus características petrológicas, geoquímicas y cronológicas, un origen común para ellos, que formarían parte de un complejo intrusivo sincinemático con la tercera fase deformativa hercínica en este ámbito del orógeno.

Esta proposición concuerda con las observacio-

nes de ARANGUREN y TUBIA (1989), que con base en el análisis estructural de los granitoides de Friol y Puebla de Parga, asumen que ambos forman parte de un mismo cuerpo intrusivo en estructura anular.

ENCUADRE GEOLOGICO Y CARACTERIZACION PETROLOGICA

El complejo plutónico de Friol-Puebla de Parga está emplazado en el «Anticlinorio del Olo de Sapo» situado en la zona Centro Ibérica del Orógeno Hercínico en el Macizo Hespérico (JULIVERT et al., 1974). Estos granitoides intruyen en los ortoneises «Olo de Sapo» y en pizarras y esquistos de edad ordovícica, que están afectados por un metamorfismo regional meso o catazonal (fig. 1). Como consecuencia de la intrusión, el

conjunto metamórfico encajante y los enclaves presentan recristalizaciones habiéndose observado blastesis de moscovita y ocasionalmente de andalucita.

El afloramiento granítico presenta dos bandas de máxima deformación en los bordes oriental y occidental que corresponden a desgarres dextrales con muy escaso componente en la vertical.

Desde el punto de vista petrológico este complejo se encuentra integrado por los siguientes tipos litológicos fundamentales:

- Leucogranitos moscovítico-biotíticos de grano medio o grueso, que constituyen la facies común de la subunidad de Friol y que están afectados en grado variable por la deformación.
- Leucogranitos moscovítico-biotítico de grano medio a fino, que constituyen la facies Mariz de la subunidad de Friol y que están menos afectados por la deformación.
- Granitos (adamellitas) biotítico-moscovíticos, con megacrístales de feldespato potásico que forman parte de la subunidad de Puebla de Parga, y que también están variablemente deformados.

La disposición de estas litologías en el afloramiento plutónico puede observarse de forma esquematizada en la figura 1.

La mineralogía principal del conjunto de los leucogranitos de dos micas está constituida por cuarzo, plagioclasa (An 19-0), microclina, moscovita y biotita, apareciendo como accesorios apatito y circón, y ocasionalmente granate, monacita, turmalina, sillimanita y opacos.

Para los granitoides (adamellitas) biotítico-moscovíticos con megacrístales de feldespato potásico, la mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa (An 27-15), microclina, biotita y moscovita, encontrándose como accesorios apatito, circón, opacos y monacita.

En las zonas próximas a los límites cartográficos entre los granitos de dos micas de facies común y los granitoides biotítico-moscovíticos porfídicos, se encuentran rocas de características intermedias, resultando problemática la delimitación de ambas unidades. Incluso en zonas muy internas a los límites establecidos tradicionalmente

para el «Macizo de Puebla de Parga» pueden observarse rocas que son auténticos granitos de dos micas con megacrístales.

Los granitoides de grano fino de facies Mariz pueden contener a veces inclusiones de granitoides asociables a las variedades marginales de las rocas biotítico-moscovíticas porfídicas y ocasionalmente de granitos de dos micas orientados. Estas rocas aparecen prácticamente indeformadas incluso junto al borde oriental del complejo plutónico, aunque en el extremo meridional presentan tránsitos a los tipos más gruesos y deformados. Estos hechos determinan que haya que interpretar con precaución las observaciones sobre estos granitos, ya que podrían corresponder a un pulso de intrusión más tardío, por lo que no se han incluido muestras de ellos en el estudio geocronológico.

PROCEDIMIENTOS ANALITICOS

Los análisis se han realizado en el Servicio de Laboratorios del ITGE (fluorescencia de rayos X y espectrometría de masas) y en el E. C. N. de Petten (Holanda) (activación neutrónica instrumental).

Análisis geoquímicos

Los elementos mayoritarios Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn, Ti y P se han analizado por fluorescencia de rayos X, con un espectrómetro automático Philips PW 1404, con un tubo de Sc/Mo. Las medidas se realizan sobre perlas fundidas de 1.0 g. de muestra con 5.0 g. de tetraborato de litio en las condiciones estándar de medida para cada elemento en particular.

Los elementos traza Ba, Th, U, Zr, Hf, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb y Lu se han analizado por activación neutrónica instrumental. Muestras de 1 g. se irradian en un reactor experimental en dos ciclos, una irradiación corta (1 min.), con flujo de neutrones térmicos de 10^{11} neutrones $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ y una irradiación larga (2 h.) con un flujo de $5 \cdot 10^{12}$ neutrones $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. Los espectros gamma se registraron con un detector de Ge (Si). El primer espectro se registra inmediatamente después de la primera irradiación, con un tiempo de conteo de 1.000 s. Posteriormente, después de la

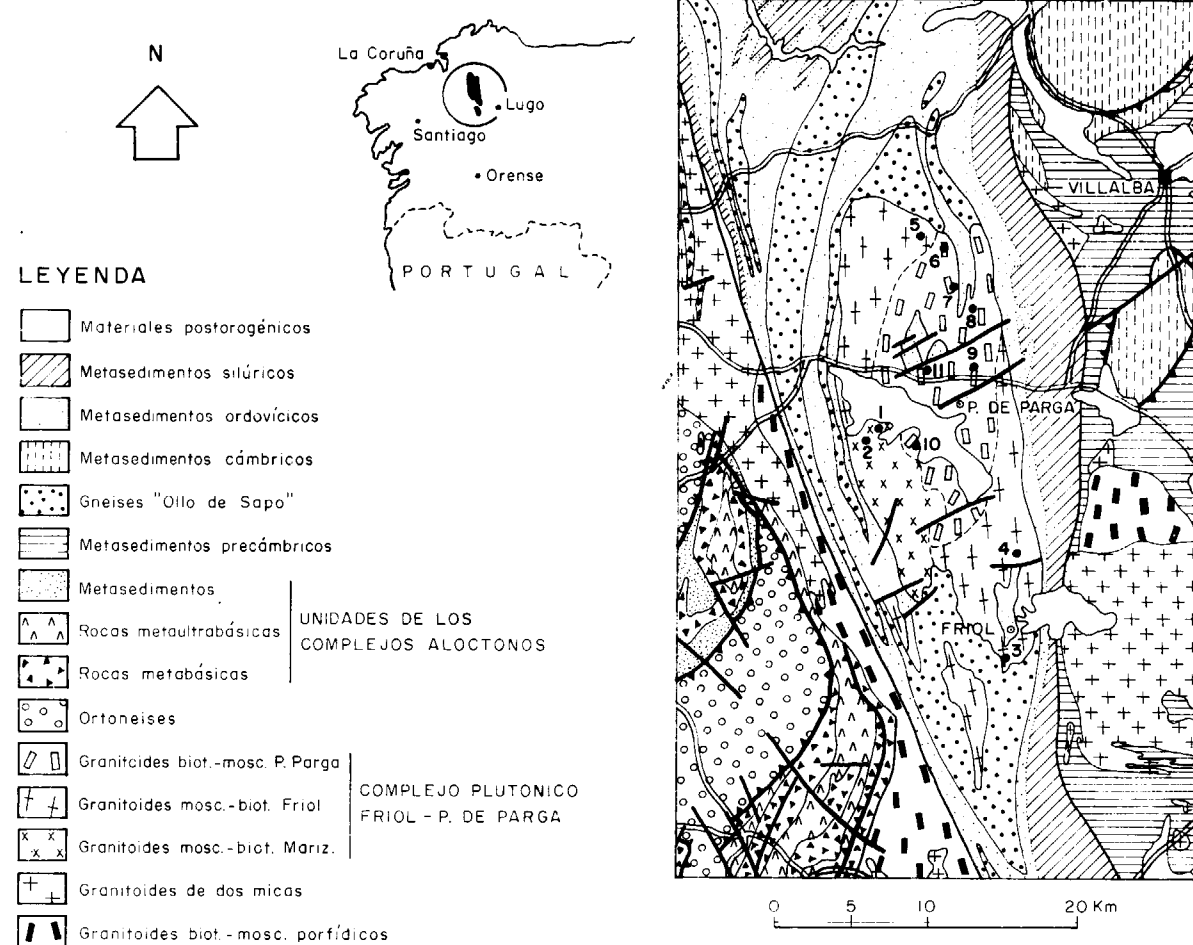


Figura 1.—Esquema geológico del Complejo Plutónico de Friol-Puebla de Parga. Situación de las muestras estudiadas.

irradiación larga, permitiendo un tiempo de enfriamiento de uno a dos días, se van registrando espectros sucesivos durante tres o cuatro semanas, con un tiempo de conteo de 3.000 s.

Los elementos traza Rb y Sr se han analizado por fluorescencia de rayos X, según se menciona en el apartado de análisis geocronológicos.

Análisis geocronológicos

Se utilizan muestras brutas de roca fresca de aproximadamente 10 Kg. En el procedimiento para roca total se obtienen muestras reducidas de 0.5 g. de tamaño de grano menor de 1 μ m. por molienda con machacadora de mandíbulas, molino de anillos y molino de ágata.

Las muestras así obtenidas se atacan con una mezcla 1 : 5 de HF : HClO₄. La separación química del Rb y del Sr se realizan por cromatografía de intercambio catiónico con una resina AG 50 W-X 8 y se eluye con HCl 2.5 N.

Los contenidos de Rb y Sr y la relación Rb/Sr de las rocas totales se midieron sobre pastillas de polvo prensado, por espectrometría de fluorescencia de rayos X, por dispersión de longitudes de onda, utilizando un espectrómetro automático Philips 1450/ADP con un cristal analizador de LiF (200). Las correcciones debidas a la variación de la matriz, para la determinación de Rb y Sr, se basan en la dispersión Compton del haz primario K _{β} del Rh.

La composición isotópica del Sr fue determinada con un espectrómetro de masas Varian Mat TH5 de detección simple, utilizando como detector la caja de Faraday y con salida analógica. Se utilizaron filamentos dobles de Re. El fraccionamiento instrumental se corrige normalizando el valor de la relación 86 Sr/88 Sr=0.1194. En el procedimiento para roca total la composición isotópica del Sr se mide directamente sobre muestras sin spike.

Los errores en estas determinaciones se han estimado como máximo en 1.5 por 100 para la relación Rb/Sr y 0.2 por 100 para la relación 87 Sr/86 Sr. En estos límites globales para el error relativo están incluidos tanto los errores sistemáticos como los aleatorios del procedimiento ana-

lítico. La contribución del blanco de Sr a las medidas es siempre menor del 0.5 por 100.

Las líneas de mejor ajuste se han calculado mediante un programa de regresión lineal por mínimos cuadrados ponderados con la precisión de las medidas según el método de York-Williamson. La edad se obtiene considerando una constante de desintegración del 87 Rb de $1.42 \cdot 10^{-11}$ años (valor recomendado por la I. U. G. S.). Como criterio de pertenencia de los puntos a la isocrona se utiliza el valor de M. S. W. D. Los errores señalados para las edades y las relaciones iniciales 87 Sr/86 Sr corresponden a errores <1 σ .

CARACTERIZACION GEOQUIMICA

En las tablas I y II figuran los datos de composición, así como las normas CIPW y algunas relaciones y parámetros característicos correspondientes a rocas representativas del complejo plutónico estudiado.

Atendiendo a la composición mayoritaria (tabla I) pudo comprobarse que incluso los términos más básicos correspondientes a los granitoides de la subunidad de Puebla de Parga son tipos graníticos (adamelíticos) con contenidos en SiO₂ del orden de un 70 por 100 y apenas difieren en un 3 por 100 de las rocas más ácidas de este complejo.

También se puede observar que las rocas de este complejo tienen unos contenidos bastante bajos en elementos de «significado básico» (Fe, Mn, Mg, Ca y Ti), un contenido relativamente elevado y homogéneo en Al, y también contenidos bastante altos en álcalis (Na y K) que son independientes del grado de evolución de las rocas dentro del conjunto.

El examen de las normas CIPW pone en evidencia que el conjunto litológico tiene en general elevados contenidos de cuarzo y términos feldespáticos alcalinos (Q+Or+Ab) y una plagioclasa bastante ácida que fluctúa entre An 17 y An 5.7. Asimismo, se comprueba que se trata de un conjunto litológico con apreciable sobresaturación en Al, observándose unas proporciones en corindón normativo moderadamente altas y muy homogéneas. Esta sobresaturación en Al se refleja a escala mineralógica en la

TABLA I
Composición química (E. mayores %) y norma CIPW.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	SK
SiO ₂	72.83	73.08	72.72	72.40	73.66	69.68	69.95	70.94	70.38	72.07	71.74	76.02
Al ₂ O ₃	15.23	15.36	15.41	15.42	15.07	15.85	15.66	15.51	15.59	15.35	15.04	12.60
FeO	1.15	1.10	1.06	1.10	1.11	2.16	2.07	1.94	2.05	1.45	1.72	1.75
MgO	0.22	0.20	0.19	0.26	0.28	0.80	0.80	0.67	0.71	0.44	0.57	0.08
CaO	0.76	0.71	0.96	1.01	0.84	1.58	1.36	1.42	1.47	1.09	1.11	0.06
Na ₂ O	4.30	3.92	3.99	3.48	3.61	3.46	3.60	3.45	3.81	3.63	3.96	4.07
K ₂ O	4.38	4.38	4.62	5.08	4.43	4.81	5.09	4.61	4.61	4.68	4.47	4.40
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TiO ₂	0.12	0.11	0.12	0.17	0.13	0.35	0.34	0.31	0.33	0.20	0.26	0.29
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.20	0.25	0.21	0.23	0.22	0.23	0.20	0.21	0.23	—
H ₂ O	0.63	0.76	0.60	0.70	0.50	0.63	0.65	0.68	0.60	0.70	0.70	0.76
Q	28.89	31.50	29.25	30.07	33.23	24.61	24.55	28.43	25.45	29.56	27.76	33.99
OR	25.88	25.88	27.30	30.02	26.18	28.43	30.08	27.24	27.24	27.66	26.42	26.00
AB	36.39	33.17	33.76	29.45	30.55	30.80	30.46	29.19	32.24	30.72	33.51	34.44
AN	2.20	2.02	3.46	3.38	2.80	6.34	5.31	5.54	5.99	4.04	4.01	0.30
HY	2.48	2.35	2.24	2.41	2.56	5.42	5.27	4.76	5.02	3.47	4.19	2.97
IL	0.23	0.21	0.23	0.32	0.25	0.66	0.65	0.59	0.63	0.38	0.49	0.55
AP	0.56	0.53	0.46	0.58	0.49	0.53	0.51	0.53	0.46	0.49	0.53	—
C	2.61	3.43	2.58	2.96	3.31	2.33	2.28	2.81	2.14	2.83	2.22	1.03
I. D.	91.16	90.55	90.31	89.54	89.96	83.83	85.09	84.87	84.93	87.94	87.68	94.44
FEMG	0.73	0.74	0.74	0.67	0.67	0.57	0.56	0.58	0.58	0.62	0.60	0.91

1, 2. Granitos de dos micas facies Mariz; 3, 4, 5. Granitos de dos micas facies común; 6-11. Granitoides biotítico-muscovíticos porfídicos facies P. de Parga; SK. Granitos de Skaergard.

TABLA II
Composición química (E. menores ppm) y relaciones interelementales.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	SK	A	B	C
Ba	393	390	310	500	210	580	600	560	560	480	420	545	—	—	—
Rb	210	215	195	220	285	220	203	225	193	220	250	97	—	—	—
Sr	188	177	169	185	106	270	260	226	240	164	161	75	—	—	—
Th	2.83	2.32	3.52	6.06	4.13	13.20	12.70	12.30	11.80	6.75	10.60	9.06	—	—	—
U	7.97	23.70	23.00	18.50	14.10	12.40	16.80	10.70	10.60	11.40	14.20	—	—	—	—
Zr	53	54	56	94	57	137	127	123	119	82	97	258	—	—	—
Hf	1.49	1.45	1.43	2.17	1.63	3.52	3.19	3.34	3.56	2.13	2.65	7.40	—	—	—
La	7.76	7.42	10.70	19.70	10.1	29.20	29.40	28.40	27.90	16.60	23.10	39.40	7.59	13.50	25.77
Ce	20.90	19.30	18.70	30.40	19.00	55.90	48.90	50.80	47.50	30.50	42.80	96.40	20.10	22.70	46.07
Nd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38.60	—	—	—
Sm	3.18	2.26	3.23	5.33	3.09	4.86	4.96	5.00	5.14	3.89	4.81	7.70	2.72	3.88	4.78
Eu	0.53	0.71	0.87	1.05	0.51	1.25	1.19	1.05	1.20	0.89	0.83	1.06	0.62	0.81	1.07
Tb	0.34	0.07	0.38	0.40	0.24	0.37	0.42	0.34	0.37	0.34	0.26	1.21	0.21	0.34	0.35
Yb	0.90	0.47	0.70	0.90	0.60	1.13	1.04	1.03	0.98	0.69	0.94	4.00	0.69	0.73	0.97
Lu	0.21	0.16	0.21	0.17	0.17	0.27	0.18	0.19	0.26	0.12	0.27	—	0.19	0.18	0.22
Σ REE ...	33.82	30.39	34.79	57.95	33.71	92.98	86.09	86.81	83.35	53.03	73.01	149.77	—	—	—
K/Rb	173	169	197	192	129	181	208	170	198	177	148	377	—	—	—
Th/U	0.35	0.10	0.15	0.33	0.29	1.06	0.76	1.15	1.11	0.59	0.75	—	—	—	—
Zr/Hf	35.57	37.24	39.16	43.32	34.97	38.92	39.81	36.83	33.43	38.50	36.60	34.86	—	—	—
La/Lu _n ...	3.81	4.78	5.25	11.94	6.12	11.14	16.83	15.40	11.06	14.25	8.81	—	—	—	—
La/Yb _n ...	5.76	10.56	10.22	14.64	11.26	17.28	18.90	18.44	19.03	16.09	16.43	6.59	—	—	—
Σ REE _n ...	10.05	17.12	19.60	32.65	18.99	52.38	48.50	48.90	46.96	29.88	41.13	84.38	—	—	—

1-SK. Muestras correspondientes a tabla I. A= \bar{X} . Facies Mariz. B= \bar{X} . Facies común. C= \bar{X} . Facies P. de Parga

presencia de una apreciable proporción de moscovita en todas las muestras, incluidos los granitoides porfídicos de Puebla de Parga.

Con objeto de visualizar la evolución composicional en el complejo estudiado, se han realizado una serie de diagramas binarios en los que figuran algunos de los elementos mayoritarios y trazas más representativos, y algunos de los parámetros y relaciones elementales de interés (figuras 2 y 3).

Como indicador de la evolución en estos diagramas se ha elegido el valor I. D. debido a que por su naturaleza resulta muy adecuado en asociaciones litológicas de estas características composicionales (THORNTON & TUTTLE, 1960).

Para los elementos mayoritarios de significación básica (Fe, Mg, Ca y Ti), se observa una clara tendencia a la disminución hacia los términos más ácidos, mientras que para los álcalis no se aprecia ninguna variación sistemática.

Asimismo se observa un claro incremento de la relación FEMG (relación Fe/(Fe+Mg) en los minerales ferromagnesianos) paralelo al aumento de I. D.

Estas variaciones observadas presentan unas pautas bastante netas y con escasa dispersión, y en principio hablan a favor de un conjunto litológico de carácter cogenético, en el que las dife-

rencias observadas podrían explicarse por procesos de cristalización fraccionada con separación de biotita y plagioclasa básica o por la presencia y mezcla de tipos magmáticos generados por distintos grados de fusión parcial de un material original común.

Para los elementos traza considerados, se observa de nuevo que los que presentan unas pautas de evolución más claramente definidas son los de significación básica o los asociados a minerales de cristalización precoz o refractarios. Tal es el caso del Sr, Th, Zr y, en parte, Ba, que están controlados principalmente por la plagioclasa cálcica, el circón y la biotita. Por el contrario, el Rb, como puede apreciarse a través de la Relación K/Rb se presenta como un elemento muy poco sensible a la evolución, y el Ba, aunque tiene una clara tendencia a la disminución en los términos más sálicos, muestra una notable dispersión.

