



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 101

Septiembre - Octubre 1990

NUMERO 5



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 5
Septiembre - Octubre 1990

Boletín Geológico y Minero

S. L. II
I, 2-4-1

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

Sumario

Geología	J. C. FERNANDEZ CALIANI y M. L. GONZALEZ-REGALADO: Presencia de Foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcánico-Sedimentario de la faja Piritica del SO de España 3
	A. CRESPO-BLANC: Geología del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas 9
	J. GONZALEZ DEL TANAGO y M. PEINADO: Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z. O. M., Córdoba, España) 18
	V. GABALDON: Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I: Procesos sedimentarios y facies 41
Minería	J. C. MELGAREJO, J. PONTACQ y J. TARGARONA: Primeros datos sobre mineralización Sn-Nb-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Catalunya) 101
Aguas subterráneas	P. NIETO: Las redes de vigilancia de las aguas subterráneas: Características técnicas básicas 106
Geoquímica	P. ALARCON, M. P. DE LA FUENTE, E. ALONSO, M. A. QUIJANO y A. BUSTOS: Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares 115
Ingeniería GeoAmbiental	J. F. JORDA PARDO: El medio geológico y su explotación en el Castro de San Chuis (Allande, Asturias) 120
Estudio de minerales y rocas	M. POZO y S. LEGUEY: Mineralogía de la Facies de Las Cuestas en la zona de Tudela de Duero (Valladolid. Cuenca del Duero) 132
Información	Noticias y Notas bibliográficas 148

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 TECNOLÓGICO
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

Granodiorita del plutón de Porriño (Galicia, España).

Foto: J. Rubio Navas

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

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

Presencia de Foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcánico-Sedimentario de la Faja Pirítica del SO de España.

Por J. C. FERNANDEZ CALIANI (*) y M. L. GONZALEZ-REGALADO (*)

RESUMEN

En este trabajo notificamos la presencia de Foraminíferos bentónicos en las pizarras verdes del episodio volcánico ácido segundo (V₂) de la Faja Pirítica, en el sector de Sotiel Coronada (Huelva). Se ha determinado el taxón *Earlandinita* sp. (Superfamilia Nodosinellacea), desconocido hasta el momento en estos materiales del Carbonífero.

El interés de esta nueva fauna radica en que permite caracterizar las condiciones sedimentarias de estos materiales. Por otro lado, contribuye a cubrir la notoria escasez de información sobre los mismos y constatar la presencia de Foraminíferos del Suborden Fusulinina en materiales del Paleozoico en nuestro país, conocidos hasta el momento por un limitado material.

Palabras clave: Foraminíferos, Pizarras verdes, Complejo Volcánico-Sedimentario, Faja pirítica Ibérica, Huelva.

ABSTRACT

In this work we notify the presence of benthic Foraminifera in the green slates of the second volcanic acid episode (V₂) at Sotiel Coronada (Huelva). It has been determined the taxon *Earlandinita* sp. (Superfamily Nodosinellacea), it is not known in these materials of the Carboniferous.

The interest of this new fauna is that permit to characterize the sedimentary conditions of these materials of the Pyrite Belt. Otherwise, it contribute to cover the obvious shortage of information on they and to make evident the presence of Foraminifera of the Suborder Fusulinina in materials of the Paleozoic in our country, they are know in the present for a limited material.

Key words: Foraminifera, Green slates, Volcanic-Sedimentary Complex, Iberian Pyrite Belt, Huelva.

INTRODUCCION

El estudio petrográfico de varias muestras de pizarras de los testigos de un sondeo, efectuado en la cantera Coronada por la empresa Almagrera, S. A., ha puesto de manifiesto la existencia de Foraminíferos en los materiales pelíticos del Complejo Volcánico-Sedimentario. Este hallazgo contribuye al conocimiento bioestratigráfico y paleogeográfico de la Faja Pirítica, una de las provincias metalogénicas más importantes de Europa.

(*) Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Sevilla. 21819. Palos de la Frontera (Huelva).

LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La cantera Coronada, actualmente en proceso de restauración medioambiental, está situada junto al río Odiel, próxima a la aldea minera de Sotiel Coronada (fig. 1). Sus coordenadas son: 37° 35' 32" de latitud N y 6° 50' 50" de longitud O (meridiano de Greenwich).

Desde el punto de vista geológico regional, se localiza en el borde meridional de la Faja Pirítica (Zona Surportuguesa), según la clasificación tradicional del Macizo Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974), dentro del Complejo Volcano-Sedimentario (CVS) que aflora en el flanco sur del anticlinorio de Valverde del Camino.

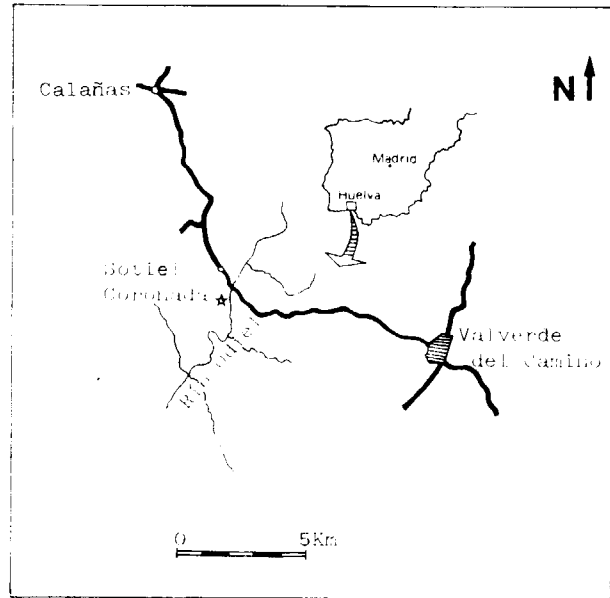


Figura 1.—Localización geográfica de los materiales estudiados. ★ Cantera Coronada.

En este sector el CVS está constituido por una alternancia de episodios volcánicos ácidos (V_1 , V_2 y V_3) separados por fases de sedimentación detrítica fina. Los materiales volcanoclásticos presentan espesores muy variables y muestran bruscos cambios de facies, si bien la potencia estimada puede observarse de forma aproximada en la figura 2. Estos materiales descansan concordantemente sobre una potente y monótona serie de pizarras y cuarcitas con algunos lentejones de rocas carbonatadas fosilíferas en los tramos superiores. A techo del Complejo se ha depositado de forma concordante una serie flyschoides de facies Culm, formada por pizarras y grauwacas que afloran más al sur del sector estudiado. Para una información más detallada de estas unidades litoestratigráficas remitimos a SCHERMERHORN (1971) y a la Síntesis geológica de la Faja Pirítica española realizada por el IGME (1982).