Por otra parte, el U también tiene unas pautas de variación poco definidas y bastante dispersas que contrastan con las del Th y que ponen de manifiesto que la conducta de ambos elementos está gobernada por distintos procesos petrogenéticos. Así, la evolución del Th está claramente controlada por la cristalización del circón, empobreciéndose en este elemento las rocas más sálicas. Por el contrario, el U, a pesar de la dis-

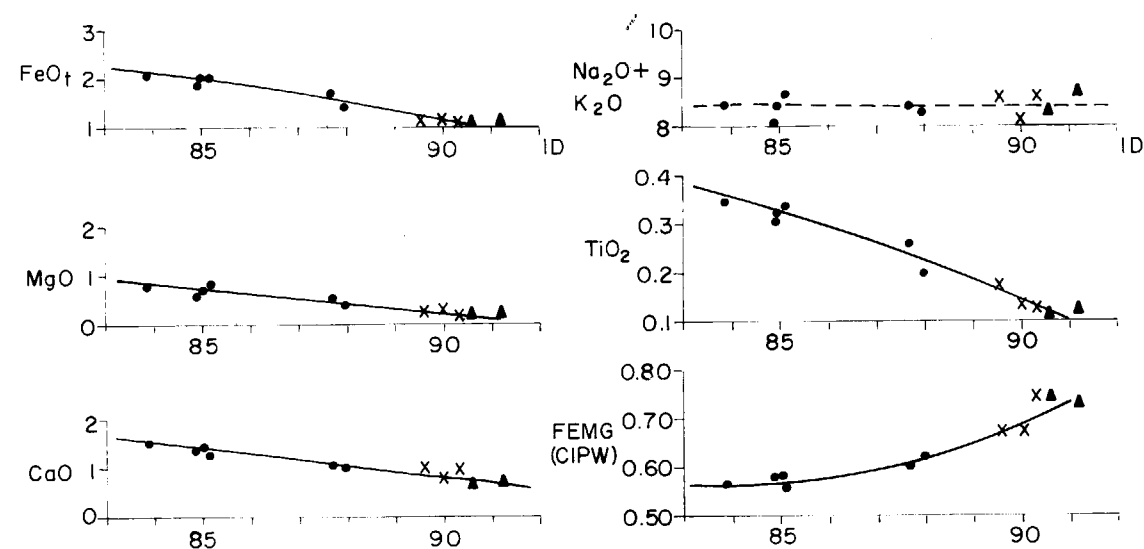


Figura 2.—Diagramas de variación % Oxidos - I. D. para algunos elementos mayores representativos. Se incluye el diagrama de variación para la relación FEMG (▲ facies Mariz. X, facies común. ● facies Puebla de Parga).

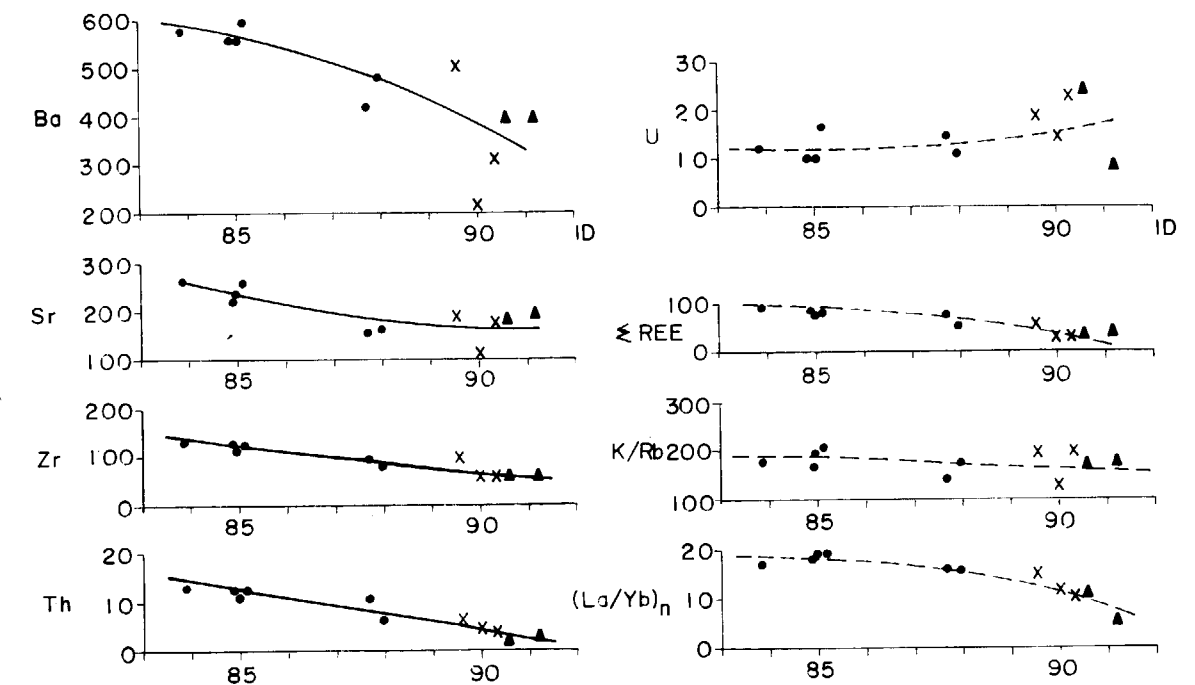


Figura 3.—Diagramas de variación con respecto a I. D de elementos menores y algunas relaciones interelementales de interés (concentraciones en ppm) (misma simbología que en figura 2).

persión observada, tiende al enriquecimiento en los granitos de dos micas. El examen de la relación Zr/Hf (tabla II) pone de manifiesto que su variación es muy restringida, manteniéndose con valores muy constantes para todo el conjunto estudiado, lo que evidencia el alto grado de coherencia geoquímica entre ambos elementos.

El conjunto de las tierras raras analizadas, representado por Σ REE, presenta una clara tendencia a la disminución al aumentar I. D., encontrándose un neto empobrecimiento en los granitos de dos micas. Por otra parte, estos contenidos son bastante bajos, aunque se encuentran dentro de los rangos observados por CULLERS y GRAF (en HENDERSON, 1984) para monzogranitos y sienogranitos sin anomalías de Eu y son del mismo orden que los encontrados por COCHERIE (1978), para otros leucogranitos de este sector de Galicia y por GIL IBARGUCHI et al. (1984) para los leucogranitos de dos micas de Dumbria.

La relación entre los contenidos normalizados

de La e Yb pone en evidencia una clara y progresiva tendencia a la disminución hacia los términos con mayor I. D., lo que corresponde a un empobrecimiento diferencial en tierras raras ligeras en este mismo sentido. Esta relación es, asimismo, comparable con las encontradas para los granitoides de dos micas de Galicia, por los autores mencionados anteriormente.

Atendiendo exclusivamente a los granitoides porfídicos de la subunidad de Puebla de Parga, se observa que los contenidos en tierras raras y las relaciones entre las tierras raras ligeras y las pesadas son netamente inferiores a las encontradas para las «granodioritas precoces» de Bayo y Finisterre por GIL IBARGUCHI et al. (1984).

En las figuras 4a y 4b se han representado los espectros de tierras raras correspondientes a la media de los tres tipos litológicos de este complejo normalizados a una composición condritica (NAKAMURA, 1974, y HASKIN et al., 1968, para Tb) y a la composición de un granito de Skaergaard (PEARCE et al., 1984).

En estos diagramas se han incluido dos muestras, un leucogranito de dos micas y una aplita de la subunidad de Friol, procedentes del estudio de COCHERIE (1978).

Considerando los diagramas de normalización condritica, se aprecia un evidente paralelismo entre los tres grupos litológicos principales, lo que habla a favor de un origen común y unos procesos evolutivos que han operado de forma similar en la generación de estos tres grupos litológicos. Estos espectros marcan un fraccionamiento firme y moderado de las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, así como la práctica ausencia de anomalía negativa de Eu.

El examen de estos espectros también pone de manifiesto un notable incremento positivo de Lu, con respecto al Yb, para el que no se encuentra una explicación lógica por el momento. Asimismo, estos espectros evidencian un empobrecimiento prácticamente sistemático para todas las tierras raras en las litologías más sálicas del conjunto. En el caso de la roca aplítica el empobrecimiento en tierras raras ligeras e intermedias es acentuadísimo y su espectro presenta unas notables irregularidades con respecto al resto del conjunto, lo que evidencia que han ope-

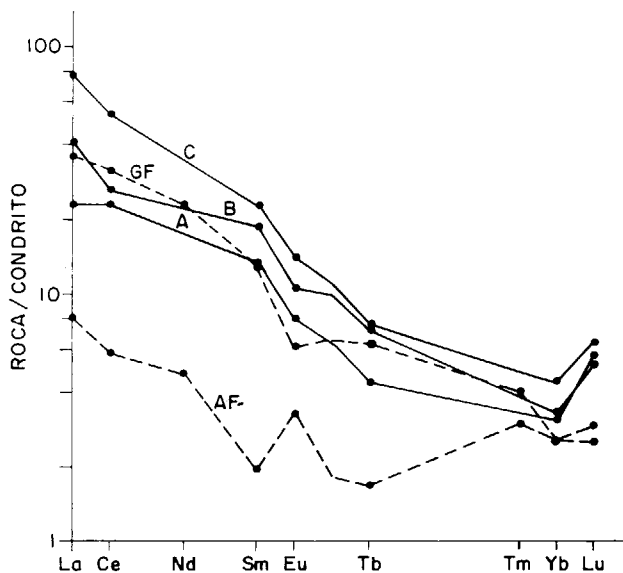


Figura 4a.—Diagramas de R. E. E. normalizados a valor condritico (A=x facies Mariz, B=x facies común, C=x facies P. de Parga, GF y AF granito y aplita de Friol, de COCHERIE, 1978).

rado procesos petrogenéticos distintos en la génesis de estas rocas. La configuración de los diagramas del conjunto plutónico es bastante similar a la de la mayor parte de los leucogranitos de dos micas estudiados por COCHERIE (1978) en este sector de Galicia. Por el contrario, en el sector occidental la mayor parte de los leucogranitos estudiados por GIL IBARGUCHI et al. (1984) presentan anomalías negativas de Eu, moderadas o importantes, encontrándose anomalías muy bajas y configuraciones de espectros similares para los granitos de dos micas porfídicos de Muxia y para los granitoides biotíticos porfídicos deformados de Bayo y Finisterre, aunque en estos casos el contenido en tierras raras es superior. También se encuentran diagramas similares para los metasedimentos y migmatitas analizadas por estos autores, mientras que los espectros de los ortonéis glandulares presenta una anomalía negativa de Eu muy acentuada.

Las consideraciones anteriores permiten suponer que los materiales originales de los que se derivan estos granitoides, tendrían unos contenidos relativamente bajos en tierras raras y unos espectros bastante continuos, y que en los procesos de fusión parcial y fraccionamiento que

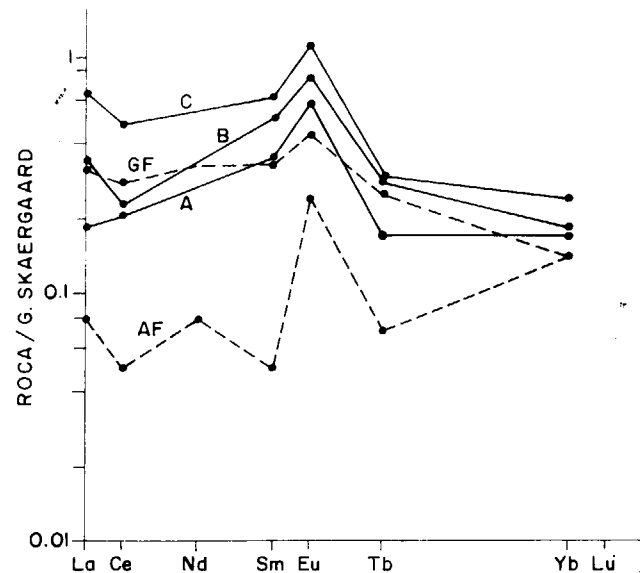


Figura 4b.—Diagramas de R. E. E. normalizados al granito de Skaergaard (misma simbología que en figura 4a).

han condicionado su génesis no ha operado de forma significativa el efecto plagioclasa, ya que las anomalías negativas de Eu son negligibles.

Los espectros normalizados con respecto a un granitoide de Skaergaard ponen de manifiesto la relativa pobreza en tierras raras de este conjunto granítico, así como una marcada anomalía positiva de Eu, que realmente está condicionada por la anomalía negativa que tiene para este elemento el granito de referencia.

En estos espectros se encuentra mucho más atenuado el fraccionamiento de las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, lo que, lógicamente, es consecuencia de la menor distancia genética entre los granitoides y el término de normalización en este caso.

En estos diagramas también queda patente el marcado paralelismo entre los tres grupos litológicos del complejo plutónico, lo que es un indicador verosímil de un carácter cogenético, como ya ha sido indicado.

RESULTADOS GEOCRONOLOGICOS

La datación utilizando el sistema Rb-Sr se ha realizado sobre muestras de roca total pertenecientes a los tipos litológicos de leucogranitos moscovíticos-biotíticos de grano medio a grueso de Friol (muestras 3, 4, 5 y 12) y de granitos (adameilitas) biotítico-moscovíticos con megacrístales de feldespato potásico de Puebla de Parga (muestras 6, 8, 9, 10 y 11).

La localización de las muestras analizadas se encuentra en la figura 1. Un resumen de los resultados analíticos en la tabla III y la isocrona está representada en la figura 5.

Utilizando todas estas muestras se obtiene un ajuste que proporciona una edad de 314 ± 16 M.a. con relación inicial de 0.716 ± 0.001 , con un valor de MSWD de 2.99.

Por otra parte, si se consideran los resultados analíticos presentados por CAPDEVILA y VIALETTE (1970) para las muestras de Friol y Puebla de Parga y se realiza un ajuste con todas sus muestras en función de las constantes de desintegración actuales, la isocrona obtenida suministra una edad de 317.4 ± 4 M.a., con una rela-

TABLA III
Resultados analíticos.

Número muestra	Rb ppm	Sr ppm	Rb	87 Rb	87 Sr
			Sr	86 Sr	87 Sr
3	195	169	1.151	3.338	0.7319
4	220	185	1.186	3.439	0.7303
5	285	106	2.687	7.806	0.7499
6	220	270	0.808	2.342	0.7255
8	225	226	0.998	2.893	0.7260
9	193	240	0.803	2.327	0.7260
10	220	164	1.342	3.892	0.7330
11	250	161	1.553	4.506	0.7356
12	200	158	1.264	3.667	0.7351

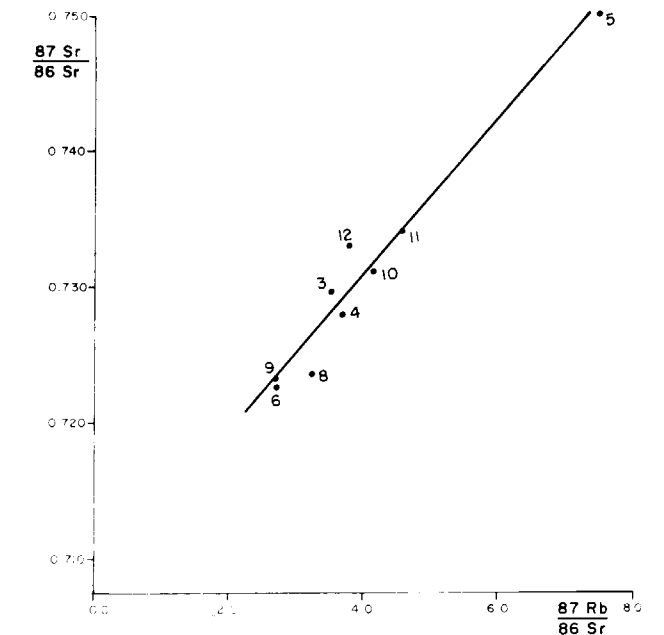


Figura 5.—Isocrona de roca total.

ción inicial $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr} = 0.7137 \pm 0.0003$ y una MSWD de 9.22.

A la vista de estos resultados es posible suponer que los dos bloques analíticos pueden ser interpretados en una misma isocrona. El cálculo de esta isocrona conjunta determina una edad de 318.7 ± 4.2 M.a., con una relación inicial $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ de 0.7138 ± 0.0002 y una MSWD de 5.71, correspondiendo a estos valores una mayor re-

presentatividad, en función de la mayor amplitud del espectro litológico y mineralógico considerado.

CONCLUSIONES

Las consideraciones realizadas en los distintos apartados de este trabajo pueden esquematizarse en las siguientes conclusiones:

Bajo el punto de vista petrogenético, las relaciones de afloramiento, petrológicas y geoquímicas, hablan en favor de un carácter cogenético para las distintas subunidades del Complejo plutónico Friol-Puebla de Parga. Asimismo, las relaciones iniciales $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ y los espectros de tierras raras obtenidas para las rocas de este complejo en este y otros trabajos (CAPDEVILA y VIALETTE, 1970; COCHERIE, 1978) evidencian un origen a partir de materiales reciclados de la corteza continental.

La edad obtenida para el complejo granítico en este trabajo, a partir de datos de roca total, es de 314.5 ± 16 M.a. Esta edad es ampliamente concordante con la obtenida para el mismo a partir de los datos de roca total y minerales por CAPDEVILA y VIALETTE (1970) para los granitoides de Friol y Puebla de Parga. La construcción de una isocrona conjunta con los datos de este trabajo y los anteriormente citados determina una edad de 318.7 ± 4.2 M.a. (Namuriense), que se considera que representa con bastante precisión la etapa de emplazamiento de este complejo plutónico.

Las relaciones deformativas observadas para estos granitoides hablan a favor de una intrusión sincinemática con respecto a una banda de zalla asociada a la tercera fase hercínica en este ámbito (BELLIDO et al., 1987). La cronología de emplazamiento determinada es, por tanto, plenamente concordante con el carácter sincinemático y con la datación de esta tercera fase (segunda en los modelos entonces vigentes) por RIES (1979), a la que asigna una edad de 315 ± 10 millones de años (Namuriense-Westfaliense Inferior).

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a los miembros de los laboratorios de Geocronología y Fluorescencia de R. X y de la División de Geología del ITGE que han participado en las labores analíticas, mecanográficas y de delineación de este trabajo.

REFERENCIAS

- ARANGUREN, A., y TUBIA, J. M. (1989): *Análisis estructural de los macizos graníticos de Puebla de Parga y Friol*. Stud. Geol. Salmanticensis, V, Esp., 4, pp. 17-26.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; PABLO MACIA, J. G. DE, y ARPS, C. E. S. (1982): *Evolución petrológico-geoquímica de los granitoides hercínicos del NO gallego*. Cuad. Xeol. Laxe, v. 3, pp. 21-52.
- BELLIDO, F.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y PABLO MACIA, J. G. DE (1987): *Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias*. Memorias IGME, v. 101, 157 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)*. Thèse d'Etat Univ. Montpellier, 430 pp.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L. G., y FLOOR, P. (1973): *Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Géol. France, XV, 209-228.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min. España, LXXXI, 215-225.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970): *Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 270, 2527-2530.
- COCHERIE, J. P. (1978): *Géochimie des terres rares dans les granitoides*. Unpub. Thesis. Univ. de Rennes, 207 pp.
- GIL IBARGUCHI, J. I.; BOWDEN, P., y WHITLEY, J. E. (1984): *Rare earth element distribution in some Hercynian granitoids from the Finisterre region. NO Spain*. J. Geol., 92, 397-416.
- HASKIN, L. A.; FREY, F. A., y WILDEMAN, T. R. (1968): *Relative and absolute terrestrial abundance of rare earth*. in AHRENS, L. H. (ed.): *Origin and Distribution of the Elements*. New York Pergamon, pp. 889-912.
- HENDERSON, P. (editor) (1984): *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 510 pp.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Madrid, IGME, 113 pp.

NAKAMURA, N. (1974): *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. W., y TINDLE, A. G. (1984): *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. J. Petrol., 25: 956-983.

RIES, A. C. (1979): *Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan Fold Belt of S Brittany NW Spain*. J. Geol. Soc. London, 136, 89-103.

THORNTON, C. P., y TUTTLE, O. F. (1960): *Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index*. Am. Jour. Sci., 258, 664-684.

Original recibido: Enero de 1990.
Original aceptado: Febrero de 1990.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Main types of granites and gabbros controlled by pressure (1)

Por G. B. FERSHTATER (*)

RESUMEN

Los granitos y los gabros son los dos tipos fundamentales de rocas plutónicas con composición cotéctica. Dentro de los granitos se observa la existencia de dos grupos composicionalmente diferentes: El primero (llamado volcánico-intrusivo) está formado por rocas de composición correspondiente a un cotéctico de baja P . Tienen alto Q/Fsp , y sílice entre 74-76 por 100, con una distribución bimodal. El segundo grupo (plutónico) está representado por granitos de composición próxima al cotéctico de alta presión, rico en agua. Tienen contenidos de sílice de 72-73 por 100, y la distribución es unimodal. De manera similar es posible distinguir dos grupos de gabros: uno (llamado plutónico) que está enriquecido en componentes refractarios, mientras que el segundo (llamado volcánico-intrusivo) tiene una composición basáltica y está empobrecido en dichos componentes refractarios. Dentro de cada tipo de roca, las diferencias entre los dos grupos están relacionadas con la presión: los grupos plutónicos se forman bajo condiciones de mayor P que los volcánico-intrusivos. En los granitos, la división está causada esencialmente por la PH_2O , mientras que en los gabros lo hace la P_{total} .

Las series que evolucionan a alta P se llaman barofílicas, y es posible que formen rocas intermedias bajo un amplio rango de temperatura. Por el contrario, las series que evolucionan a baja P , denominadas barofóbicas, tienen muy restringida la aparición de rocas intermedias, y tienden a producir series bimodales.

Palabras clave: Petrología ígnea, Granitos, Gabros, Series ígneas, Presión-temperatura.

ABSTRACT

Granites and gabbros are two fundamental types of plutonic rocks with a cotectic composition. Among the granites there are two compositionally different groups: The first (called volcano-intrusive) comprises rocks with a composition corresponding to a low P cotectic. They have a high Q/Fsp ratio and between 74-76 wt. % silica with a bimodal distribution. The second group (plutonic) is represented by granites with a composition close to a high pressure cotectic with a high water content. Their silica content lies between 72-73 wt. % and distribution is unimodal. Likewise, it is possible to distinguish two groups of gabbros. One (called plutonic) is enriched in refractory components, while the second (called volcano-intrusive) has a basalt composition and is impoverished in such refractory components. Within each type of rock —granites and gabbros— the difference between the two groups are related to pressure: the plutonic groups are formed under conditions of high pressure than the volcano-intrusive kind. In the granites, the division is essentially due to PH_2O whereas in the case of gabbros it is the P_{total} that is responsible for the distinction.

Series that evolve at high P are called barophilic and they may form intermediate rocks on a broad T range. Conversely, the series that develop under low P conditions are known as barophobic, the appearance of intermediate rocks is very limited and they tend to produce bimodal series.

Key words: Igneous petrology, Granites, Gabbros, Igneous series, Pressure-temperature.

(*) Institute of Geology and Geochemistry, Pochtovy per. 7 644 Sverdlovsk, 620219 URSS².

¹ Texto de la conferencia impartida por el autor en el ITGE el día 5 de septiembre de 1989.

² Pueden solicitarse separatas a F. Bea. Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. 37008 Salamanca.

INTRODUCTION

Gabbros and granites are two main types of igneous rocks with a cotectic composition. Gabbros represent early initial members of complex gabbro-granitoid rock series and granites are the final ones. As has been shown earlier (FERSHTATER & BORODINA, 1975), all granitoids occupying an intermediate position in the rock series between gabbro and granite are, as rocks, so to speak, a mixture of these cotectics. They crystallize in two stages. The cotectic of the first stage of the crystallization of granitoids (composed of femic minerals plus plagioclase) may be termed gabbroic while the cotectic of the second stage (quartz plus alkali feldspar) may be called granitic.

The quartz/feldspar ratio in different granitoids from the same series is constant, and corresponds to the granite cotectic. All granitic rocks are distinguished only by the overall amounts of quartz and feldspar, which increase from diorite to adamellite (*ibid.*). Moreover, the Ca-Fe-Mg ratio remains practically constant in the gabbro-diorite-granodiorite-adamellite series characterized by the so-called BOWEN type of evolution (fig. 1). The constancy of the ratio of these

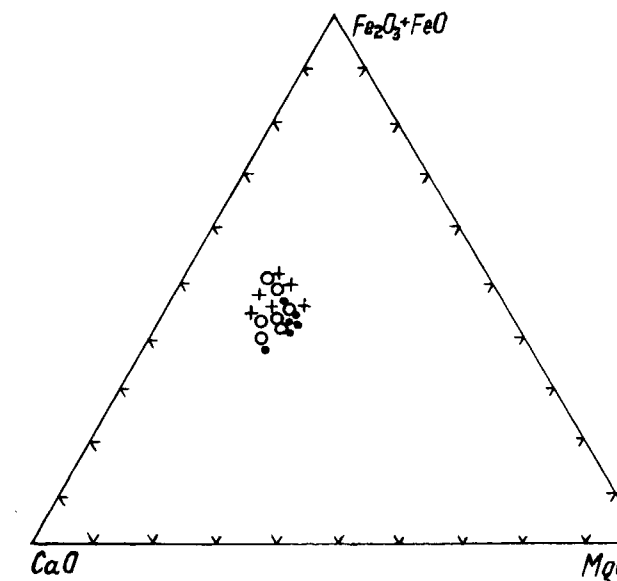


Figure 1.—Diagram $CaO-(Fe_2O_3+FeO)-MgO$ for gabbros (full dots), tonalites, granodiorites (open circles) and adamellites (crosses).

elements in gabbros, where the total amount of ferrous oxides makes up 25-30 wt.%, is determined by the composition of corresponding cotectics. The conservation of such constancy in more acidic rocks up to adamellite, where the total amount of ferrous oxides falls to 4-6 wt.%, indicates that granitoids also belong to the same cotectic as do the gabbro. Such a cotectic is an initial starting point, the dilution of which by quartz gives the gabbro-plagiogranite series, and the dilution by quartz plus feldspar—in a ratio corresponding to the granite cotectic— produces the principal calc-alkaline gabbro-granite series.

F-in-APATITE METHOD FOR DETERMINING THE CRYSTALLIZATION SEQUENCES OF IGNEOUS ROCKS

In earlier studies we have examined the fluorine content of the apatite inclusions in the principal rock-forming minerals from various igneous rocks (FERSHTATER et al., 1986). To do so, we identified the apatite inclusion in different minerals in one thin section and then determined the F content by a microprobe using a special method (*ibid.*). The fluorine contents in apatite vary widely, but these variations in a given rock are not random, and are determined by the type of host mineral. According to the F content of included apatite, there are two groups of host minerals (figs. 2 and 3):

- 1) *Low-F apatite inclusions (LFI)*: pyroxene, amphibole, plagioclase
- 2) *High-F apatite inclusions (HFI)*: quartz, alkali feldspar and isolated apatite grains.

LFI minerals represent the early stage in crystallization and constitute the above mentioned gabbroic cotectic association. On the other hand, HFI minerals form the granitic cotectic association. These regularities are due to increases in fluorine contents during magmatic crystallization, although a discussion of this is beyond the scope of this paper.

On enumerating the minerals of the early and late stages I have not mentioned biotite. Petrologists differ in opinion about the actual moment of its crystallization. Our data provide additional criteria and indicate that in some rocks

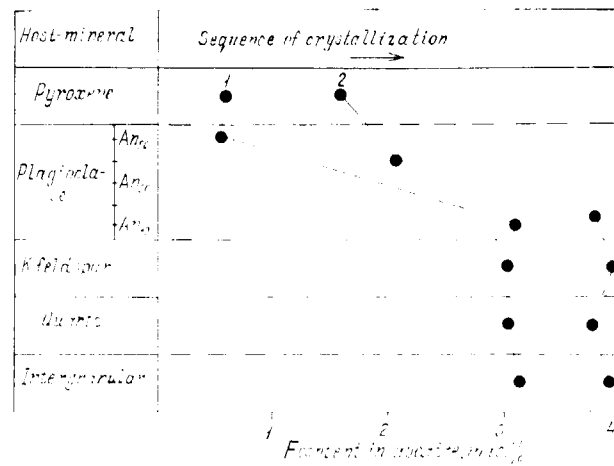


Figure 2.—Fluorine contents in apatite inclusions in core and marginal zone of zoned plagioclase and another rock-forming minerals of quartz diorite (1) and granodiorite (2).

biotite crystallizes in the late stage together with quartz and alkali feldspar, while in other cases biotite crystallizes earlier than these minerals (fig. 3). Most granites belong to the rocks shown in fig. 3B with early biotite crystallization.

An important conclusion follows from these results. It is now generally accepted that water contents in granitic magmas are very low, even in those formed by crustal palingenesis. MAALOE and WYLLIE (1975) have reported experimental confirmation of this idea, since they established the crystallization sequences in granites for various water contents. They found that at water concentration lower than 1.5 wt. % biotite crystallizes after quartz and alkali feldspar, and when water contents are higher than this level biotite crystallizes before these minerals. The textural relationships in most granites indicate that the crystallization sequence belongs to the first case; these authors thus conclude that the water content in natural magmas generally do not exceed 1.5 wt. %. However I think that this important conclusion is based on unreliable data on crystallization sequences derived from textural features.

Apatite fluorine data indicate that the actual crystallization sequences in most granites correspond to the ones determined by MAALOE and

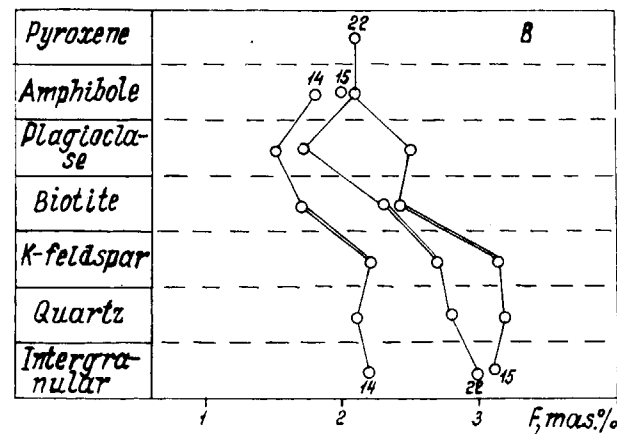
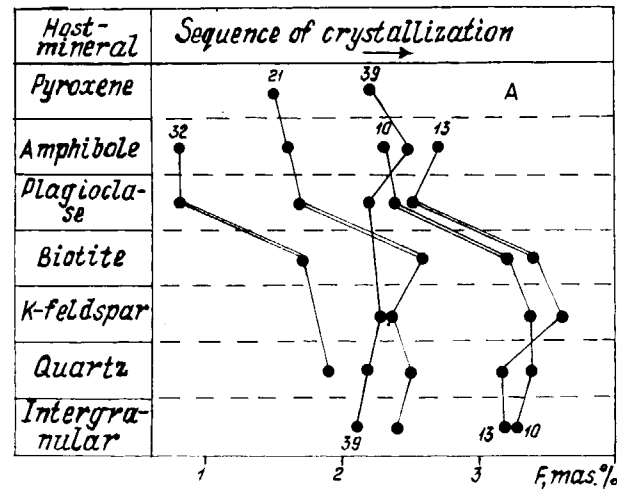


Figure 3.—Fluorine contents in apatite inclusions in rock-forming minerals and intergranular apatite. A, B - diagram for rocks with high-fluorine apatite inclusions in biotite (A) and with low-fluorine ones (B). Double lines connect the minerals of different stages of crystallization and simple solid lines - minerals from one crystallization stage. Numbers mark separate samples.

WYLLIE (*op. cit.*) for water content over 1.5 wt.%. Apatite inclusions in biotite from granites usually contain less fluorine than that present in quartz and alkali feldspar. These data imply that the liquidus minerals in granites are in most cases biotite and plagioclase, what, in turn, indicate water contents of over 1.5 wt. % according to the the data of MAALOE and WYLLIE (*op. cit.*).

And now let us return to our major topic.

GRANITES

In general, granites may be defined as the magmatic rocks which complete the evolution of intrusive rock series. Their composition corresponding to the quartz-feldspar plus femic minerals cotectic. A remarkable feature of the granite cotectic under isobaric conditions is the increase in quartz content as the amount of anorthite increases. This unexpected regularity, established by experimental works, is confirmed by the real composition of the granites (fig. 4). These rocks with silica contents about 72 wt. % form a monovariant series from Ca-rich plagiogranites enriched in quartz to K, Na- rich granites impoverished in this mineral. Such important petrochemical parameters as normative Q, An, Ab and Or are correlated in granite rock series according to their cotectic nature (fig. 5). Therefore, the potassium content depends on the granite position in the series and increases gradually with the decrease in the An/K-fsp ratio.

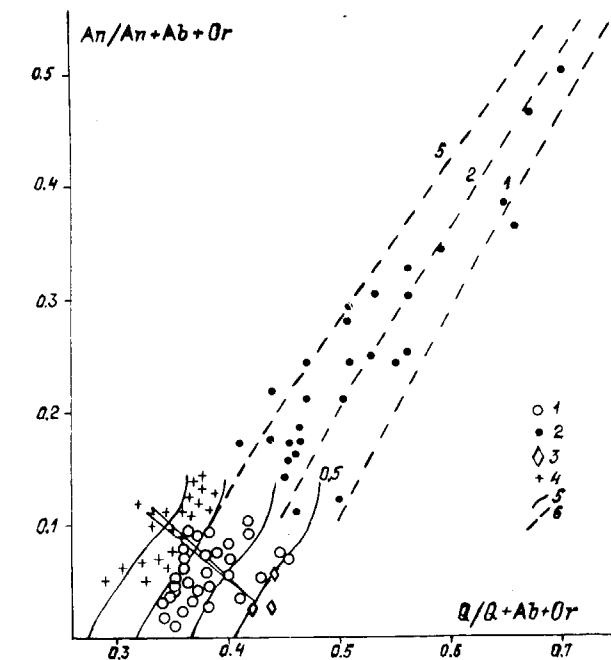


Figure 4.—Diagram $An/(An+Ab+Or) - Q/(Q+Ab+Or)$ for granites ($SiO_2 > 72\%$). 1-3 - rocks of volcano-intrusive group: 1 - granites, 2 - plagiogranites, 3 - rhyolites; 4 - plutonic granites; 5, 6 - isobars according to /12, 13, 15, 16, 21, 22, 23, 26, 28/ of minimum compositions in the system $Or-Ab-An-Q-H_2O$ (5) and in the system $Ab-An-Q-H_2O$ (6). Arrow is the trend of granite compositions depending on P_{H_2O} . Number near isobars is P_{H_2O} (kbars).

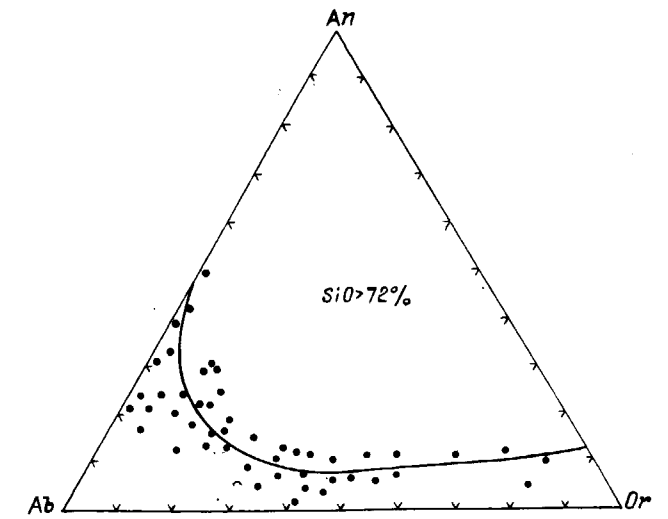


Figure 5.—Diagram Ab-An-Or for granites ($SiO_2 > 72\%$).

Granite series joins rocks with a different crystallization temperature, which is higher for plagiogranites and minimum for K, Na- granites, and the evolution from the high-T to the low-T members is never observed in real rock associations. Instead, each rock of granite series seems to represent the end-member of the evolution of a definite magmatic series (fig. 6). Therefore, the existence itself of such a granite series reveals that there is an barrier where the evolution of all types of quartz-bearing magmatic series has been completed at different sites. Granite compositions in this case depend on the composition of the parental magma and the peculiarities of its evolution.

Palingenesis mainly produces granitic magma, the position of which in the granite series being determined by the composition of the palingenetic source.

I want to draw your attention to rocks with silica content 63-68 wt. %, that is, granodioritic rocks. They form a monovariant series similar to the granitic one (fig. 6). Such regularities are due to the presence of granite cotectic in all granitic rocks, as has been mentioned above. Rocks with smaller silica contents, such as tonalites and diorites, also show this phenomena, but it has a less precise expression because of the smaller granite cotectic contribution in their composition.

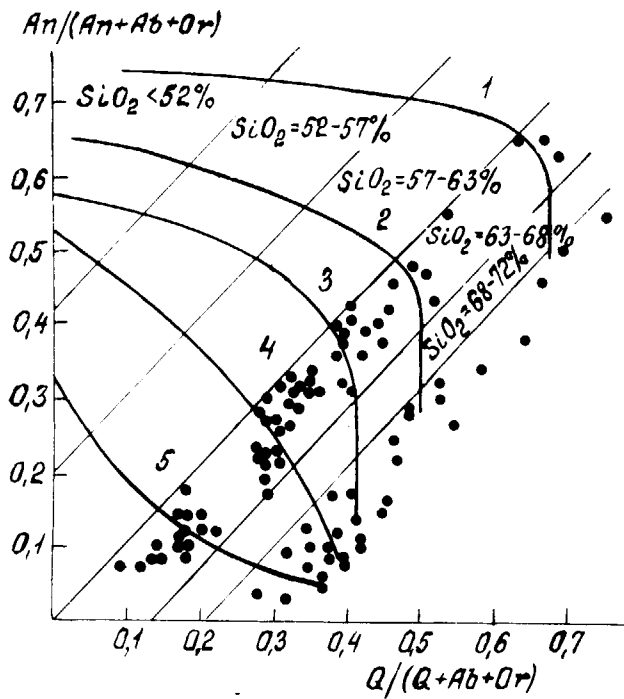


Figure 6.—Diagram $An/(An+Ab+Or) - Q/(Q+Ab+Or)$ for granite ($SiO_2 > 72\%$) granodiorite ($SiO_2 = 63-68\%$) and different granitic rock series. Rock series: 1-2 - high-calcium; 3, 4 - calcic-alkaline; 5 - subalkaline.

Until now we have not taken into account the adamellites (rocks with 69-72 wt. % SiO_2) whereas they are in fact the key rocks for understanding both the nature and structure of granitoid series. Intrusive granites are characterized by the bimodal distribution of silica, while anatectic granites are typically unimodal (fig. 7). In intrusive granites, rocks representing each mode belong to different emplacement phases: adamellites ($SiO_2 \approx 69-72$ wt. %) represent the early phase, while granites ($SiO_2 \approx 72-75$ wt. %) represent the later one. As a rule, porphyritic varieties of adamellites contain plagioclase phenocrysts, which are in excess to the cotectic at the crystallization level. Together with the stable rock composition these adamellite features show that adamellites belong to a definite magma type other than a granitic one (fig. 7).

Figure 7.—Silica distribution in granitic rock series of volcano-intrusive (1-7) and plutonic (8) groups. Different shading marks adamellite and granite maxima.