La configuración geológica actual del entorno de la cantera es muy compleja debido a la tectónica,

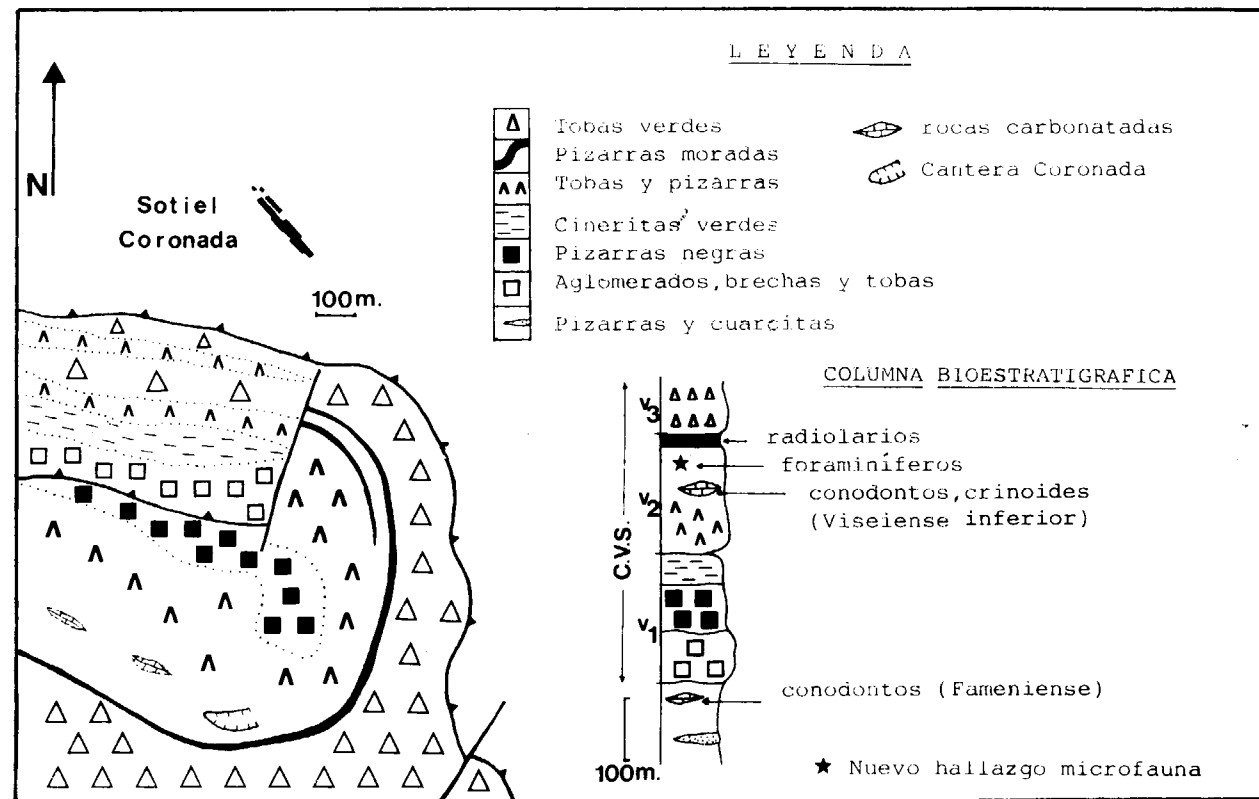


Figura 2.—Esquema geológico y sucesión bioestratigráfica del área de Sotiel Coronada.

principalmente a la fracturación responsable de la superposición mecánica del grupo más antiguo de pizarras y cuarcitas sobre los materiales volcano-sedimentarios, que da lugar a una estructura anticlinal vergente al SO y con el eje hundido hacia el E. La cantera estudiada se localiza en el flanco sur de dicho anticlinal, próxima a su cierre periclinal. En este sector se pueden detectar al menos tres etapas principales de deformación, resultantes de la tectónica polifásica hercínica y descritas a escala regional (ROUTHIER et al., 1980; RIBEIRO et al., 1983; HERNANDEZ ENRILE, 1983); la primera es la más importante, da lugar a una esquistosidad de plano axial bien desarrollada aunque no llega a borrar los caracteres texturales primarios de la roca. El metamorfismo regional está ligado a esta fase y es de grado bajo o muy bajo en el sentido de WINKLER (1974), cuyas condiciones termodinámicas han sido establecidas en diferentes trabajos (SCHERMERHORN, 1975; SIMANCAS, 1983; MUNHA, 1983).

MATERIAL ESTUDIADO Y METODOS EMPLEADOS

Los materiales objeto de estudio son las pizarras verdes que se encuentran (fig. 2) a techo del episodio volcánico ácido segundo (V_2), el cual constituye el nivel portador de las mineralizaciones de manganeso de la Faja Pirítica. Este episodio se encuentra estratigráficamente, dentro del CVS, concordante sobre una secuencia de pizarras negras ricas en materia carbonosa que presentan estructuras sedimentarias; han sido interpretadas por LECOLLE (1977) como características de un medio de sedimentación típicamente euxínico de poca profundidad. El V_2 contiene numerosos lentejones de jaspe rojo, mineralizado por óxidos de Mn y en algunos sectores se encuentran niveles carbonatados de poca continuidad provistos de fauna e intercalados entre las pizarras.

Las muestras han sido tomadas de un sondeo horizontal efectuado en las pizarras, a 8 m de la superficie; posteriormente han sido talladas perpendicularmente a la foliación y analizadas por Microscopía de Luz Transmitida (M. L. T.).

Las pizarras tienen textura blastopelítica (figs. 3 a 6), con una fábrica planar homogénea y conti-

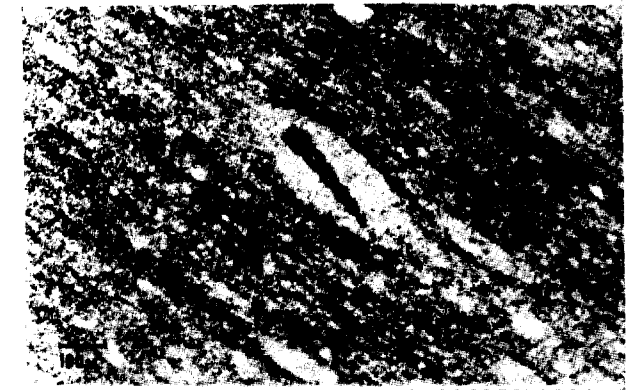


Figura 3.—Textura pizarrosa de matriz blastopelítica con abundantes lenticulas de cuarzo, algunas de las cuales presentan Foraminíferos. Los filosilicatos (más oscuros) están orientados formando dominios peliculares que rodean a las lenticulas (M. L. T., nícoles //).



Figura 4.—Detalle de una de las lenticulas que preservan a un fusilínido. M. L. T. nícoles //).

nua definida por la orientación preferencial de filosilicatos, los cuales constituyen dominios peliculares que rodean a numerosas lenticulas alargadas de agregados de cuarzo microgranular. La matriz es microcristalina y está básicamente constituida por mica blanca, cuarzo y clorita rica en hierro. Otra característica textural importante es la existencia de bandas o láminas compuestas por abundante cuarzo, algunos carbonatos y frecuentes minerales pesados, sobre todo zircón, y en menor medida rutilo y turmalina. Estas láminas se pueden interpretar como episodios detríticos más limosos o arenosos.

Los Foraminíferos aparecen en el interior de las

principalmente a la fracturación responsable de la superposición mecánica del grupo más antiguo de pizarras y cuarcitas sobre los materiales volcano-sedimentarios, que da lugar a una estructura anticlinal vergente al SO y con el eje hundido hacia el E. La cantera estudiada se localiza en el flanco sur de dicho anticlinal, próxima a su cierre periclinal. En este sector se pueden detectar al menos tres etapas principales de deformación, resultantes de la tectónica polifásica hercínica y descritas a escala regional (ROUTHIER et al., 1980; RIBEIRO et al., 1983; HERNANDEZ ENRILE, 1983); la primera es la más importante, da lugar a una esquistosidad de plano axial bien desarrollada aunque no llega a borrar los caracteres texturales primarios de la roca. El metamorfismo regional está ligado a esta fase y es de grado bajo o muy bajo en el sentido de WINKLER (1974), cuyas condiciones termodinámicas han sido establecidas en diferentes trabajos (SCHERMERHORN, 1975; SIMANCAS, 1983; MUNHA, 1983).

MATERIAL ESTUDIADO Y METODOS EMPLEADOS

Los materiales objeto de estudio son las pizarras verdes que se encuentran (fig. 2) a techo del episodio volcánico ácido segundo (V_2), el cual constituye el nivel portador de las mineralizaciones de manganeso de la Faja Pirítica. Este episodio se encuentra estratigráficamente, dentro del CVS, concordante sobre una secuencia de pizarras negras ricas en materia carbonosa que presentan estructuras sedimentarias; han sido interpretadas por LECOLLE (1977) como características de un medio de sedimentación típicamente euxínico de poca profundidad. El V_2 contiene numerosos lentejones de jaspe rojo, mineralizado por óxidos de Mn y en algunos sectores se encuentran niveles carbonatados de poca continuidad provistos de fauna e intercalados entre las pizarras.

Las muestras han sido tomadas de un sondeo horizontal efectuado en las pizarras, a 8 m de la superficie; posteriormente han sido talladas perpendicularmente a la foliación y analizadas por Microscopía de Luz Transmitida (M. L. T.).

Las pizarras tienen textura blastopelítica (figs. 3 a 6), con una fábrica planar homogénea y contí-



Figura 3.—Textura pizarrosa de matriz blastopelítica con abundantes lenticulas de cuarzo, algunas de las cuales presentan Foraminíferos. Los filosilicatos (más oscuros) están orientados formando dominios peliculares que rodean a las lenticulas (M. L. T., nícoles //).

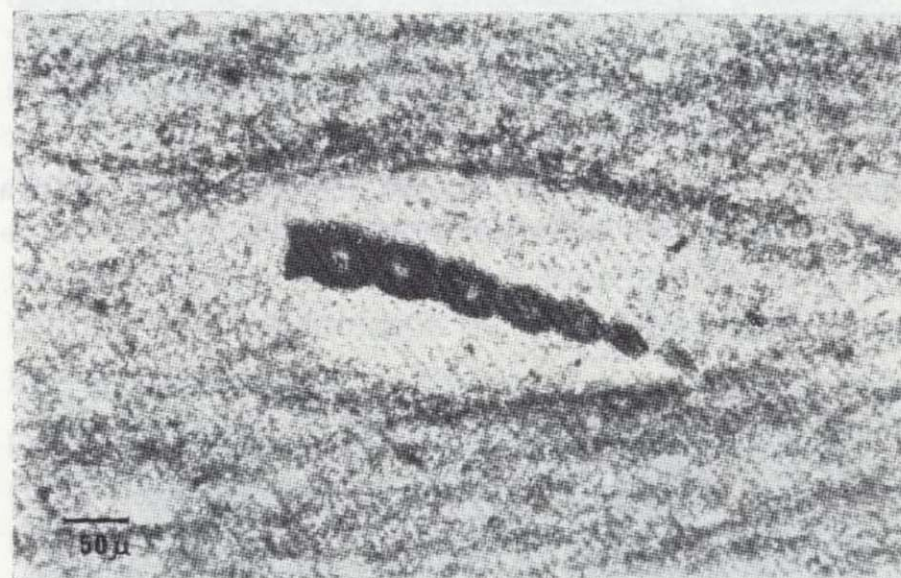


Figura 4.—Detalle de una de las lenticulas que preservan a un fusilínido. M. L. T. nícoles //).

nua definida por la orientación preferencial de filosilicatos, los cuales constituyen dominios peliculares que rodean a numerosas lenticulas alargadas de agregados de cuarzo microgranular. La matriz es microcristalina y está básicamente constituida por mica blanca, cuarzo y clorita rica en hierro. Otra característica textural importante es la existencia de bandas o láminas compuestas por abundante cuarzo, algunos carbonatos y frecuentes minerales pesados, sobre todo zircón, y en menor medida rutilo y turmalina. Estas láminas se pueden interpretar como episodios detríticos más limosos o arenosos.

Los Foraminíferos aparecen en el interior de las

lenticulas de cuarzo (fig. 3) con una ligera variación respecto a la orientación preferencial de éstas. En algunos casos los ejemplares se encuentran en buen estado de preservación (fig. 4), sin embargo, normalmente estos microfósiles se presentan alterados dentro de las lenticulas (figuras 5 y 6).

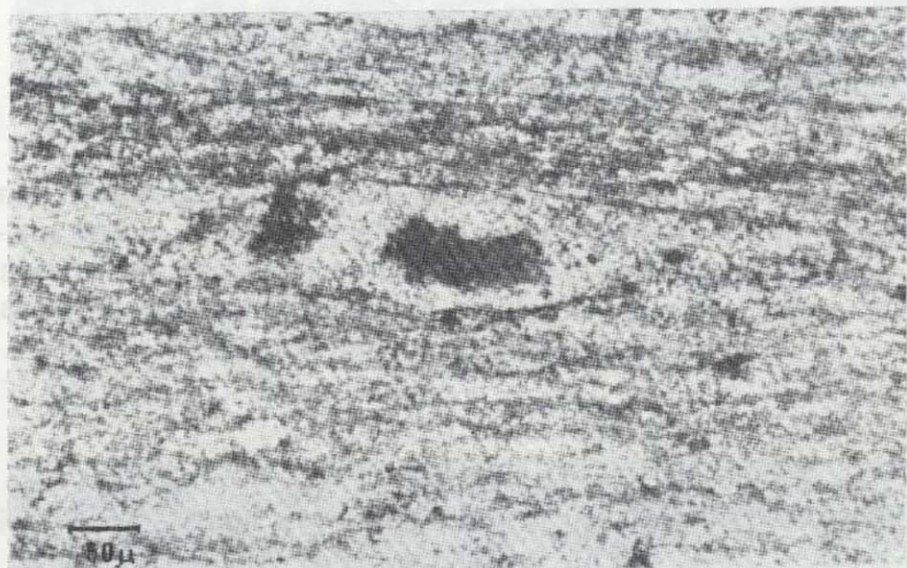


Figura 5.—Aspecto de un cuerpo lenticular que engloba a un resto de foraminífero alterado. (M. L. T. nícoles //).



Figura 6.—Aspecto de un cuerpo lenticular que engloba a un resto de foraminífero alterado. (M. L. T. nícoles //).

ANTECEDENTES PALEONTOLOGICOS

Los materiales más antiguos que han podido ser datados en la Faja Pirítica (fig. 2) corresponden al Devónico; están formados por pizarras y cuarcitas, en las que no se ha hallado fauna; hacia el techo presentan intercalados niveles carbona-

tados lenticulares en los que se han identificado Crinoides y microfauna de Conodontos correspondientes al Fameniense Superior (BOOGAARD, 1967); BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975). Dentro del Complejo Volcano-Sedimentario, en las pizarras del episodio volcánico ácido segundo se encuentran interestratificados lentejones de calizas oolíticas y calcarenitas bioclásticas en las que LECOLLE (1977) reconoce tallos de Crinoides, Briozoos, Foraminíferos (*Endothyra* sp.) y Conodontos que pertenecen según BOOGAARD y SCHERMERHORN (*op. cit.*) al Viseense Inferior. En estas pizarras no se habían hallado restos paleontológicos con anterioridad a la determinación de la microfauna bentónica de Foraminíferos, que son objeto de estudio en este trabajo. También se han reconocido restos con las mismas características paleontológicas en materiales pizarrosos del mismo nivel estratigráfico, que afloran al sur de Valverde del Camino (figura 1).

A techo de estos materiales hay un nivel de pizarras de color morado (fig. 2), de escasa potencia, pero de gran continuidad lateral, que contienen radiolarios (LECOLLE, *op. cit.*).

En los materiales de facies Culm se han localizado numerosos niveles fosilíferos con fauna constituida por abundantes Bivalvos (*Posidonia becherii*, NEWELL), escasos Goniatites, Braquiópodos, pistas de reptación y restos de vegetales. Esta asociación corresponde al Viseense Superior (FEIO, 1946).

PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

Orden: Foraminiferida Eichwald, 1830.

Suborden: Fusulinina Wedekind, 1937.