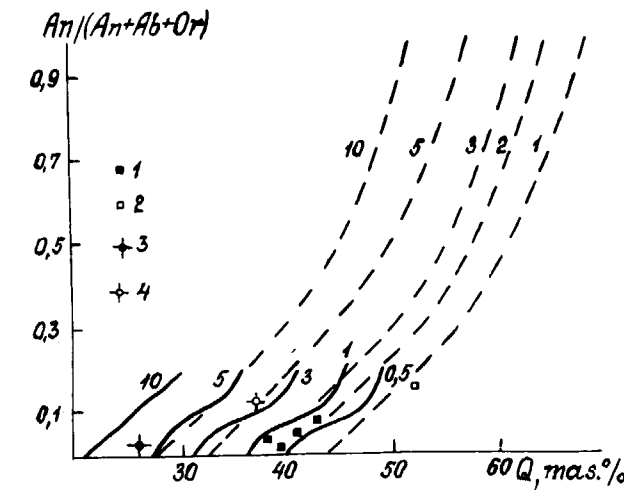
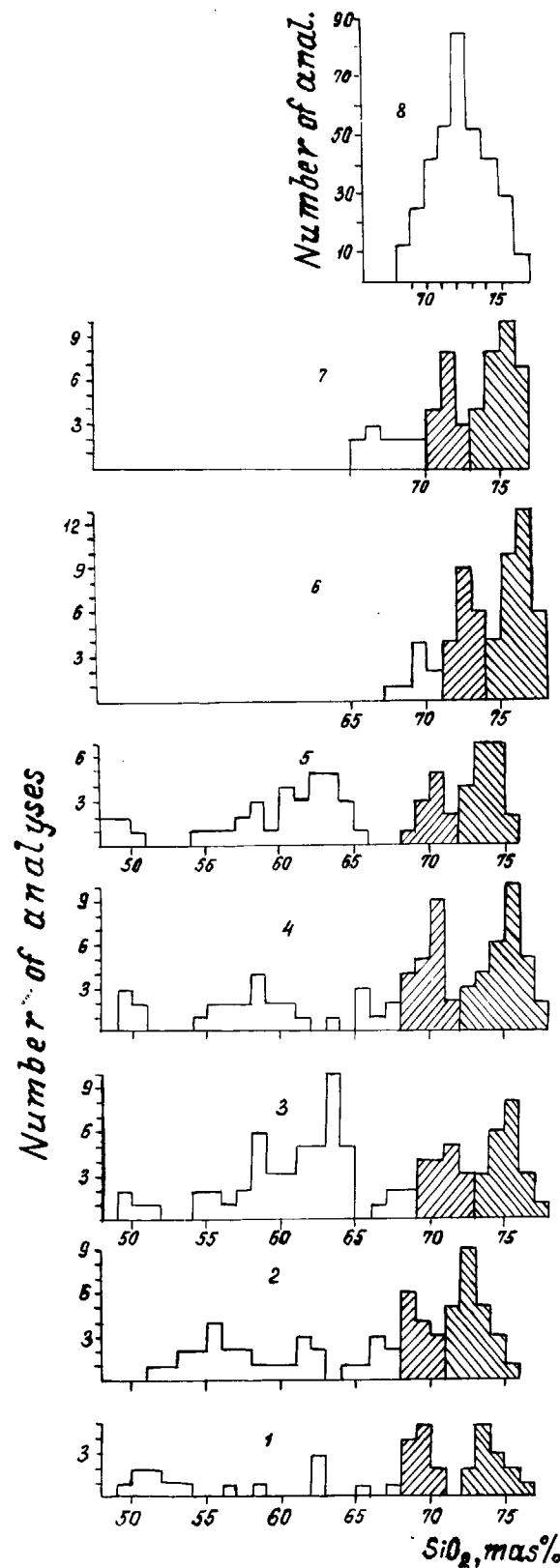


Figure 8.—Diagram for determination of PH_2O conditions of quartz-feldspar intergrowth crystallization.

1, 2 - hypoabysal micropegmatite basis of quartz-alkali feldspar composition (1) and quartz-plagioclase composition (2); 3, 4 - quartz-microcline (3) and quartz-plagioclase (4) abyssal graphic granites. Solid lines are isobars in the system $Or-Ab-Q-H_2O$, dash lines are isobars in the system $Ab-An-Q-H_2O$ /12, 13, 15, 16, 22, 23, 26, 28/. Numbers are values of PH_2O (kbars).

Experimental data as well as the abundance of quartz in adamellites suggest that adamellite magma becomes isolated at greater depth with respect to the granitic magma, in a deeper intermediate chamber (fig. 9). The increase in water content in granite magma results in a decrease in the differences between adamellite and granite composition parallel to a reduction of its ability for vertical displacement. The proximity of the levels of anatexis and crystallization for water-rich magmas impedes one from distinguishing the adamellite maximum in anatectic associations. Thus, the bimodality of the silica distribution in granites reflects the intrusive type of magmatic bodies and two levels of magma generation: (1) deep-level adamellite; (2) shallow-level granite.

WATER PRESSURE

Experimental data show that the Q content of granites, as well as their Q/ K-fsp ratio has a strong correlation with P_{total} and PH_2O . Therefore, those compositional parameters may be

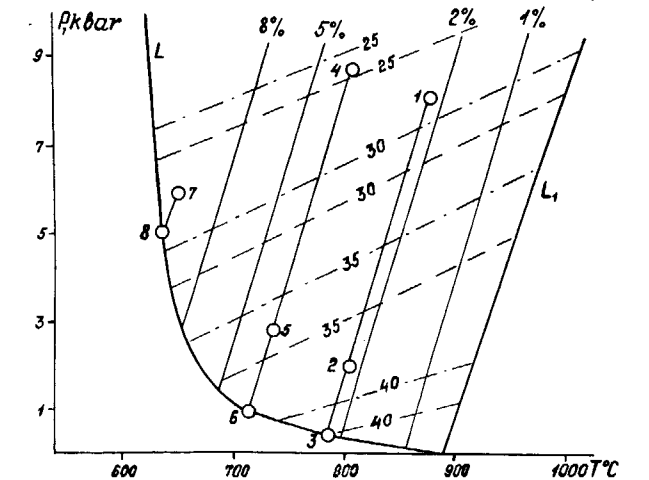


Figure 9.—P-T diagram for approximate determination $PH_2O - P_{total}$ conditions of granite formation.

L and L_1 are water-saturated and dry liquidus respectively, solid lines are different water solubility in granite melt (mas. %), dash lines are quartz contents (mas. %) in minimum point of the system $Q-Or-Ab$, dash-dot lines are Q contents (mas. %) in system $Q-Or-Ab-An$ at $An/(An+Ab+Or)=0.05$.

Circles 1-8 represent granites (1, 4, 7), aplitic granites (2, 5, 8) and micropegmatite basis (3, 6) from typical Urals massifs (see text).

used as indicators of the pressure conditions in granite formation. There is a problem in selecting the subject because most granites form when PH_2O is smaller than P_{total} , and we do not know their relative contribution to the value of the Q concentration.

The investigation of many years shows that the best way for pressure estimation is the determination of the Q content in quartz-feldspar intergrowths, which are widespread in granitic rocks. In hypoabysal facies they form an intergranular micropegmatite or granophyre aggregate cementing the earlier minerals. In abyssal facies they only occur in pegmatites, forming the so-called graphic granites. These intergrowths belong to the later crystallizes and, therefore, they correspond to conditions of $PH_2O \approx P_{total}$.

Based on experimental data, we have built a special diagram for determining PH_2O as well as P_{total} using Q abundances in quartz-feldspar intergrowths (fig. 8). The Q contents may be

easily determined either by point-counting on thin section or by chemical analysis of symplectites. The quartz-alkali feldspar micropegmatite basis in hypoabyssal granites contains about 40 wt. % Q, while the quartz-plagioclase basis has quartz contents up to 50 wt. %. The graphic zones of abyssal pegmatites contain 24-26 wt. % of quartz.

The next diagram (fig. 9) may be useful for total pressure estimation of granite formation. We have very scant information about the influence of P_{total} on granite cotectic composition. Thus, we should make some assumptions. We suppose that intrusion of granite magma happens without exchange by water with country rocks; that is, adiabatic. In this case, the magmatic evolution in $P-T$ coordinates will be traced by the line parallel to the isolines of water solubility in granitic melt and all the rocks formed by magmatic evolution will be placed on such a line. The position of this line in the diagram will be fixed by the Q contents in quartz-feldspar intergrowths on the water-saturated liquidus (I would remind you that such intergrowths are formed when $PH_2O \approx P_{total}$). We draw the line from this point and, if we know the Q contents in granite and adamellite containing these intergrowths, we may determine PH_2O and P_{total} at their formation.

Some examples:

Points n.º 1, 2 and 3 (fig. 9) belong to one hypoabyssal granite association from the Urals and they represent granite (1), aplitic granite (2), and the micropegmatite basis in granite and aplitic granite (3). The Q content in this basis is 40 wt. %. It has been formed at $T \approx 790^\circ C$, $PH_2O \approx P_{total} = 0.5$ kbar, the depth being about 2 km. The Q content in granite magma (≈ 28 wt. %) with this water concentration (≈ 2 wt. %) corresponds to 8 kbar and $860^\circ C$.

Points n.º 4, 5 and 6 belong to a mesoabyssal massif from the Urals. The water concentration in granite magma, calculated from the Q content in the micropegmatite basis, is about 4 wt. % (point 6), $PH_2O = 1$ kbar, $T = 710^\circ C$, the depth of the massif emplacement is 4 km and $P_{total} = 9$ kbar. The Q content in the granite is 25 wt. %, point 4.

The third example concerns abyssal granites

formed by water-rich magma. The series is defined by granites from the main intrusive phase (point 7) and aplites (point 8). They have a very similar Q concentration; this fact means that the conditions of formation of both types were also close. It follows from this that the water rich granite magma cannot rise in a high level. This is why unimodal silica distributions are found in wet abyssal associations (fig. 7, series 8).

The water pressure would be expected to play an important role in granite magma formation and, in many aspects, forms the main features of granite rocks. In particular, the water concentration determines the ability of granite magma to vertical displacement and, therefore, (i) the facies of massifs, (ii) the T and rate of crystallization and, consequently, (iii) the mineral composition and textures.

In 1968 we paid attention to the existence of two large granite groups with different silica contents, occurring in different geological settings:

- The granites of the first group have a composition of low- P cotectic. They have a high Q/Fsp ratio, high (74-76 wt. %) silica content and a bimodal distribution of silica. They are the members of composite rock series which consist of different granitoids and often begin with gabbros. They may be accompanied by volcanic comagmates. Their mineralogical features correspond to the high temperature conditions of hypersolvus granites (TUTTLE and BOWEN, 1958). One can see a nonequilibrium in element distribution between minerals which belong to the different crystallization stages. We named this group as volcano-intrusive (FERSHTATER, 1987).
- The second group is represented by granites with a chemical composition close to the water-rich high-pressure cotectic. They have a silica content between 72-74 wt. % with unimodal distribution. They occur among metamorphic rocks of amphibolite facies or migmatites. The high water contents prevent granite magma from reaching the high crustal level and they crystallize near the place of their magma generation. Consequently, they have not volcanic comagmatic rocks. They are the products of crustal palingenesis and belong to the plutonic granite

group of KENNEDY and ANDERSEN (FERSHTATER and BORODINA, 1975). The principal mineralogical features correspond to subsolvus two-feldspar granites. They have a low temperature annealed mineral paragenesis which is characterized by a completely equilibrated element distribution.

The main characteristic features of these two granite groups are represented in Table I.

We did this work in 1968. Some time later the close granite division on two groups (I- and S-types) was proposed by the Australian researchers CHAPPEL and WHITE (1974).

TABLE I
Some distinguishing features of main rocks of plutonic and volcano-intrusive groups of the Urals

Signs	Volcano-intrusive group (I-type)		
	Barophobic type	Barophilic type	Plutonic group (S-type)
Geological features	Epizone crystallization. Volcanic comagmatic rocks are usual	Epi- and mesozone crystallization. Volcanic comagmatic rocks are possible	Abyssal crystallization. Volcanic comagmatic rocks are absent
Rock series	Gabbro, gabbro-diorite, granite, granosyenite. Rocks of intermediate composition are rare (bimodal gabbro-granite series)	Gabbro, diorite, tonalite, granodiorite, adamellite, granite (polymodal gabbro-tonalite-granite and tonalite-granodiorite series)	Granodiorite, granite
Evolutional trend	Tholeiitic	Calc-alkaline	Calc-alkaline
Veins	Microgabbro, microdiorite, microgranite and their porphyric varieties		Aplite, pegmatite
Enclaves	Xenoliths of surrounding rocks and fragments of rocks of earlier stages of crystallization. Autholiths		Gneiss restites and xenoliths of surrounding rocks
Composition of rocks: (1) Gabbro	Corresponds to basic cotectic at $P_{tot} < 8$ kbar.	Corresponds to basic cotectic at $P_{tot} > 8$ kbar.	
(2) Granite	Corresponds to H_2O - poor low pressure An-Ab-Or-Q- H_2O cotectic and differ from plutonic ones by higher SiO_2 lower CaO and Al_2O_3 contents. Mineral composition is high-temperature (perthitic feldspar, titaniferous magnetite and so on)	Water content of granitic magma changes within wide limits. Mineral facies are hypoabyssal and abyssal	Corresponds to water-rich cotectic An-Ab-Or-Q- H_2O at $P_{H_2O} > 3-5$ kbar. Low-temperature mineral paragenesis: microclinal feldspar, titanhematite, biotite with low content TiO_2 . Magnetite is rare
Subalkaline rocks	Pyroxene and (or) amphibole are in paragenesis with anorthoclase. Sr and Ba content is lower than in calc-alkaline rocks	Pyroxene and (or) amphibole are in paragenesis with plagioclase and biotite, Sr and Ba content is more higher than in calc-alkaline rocks	

GABBROS

Gabbros are considered by classical petrology as plutonic equivalents of basalts. Indeed, both rocks often are associated and they have the same mineral compositions, which correspond to a wide family of plagioclase cotectics with various feric minerals. However, petrologists have long ago recognized certain systematic differences between gabbro and basalt compositions.

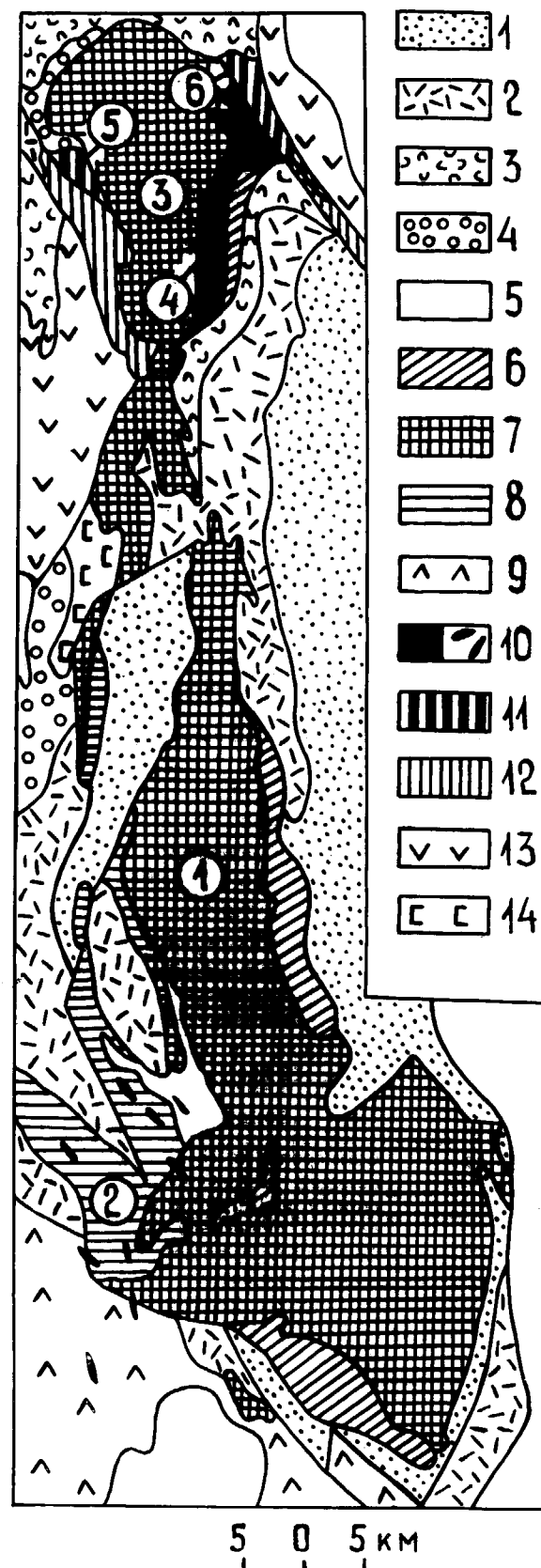
Before discussing them it should be pointed out that basalts mainly have a stable composition while heterogeneities of different kinds, such as schlierens, banding, etc..., are common in gabbros. In order to compare basalt and gabbro compositions it is necessary to choose the homogeneous rock portion within gabbros that corresponds to the average original melt. As usual, it is difficult to find such rocks. Fortunately, there are some gabbro massifs in the Urals, which are convenient for this purpose.

One of these massifs, for example Kokpecty, is a member of the Ordovician ophiolite complex in the South Urals (fig. 10), which have most signs canonized by the Penrose conference. This ophiolite complex is made up of harzburgites, which form the large Kempirsay massif, gabbros (Kokpecty massif), sheeted diabase dykes and pillow lavas. The Kokpecty massif covers an area of 300 km². It is composed of: (1) troctolites, which are placed at the base of the massif; (2) olivine gabbros, which make up the central part; (3) diopside gabbros, which occupy the upper level.

Figure 10.—Schematic geological map of Kempirsay ophiolite complex in South Urals.

1-5 - surrounding rocks: 1 - Pr, 2 - O₁, 3 - O_{2,3}, 4 - S₁, 5 - D-C₁, 6 - gabbro-amphibolites, 7-10 - Ordovician ophiolite association, 7 - harzburgites, 8 - plutonic gabbro, 9 - gabbro of volcano-intrusive group and pillow-lavas, 10 - dunite-clinopyroxenite-gabbro-granitoid rock series, 11-13 - Silurian ophiolite association: 11 - ultramafic rocks and plutonic gabbro, 12 - gabbro of volcano-intrusive group and plagiogranite, 13 - pillow-lavas and sheet dykes, 14 gabbro-sienitic association.

Numbers in circles mark massifs: 1 - Kempirsay, 2 - Kokpecty, 3-6 - different associations in Kharbarny massif.



If we compare the Kokpecty gabbros with the pillow-lavas from the same ophiolite complex, we find that all the gabbro rocks have higher anorthite content in plagioclase, higher contents of Al, Mg and Ca, but lower Fe, Ti and Na. Distinctive differences also are reflected in trace elements: gabbros have less P, Zr, Y than do basalts (fig. 11), whereas they have more Cr, Ni, Co and a higher Ni/Co ratio. Thus, there can be little doubt that the parent magma of gabbros was different from that of the basalts.

In contrast to these gabbro rocks there is another group of gabbros in Kokpecty and other ophiolite complexes. They are holocrystalline rocks, intrusive facies of basalts occurring as pillow-lavas in the upper part of the complex. These gabbros belong to the sheeted dyke series or form rather large intrusive bodies, always closely associated with volcanic rocks. By contrast to the first gabbro group which contain bitownite or anorthite, these rocks are mostly labradoric.

From this it follows that two gabbro groups may be distinguished in ophiolite complex:

- The first are gabbros geologically related to ultramafic rocks and differing chemically from

basalts. As in case of granite, this group may be called plutonic.

- The second group is composed by gabbros intimately associated with basalts of the same composition. It is called volcano-intrusive.

The geological relationships between these groups have been traced exactly: gabbros of volcano-intrusive group form later than the plutonic ones.

These two groups appear to be developed not only in ophiolite complexes but also in all gabbro-bearing associations. Plutonic type gabbros from massifs of a dunite-clinopyroxenite-gabbro association of the Platinum-bearing belt of the Urals are represented by anorthite olivine and diopside gabbros. Compared with ophiolite plutonic gabbros these rocks show equal Al, Mg, Ca, Zr, Y concentrations and higher levels of Ti, Fe, V and Sr. Gabbros of the second group from this association are labradoric gabbro-norites, similar in composition to high-aluminous basalts.

In gabbro-granitic series of various types two gabbro groups are also recognizable. We established that besides gabbros parent to granites and similar in composition to comagmatic basalts

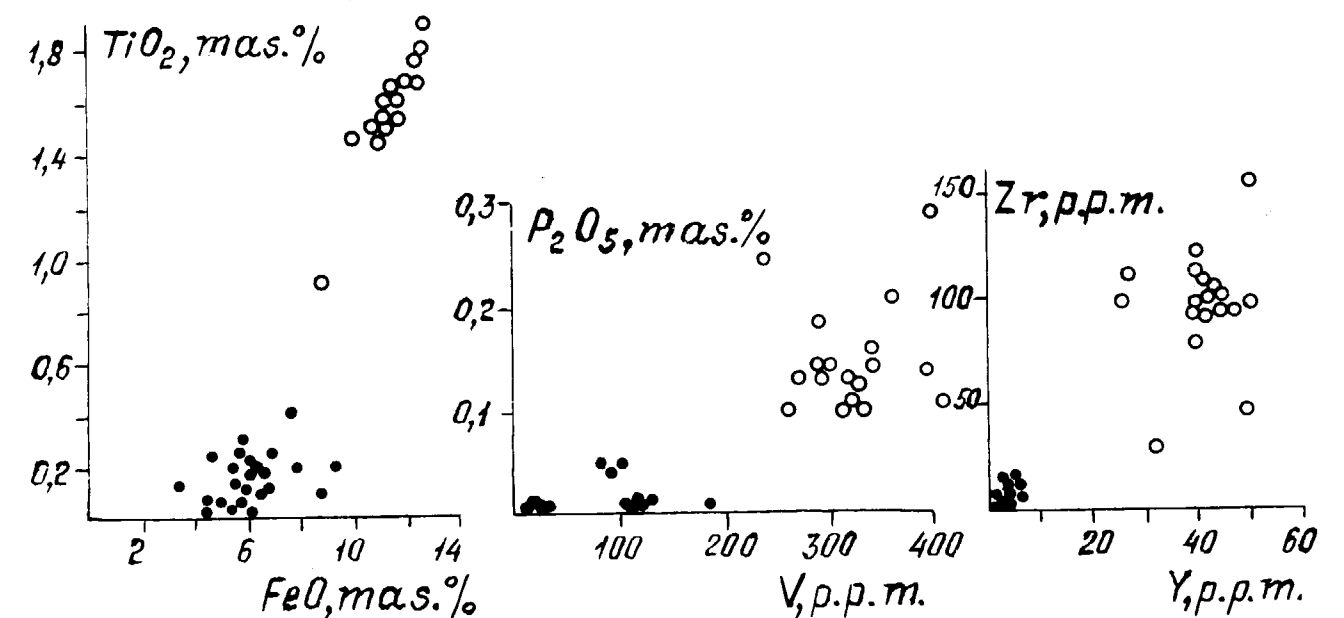


Figure 11.—Chemical differences between plutonic (full circles) and volcano-intrusive (open circles) gabbro types from Kokpecty massif.

enclosing such intrusives, there is another earlier gabbro group without comagmatic basalts (FERSHTATER *et al.*, 1984). They have the same compositional features as plutonic gabbros from another associations but they differ remarkably from later gabbros and basalts (fig. 12).

Thus, two groups may be distinguished in all the gabbro-bearing series under consideration: (1) an early plutonic group which differs from basalts by a rather high basicity and (2) a later volcano-intrusive group composed by rocks of basalt composition. As a consequence, gabbros also show a bimodal composition (fig. 13), whose maxima correspond to rocks enriched (the first gabbro group) are rocks depleted (the second gabbro group) in refractory components.

This bimodal distribution is related with the correspondence of gabbros to cotectics of different pressures: a high-*P* for plutonic and a low-*P* for the volcano-intrusive types. This conclusion is supported by the compositional features of these rocks.

The increase in PH_2O or P_{total} is known to reduce the FEM/An ratio in pyroxene-plagioclase systems. Hence, this ratio may be an indicator of pressure over a wide range of basic compositions. This ratio depends not only on pressure

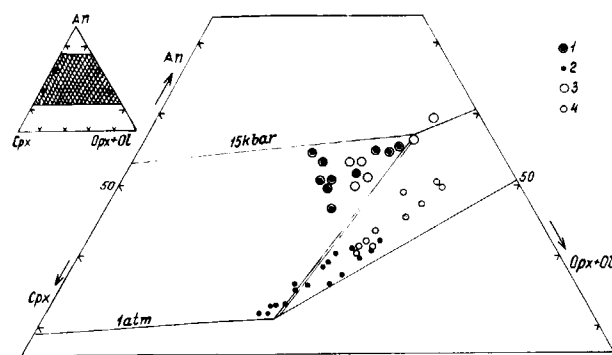


Figure 12.—Diagram Cpx-An-Opx for gabbro from two Urals gabbro-granitoid rock series.

1-2 - Magnitogorsk K-Na series: 1 - plutonic gabbro, 2 gabbro of volcano-intrusive group, 3-4 - Katynadyr high-calcium series: 3 - plutonic gabbro, 4 - gabbro of volcano-intrusive group. Experimental data /5, 14/ on system Di-An-En are recalculated for $Fe/Fe+Mg=0.4/6/$. Double line marks the eutectic composition in pressure interval from 1 atm to 15 kbars.

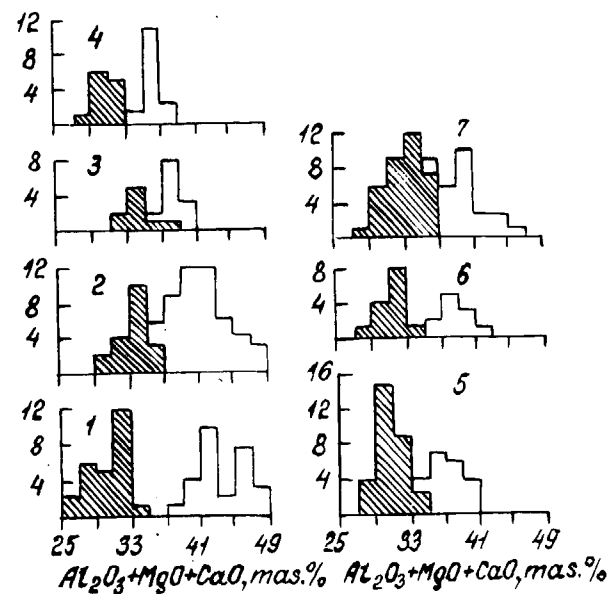


Figure 13.—Distribution of sum $Al_2O_3+MgO+CaO$ (mas.%) in gabbro. Shaded field conforms to gabbro of volcano-intrusive group. 1-7 are different gabbro massifs from the USSR.

but also on the type of femic mineral forming cotectic with plagioclase as well as on the Fe/Mg ratio of the femic silicates.

Indeed, the percentage of femic mineral in the eutectic *femic mineral-anorthite* varies from 57 wt. % (diopside), through 40 wt. % (enstatite) to 30 wt. % (forsterite) (fig. 14). In paragenesis with more acidic plagioclase, the percentage of femic mineral also changes along the corresponding cotectic line. To exclude the effect of plagioclase composition and isolate the pure pressure effect the FEM/An ratio, which is constant for each isobaric cotectic, may be used. Therefore, troctolites from the Kokpecky massif fit to the OI-PI cotectic with low FEM/An ratio, approximately isobaric diopside gabbros fit the DI-PI cotectic with the higher FEM/An ratio, while olivine-diopside gabbros occupy an intermediate position between these two.

The FEM/An ratio increases with the increase in the Fe/Mg ratio in femic silicates. Thermodynamic analysis of equilibrium between femic silicates and plagioclase, which I cannot cover in detail here, tells us that the content of femic components in the eutectic with anorthite de-

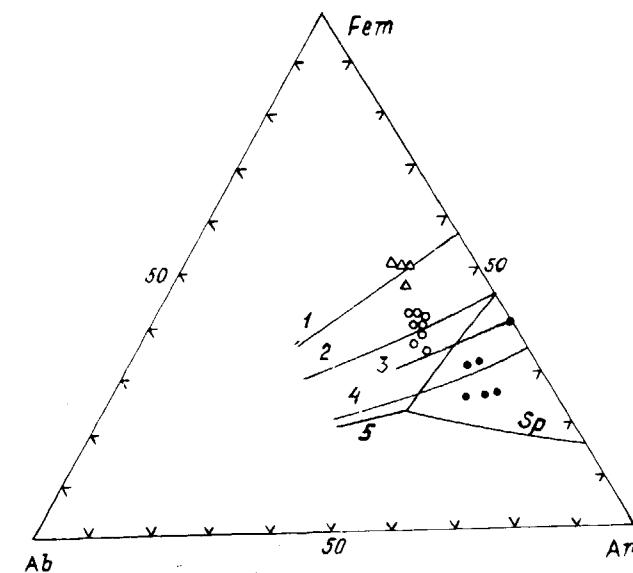


Figure 14.—Diagram Ab-Fem-An for troctolites (dots), olivine gabbros (open circles) and diopside gabbros (triangles) from Kokpecky massif. 1-5 - cotectic lines for system: 1 - Di-An, Di-En-An, Di-Fo-An at 1 atm; 2 - Di-Fo-An at 6 kbars; 3 - En-An at 1 atm; 4 - Di-En-An at 15 kbars; 5 - Fo-An- at 1 atm (according to /1, 2, 5, 14, 18, 20/).

pends on the Fe/Mg ratio: the abundance of the pure Fe silicates in the eutectic is about 30 % higher than pure Mg ones.

A diagram based on the reasons discussed as well as on the available experimental data allows one to make rough estimates of the pressure which is in agreement with the features of basic cotectics of certain mineral composition (fig. 15). The diagram shows that a chemical composition of the plutonic gabbros corresponds to the high pressure cotectic, while the basalts and gabbros of the volcano-intrusive group correspond to the lower pressure ones. The first cotectic is in conformity with the pressure at the level of basic magma generation and the second cotectic agrees with the level of its crystallization in the shallow chamber (FERSHTATER, 1987).

The same regularities can be seen in the fig. 12. The plutonic type gabbros from two different Ural gabbro-granitoid series belong to a higher pressure cotectic than the gabbros of the volcano-intrusive group.

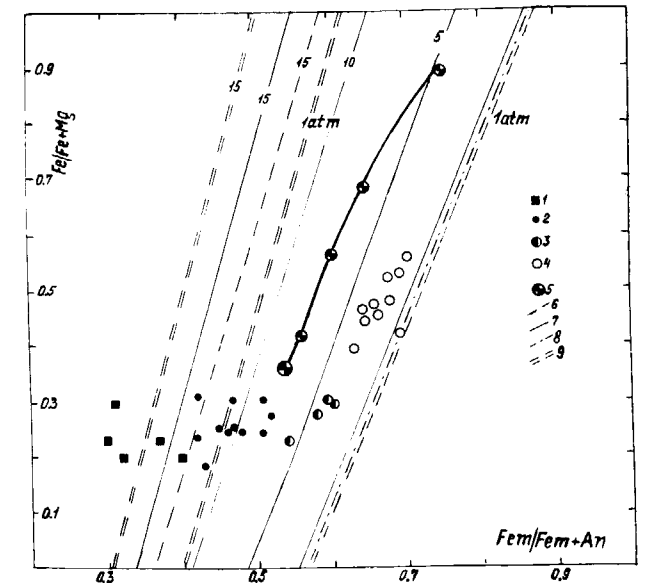


Figure 15.—Diagram $Fe/(Fe+Mg) - Fem/(Fem+An)$ for Kokpecky gabbro massif. 1-3 - plutonic gabbro: 1 - troctolite, 2 - olivine gabbro, 3 - diopside gabbro; 4 - gabbro of volcano-intrusive group and pillow-lavas; 5 - initial gabbro and calculated melt composition on different stages of Scaergaard magma evolution /24/; 6-9 - lines of cotectic Fem-An: 6 - Cpx-An, 7 - Cpx-Opx-An, 8 - Cpx-Ol-An, 9 - Opx-An. Numbers are P_{tot} (kbars). Points of pure magnesium systems are from experimental data /1, 2, 5, 14, 20, 27/, points for pure ferruginous ones are calculated by author /6/.

As you see, there is a parallel situation in both granites and gabbros. For each rock composition there are two groups which differ one from the other in the pressure of crystallization: the plutonic group, which forms under high pressure conditions, and the volcano-intrusive group which crystallizes at lower pressures. The leading role in granite division is played by PH_2O , while P_{total} is the main factor for gabbros.

ROCK SERIES

Up to now we have spoken about rocks: granites and gabbros. And now I want to say a few words about rock series. In fig. 16 one can see two groups within the volcano-intrusive gabbro type. One of them has a tholeiitic composition and belongs to the low-*P* cotectic. The second is represented by calc-alkaline basic rocks which belong to the high pressure cotectic. These two

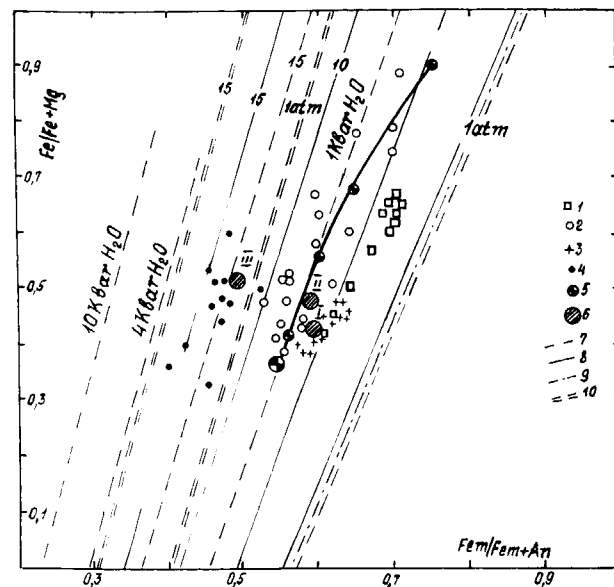


Figure 16.—Diagram $Fe/(Fe+Mg) - Fem/(Fem+An)$. 1-3 - tholeiitic rock series: 1 - basalts of Thingmuly /3/, 2 - dolerites Kaaroo /25/, 3 - Middle Atlantic Ridge basalts /11/; 4 - calc-alkaline basalts and gabbro, 5 - initial gabbro and calculated melt composition of different stages of Scaergaard magma evolution /24/, 6 - average compositions of basalts: oceanic (1) and continental (11) tholeiites calc-alkaline basalts (III); 7-10 - lines of cotectics Fem-An; 7 - Cpx-An, 8 - Cpx-Opx-An, 9 - Cpx-Ol-An, 10 - Opx-An. Numbers are P_{tot} (kbars).

groups of basalt and gabbros are the initial members for tholeiitic and calc-alkaline basalt-rhyolite or gabbro-granite rock series.

We have analyzed the pressure conditions of the formation of these rock series in fig. 17. Solid lines show the melting curves of basalt, andesite and granite under dry and water-saturated conditions. Dashed lines show the quartz and diopside content in granite and basic cotectics, respectively. Lines PM and EF demonstrate two ways of basic magma evolution. As we have mentioned above, the physico-chemical limit of magmatic evolution is the water-saturated granite liquidus. Depending on water pressure, the evolution of magma ends at different places of the melting curve. The path from gabbro to granite passes the field of intermediate rock compositions which is limited by the water-saturated and dry andesite liquidus.

On the trend PM, the melt of intermediate composition may only be separated from basaltic

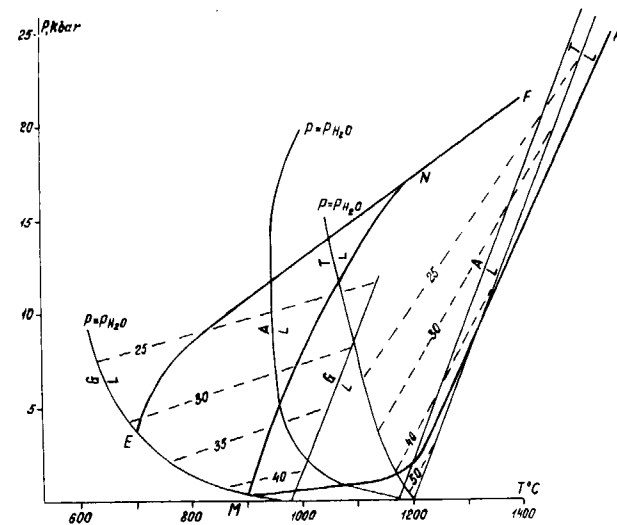


Figure 17.—Evolutional trend for barophobic (PM) and barophilic (FNE, FNM) rock series. Thin solid lines are melting curves for toleiiit (T), andesite (An) and granite (G) in dry and water-saturated conditions /10, 16, 19, 22/; dash lines quartz contents in granite cotectic /16, 22/ and diopside contents in eutectic diopside-anorthite /2, 27/; dash-point lines - water contents in granite melt. All concentrations are in mas. %

melt under low pressure over a very small temperature range. This is why intermediate rocks are so rare in the hypoabissal rock series formed under low- P conditions.

The second trend, FE, shows the evolution under high- P . The temperature interval of intermediate melts increases up to 400 ° C according to the degree of water saturation. This makes favorable conditions for the formation of the large masses of tonalites and granodiorites. If the low- P barophobic trend may be ended only by granite with low-water content, the high pressure evolution has no such physico-chemical limits. Both the high level hypoabyssal granites (curve NM) and abyssal water-rich granites (curve NE) can arise from the high pressure evolution. Rock series of this type may be named barophilic intermediate rocks are widespread in these series, which, in contrast to the barophobic series, have polymodal silica distribution.

The initial rocks for barophobic series are the low- P tholeiitic gabbros, while high- P calc-alkaline gabbros are the initial rocks for barophilic ones.

Thus we have the common system of intrusive

rocks and rock series controlled by pressure. The field of application of this idea is rather broad and includes not only intrusive rocks but also basalt-rhyolite rock series which also form distinct barophobic and barophilic types. But this is the topic of a separate report.

English translation and editorial handling: N. Skinner and F. Bea (Universidad de Salamanca, España).

REFERENCES

- BIGGAR, G. M., y HUMPHRIES, D. L. (1981): *The plagioclase, forsterite, diopside, liquid equilibrium in the system $CaO - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$* . *Miner. Mag.*, v. 44, N336, pp. 309-314.
- BOWEN, N. L. (1915): *The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas*. *Amer. J. Sci.* 4 ser., v. 40, pp. 161-185.
- CARMICHAEL, J. S. E. (1964): *The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in eastern Iceland*. *J. Petrology*, v. 5, pp. 435-460.
- CHAPPEL, B. W., and WHITE, A. J. R. (1974): *Two contrasting granite types*. *Pacific Geol.*, 8, pp. 173-174.
- ELMSLIE R. E. (1970): *Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase bearing systems*. *Carnegie Inst. Year book*, Washington, v. 69, pp. 148-155.
- FERSHTATER, G. B. (1987): *Petrology of major intrusive associations*. Nauka, Moscow, 231 pp. (in Russian).
- FERSHTATER, G. B., and BORODINA, N. S. (1975): *Petrology of magmatic granitoids (on example of the Urals)*. Nauka, Moscow, 287 pp. (in Russian).
- FERSHTATER, G. B.; MALAKHOVA, L. V.; BORODINA, N. S. et al. (1984): *Eugeosynclinal gabbro-granitoid series*. Nauka, Moscow, 264 pp. (in Russian).
- FERSHTATER, G. B.; CHASHUKHINA, V. A., and VILISOV, V. A. (1986): *Geochemical criteria for crystallization sequences in igneous rocks*. *Intern. Geology Review*, 5, pp. 560-568.
- GILL, J. B. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer - Verlag - New York, 390 pp.
- GUNN, B. M., and ROOBOL, M. J. (1977): *Geochemistry of the igneous rocks*. Leg. 37 - Initial Rep. of Deep Sea Drilling Project, v. 37, pp. 735-755.
- HOFFMAN, CH. (1976): *Natural granitic rocks and the granite systems $Qz - Or - Ab - An - (H_2O)$ and $Qz - Ab - An - (H_2O)$* . *Neues Jahrbuch für Miner. Monatsh.* H. 7, pp. 289-306.
- HUANG, W. L., and WYLLIE, P. G. (1975): *Melting relations in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2$ to 35 kilobars, dry and with excess water*. *J. of Geology*, v. 83, N 6, pp. 737-748.
- HYTÖNEN, K., and SCHAIRER, S. F. (1961): *The plane enstatite - anorthite - diopside and its relation to ba-*
- salts. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, vol. 60, pp. 125-141.
- JAMES, R. S., and HAMILTON, D. L. (1969): *Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - CaAl_2O_8 - SiO_2$ at 1 kilobar water vapour pressure*. *Contr. Miner. Petrol.*, 21, pp. 111-141.
- LUTH, W. C.; JAMES, R. H., and TUTTLE, O. F. (1964): *The granite system at 4 to 10 kbars*. *J. Geophys. Res.*, 64, pp. 759-773.
- MAALÖE, S., and WYLLIE, P. J. (1975): *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. *Contr. Min. and Petrol.*, 52, pp. 175-191.
- OSBORN, E. F., and TAIT, D. B. (1952): *The system diopside - forsterite - anorthite*. *Amer. J. Sci. Bowen vol.*, pp. 413-433.
- RINGWOOD, A. E. (1975): *Composition and petrology of the earth's mantle*. McGraw-Hill Book Company, New York, 588 pp.
- PRESNALL, G. D.; DIXON, S. A.; DIXON, J. R.; O'DONNELL, T. H.; BRENNER, N. L.; SCHROCK, R. L., and DYCUS, D. W. (1978): *Liquidus phase relations on the join diopside - forsterite - anorthite from 1 atm. to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma*. *Contrib. Miner. and Petrol.*, v. 66, N 2, pp. 203-220.
- STEWART, D. B. (1967): *Four - phase curve in the system $CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2 - H_2O$ between 1 and 10 kilobars*. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 47, h. 1, pp. 35-60.
- TUTTLE, O. F., and BOWEN, N. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAl_2Si_3O_8 - SiO_2 - H_2O$* . *Geol. Soc. Amer. Mem.*, v. 74, 153 pp.
- VON PLATEN, H. (1965): *Experimental anatexis and genesis of migmatites*. In: W. S. PITCHER and G. W. FLINN (Editors): *Controls of metamorphism*. Oliver and Boyd, Edinburgh - London, 10, pp. 203-218.
- WAGER, L. R., and BROWN, G. M. (1967): *Layered igneous rocks*. Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 588 pp.
- WALKER, F., and POLDERVAART, A. (1949): *The Kaaroo dolerites of the Union of South Africa*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 60, pp. 591-706.
- WINKLER, H. G. F.; DAS, B. K., and BREIBART, R. (1977): *Further data of low-temperature melts existing on the quartz + plagioclase + liquid + vapor isobaric cotectic surface within the system $Qz - Ab - Or - An - H_2O$* . *Neues Jahrbuch für Miner. Monatsh.* H. 6, pp. 241-247.
- YODER, H. S. (1965): *Diopside - anorthite - water at 5 and 10 kilobars and its bearing on explosive volcanism*. *Ann. Rep. Director Geoph. Lab., Carnegie Inst.*, Year Book, Washington, N 64, pp. 82-89.
- YODER, H. S. (1967): *System $Ab - An - Q - H_2O$ at 5 kbars*. *Carnegie Inst., Year Book.*, Washington, pp. 477-478.