Superfamilia: Nodosinellacea Rhumbler, 1895.

Familia: Earlandinitidae Loeblich y Tappan, 1984.

Género: *Earlandinita* Cummings, 1955.

sp. indeterminada (figs. 3 y 4).

Medidas (en mm).

Longitud=0,32 mm. Diámetro máximo=0,05 mm.

Material

Un ejemplar en sección longitudinal que se encuentra en buen estado de conservación y diferentes restos en deficiente estado de conservación (figs. 5 y 6).

lenticulas de cuarzo (fig. 3) con una ligera variación respecto a la orientación preferencial de éstas. En algunos casos los ejemplares se encuentran en buen estado de preservación (fig. 4), sin embargo, normalmente estos microfósiles se presentan alterados dentro de las lenticulas (figuras 5 y 6).



Figura 5.—Aspecto de un cuerpo lenticular que engloba a un resto de foraminífero alterado. (M. L. T. nícoles //).

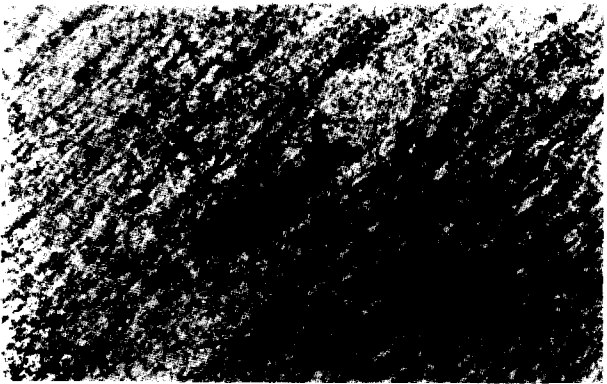


Figura 6.—Aspecto de un cuerpo lenticular que engloba a un resto de foraminífero alterado. (M. L. T. nícoles //).

ANTECEDENTES PALEONTOLOGICOS

Los materiales más antiguos que han podido ser datados en la Faja Pirítica (fig. 2) corresponden al Devónico; están formados por pizarras y cuarcitas, en las que no se ha hallado fauna; hacia el techo presentan intercalados niveles carbona-

tados lenticulares en los que se han identificado Crinoides y microfauna de Conodontos correspondientes al Fameniense Superior (BOOGAARD, 1967); BOOGAARD y SCHERMERHORN, 1975). Dentro del Complejo Volcano-Sedimentario, en las pizarras del episodio volcánico ácido segundo se encuentran interestratificados lentejones de calizas oolíticas y calcarenitas bioclásticas en las que LECOLLE (1977) reconoce tallos de Crinoides, Briozoos, Foraminíferos (*Endothyra* sp.) y Conodontos que pertenecen según BOOGAARD y SCHERMERHORN (*op. cit.*) al Viseense Inferior. En estas pizarras no se habían hallado restos paleontológicos con anterioridad a la determinación de la microfauna bentónica de Foraminíferos, que son objeto de estudio en este trabajo. También se han reconocido restos con las mismas características paleontológicas en materiales pizarrosos del mismo nivel estratigráfico, que afloran al sur de Valverde del Camino (figura 1).

A techo de estos materiales hay un nivel de pizarras de color morado (fig. 2), de escasa potencia, pero de gran continuidad lateral, que contienen radiolarios (LECOLLE, *op. cit.*).

En los materiales de facies Culm se han localizado numerosos niveles fosilíferos con fauna constituida por abundantes Bivalvos (*Posidonia becherii*, NEWELL), escasos Goniatites, Braquiópodos, pistas de reptación y restos de vegetales. Esta asociación corresponde al Viseense Superior (FEIO, 1946).

PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

Orden: Foraminiferida Eichwald, 1830.
Suborden: Fusulinina Wedekind, 1937.
Superfamilia: Nodosinellacea Rhumbler, 1895.
Familia: Earlandinitidae Loeblich y Tappan, 1984.
Género: *Earlandinita* Cummings, 1955.
sp. indeterminada (figs. 3 y 4).
Medidas (en mm).
Longitud=0,32 mm. Diámetro máximo=0,05 mm.

Material

Un ejemplar en sección longitudinal que se encuentra en buen estado de conservación y diferentes restos en deficiente estado de conservación (figs. 5 y 6).

Descripción y discusión

La morfología de la concha es alargada con 7 a 8 cámaras distintivas, de forma subredondeada, dispuestas uniserialmente siguiendo un eje longitudinal ligeramente arqueado. Las cámaras aumentan regularmente de tamaño y están separadas por septos rectilíneos bien definidos y constricciones en las cámaras iniciales. Abertura no observable por rotura de la parte terminal de la concha. Difiere de las formas de la familia Nodosinellidae (LOEBLICH y TAPPAN, 1988) en que posee cámaras distintivas con una pared simple.

Morfológica y métricamente este ejemplar puede asimilarse a *Earlandinita* sp. El conocimiento de Foraminíferos en los materiales de la Faja Pirítica es muy reducido. Ello unido a la escasez de material identificable y a que se trata de una sección, hace que su clasificación específica sea prácticamente imposible.

Hábitat y distribución

El género *Earlandinita* es exclusivo (LOEBLICH y TAPPAN, *op. cit.*) del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Namuriense) y tiene una amplia distribución geográfica. Diversas especies de este género han sido citadas por PLUMMER (1930) en pizarras del Carbonífero de Estados Unidos y por CUMMINGS (1955) en el Carbonífero Inferior de las Islas Británicas y Unión Soviética. En España son muy pocos los datos de fusulínidos; éstos se restringen a la Cordillera Cantábrica y se trata de formas pertenecientes a la Superfamilia Fusulinacea (MARTINEZ DIAZ, 1970; WINKLER PRINS, 1971; VILLA, 1982; etc.). Generalmente se han hallado en pizarras y calizas, y en muchos casos se trata de ejemplares alterados:

Los Fusulínidos son formas bentónicas consideradas únicamente de áreas marinas abiertas (THOMPSON, 1964) y esencialmente de aguas someras (ROSS, 1972; LAGENHEIM et al., 1977).

CONCLUSIONES

El estudio bioestratigráfico de los materiales que conforman la secuencia volcano-sedimentaria pone de manifiesto que después del Fameniense Superior se sucedieron varios episodios volcáni-

cos de carácter explosivo, separados por períodos de tranquilidad con sedimentación de arcillas y cenizas volcánicas. Ello viene representado por medio de pizarras y rocas piroclásticas de mayor o menor granulometría según la proximidad-distancia respecto a los focos volcánicos; de ahí los cambios laterales de facies y variaciones de potencia que presentan estos materiales.

En el área de Sotiel Coronada, el episodio volcánico ácido segundo (V₂) está constituido en los tramos inferiores por material piroclástico fino (tobas y cineritas). Estos se depositan concordantemente sobre una secuencia de pizarras negras carbonosas características de un medio sedimentario euxínico rico en materia orgánica. Durante el Viseense Inferior, este medio se hace menos reductor y tiene lugar una etapa de sedimentación marina, detrítica fina, que permite el desarrollo de seres vivos relacionados con el sustrato. Los tramos superiores del V₂ están representados por rocas pelíticas de composición cuarzo-micácea que contienen Fusulínidos (*Earlandinita*), característicos de plataformas marinas abiertas, generalmente someras. Dichos materiales presentan intercalados lentejones de calcarenitas con organismos de similares condiciones paleoecológicas.

Este nivel puede ser identificado a lo largo del flanco sur del anticlinorio de Valverde del Camino con similares características petrográficas y paleontológicas.

La presencia de este taxon permite confirmar la edad Carbonífero Inferior deducida en diferentes estudios sobre los fósiles presentes en las rocas carbonatadas interestratificadas en las pizarras.