Original recibido: Septiembre de 1989.

Original aceptado: Octubre de 1989.

INFORMACION

Mineros destacados del siglo XIX Gabriel Ramón Manuel Puig y Larraz (1851-1917).

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Este destacado científico nació en Sevilla a las nueve de la mañana del viernes 28 de marzo de 1851, hijo de legítimo matrimonio de Francisco de Paula de Puig, de Canet de Mar (Barcelona), destacado comerciante establecido en Sevilla, y de María Dolores Larraz, natural del lugar de Junquera (Granada), quienes habían contraído matrimonio en la Parroquia del Sagrario, de Granada. El mismo día de su nacimiento fue bautizado en la Iglesia Parroquial de San Lorenzo, de Sevilla.

Fueron sus abuelos paternos Francisco de Paula Puig, de Barcelona, y Rosa Cruañas, de la villa de Canet de Mar (Barcelona). Los maternos Manuel de Larraz, de la villa de Hecho (Huesca) y María Dolores García, de la ciudad de Ronda (Málaga).

Los Puig proceden de una destacada familia catalana, y los Larraz de nobles aragoneses, hidalgos oriundos del lugar de Hurdies (Huesca).

2. ESTUDIOS

Inició sus primeras enseñanzas en el ambiente familiar y en el despacho comercial de su padre. Las continuó en los establecimientos oficiales de enseñanza de Sevilla, donde cursó los estudios establecidos en el reglamento de la Escuela de Ingenieros de Minas, para presentarse al examen de ingreso.

Logró su ingreso en la Escuela en una promoción (1869) de las menores, integrada sólo por tres alumnos. Fueron sus compañeros de estudios el palmeño Fernando Pineda y Calimano (1849-1881), fallecido en Madrid con la categoría de Ingeniero primero, quien desarrolló una destacada actividad profesional, y el madrileño Fermín de la Puente y de la Puente (1850-1886), con importante actuación en el distrito minero de Vizcaya, fallecido en Madrid como Ingeniero Jefe, destinado como profesor en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas.

Con brillante expediente finalizó sus estudios en la Escuela, ingresando en el Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas (22 de julio de 1873). Realizó las prácticas reglamentarias en el distrito minero de Jaén (1873-1874).

Establecida la expedición oficial de los títulos profesionales de Ingenieros (R. O. de 3 de noviembre de 1893) por el Estado, Puig lo solicitó (3 de abril de 1894), y le fue expedido (23 de abril de 1894) y entregado por la Dirección de la Escuela, en aquella época el famoso químico Luis de la Escosura y Morrogh (1821-1904).

3. ACTIVIDADES EN EL CUERPO DE INGENIEROS DE MINAS

Como indicamos anteriormente, realizó sus prácticas reglamentarias en el distrito minero de Jaén (1874), donde apreció la necesidad de una Escuela elemental de minería práctica, y en colaboración con su compañero, posteriormente profesor de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, Alfredo de Madrid-Dávila (1849-1910), promovieron la creación de una Escuela de Capataces de Minas en Linares, donde el grupo desempeñó de asignaturas de aritmética con nociones de álgebra, geometría, elementos de topografía, mineralogía, geología y docimasia. Este grupo, con tanta disciplina, se debe a que inicialmente sólo hubo como profesores los dos ingenieros promotores, con juventud y entusiasmo.

La necesidad de esta Escuela ya la sostuvo el profesor de mineralurgia del Real Cuerpo Facultativo de Minas Lorenzo Gómez Pardo (1801-1847), en su informe (22 de agosto de 1834) sobre «La ordenación de la enseñanza minera». Esta Escuela tuvo una vida efímera, se promovió basada en las disposiciones oficiales (1869) de libertad de enseñanza, pero al cesar Puig (noviembre de 1874) fue cerrada (1875). La Escuela de Linares fue creada oficialmente por R. D. (18 de noviembre de 1892).

Finalizadas las prácticas en Jaén, pasó Puig (noviembre de 1874) como agregado destinado en la Comisión de la

Carta Geológica (1874), cuando la dirección estaba desempeñada por el ilustre geólogo Manuel Fernández de Castro (1825-1895). Pronto se compenetraron director e ingeniero agregado, lo nombra secretario interino de la Comisión, puesto desempeñado durante cinco meses, y en la primera vacante (1877) lo propone y la superioridad lo acepta, la designación como Ingeniero de la Comisión del Mapa Geológico de España, puesto desempeñado hasta su pase (1896) al distrito minero de Orense.

Su contacto científico con Fernández de Castro le incrementó su afición a las Ciencias Naturales. En una carta escrita desde Teruel (3 de marzo de 1907) al director (1903-1910) de la Escuela de Ingenieros de Minas Perfecto María Clemencín y San Martín (1841-1922) le decía: «Ya sabe que no tengo, ni he tenido nunca, la pretensión de dominar por completo ninguna ciencia; afición y constancia en el estudio de las naturales, sí las tengo.»

Se plantea por las Comisiones de los Mapas Geológicos de España y Portugal (1890) la necesidad de establecer criterios para la representación cartográfica de las zonas limítrofes de ambas naciones. Considera Fernández de Castro que la persona más adecuada para representar a España en este tema fronterizo y delicado es Puig, quien tuvo una brillante actuación, galardonada por el Gobierno portugués.

Otro tema interesante tiene Fernández de Castro (1890): la aportación de la Comisión del Mapa a los actos del Cuarto Centenario. Pronto encuentra un buen apoyo en Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892), quien planteó en la reunión del Consejo de la Comisión del Mapa la preparación de una «Bibliografía Minera Hispanoamericana» en dos tomos, el primero de «Notas biográficas», con dos volúmenes, y el segundo de «Notas bibliográficas», en cuatro volúmenes. El Consejo aceptó la oferta de Maffei, pero, dado su delicado estado de salud, pide le sea designado oficialmente un colaborador, y por unanimidad se acordó fuese Puig. Esa obra, pendiente de la última revisión, quedó preparada por los autores para la remisión a la imprenta, paralizándose todo por el fallecimiento de Maffei (junio de 1892).

Tuvo una activa actuación en la promoción y organización de la «Exposición Histórica Americana», celebrada en Madrid (1892) para conmemorar el Cuarto Centenario del Descubrimiento de América. Además de su representación oficial de España, ostentó la representación del Ayuntamiento de La Habana y la de las islas Filipinas. Su actuación fue recompensada por el Gobierno español.

Su ascenso en el Cuerpo de Ingenieros de Minas a Ingeniero Jefe de segunda clase le impide continuar en la Comisión del Mapa Geológico, y pasa destinado (1901) al distrito minero de Jaén, con el puesto de segundo jefe del mismo. Al año siguiente (1902) pasa a ocupar el puesto de Ingeniero Jefe del distrito minero de Teruel.

Cuando era Ingeniero Jefe del distrito minero de Teruel recibió una carta (27 de febrero de 1907) del director de la Escuela de Ingenieros de Minas Clemencín, animándole a que se presentase al concurso de provisión de la cátedra de geología de la Escuela, cuya dotación fue creada por la Ley de Presupuestos de 1907. Remite su relación de méritos, pero la sorpresa fue grande; en la

terna propuesta al Ministerio de Fomento (11 de abril de 1907) figura en primer lugar un eminente petrógrafo, Ramón Adán de Yarza (1849-1917), con el número 2 el secretario de la Escuela, Angel Herreros de Tejada (1866-1920), y con el 3 un eminente matemático, Ramón Pérez Muñoz (1870-1920).

Con motivo de su ascenso a Inspector General de Minas (1914) pasa destinado como vocal al Consejo de Minería, puesto en el que finalizó su carrera administrativa. Falleció en Madrid (10 de febrero de 1917).

4. TRABAJOS CIENTIFICOS

Fue Puig un activo escritor, iniciándose en este campo con su incorporación a la Comisión del Mapa Geológico (1874), denotando una disminución desde su destino como Segundo Jefe del distrito minero de Jaén, y todavía más reducida a partir de su nombramiento como Jefe del distrito minero de Teruel, dado el incremento de la actividad administrativa de estos cargos, principalmente en una persona de extraordinaria minuciosidad. Sólo mencionamos algunos de los trabajos, que durante nuestra vida profesional hemos consultado.

Su primer trabajo importante fue la «Descripción física y geológica de la provincia de Zamora», finalizada en 1881, y publicada como Memoria núm. XI (1883) de la Comisión del Mapa Geológico. Simultáneamente entregó para su publicación el «Bosquejo geológico de la provincia de Zamora a escala 1/400.000», publicado también en 1883.

Preparó, con la colaboración de Rafael Sánchez y Lozano (1854-1922) el trabajo titulado «Datos para la geología de la provincia de Santander», obra muy estimada por sus contemporáneos, aportando nuevos conocimientos geológicos de dicha provincia. Se publicó en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico, núm. XV (1880), 80 pp.

Interesado en las recopilaciones bibliográficas, además de publicar independientes las de varias obras, también las publicó agrupadas, como «Notas bibliográficas de geología, mineralogía, paleobotánica, geografía, física y prehistoria de España y sus provincias de Ultramar, de 1893 a 1898». Esto representa un complemento a la bibliografía hispanoamericana que estaba preparando con Maffei, hasta la mayoría de edad de las mencionadas provincias.

Preparó «Resumen geográfico de las publicaciones de la Comisión del Mapa Geológico de España, de 1873 a 1894», publicado en el Boletín número XXII del Instituto Geológico, 1896. «Ensayo bibliográfico de Antropología prehistórica ibérica», 1896. Las secciones bibliográficas de los Boletines XXI a XXVI (1895-1899) del Instituto. También se ocupó en la redacción de varias notas necrológicas, unas anónimas y otras firmadas, como las de Manuel Fernández de Castro (1894) y Federico de Botella y de Hornos (1900). Existen datos de la publicación de dos trabajos, uno titulado «Viajes de estudio por Europa (Francia, Austria, Alemania central, Prusia, Holanda, Suecia, Noruega e Inglaterra) durante los años de 1788 a 1795», y «Cartas científicas y familiares de D. Manuel de Angulo y Correa, recogidas, coleccionadas y anotadas por D. Gabriel Puig y Larraz, de 1898 a 1899». Estos dos trabajos

fueron consecuencia del interés de Maffei de que se publicaran las biografías de los dos hermanos, Manuel y Francisco, por la importancia que habían tenido en la minería española. Cuando escribimos ambas biografías nos encontramos con la desaparición de la mayoría de los datos con motivo del incendio (verano de 1939) del Archivo Histórico Nacional de Alcalá de Henares. No pudimos localizar estas dos publicaciones en los catálogos de las diversas bibliotecas consultadas.

Cultivó la ciencia en cuanto se relaciona con cuevas y simas. Interesó mucho en el mundo científico su publicación «Cavernas y simas de España», editada en el Boletín número XXI (1894) del Instituto Geológico. También publicó el «Catálogo geográfico y geológico de las cavidades naturales y simas principales de España» (1896). Anal. Soc. Esp. Hist. Natural, XXV-XXVII.

Entre otros trabajos científicos hemos visto «La tierra de Maside (provincia de Orense)» (1895), 26 pp., publicado en el Boletín de la R. Soc. Geográfica de Madrid. «Los hipurites de Cataluña», inspirado en los trabajos de Douvillé sobre rudistas. Bol. Instituto Geológico, número XXIII (1896).

5. DISTINCIONES

Fueron muchas las organizaciones honradas con la pertenencia de Puig entre sus miembros. Las más destacadas son: Secretario de la sección de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales del Ateneo de Madrid. Secretario, Vicepresidente y Presidente de la sección de Intereses Materiales de la Sociedad Económica Matritense de Amigos del País, y Miembro Honorario de otras muchas Sociedades Económicas de Amigos del País, como las de Badajoz, Baeza, Canarias, etc. Vocal, Bibliotecario, Censor y Vicepresidente de la Sociedad Económica Matritense de Amigos del País. Vocal y Vicepresidente de la Sociedad Geográfica de Madrid, hoy Real Sociedad Geográfica. Miembro de las Comisiones de Monumentos Históricos de las provincias de Orense y Teruel. Socio de Mérito de la Sociedad Arqueológica de Pontevedra. Vicepresidente y Presidente de la Sociedad Española de Historia Natural. Miembro Honorario de la Sociedad de Hidrología Médica.

Durante su estancia en Orense como Ingeniero del distrito minero, y con motivo de la reorganización de la Comisión Provincial de Monumentos, lo propusieron como especialista en simas y cavernas para Académico Correspondiente de la Historia (1896). Tramitada favorablemente la propuesta, en sesiones de 26 de junio y 2 de julio, se acordó por unanimidad su nombramiento como Académico Correspondiente en Orense, y su incorporación a la Comisión Provincial de Monumentos Históricos y Artísticos en representación de la R. A. de la Historia, lo que le fue comunicado por el secretario (4 de julio de 1896). El nuevo Académico contestó (22 de agosto de 1896) dando las gracias y prometiendo «contribuir en cuanto esté a su alcance al estudio de la historia patria».

Entre sus condecoraciones destacan: La Cruz de Caballero de la Orden de Santiago y la Espada de Portugal (1890) y la Encomienda de la Orden Americana de Isabel la Católica (1893), por sus trabajos en la Exposición Histórica Americana, con motivo del Cuarto Centenario del Descubrimiento de América.

Madrid el 2 de febrero 1899
Gabriel Puig y Llorca

6. BIBLIOGRAFIA

Expedientes alumnos de la Escuela de Minas. Archivo Escuela de Minas de Madrid.

Libros de Actas de las Juntas del Claustro de la Escuela de Minas. Archivo Escuela de Minas de Madrid.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1962): *Bibliografía de Minería, Metalurgia, Geología y Ciencias afines (1778-1961)*, 460 pp. Madrid.

Noticias

III ENCUENTRO DE CAMPO SOBRE GEOMORFOLOGIA, CUATERNARIO Y NEOTECTONICA (ALMERIA - MURCIA 90)

Durante los días 23 al 27 de julio de 1990 ha tenido lugar en tierras del Sureste español el III Encuentro de Campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica.

A lo largo de estas cinco jornadas una treintena de participantes ha desarrollado un itinerario de más de 500 kilómetros con el objetivo de conocer de cerca la evolución morfológica y tectónica reciente de este sector del tercio oriental de las Cordilleras Béticas.

Esta tercera edición ha contado con la colaboración, como entidades organizadoras, de la Sociedad Española de Geomorfología, además del Instituto Tecnológico GeoMinero de España y el Grupo Andaluz del Cuaternario (AEQUA), que ya colaboraron en la anterior edición.

Las jornadas se desarrollaron así:

— El primer día, visita al sector del Campo de Dalías, con observaciones sobre el dispositivo geomorfológico general y la neotectónica que afecta a los materiales cuaternarios.

Posteriormente, se realizó un corte a lo largo del Campo de Níjar y la Serrata.

— El martes, 24 de julio, se dedicó gran parte de la jornada a la exploración subterránea y la visita superficial del karst en yesos de Sorbas, paraje de extraordinario valor geomorfológico y singular belleza. Al cabo del día se realizaron observaciones sobre la dinámica erosiva en los depósitos cuaternarios continentales de Partalao.

— La tercera jornada se visitaron la Cuenca de Vera, con especial hincapié en su evolución tectónica y morfológica, y el sector de Terreros, con depósitos tirrenienses muy interesantes.

— El jueves, 26 de julio, se dedicó a un reconocimiento general de la región de los Vélez, y la posible incidencia de la actividad neosismotectónica actual detectada en deformaciones en viviendas.

— Por último, el viernes día 27 de julio, se realizó un recorrido general por el espacio natural de Calblanque, con observaciones geomorfológicas de este sector del litoral murciano y sus implicaciones en la gestión medioambiental.

La participación y el interés despertado aseguran la continuidad de este tipo de reuniones de campo, existiendo bastantes posibilidades de que el año próximo se celebre la cuarta edición en la provincia de Alicante.

MASTER EN INGENIERIA GEOLOGICA

Organizado por la Universidad Complutense de Madrid, y con la colaboración de los siguientes Organismos:

— Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, a través del Centro de Estudios y Experiencias de Obras Públicas (CEDEX).

— Ministerio de Industria y Energía, a través del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE).

— Imperial College of Science and Technology, de Londres.

— Laboratorio Nacional de Engenharia Civil, de Lisboa.

Todo ello bajo el patrocinio de la UNESCO. También son entidades patrocinadoras el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, la Empresa de Geología de la Universidad de Oviedo, la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras (ENADIMSA) y la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos.

Se impartirá en Madrid, en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas - Universidad Complutense, con una duración de 500 horas lectivas, divididas en dos cursos académicos, comenzando el 15 de octubre de 1990, y en horario de tardes.

Está especialmente dirigido a Licenciados en Ciencias Geológicas, Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos e Ingenieros de Minas.

El Master de Ingeniería Geológica tiene como antecedente inmediato el Curso de Ingeniería Geológica para postgraduados impartido y organizado por el Departamento de Geodinámica durante diez años consecutivos, desde 1979.

La demanda de formar especialistas altamente cualificados en ingeniería geológica, con programas semejantes a los que se imparten en otros centros y universidades europeas de reconocido prestigio en esta disciplina, ha dado lugar a la participación del Imperial College de Londres, el Laboratorio del CEDEX, el Instituto Tecnológico y GeoMinero y el Laboratorio de Ingeniería Civil de Lisboa.

El curso se dirige hacia la formación avanzada y con carácter eminentemente profesional en la práctica de la ingeniería geológica.

El contenido del programa Master se fundamenta en establecer los principios de la ingeniería geológica y sus métodos, a la resolución de los problemas geotécnicos implicados en el proyecto, construcción y explotación de obras de ingeniería, y a la prevención y corrección de riesgos geológicos.

De las 500 horas lectivas, más de la mitad se dedican a la resolución de ejercicios prácticos, laboratorios y trabajos de campo.

Dentro de las actividades del curso se incluyen las prácticas en empresas o centros colaboradores con el Programa Master para aquellos alumnos que no tengan experiencia profesional.

Para la obtención del título oficial de Master por la Universidad Complutense se precisa la realización de un proyecto y la superación de exámenes finales.

Como Director del Programa figura el Prof. Dr. Luis González de Vallejo.

Catedrático de Ingeniería Geológica, U. C. M.
Master of Science en Ingeniería Geológica, I. C.

El Consejo docente está formado por:

Presidente: Ilmo. Sr. D. Carlos Oteo Mazo.
Director del Laboratorio de Geotecnia, CEDEX
Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos
Profesor Titular de Geotecnia y Cimientos, U. P. M.

Miembros: Dr. M. H. de Freitas.

Director del M. Sc. Course in Engineering Geology, I. C.
Senior Lecture. Imperial College de Londres

Prof. Dr. Ricardo Oliveira.

Subdirector del Laboratorio Nacional de Engenharia Civil de Lisboa.
Catedrático de Ingeniería Geológica U. N. Lisboa

Sr. D. Francisco J. Ayala Carcedo.

Jefe del Area de Ingeniería GeoAmbiental ITGE
Ingeniero de Minas

Prof. Dr. Ramón Capote del Villar.

Catedrático de Geodinámica, U. C. M.
Dr. en Geología

PROYECTO DE MASTER

Uno de los requisitos fundamentales para la obtención de la titulación del Master es la realización satisfactoria de un proyecto o tema monográfico.