Seguidamente se produce el depósito de gran cantidad de polvo hematítico y silíceo que favorece el desarrollo de Radiolarios. Estos se encuentran en las pizarras moradas constituyendo un nivel de gran extensión regional.

Durante el Westfaliense y el Estefaniense tiene lugar la fase principal de deformación que origina pliegues con esquistosidad muy penetrativa. A esta fase se asocia un metamorfismo de bajo grado que preserva algunos caracteres primarios de la roca, permitiendo de este modo el hallazgo de nuevos restos paleontológicos que contribuyen al conocimiento bioestratigráfico de la Faja Pirítica del suroeste Ibérico.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a la Empresa Almagrera, S. A., por facilitarnos los testigos de sondeos, y a la Dra. E. Villa, de la Universidad de León, por la colaboración prestada en la determinación sistemática de los Foraminíferos fusulinidos.

REFERENCIAS

BOOGAARD VAN DEN, M. (1967): *Geology of the Pomarao region (Southern Portugal)*. Tesis Doct. Univ. Amsterdam. Delto ed. Rotterdam, 113 pp.

BOOGAARD VAN DEN, M., y SCHERMERHORN, L. J. G. (1975): *Conodont faunas from Portugal and Southern Spain*. Part. 2. *A Famennian conodont fauna at Cabeza del Pasto*. Part. 3. *Carboniferous conodonts at Sotiel Coronada*. *Scrip. Geol.*, 28, 1-43.

CUMMINGS, R. H. (1955): *Nodosidella* Brady, and associated Upper Palaeozoic genera. *Microp.*, 1, 3, 221-238.

FEIO, M. (1946): *Note sur un gisement de fossiles viséens dans les environs de Mértola*. *Com. Serv. Geol. Port.*, XXVIII, 99-118.

HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1983): *La tectónica superpuesta en la región oriental de la banda piritosa ibérica*. *Cong. Intern. Carbonífero*, Madrid, 3, 505-517.

IGME (1982): *Síntesis geológica de la Faja Piritica del SO de España*. *Mem. IGME*, 98, 1-106.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. *Esc. 1:1.000.000*. IGME.

LAGENHEIM, R. L.; NELSON, W. J.; GROVE, K. A., y MCGOVNEY, J. E. (1977): *Fusulinids in carbonate microfacies of Bird Spring Group, Arrow Canyon Quadrangle, Clark County, Nevada*. *J. Paleont.*, 51 (5), 1016-1022.

LECOLLE, M. (1977): *La ceinture Sud-Iberique: un exemple de province a amas sulfures volcano-sédimentaires (tectonique, métamorphisme, stratigraphie, volcanisme, paléogéographie et métallogénie)*. *Tes. Doc. Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris, 609 pp.

LOEBLICH, A. R., y TAPPAN, H. (1988): *Foraminiferal ge-*

nera and their classification. Van Nostrand Reinhold Ed. New York, t. 2, plates.

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

MARTINEZ DIAZ, C. (1970): *Nota sobre la microfauna de la caliza de Entrepeñas (Asturias, España)*. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 81 (1), 1-55.

MUNHA, J. (1983): *Low grade Regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt volcanic rocks*. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69, 3-35.

PLUMMER, H. J. (1930): *Calcareous foraminifera in the Bownwood shale near Bridgeport, Texas*. *Texas Univ. Bull.*, 3019, 5-21.

RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T., y SILVA, B. J. (1983): *La estructura de la Zona Subportuguesa*. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, 1, 504-513.

ROSS, C. A. (1972): *Paleobiological analysis of Fusulinacean (Foraminiferida) shell morphology*. *J. Paleont.*, 46 (5), 719-728.

ROUTHIER, M. P.; AYE, F.; BOYER, C.; LECOLLE, M.; MOLIÈRE, P.; PICOT, P., y ROGER, G. (1980): *La ceinture sud-iberique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane*. *Mem. B. R. G. M.*, 94, 1-265.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1971): *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 82-84, 239-268.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1975): *Pumpellyite-facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt*. *Petrol.*, 1, 1, 71-86.

SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la zona Surportuguesa*. *Tes. Doct. Univ. Granada* (inéd.), 439 pp.

THOMPSON, M. L. (1964): *Fusulinacea*. In: *Treatise of Invertebrate Paleontology, C (Protista 2 (1))*. Moore, R. C. ed. *Geol. Soc. America Univ. Kansas Press*, 358-436 pp.

VILLA, E. (1982): *Observaciones sobre la edad de la Formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su área tipo*. *Rev. Esp. Microp.*, XIV, 63-72.

WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume. Barcelona, 346 pp.

WINKLER PRINS, C. P. (1971): *The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño Valley, León)*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 677-686.

Original recibido: Febrero de 1990.

Original aceptado: Mayo de 1990.

Geología del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas.

Por A. CRESPO-BLANC (*)

RESUMEN

Se definen y se describen secuencias litoestratigráficas del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa (ZSP), en contacto con la Zona de Ossa-Morena, en la región de Aracena. Estas secuencias se pueden correlacionar con las formaciones Horta da Torre, Santa Iria, Ribeira de Limas y grupo Pulo do Lobo, definidas en Portugal. Se presentan dos cortes a través de estas series y se discute su estructura, adquirida durante tres fases de deformación principales, y sus implicaciones geotectónicas. En una de las formaciones se ha puesto en evidencia la existencia de grandes pliegues recumbentes de fase D₂, vergentes hacia el sur, además de importantes zonas de cizalla asociadas a la misma deformación. Esta fase D₂ está sellada por una formación del límite Devónico Medio - Devónico Superior. La granodiorita de Gil Márquez (BARD, 1969), el único plutón intensamente cizallado del extremo norte de la ZSP, muestra una estrecha relación temporal entre su intrusión y su cizallamiento, de la misma fase que los pliegues recumbentes D₂.

Palabras clave: Litoestratigrafía, Estructura, Pliegues recumbentes, Cizallamiento, Granodiorita de Gil Márquez, Implicaciones geotectónicas.

RÉSUMÉ

Plusieurs séquences lithostratigraphiques de l'extrême septentrional de la Zone Sudportugaise (ZSP) dans la région d'Aracena sont définies et décrites. Ces séries peuvent être corrélées avec les formations Horta da Torre, Santa Iria, Ribeira de Limas et le groupe Pulo do Lobo, définis au Portugal. Deux coupes au travers de ces séries sont présentées. On discute leur structure et leurs implications géotectoniques. Dans l'une des formations, de grands plis couchés vergents vers le sud, de phase D₂, ont été mis en évidence. D'importantes zones de cisaillement sont associées à cette phase. Celle-ci est scellée par une formation datée comme limite Dévonien Moyen - Dévonien Supérieur. La granodiorite de Gil Márquez (BARD, 1969), l'unique pluton intensément cisailé de l'extrême nord de la ZSP, montre une étroite relation temporelle entre son intrusion et son cisaillement, de même phase que les plis couchés D₂.

Most-clés: Lithostratigraphies, Structure, Plis couchés, Cisaillement, Granodiorite de Gil Márquez, Implications géotectoniques.

INTRODUCCION

La Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la Zona Surportuguesa (ZSP) representan los dominios más meridionales del Macizo Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972). Han sido caracterizados principalmente por sus diferencias petrográficas y litoestratigráficas. El contacto entre ambas zonas está subrayado por una banda continua de anfibolitas, desde Almadén de la Plata al norte de la provincia de Sevilla, hasta Beja en Portu-

gal. Estas anfibolitas pueden ser consideradas como restos de una secuencia ofiolítica, las ofiolitas de Beja-Acebuches (MUNHA et al., 1986). Estas están afectadas por una amplia zona de cizalla, la Zona de Cizalla Suribérica (CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988). La presencia de estos restos oceánicos resalta la importancia que hay que atribuir al contacto entre ZOM y ZSP, que representa una sutura mayor en la cadena hercínica europea.

Al norte de las anfibolitas aflora el llamado Macizo de Aracena (BARD, 1969; CRESPO-BLANC,

(*) Universidad de Sevilla.

Dirección actual: Université de Lausanne (Suisse).

1989), que consiste en una banda metamórfica de muy alto grado al sur (la zona de Jabugo-Almonáster; CRESPO-BLANC, 1987, 1989), limitada al norte por una importante zona de cizalla; y otra banda de grado medio a bajo al norte (la zona de Navahermosa-Castaño del Robledo y la zona del Cubito). Este Macizo representa el extremo meridional de la ZOM.

Hasta ahora la geología del límite septentrional de la ZSP ha sido estudiada mejor en territorio portugués (por ejemplo: CARVALHO et al., 1976; OLIVEIRA et al., 1986; OLIVEIRA, en prensa; SILVA et al., en prensa). En España los datos cartográficos que existen son los mapas geológicos 1:50.000 del IGME (APALATEGUI et al., 1983, 1984). Sin embargo, errores de correlaciones litoestratigráficas entre las series observadas en España y las observadas en Portugal, allí bien descritas, han llevado a los autores de los mapas españoles a una gran confusión en cuanto a columna litoestratigráfica y descripción de las deformaciones y estructuras.

En este artículo se describen las secuencias litoestratigráficas del extremo septentrional de la ZSP, la Zona Meridional de CRESPO-BLANC (1987, 1989) y se propone una nueva cartografía de éstas en la región de Aracena y Aroche (fig. 1). Se hace una descripción de las deformaciones que afectan a estas series y en particular se resalta la importancia de la datación geocronológica del plutón de Gil Márquez (BARD, 1969), que aflora

en esta zona y que está constituido por granodioritas que muestran estar intensamente deformadas.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y LITOLÓGICAS

Metasedimentos grises

El contacto de la Zona Meridional con las anfibolitas de Acebuches está subrayado por una banda a veces muy estrecha de metapelitas (fig. 1), a veces andalucíticas, y escasas metacuarcitas y grauvacas, que han sufrido parcialmente la misma cizalla dúctil que las anfibolitas de Acebuches (Zona de Cizalla Suribérica, op. cit.). Las intercalaciones que se observan en las anfibolitas de Acebuches pueden ser escamas tectónicas o repeticiones debidas a un plegamiento. Estos esquistos grises son probablemente los equivalentes de las rocas de la formación cuarzoesquistosa (ver más adelante, la discusión de las estructuras).

Formación con ortocuarcitas

Los metasedimentos grises están en contacto tectónico frágil-dúctil con la parte alta de una formación que consiste en unas filitas a la base que alternan con potentes niveles de ortocuarcitas hacia el techo (fig. 2), la formación con orto-

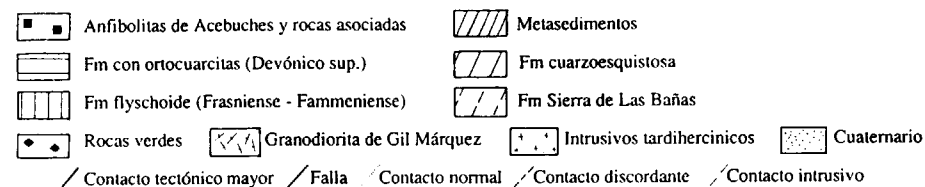
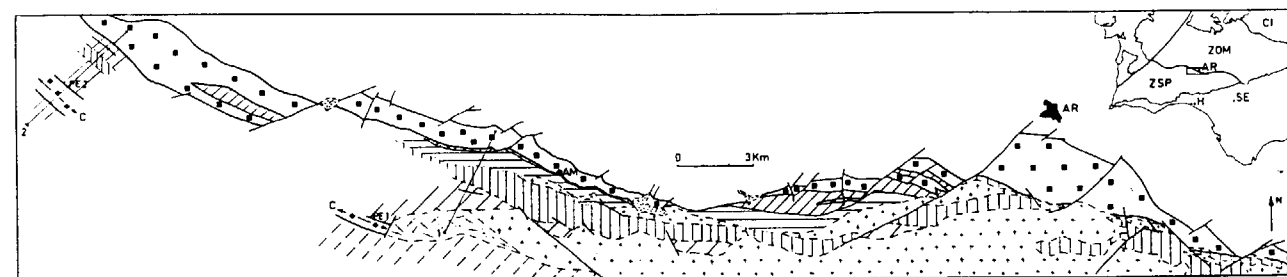


Figura 1.—Mapa geológico del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa. CI: Zona Centroibérica. ZOM: Zona de Ossa-Morena. ZSP: Zona Surportuguesa. AM: Almonaster. AR: Aracena. H: Huelva. SE: Sevilla. C: Antiforme de Los Cierres. 1 y 2: Localización de los cortes de la figura 3. PE1 y PE2: Localización de las estaciones de medidas de la figura 4.

cuarcitas (CRESPO-BLANC, 1989). A veces, estas ortocuarcitas muestran laminaciones cruzadas o paralelas. Pueden aparecer escasos niveles de grauvacas, siendo más frecuentes hacia la base de la formación. Cabe destacar que en los niveles de ortocuarcitas se ha encontrado un bloque sedimentario de serpentinitas (S de Alájar). La potencia máxima observada de esta formación es de unos 700 m.

Unas pizarras violáceas, negras al corte, han revelado una edad Devónico Superior, según las asociaciones de pólenes determinados por LAKE (1988, en CRESPO-BLANC, 1989). Se puede correlacionar esta formación con la de Horta da Torre, definida en Portugal (OLIVEIRA et al., 1986).

Formación flyschoide

Esta formación debe su nombre a su carácter flyschoide, que consiste en una alternancia de

cimétrica a métrica de grauvacas y pizarras (figura 2). Excepcionalmente, se observan tobas y/o cuarzovacas hacia el techo de la formación. Hacia el muro, las grauvacas se hacen más escasas y llegan a ser cuarzosas. En las grauvacas muy raramente se puede observar fragmentos líticos con una foliación metamórfica previa, de bajo grado. El contacto con la formación con ortocuarcitas suprayacente es gradual.

Esta formación ha sido datada con pólenes como límite Frasnense-Fammeniense (LAKE, 1989, en CRESPO-BLANC, 1989), y es correlacionable con la formación Santa Iria, también definida en Portugal (OLIVEIRA et al., 1986).

Formación cuarzoesquistosa

La formación cuarzoesquistosa consiste en una alternancia de esquistos filitosos, cuarcitas micáceas y cuarzovacas. Hacia el techo abundan