El proyecto tratará de profundizar sobre un aspecto importante de la ingeniería geológica. El alumno deberá efectuar un trabajo de investigación o proyecto que deba incluir revisión bibliográfica, síntesis del estado actual del conocimiento y aplicación a una casuística elegida como ejemplo. Los alumnos demostrarán su capacidad de análisis y síntesis, el conocimiento profundo sobre la materia desarrollada y aportarán bases científicas para el desarrollo tecnológico y aplicaciones prácticas.

Esta investigación deberá iniciarse en el mes de marzo del primer año, y deberá terminarse antes del 1 de abril del segundo año.

PRACTICAS EN EMPRESAS

La Dirección gestionará con centros y empresas públicas y privadas la participación en prácticas con una duración de tres meses. Estas prácticas están dirigidas hacia aquellos alumnos que no tengan experiencia profesional, y tendrán lugar entre marzo y junio del primer año.

SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE PRESERVACION Y CONSERVACION DE COLECCIONES DE HISTORIA NATURAL MADRID, MAYO, 10-15, 1992

El Simposio tratará de la problemática de las colecciones de Antropología, Biología y Geología en el mundo. La primera circular estará disponible a partir de diciembre de 1990 e incluirá un resumen del programa general del Simposio, así como la documentación para la inscripción previa. Dicha circular puede solicitarse a:

Julio Gisbert & Fernando Palacios. Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. ESPAÑA.

FAX no.: 1/5645078 - BINET: MCNMA13 EMDCSIC1

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

900308. **Vario 2 D: Programa de ordenador para análisis variográfico en el plano.** PARDO, E., y CHICA-OLMO, M. *Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 4, 674-687, 2 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Programa ordenador, Variación espacial, Variograma, Krigeage, Modelo, Geoestadística.

GEOLOGIA REGIONAL

900332. **La sección Berodia-Puertas. Nueva datación Kasimoviense en el Carbonífero del sector Norte de los Picos de Europa, N de España.** MORENO-EIRIS, E., y RODRIGUEZ, S. *Col-Pa* (1986-1987), núm. 41, 107-115, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Revisión, Kasimoviense, Biostratigrafía, Fauna coralígena, Fauna fusulinidos, Flora algas, Asturias.

900340. **Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco sur del sinclínorio de Truchas (Ourense - León, NO de España).** BARROS, J. C. *Cuad. lab. xeol. Laxe* (1989), núm. 14, 93-116, 36 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Escala estratigráfica, Ordovícico, Estratotipo, Sinclínorio, Falla normal, Pliegue, Tectónica superpuesta, Cuarcita, Pizarra, Fauna, Provincias León, Orense.

900385. **Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica.** GARCIA, A.; SEGURA, M.; CALONGE, A., y CARENAS, B. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 303-333, 78 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Ciclo sedimentario, Cuenca sedimentaria, Margen continental, Fauna foraminíferos, Cenomaniense, Albense, Macizo Ibérico.

900403. **Mapa geológico de la Sierra del Moncayo y zonas próximas.** ARAGONES, E., y BARBERA, M.

Turiaso (1989), vol. 9, núm. 1, 263-264, 12 ref., esp., bibl. ITGE.
* Síntesis bibliográfica, Geología regional, Macizo Ibérico.

ESTRATIGRAFIA

900303. **Organización estratigráfica del Aptiense-Albiense en el sector tectosedimentario de Gorbea, región Vasco-Cantábrica oriental.** FERNANDEZ MENDIOLA, P. A., y GARCIA MONDEJAR, J. *Bol. geol. min.* (1989), vol. 100, núm. 4, 610-622, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Escala estratigráfica, Urgoniense, Barremiense, Aptiense, Albiense, Ciclo sedimentario, Roca carbonatada, Arenisca, Fauna ammonites, Fauna foraminíferos, Provincia Vizcaya, Región cantábrica.

900329. **Nota sobre la macroflora del Cretácico inferior de la Cuenca del Préjano, La Rioja.** ROMAN GOMEZ, P. *Col-Pa* (1986-1987), núm. 41, 35-40, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Cretácico Inf., Sedimentación detrítica, Medio litoral, Zona tropical, Flora, Asociación fósil, Provincia Logroño.

900376. **División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas.** VERA, J. A., Ed. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 234 pp., esp., bibl. ITGE.
* Monografía, Límite estratigráfico, Control tectónico, Cuenca sedimentaria.

900377. **Nomenclaturas estratigráficas nacionales e internacionales. Descripción y evaluación.** REGUANT, S. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 177-188, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Nomenclatura, Clasificación.

900378. **Unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales.** RIBA, O. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 189-198, 46 ref., esp., res. inq., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Unidad tectosedimentaria, Control tectónico, Secuencia rítmica, Discontinuidad.

900379. **Contribución a los conceptos y la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas.** PARDO, G.; VILLENNA, J., y GONZALEZ, A. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 199-221, 27 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Unidad tectosedimentaria, Ruptura sedimentaria, Control tectónico, Secuencia rítmica, Cuenca sedimentaria, Estudio caso, Deformación, Extensión estratigráfica, Cuenca Duero.
900380. **Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de rellenos de cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica.** SANTANACH, P. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 223-234, 45 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Discontinuidad, Cuenca sedimentaria, Diacronismo, Control tectónico, Secuencia rítmica.
900381. **Extinciones y cambios fosilíferos en relación con los grandes límites cronoestratigráficos.** LINARES, A. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 235-250, 84 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Extinción masa, Límite estratigráfico, Variación nivel, Acción climática.
900382. **Relaciones entre los cambios secuenciales y la evolución biológica de los Nummulites del Eoceno y las carófitas del Cretácico.** SERRA-KIEL, J., y MARTIN CLOSAS, C. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 251-267, 58 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Evolución biológica, Ciclo sedimentario, Paleoambiente, Eustatismo, Fauna foraminíferos, Flora alga, Nummulites, Charofíceas, Eoceno, Cretácico, Pirineos.
900383. **Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: factores de control durante el Cuaternario.** ALONSO, B.; FARRAN, M., y MALDONADO, A. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 269-289, 79 ref., esp., res. ingl., bibl. ITGE.
* Sedimentación margen continental, Margen continental pasivo, Variación nivel, Alta resolución, Perfil sísmico, Método multicanal, Cuaternario.
900384. **Diagrafías: su aplicación en el análisis sedimentario.** JURADO, J. M. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 291-301, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Diagrafía sísmica, Sondeo, Discontinuidad.
900386. **Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos.** VERA, J. A. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 335-374, 190 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Sedimentación pelágica, Medio pelágico, Cuerpos sedimentarios, Discontinuidad, Variación nivel.
900387. **Límites en series turbidíticas.** ROSELL, J. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 375-380, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Límite estratigráfico, Turbidita, Discordancia, Ciclo sedimentario.

900388. **Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas.** VERA, J. A.; RIBA, O., y REGUANT, S. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (1989), vol. 2, núm. 3-4, 381-401, 49 ref., esp., bibl. ITGE.
* Glosario, Cuenca sedimentaria, Sedimentación, Estratigrafía.
900392. **Sobre la edad de la serie del Moncayo.** ARAGONES, E. *Turiso* (1989), vol. 9, núm. 1, 61-70, 41 ref., esp., bibl. ITGE.
* Síntesis bibliográfica, Edad, Macizo Ibérico, Provincias Zaragoza, Soria.
900395. **Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la región Tarazona-Tudela (Sector Navarro-Aragonés de la Depresión del Ebro).** PEREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G., y ARENAS, C. *Turiso* (1989), vol. 9, núm. 1, 109-119, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Sedimentación continental, Medio lacustre, Medio fluvial, Discordancia angular, Neógeno, Cuenca del Ebro, Provincias Zaragoza, Navarra.
900404. **El Jurásico de la Sierra del Moncayo: Provincia de Zaragoza.** LARDIES, D., y NIEVA, S. *Turiso* (1989), vol. 9, núm. 1, 265-285, 20 ref., esp., bibl. ITGE.
* Jurásico Inf., Lías, Jurásico Medio, Dogger, Roca carbonatada, Paleogeografía, Provincia Zaragoza, Macizo Ibérico.
-
- GEOMORFOLOGIA**
-
900333. **Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia.** MARTIN SERRANO, A. *Cuad. lab. xeol. Laxe* (1989), núm. 14, 7-18, 34 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Superficie erosión, Relieve estructural, Alteración diferencial, Penillanura, Tectónica encajante, Terciario, Galicia.
900337. **Procesos litorales: las corrientes superficiales en la costa oriental de Lugo (España).** ASENSIO, I., e IGLESIA, J. C. *Cuad. lab. xeol. Laxe* (1989), núm. 14, 55-66, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Línea costa, Playa, Deriva litoral, Transporte marino, Corriente litoral, Sedimentación detrítica, Provincia Lugo.
900374. **Nuevo mapa topográfico nacional.** RODRIGUEZ-ROSELLO, N. *Rev. MOPU* (1990), núm. 373, 54-58, esp., bibl. ITGE.
* Cartografía, Topografía, España.
900391. **El medio físico inerte de la Sierra del Moncayo en el contexto de las montañas del interior de la Península Ibérica.** PELLICER, F. *Turiso* (1989), vol. 9, núm. 1, 29-59, 65 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Macizo montañoso, Horst, Zócalo, Cobertera sedimentaria, Glaciar, Periglacial, Macizo Ibérico, Provincias Soria, Zaragoza.

900407. **II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica, Málaga, 1989.** DURAN, J. J., y SORIA, J. M. *ITGE, Serv. Ing. Geoambiental, Madrid*, 168 pp., 91 ref., esp., bibl. ITGE.
* Reunión, Geomorfología, Cuaternario, Neotectónica, Provincia Málaga.
900408. **La región costera entre Málaga y el Rincón de la Victoria.** DURAN, J. J., y RAMIREZ TRILLO, F. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 20-42, 21 ref., esp., bibl. ITGE.
* Superficie de erosión, Morfología costa, Paleokarst, Relleno kárstico, Datación, Cuaternario, Provincia Málaga.
900410. **La cuenca de Vélez-Málaga.** SORIA, J. M.; JORDA, J.; DURAN, J. J., y GUZMAN, J. L. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 67-70, 9 ref., esp., bibl. ITGE.
* Pleistoceno, Holoceno, Depresión, Sedimentación marina, Sedimentación continental, Terraza, Provincia Málaga.
900411. **Región de Zafarraya.** SORIA, J. M.; JORDA, J.; DURAN, J. J., y GUZMAN, J. L. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 72-84, 7 ref., esp., bibl. ITGE.
* Mapa geomorfológico, Travertino, Karst, Polje, Cuaternario, Provincia Granada.
900412. **El torcal de Antequera.** BURILLO, F. J. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 90-116, 18 ref., esp., bibl. ITGE.
* Macizo montañoso, Karst, Pilegue, Derrubios, Periglacial, Cavidad, Secundario, Terciario, Cuaternario, Provincia Málaga.
900414. **La Sierra de Libar.** DURAN, J. J.; SORIA, J. M.; HERNANDEZ, M.; RAMIREZ, F., y GUZMAN, J. L. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 124-141, 20 ref., esp., bibl. ITGE.
* Anticlinal, Karst, Falla, Microtectónica, Geometría, Caverna, Polje, Espeleotema, Acuífero, Jurásico, Wurm, Riss, Pleistoceno Inf., Provincia Málaga.
-
- CUATERNARIO**
-
900338. **Niveles marinos y depósitos continentales antiguos en el borde costero entre Cabo Prior y Cabo Prioriño (La Coruña, Galicia).** NIETO, M., y VIDAL, J. R. *Cuad. lab. xeol. Laxe* (1989), núm. 14, 67-78, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Terraza marina, Cuaternario, Variación nivel, Morfología costa, Coluvión, Provincia La Coruña.

900343. **Las diatomeas como indicadores paleoecológicos en las costas de Galicia (NO de España): Diatomeas de sedimentos superficiales de la Ría de Vigo.** BAO, R., y VARELA, M. *Cuad. lab. xeol. Laxe* (1989), núm. 14, 133-158, 42 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Cuaternario, Flora diatomea, Indicador batimétrico, Paleoceanografía, Estuario, Provincia Pontevedra.
900367. **Daticiones absolutas de los cráneos del yacimiento prehistórico de Urriaga.** ALTUNA, J., y RUA, C. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1989), núm. 41, 23-28, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Edad, Calcolítico, Datación, Th/U, C-14, Cráneo, Homo sapiens, Provincia Guipúzcoa.
900368. **Excavación de la cueva sepulcral Urtao II (Oñati, Guipúzcoa).** ARMENDARIZ, A. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1989), núm. 41, 45-62, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Caverna, Mapa caverna, Neolítico, Calcolítico, Datación, C-14, Util prehistórico, Provincia Guipúzcoa.
900371. **Estudio sedimentológico de la cueva sepulcral Urtao II (Oñati, Guipúzcoa).** ARANZASTI, M.; OLASKOAGA, M., y URIZ, A. *Munibe (Antropol.-Arkeol.)* (1989), núm. 41, 83-86, 6 ref., esp., bibl. ITGE.
* Sedimento, Granulometría, Caliza, Concreción, Caverna, Provincia Guipúzcoa.
900409. **Región de Nerja.** SORIA, J. M.; JORDA, J.; DURAN, J. J., y GUZMAN, J. L. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 48-66, 11 ref., esp., bibl. ITGE.
* Plioceno, Pleistoceno, Holoceno, Discordancia angular, Neotectónica, Travertino, Datación, Caverna, Provincia Málaga.
900413. **El teatro romano de Acinipo: Un ensayo de medida de la erosión kárstica histórica.** BURILLO, F. J. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 117-119, 3 ref., esp., bibl. ITGE.
* Cuaternario, Datación, Lapiaz, Proporción material erosionado, Provincia Málaga.
900415. **La Sierra de Mijas.** DURAN, J. J. *II Encuentro de campo sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica. Málaga* (1989), 146-159, 16 ref., esp., bibl. ITGE.
* Plioceno, Cuaternario, Travertino, Sedimentación marina, Terraza, Glacis, Sedimentación continental, Provincia Málaga.
-
- GEOLOGIA DEL INGENIERO**
-
900336. **Estado de alteración del granito en edificios monumentales en Santiago y La Coruña.** CASAL, M.; SILVA, B. M., y GUITAN, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 43-54, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granito, Piedra tallada, Alteración física, Alteración mecánica, Alteración química, Dato RX, Dato ATD, Análisis químico, Provincias La Coruña, Pontevedra.

900348. **Control de la erosión y contaminación de las aguas en la explotación de lignitos de Meirama.** LOPEZ JIMENO, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 213-224, 5 ref., esp., res. fr., ing., bibl. ITGE.

* Reacondicionamiento, Control erosión, Conservación, Revegetación, Desagüe ácido de mina, Depuración, Cielo abierto, Mina, Lignito, Terciario, Provincia La Coruña.

900353. **Caracterización geomecánica y análisis paramétrico del deslizamiento de San Martiño (Lugo).** MARTINEZ-ALEGRIA, R.; CUESTA, J., y BLANCO, M.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 271-294, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Deslizamiento terreno, Granito, Diaclasa, Propiedad mecánica, Ruptura, Método estadístico, Provincia Lugo.

900355. **Bases para una cartografía regional de la degradación del medio ambiente en España, 1980-1990.** SOTELO, J. A.

Estud. territoriales (1989), núm. 31, 153-183, 13 ref., esp., bibl. ITGE.

* Inventario, Protección medio ambiente, Contaminación, Contaminante, Planificación, España.

900357. **The influence of engineering geology and rock mechanics in tunneling.** MULLER, L.

Informaciones y Estudios (1989), núm. 50, 53-62, 3 ref., ing., bibl. ITGE.

* Mecánica roca, Geotecnia, Túnel, Propiedad mecánica.

900358. **Aplicaciones del MCV en la construcción de la presa de Barbate.** RAMIREZ VACAS, J. L., y SORIANO, A.

Ing. Civ. (1989), núm. 72, 45-51, esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Mecánica suelo, Suelo arcilloso, Compactación, Ensayo laboratorio, Humedad suelo, Presa, Provincia Cádiz.

900359. **Investigación de parámetros geotécnicos en relación con la expansividad de los suelos arcillosos españoles.** SALINAS, J. L., y OTEO, C.

Ing. Civ. (1989), núm. 72, 53-71, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Mecánica suelo, Suelo arcilloso, Materia expansiva, Hinchamiento, Humedad suelo, Plasticidad, Provincia Madrid.

900360. **Tensión de transferencia y capacidad de carga de anclajes inyectados.** CASANOVAS, J. S.

Ing. Civ. (1989), núm. 72, 73-81, esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Mecánica suelo, Capacidad de carga, Anclaje, Inyección, Tensión.

900373. **La prevención de riadas en el Júcar.** COLMENAR, E.

Rev. MOPU (1990), núm. 373, 46-50, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Previsión, Crecida río, Daño catástrofe natural, Río, Provincia Valencia.

PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

900328. **La Tafonomía: un subsistema conceptual de la Paleontología.** FERNANDEZ LOPEZ, S.

Col-Pa (1986-1987), núm. 41, 9-34, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Filosofía, Tafonomía, Fossilización, Paleoecología, Paleobiología.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

900331. **El género Megacricetodon, Cricetidae, Rodentia en el Aragoniense y Vallesiense de la cuenca del Duero. Relaciones filogenéticas.** MORENO, E. M.

Col-Pa (1986-1987), núm. 41, 51-106, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Megacricetodon, Cricetidae, Rodentia, Filogenia, Diente, Biometría, Diversidad especie, Mioceno Sup., Vallesiense, Aragoniense, Cuenca Duero.

900369. **Restos humanos de época calcolítica procedentes de la cueva sepulcral de Urtao II (Oñati, Guipúzcoa).** ETXEBERRIA, F.

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1989), núm. 41, 63-70, 10 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Antropología, Osamenta, Patología, Caverna, Calcolítico, Provincia Guipúzcoa.

900370. **Macromamíferos de la cueva sepulcral de Urtao II (Oñati, Guipúzcoa).** MARIEZKURRENA (K).

Munibe (Antropol.-Arkeol.) (1989), núm. 41, 71-76, 3 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Ruminantia, Equus, Lagomorfa, Hipomorfa, Fisipedia, Insectívora, Osamenta, Biometría, Caverna, Pleistoceno Sup., Würm, Calcolítico, Provincia Guipúzcoa.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

900302. **Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte II: Agostina y Asaphina.** RABANO, I.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 541-609, 100 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Agnostida, Agnostina, Asaphina, Nobiliasaphus hammani, Ogyginus fortet, Ptychoparalida, Taxinomía, Morfología, Biometría, Nuevo taxón, Ordovícico Medio, Hercínico Centro.

900312. **Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte III: Calymenina y Cheirurina.** RABANO, I.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 767-841, 156 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Phacopida, Calymenina, Cheirurina, Morfología, Biometría, Taxinomía, Ordovícico Medio, Hercínico Centro.

900320. **Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte IV: Phacopina, Scutelluina, Odontopleurida y Lichida.** RABANO, I.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 971-1032, 92 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Phacopida, Nuevo taxón, Dalmanitiense, Scutellu, Odontopleurida, Lichida, Morfología, Biometría, Ordovícico Medio, Hercínico Centro.

900330. **Nuevos hallazgos de Estilóforos, Homalozos, en los materiales ordovícicos de la zona Centroibérica.** GUTIERREZ, J. C., y MELENDEZ, B.

Col-Pa (1986-1987), núm. 41, 41-50, 17 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Homalozoa, Mitrocystella incipiens miloni, Echinodermata, Biogeografía, Llandeilo, Provincia Ciudad Real.

900344. **Los primeros fósiles encontrados en Galicia, redescubiertos en la colección Schulz del Museo GeoMinero (ITGE, Madrid).** RABANO, I.; GUTIERREZ MARCO, J. C., y ESTEBAN ARLEGUI, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 159-166, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Revisión, Colección, Fauna trilobites, Fauna moluscos, Ordovícico, Provincia Lugo.

TECTONICA

900301. **Microtectónica y metamorfismo de los Alpujarrides del Tercio Central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra). Parte I: Litología y estructuras asociadas a D₁, D₂ y D₃.** CUEVAS, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 497-540, 69 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica superpuesta, Manto, Esquistosidad, Lineación, Microtectónica, Geometría, Deformación finita, Roca carbonatada, Roca metamórfica, Corte geológico, Zona Bética, Provincia Granada.

900304. **Geología estructural del Sinclinal de Gopegui, Alava.** ABALOS, R.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 623-637, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sinclinal, Geometría, Red fracturas, Diaclasa, Falla normal, Cinemática, Zona fallada, Cizallamiento, Compresión tectónica, Cretácico Sup., Provincia Alava.