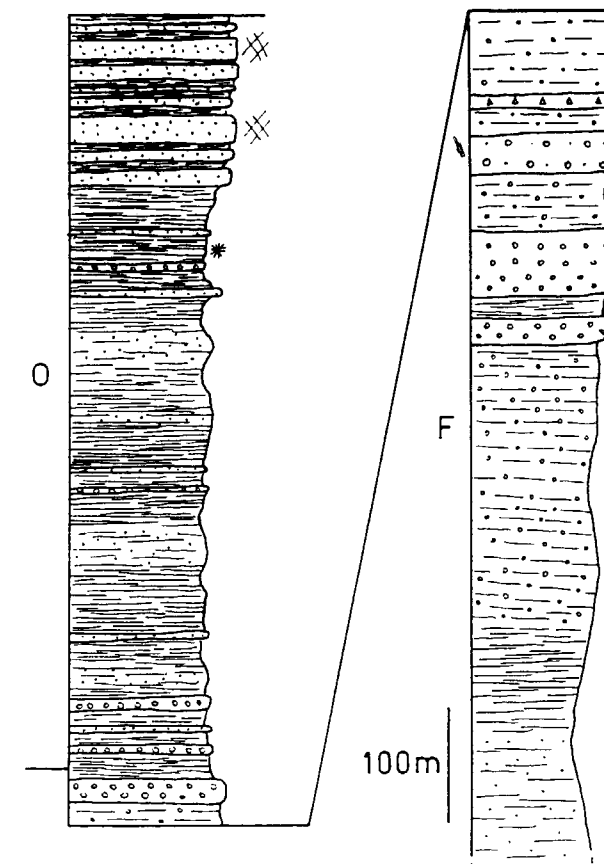
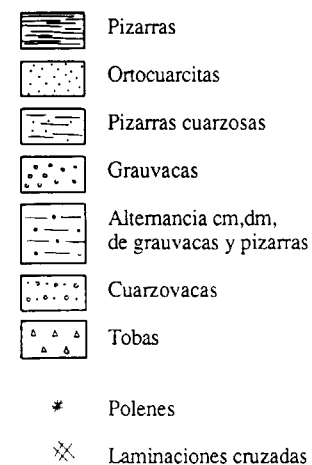


Figura 2.—Cortes litoestratigráficos sintéticos de la formación con ortocuarcitas (O) y de la formación flyschoide (F).

más las cuarcitas micáceas, mientras que hacia la base los esquistos filtosos son mayoritarios. Una correlación con las rocas de la formación Ribeira de Limas y del Grupo Pulo do Lobo (CARVALHO et al., 1986), respectivamente, es probable. Debido a una gran complejidad de las estructuras no se ha llegado a establecer una columna litoestratigráfica detallada de esta formación.

La potencia mínima de este material se puede estimar en unos 800 m. El contacto con la formación flyschoides es probablemente discordante. Esta formación no está datada.

Formación Sierra de Las Bañas

Esta formación, que aflora al sur de la granodiorita de Gil Márquez (fig. 1), puede representar un cambio de facies lateral de la formación cuarzoesquistosa. Tiene también un carácter turbidítico, aunque más proximal que la formación flyschoides. Consiste en alternancias monótonas de grauvacas y pizarras, no datadas.

Rocas verdes

Estas rocas verdes afloran como núcleo del llamado antiforame de los Ciries. Son de grano fino, de la facies de transición esquistos verdes-anfibolitas, con actinolita, plagioclasa, epidota y esfena. Tienen una foliación milonítica muy bien desarrollada y una lineación de estiramiento marcada por la orientación preferente de los anfíboles y de los feldespatos.

Análisis químicos de unas rocas verdes al sur de Beja (Portugal), cuya posición estructural es semejante a las que se describen, han demostrado sus afinidades toleíticas (MUNHA, 1983).

Granodiorita de Gil Márquez (BARD, 1969)

Este pequeño plutón de granodioritas con porfiroblastos de ortosa peritítica y plagioclasa, es el único cuerpo intrusivo del borde septentrional de la ZSP que muestra estar intensamente deformado. Bandas de cizalla dúctiles caracterizan el afloramiento, con una distribución heterogénea de la deformación. Los contactos con el encajante, la formación cuarzoesquistosa al norte y la formación de la Sierra de las Bañas al sur (fig. 1)

son muy claramente intrusivos, y han sido posteriormente deformados por el episodio cizallante. La intrusión de la granodiorita está acompañada por un metamorfismo de contacto, especialmente bien desarrollado en la formación de la Sierra de Las Bañas.

Intrusivos tardihercínicos

Una banda de granitoides tardihercínicos afloran en el borde norte de la Zona Surportuguesa. Han sido ampliamente descritos por SIMANCAS (1983). El efecto del metamorfismo de contacto producido por estas intrusiones consiste en la cristalización de cordierita, andalucita, biotita o moscovita en la formación flyschoides, la formación cuarzoesquistosa y agregados de micas blancas en la formación de la Sierra de Las Bañas. Este metamorfismo de contacto sella la última deformación por plegamiento sufrido por estas formaciones.

ESTRUCTURAS

Dos cortes perpendiculares a las estructuras se pueden observar en la figura 3. El primero representa básicamente una estructura monoclinial, el flanco norte del antiforame de Los Ciries, cuyo núcleo está ocupado aquí por la granodiorita de Gil Márquez. En el segundo, las rocas verdes ocupan el núcleo del mismo antiforame. En este último corte, la formación con ortocuarcitas no aparece, probablemente laminada por fallas.

Los metasedimentos grises están afectados por los últimos estadios de la deformación por cizalla puesta de evidencia en las anfibolitas de Acebuches. La foliación milonítica y la lineación de estiramiento que resulta de esta deformación es de segunda fase: entre microlitones marcados por la foliación S_1 asociada con un metamorfismo regional previo. Si las andalucitas del mismo metamorfismo regional están presentes, ya que varía el grado de metamorfismo de facies esquistos verdes de alta temperatura al E a facies anfibolitas de baja temperatura al O, llegan a estar reorientadas durante la deformación cizallante D_2 , junto con un eventual crecimiento de los granos.