900313. **Estudio de la evolución neógena del sector sur-occidental de la Serra de Tramuntana, Mallorca.** ROCA, E., y VERGES, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 842-852, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica superpuesta, Compresión tectónica, Extensión tectónica, Geometría, Cabalgamiento, Cizallamiento, Esquistosidad, Falla, Mioceno, Zona Bética, Isla Mallorca, Baleares.

900319. **Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del Tercio Central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra). Parte III: La estructura interna del Manto de Adra. Las traslaciones hacia el norte. Discusión y conclusiones.** CUEVAS, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 935-970, 93 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Manto, Microtectónica, Tectónica superpuesta, Milonitización, Fábrica, Cuarzo, Falla, Pliegue, Datación, Metamorfismo progresivo, Alpujarras, Zona Bética, Provincia Granada.

900321. **La estructura de los materiales Precámbricos-Cámbricos al O de Ciudad Rodrigo, Salamanca.** HERRERO, M.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1033-1045, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica superpuesta, Deformación polifásica, Microtectónica, Discordancia angular, Precámbrico, Cámbrico Inf., Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

900322. **Estratigrafía y estructura del Paleozoico en la terminación noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.** MARTIN HERRERO, D.; RUIZ FERNANDEZ DE LA LOPA, V., y NAVARRO VAZQUEZ, D.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1046-1058, 23 ref., esp., res. ing., bibl., ITGE.

* Escala estratigráfica, Tectónica superpuesta, Microtectónica, Cámbrico, Ordovícico, Provincias Soria, Zaragoza.

900341. **Bloques y dislocación antitética de superficies de detachment en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular.** DOBLAS, M., y RUBIO, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 117-122, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Estructura cuenca montañosa, Despegue, Extensión tectónica, Hercínico Centro, Provincia Toledo.

900342. **Estudio de las deformaciones en algunos diques del complejo filoniano Tardi-Hercínico de la Zona Sur del batolito del Montnegre (Cordillera Litoral Costero-Catalana).** UBANELL, A. G.; DOBLAS, M., y GOMEZ MAYOR, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 123-132, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Deformación, Dique, Asociación diques, Intrusión, Extensión tectónica, Batolito, Granito, Cadena Costero Catalana.

HIDROGEOLOGIA

900317. **Hidrogeoquímica de la zona endorreica de las Lagunas de Monegros, provincias de Zaragoza y Huesca.** SANCHEZ, J. A.; MARTINEZ, F. J.; DE MIGUEL, J. L., y SAN ROMAN, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 876-885, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Hidroquímica, Agua superficie, Agua subterránea, Hidrodinámica, Lago, Propiedad físico-química, Salinidad, Evaporita, Permeabilidad, Modelo matemático, Cuenca Ebro, Aragón.

900361. **Los modelos de simulación integral de cuenca y su utilización en estudios de recursos hídricos.** ESTRELLA, T.

Ing. Civ. (1989), núm. 72, 83-95, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Modelo, Simulación, Recurso agua, Balance agua, Caudal, Divisoria de aguas.

900401. **El drenaje subterráneo del Macizo del Moncayo: Aspectos hidrológicos e hidroquímicos.** SAN ROMAN, J.; SANCHEZ NAVARRO, J. A., y MARTINEZ GIL, F.

Turiso (1989), vol. 9, núm. 1, 203-224, 22 ref., esp., bibl. ITGE.

* Manantial, Karst, Infiltración, Escorrentía, Recurso agua, Hidroquímica, Macizo Ibérico, Provincias Soria, Zaragoza.

900402. **La laguna de Añavieja.** SAENZ RIDRUEJO, C., y SANZ PEREZ, E.

Turiso (1989), vol. 9, núm. 1, 225-243, 25 ref., esp., bibl. ITGE.

* Lago, Acuífero, Roca carbonatada, Recarga acuífero, Infiltración, Manantial, Caudal, Karst, Jurásico, Provincia Soria.

900416. **El agua subterránea en Andalucía.** ITGE.

Inst. Tecnológico GeoMinero de España (1988), 71 pp 64 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mapa hidrogeológico, Hidrogeología, Acuífero, Agua subterránea, Andalucía.

MINERALOGIA: SILICATOS

900334. **Neoformación de minerales de la arcilla en la España peninsular: tendencias termodinámicas basadas en la composición de las aguas de los ríos españoles.** FERNANDEZ MUECAS, M. L., y MACIAS, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 19-28, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Antigénesis, Esmectita, Caolinita, Mica, Pirofilita, Clorita, Grupo arcilla mineral, Estabilidad, Agua superficie, Variación estacionaria, España.

MINERALOGIA: NO SILICATOS

900335. **Precipitados de hierro en medio sulfato-ácidos que resultan de la alteración de anfíbolitas ricas en sulfuros.** BARRAL, M. T.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 29-42, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Estabilidad, Jarosita, Sulfato, Análisis químico, Dato ATD, Dato RX, Espectro IR, Eh, pH, Alteración meteórica, Anfíbolita, Desagüe ácido de mina, Provincia La Coruña.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

900309. **Permeabilidad de la «roca matriz» o «intact rock».** RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; MARTINEZ HERNANDO, A., y MONTOTO, M.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 688-694, 42 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Síntesis bibliográfica, Permeabilidad, Conductividad hidráulica, Régimen transitorio, Régimen permanente, Roca almacén.

900310. **Estudio de la fracción pesada de arenas actuales derivadas del Sistema Central y su aplicación a los estudios de procedencia.** PALOMARES, M.; TORTOSA, A., y ARRIBAS, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 695-705, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arena, Fracción gruesa, Mineral pesado, Asociación mineral, Roca ígnea, Histograma, Hercínico Centro.

900314. **Características petrológicas de las areniscas del Carbonífero de facies Culm de la isla de Menorca.** ROSSELL, J., y ARRIBAS, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 853-864, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arenisca, Grauvaca, Sedimentación detrítica, Granulometría, Génesis, Remoción sedimentaria, Roca granuda, Roca volcánica, Culm, Dinantiense, Isla Menorca, Baleares.

900327. **Aspectos geoquímicos y mineralógicos de la alteración de algunos materiales fluvioglaciares de los ríos Gállego y Aragón.** VIDAL BARDAN, M.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1112-1117, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Alteración, Arenisca, Fluvioglaciario, Corteza ferruginosa, Hisingerita, Análisis mayores, Dato RX, Dato ATD, Espectro IR, Cuenca Ebro.

900339. **Descripción e interpretación sedimentológica de las facies detríticas del borde Norte de la cuenca de Meirama (Galicia, NO de España).** GARCIA MELENDEZ, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 79-92, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Abanico fluvial, Sedimentación detrítica, Medio alta energía, Control tectónico, Acción climática, Colada clásica, Corte geológico, Terciario, Provincia La Coruña.

900396. **Aspectos petrológicos y sedimentológicos de los yesos de Ablitas y Monteagudo (Navarra): Mioceno de la Cuenca del Ebro.** SALVANY, J. M.

Turiso (1989), vol. 9, núm. 1, 121-146, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yeso, Litofacies, Cuenca salada, Sílex, Nódulo, Sedimentación bioclástica, Roca carbonatada, Mioceno, Navarra, Cuenca Ebro.

900397. **Las litofacies yesíferas de la transición entre la vertiente norte del macizo del Moncayo y el Valle del Ebro.** MANDADO, J., y TENA, J. M.

Turiso (1989), vol. 9, núm. 1, 147-161, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Litofacies, Yeso, Sílex, Cuenca salada, Lentejón, Diagénesis precoz, Terciario, Cuenca Ebro, Macizo Ibérico.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS

Y METAMORFICAS

900311. **Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del Tercio Central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra). Parte II: Las zonas Miloníticas.** CUEVAS, J.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 719-766, 115 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica superpuesta, Condición P-T, Metamorfismo progresivo, Facies metamórfica, Milonita, Microtectónica, Geometría, Fábrica, Lineación, Cizallamiento, Manto, Zona Bética, Provincia Granada.

900318. **Las rocas ultramáficas del Macizo del Montnegre, Barcelona, NE de España: Características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas.** ENRIQUE, P., y GALAN, G.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 897-916, 60 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Composición mineralógica, Olivino, Grupo olivino, Espinela, Óxido, Clinopiroxeno, Anfíbol, Flogopita, Grupo mica, Hornblenda, Anfíbolita, Composición calcoalcalina, Norma petrográfica, Análisis modal, Análisis químico, Condición P-T, Cadena Costero Catalana, Provincia Barcelona.

900347. **Fenómenos de alcalinización en granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central).** VILLASECA, C., y PEREZ-SOBA, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 201-212, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granito, Sienita, Monzonita, Composición alcalina, Metasomatosis, Alteración hidrotermal, Metamorfismo epizonal, Análisis modal, Hercínico Centro, Sierra de Guadarrama, Provincias Segovia, Madrid.

900390. **Utilización de rocas basálticas denominadas dunitas en el lecho de fusión del horno alto.** FORMOSO, A.; GUTIERREZ, A.; CUBILLO, C., y RUIZ, J. C.

Rocas miner. (1989), núm. 206, 90-99, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Peridotita, Dunita, Serpentinización, Análisis químico, Reducción química, Decrepitometría, Fusión, Propiedad física, Dato ATD, Dato ATG, Provincias Málaga, Galicia.

YACIMENTOLOGIA: METALES

900305. **Distribución y caracterización de los yacimientos de barita de la Comunidad Valenciana, SE España: Posibilidades de uso industrial.** FERNANDEZ, C. J.; ALONSO REGUERA, F., y DIAZ RODRIGUEZ, L. A.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 638-652, 17 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Barita, Yacimiento epitermal, Filón, Paragénesis, Calidad mineral, Propiedad física, Control tectónico, Génesis yacimiento, Utilización sustancia, Coeficiente correlación, Buntsandstein, Región Valencia.

900306. **Mineralizaciones de Zn-Ba en el Ordovícico Superior, Caliza Urbana y tránsito a Pizarra Chavera, del subsuelo al norte de El Centenillo, Jaén.** PINEDA, A.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 653-665, 14 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

* Cinc, Barita, Yacimiento hidrotermal, Génesis yacimiento, Singénesis, Corte sondeo, Dolomía, Volcano sedimentario, Brecha, Ordovícico Sup., Provincia Jaén.

900323. **Las mineralizaciones argentíferas de Plasenzuela, Cáceres, España.** LAGO, A.; CASTROVIEJO, R., y NODAL, T.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1059-1074, 24 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Plata, Yacimiento plomo-cinc, Yacimiento mesotermal, Filón, Paragénesis, Génesis yacimiento, Control tectónico, Brechificación, Silicificación, Precámbrico, Provincia Cáceres.

900324. **Caracteres geológicos y metalogénicos de los yacimientos de Pb-Zn-Ag del área de El Barranco, Avila.** SANCHEZ FERNANDEZ, M. T.; MARTIN IZARD, A., y REGUILLON, R.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1075-1090, 14 ref., esp., res. inq., bibl. ITGE.

* Yacimiento plomo-cinc, Plata, Filón, Yacimiento hidrotermal, Paragénesis, Génesis yacimiento, Control tectónico, Fractura, Granito, Hercínico Centro, Provincia Avila.

900354. **Historia antigua del estaño.** BODEGA, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 295-322, 13 ref., esp., res. inq., bibl. ITGE.

* Histórico, Mina, Estaño, Casiterita, Cornuailles.

900393. **El potencial minero del área del Moncayo.** MARTIN-VIVALDI, J. M., y ARAGONES, E.

Turiso (1989), vol. 9, núm. 1, 71-89, 31 ref., esp., bibl. ITGE.

* Inventario, Mina, Índice mineral, Hierro, Plomo, Cinc, Cobre, Plata, Macizo Ibérico, Provincias Soria, Zaragoza.

900399. **Estudio de las mineralizaciones de hierro de la vertiente septentrional del Moncayo.** CARMONA, J. M.; DE LAS CUEVAS, C.; FONT, X.; CARCELLER, F.; BARBERA, M., y ANDREU, A.

Turiso (1989), vol. 9, núm. 1, 175-186, 8 ref., esp., bibl. ITGE.

* Hierro, Filón, Génesis yacimiento, Control tectónico, Pérmico Inf., Trías Inf., Macizo Ibérico.

900400. **Mineralogía de los yacimientos de Pb-Zn-Ag de Valdeplata (Moncayo).** CARMONA, J. M.; DE LAS CUEVAS, C.; FONT, X.; CARCELLER, F.; BARBERA, M., y ANDREU, A. *Turiaso* (1989), vol. 9, núm. 1, 187-202, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento Pb-Zn, Filón, Plata, Cobre, Génesis yacimiento, Paragénesis, Control tectónico, Arenisca, Análisis químico, Buntsandstein, Macizo Ibérico.

YACIMENTOLOGIA:

SUSTANCIAS NO METALICAS

900326. **Las rocas silíceas como materia prima en la industria actual.** BUSTILLO, M. A.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1102-1111, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Roca, Utilización sustancia, Composición silícea, Propiedad física, Propiedad química.

900349. **Aportación al conocimiento del cuarzo en Galicia.** CRABIFOSSE, S.; FERRERO, A., y MONGE, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 225-236, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cuarzo, Yacimiento hidrotermal, Yacimiento detrítico, Yacimiento metamórfico, Utilización sustancia, Valor producción, Galicia.

900350. **Minerales silicoaluminosos: situación actual, tipos de yacimientos y posibilidades de explotación en Galicia.** TÓYOS, J. M.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 237-246, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Andalucita, Silimanita, Distena, Yacimiento metamórfico, Yacimiento detrítico, Utilización sustancia, Exportación, Producción, Galicia.

900351. **Incidencia de las características mineralógicas y texturales en algunas propiedades de las pizarras de techar.** BLANCO, M.; TABOADA, J., y MARTINEZ-ALEGRIA, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 247-254, 38 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Pizarras, Material de construcción, Dato RX, Cuarzo, Clorita, Illita, Propiedad física, Ordovícico Medio, Ordovícico Sup. Provincia Orense.

900352. **Investigación de tierras raras en el noroeste peninsular. Galicia (España).** FERRERO, A.; RUIZ, J., y VIDAL, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 255-270, 38 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tierra rara, Utilización sustancia, Yacimiento detrítico, Monacita, Bastnaesita, Producción, Consumo, Reserva, Mercado, Valoración, Galicia.

CARBON

900315. **Estudio de la materia mineral de los carbones procedentes de la cuenca minera de Teruel mediante diferentes técnicas analíticas.** PALACIOS, J. M.; IBARRA, J. V.; MARCO, J., y GANCEDO, J. R.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 865-874, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Lignito, Materia mineral, Dato mineral, Espectrometría IR, Difracción RX, Absorción atómica, Método MEB, Espectrometría Mossbauer, Provincia Teruel.

SUELOS

900316. **Dispersión de elementos pesados y su incidencia en el medio actual.** GUTIERREZ, A.; SOBRADOS, L.; JIMENEZ, R.; MORCILLO, E., y ALVAREZ, J. B.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 5, 886-896, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Migración elemento, Metal pesado, Cadmio, Suelo, Cambisol, Gley, Suelo pardo, Análisis elemento traza, Coeficiente correlación, Roca ígnea, Perfil suelo, Sierra de Guadarrama, Provincia Madrid.

900406. **Transecto de suelos. Depresión del Ebro-Moncayo.** CERCELLER, F.; LIZEAGA, J.; LLOVET, J.; MALUQUER, J.; SAURAS, T., y VALLEJO, V. R.

Turiaso (1989), vol. 9, núm. 1, 331-359, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Zoneografía suelo, Perfil suelo, Pedogénesis, Propiedad química, Propiedad física, Macizo Ibérico, Cuenca Ebro.

GEOQUIMICA

900307. **Significado paleoambiental de los isótopos estables de oxígeno y carbono en espeleotemas y travertinos de la Meseta Sur española.** LOPEZ VERA, F.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 4, 666-673, esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Isótopo estable, C₁₃, O₁₈, Fraccionamiento isotópico, Travertino, Espeleotema, Paleoambiente, Glaciación, Provincia Ciudad Real.

900325. **Geoquímica de la Cuenca del río Jarama.** BUSTOS, A.; ALVAREZ COBELAS, M., y ALARCON, P.

Bol. geol. min. (1989), vol. 100, núm. 6, 1091-1101, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Análisis componente principal, Regresión estadística, Hidroquímica, Agua superficie, Informe químico, Dureza agua, Cuenca Tajo.

900345. **Caracteres geoquímicos y mineralógicos de los granitos mineralizados (W, As, Au) de «El Cabaco», sur de Salamanca.** ANTONA, J. F.; SADA, C.; GARCIA SANCHEZ, A., y GRACIA, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1989), núm. 14, 167-176, esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tungsteno, Antimonio, Oro, Filón, Granito, Granito biotítico, Alteración hidrotermal, Análisis elemento traza, Análisis mayores, Análisis discriminante, Análisis componente principal, Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

900394. **El magmatismo alcalino, del tránsito Trias-Lias Inferior, en el área del Moncayo: Aspectos geológicos, petrológicos y geoquímicos.** LAGO, M.; POCIVI, A.; BASTIDA, J., y BESTEIRO, J.

Turiaso (1989), vol. 9, núm. 1, 91-107, 15 ref., esp., bibl. ITGE.

* Magmatismo, Composición alcalina, Basalto, Sill, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Norma petrográfica, Límite estratigráfico, Keuper, Lias Inf., Macizo Ibérico, Provincias Soria, Zaragoza.

900398. **Introducción al estudio de las mineralizaciones del Moncayo y de sus alrededores.** MATA-PERELLO, J. M.

Turiaso (1989), vol. 9, núm. 1, 163-174, 7 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

* Inventario, Mineralización, Hierro, Plomo, Cinc, Cobre, Plata, Pirita, Yeso, Lignito, Macizo Ibérico.

900405. **Metodologías de trabajos para un estudio metalogénico del Moncayo.** CARMONA, J. M.; CUEVAS, C.; FONT, X.; CARCELLER, F.; BARBERA, M., y ANDREU, A. M. *Turiaso* (1989), vol. 9, núm. 1, 287-296, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Metodología, Cartografía, Metalogenia, Macizo Ibérico.

GEOFISICA

900356. **Métodos de prospección geofísica aplicados en las obras públicas.** GARCIA YAGÜE, A.

Informaciones y Estudios (1989), núm. 50, 7-49, 22 ref., esp., bibl. ITGE.

* Método sísmico, Onda sísmica, Sísmica reflexión, Sísmica refracción, Método eléctrico, Resistividad eléctrica, Sondeo eléctrico, Método electromagnético, Método gravimétrico, Método magnético, Diagrafía, Obras públicas.

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO 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 BOLETIN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

— Año 1990 —

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid, España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid, España

Suscripción anual (6 números)

España: 4.608 ptas. (IVA incluido)

Demás países: 3.840 ptas.+ gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección Teléfono

Ciudad (provincia) D. P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara, Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

Áreas tecnológicas y sectores de actuación del ITGE

GEOLOGIA Y GEOFISICA: Cartografía geológica (Mapa Geológico Nacional), Cartografía temática.—Estudios geológicos específicos.—Investigación geofísica.—Cartografía marina y estudio de la plataforma continental.—Teledetección aplicada a la investigación geológico-minera.

RECURSOS MINERALES: Infraestructura metalogenética y minera.—Recursos energéticos y no energéticos.—Minerales y rocas industriales y ornamentales.—Desarrollo minero y mineralurgia.—Seguridad minera.

AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL: Infraestructura hidrogeológica.—Investigación, captación y protección de aguas subterráneas.—Vertidos y control de contaminación de acuíferos.—Recursos geotérmicos.—Geología ambiental: Riesgos geológicos, medio ambiente minero, etc.

CENTRO DE LABORATORIOS Y ENSAYOS: Análisis químicos y mineralógicos.—Mineralurgia y ensayos geotécnicos.—Sondeos de investigación hidrogeológica y minera.—Ensayos de bombeo y tratamientos especiales de sondeos.—Desarrollo de nuevas tecnologías para procesos metalúrgicos.

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS: Banco de datos geológico-mineros y de Ciencias de la Tierra.—Ordenación del fondo documental y bibliográfico.—Desarrollo de aplicaciones geomatemáticas, cartografía automática, análisis multivariante, etc.—Catastro Minero Nacional.—Publicaciones e informes.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Sede Central: Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID. Tel.: 441 65 00.

Centro de Laboratorios: C/. La Calera, s/n. - Polígono de Tres Cantos
28770 COLMENAR VIEJO (MADRID) - Tel.: 803 22 00