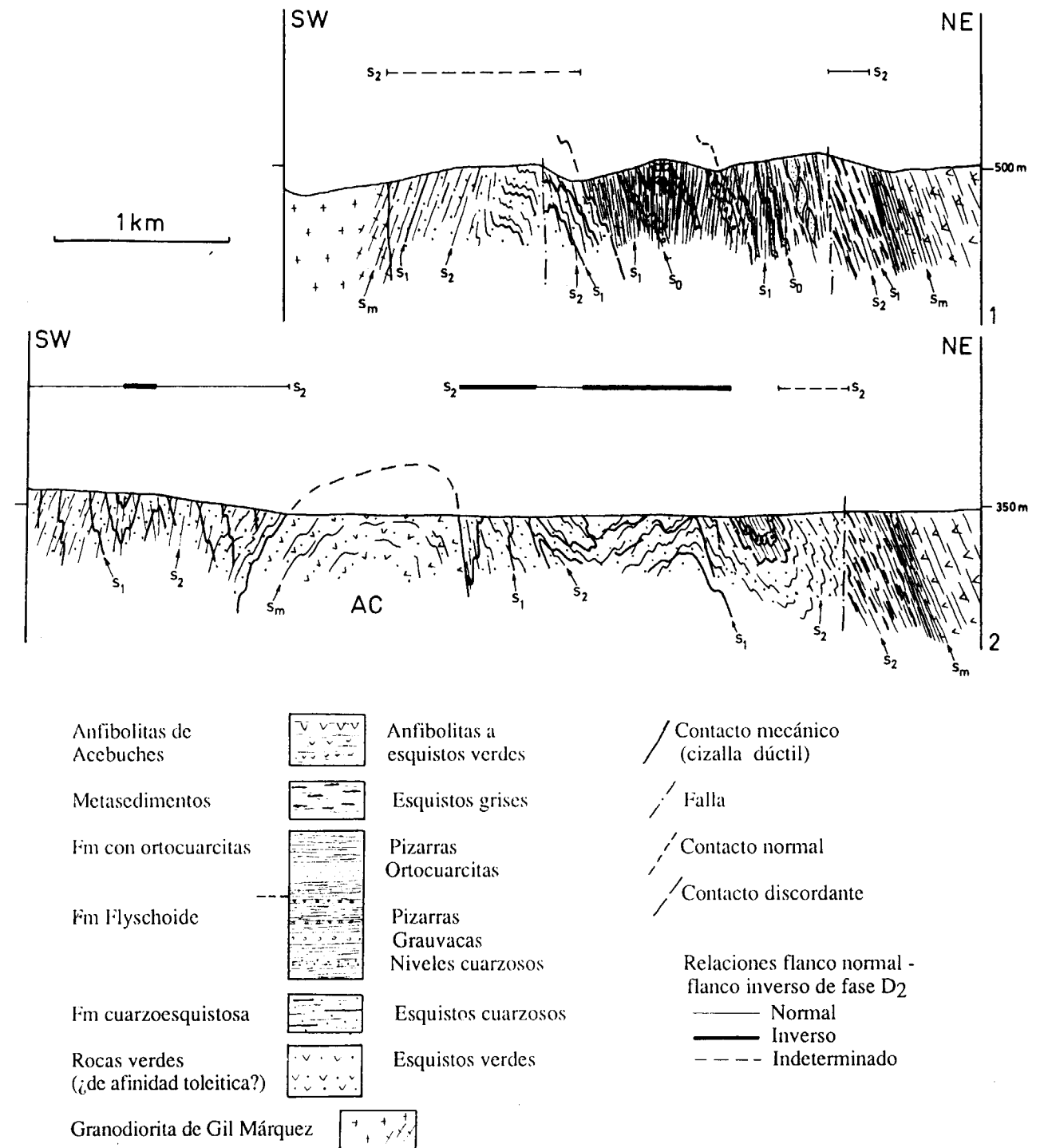


Figura 3.—Cortes perpendiculares al extremo septentrional de la Zona Surportuguesa. AC: Antiforame de Los Ciries. Localización de los cortes en la figura 1.

En el corte 2 de la figura 3, dentro de la litología dada como metasedimentos grises, antes de la falla al noreste del corte, se puede apreciar un paso gradual de unos esquistos con andalucita, de facies anfibolitas de baja T a unos esquistos de grado más bajo, sin el polimorfo aluminico, que son muy semejantes a las rocas de la formación cuarzoesquistosa. Si estos sedimentos grises fueran realmente correlacionables con esta formación, querría decir que parte de ésta, al lado de las anfibolitas de Acebuches, ha sufrido una historia térmica distinta. Es posible entonces que estos esquistos se pusieran en contacto con las anfibolitas cuando éstas estaban calientes todavía, provocando la recristalización de andalucita, entre otros minerales. Este episodio sería de fase D₁. Poco después se inicia el cizallamiento D₂ de las anfibolitas y de los esquistos, en el cual las rocas ofiolíticas cabalgan sobre los metasedimentos (CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988; CRESPO-BLANC, 1989).

La formación con ortocuarcitas y la formación flyschoides han sufrido una única fase de deformación principal, unos pliegues de plano axial subvertical, con una foliación de crenulación S₁, sin desarrollo de recristalizaciones. Estas estructuras son contemporáneas de la formación del antiforame de Los Ciries.

En contacto con los metasedimentos grises, las ortocuarcitas del techo de la formación del mismo nombre aparecen muy tectonizadas, como resultado de la fracturación tardihercínica del Estefaniense Medio a Superior (SIMANCAS, 1983). Numerosos «boudines» con forma de peces se han formado y su geometría indica que a lo largo de la zona de falla se ha producido un movimiento cabalgante junto con un movimiento sinistrorso (CRESPO-BLANC, 1989).

Tres fases de deformación afectan la formación cuarzoesquistosa y la formación de la Sierra de Las Bañas. La primera se refleja como una foliación S₁ de facies esquistos verdes de alta temperatura, paralela a los cambios litológicos. A escala de la muestra, está asociada con pliegues isoclinales, pero no se conocen estructuras regionales de esta fase. La segunda es contemporánea de grandes pliegues recumbentes (fig. 3), muy cerrados, vergentes hacia el sur, con una foliación S₂ de plano axial de facies esquistos verdes de alta temperatura. La última deformación, D₃, pliega las estructuras anteriores y pro-

voca la formación de pliegues *chevron* a escala del afloramiento, a veces con una foliación de crenulación paralela al plano axial del pliegue. La estructura del antiforame de Los Ciries es atribuible a esta fase.

En el núcleo de este antiforame aparecen unas rocas verdes. El contacto con la formación cuarzoesquistosa está subrayado por una zona de cizalla. Un perfecto paralelismo entre la foliación milonítica de las rocas verdes, de facies de transición esquistos verdes-anfibolitas, y la S₂ de los esquistos, aboga en favor de una deformación cizallante sincrónica de la segunda deformación de la formación cuarzoesquistosa.

La distribución de la lineación de estiramiento, L_c, sobre el plano de foliación milonítica, S_m (fig. 4), que representan respectivamente la dirección y el plano de flujo cuando la intensidad del cizallamiento es suficientemente alta, permite inferir algunas hipótesis en cuanto a la cinemática de la zona de cizalla. Dentro del mismo plano de S_m, que tiene una dirección media aproximadamente NO-SE, el estiramiento L_c varía en orientación, aunque la mayoría tenga un *rake* de 70° E a 80° E. Si se sustrae el efecto del pliegue F₃ del antiforame de Los Ciries, se puede suponer que la foliación milonítica era inicialmente poco buzante (¿al norte?). Dado que la mayoría de los estiramientos tienen un *rake* alto en este plano, el movimiento cabalgante tuvo que ser el principal. Los indicadores cinemáticos, tales como estructuras S-C (BERTHE et al., 1979), pliegues menores asociados a la cizalla y pliegues en vaina indican que la formación cuarzoesquistosa ha cabalgado sobre las rocas verdes de NNE a SSO. Un movimiento sinistrorso (desplazamiento de los esquistos hacia el OSO si se horizontaliza la S_m) acompaña el movimiento cabalgante de la formación cuarzoesquistosa sobre las rocas verdes.

RELACIONES INTRUSION-DEFORMACION DE LA GRANODIORITA DE GIL MARQUEZ

Una aureola de metamorfismo de contacto se ha desarrollado durante la intrusión de la granodiorita de Gil Márquez. Este metamorfismo está particularmente bien desarrollado en la formación de la Sierra de Las Bañas, al sur de la grano-

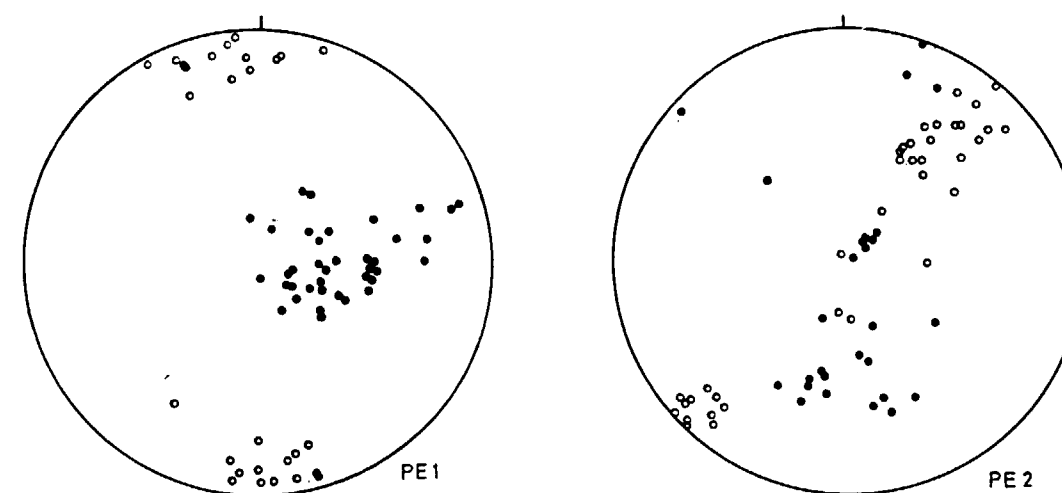


Figura 4.—Estaciones de medidas de la foliación milonítica S_m (círculos) y de la lineación de estiramiento asociada L_c (círculos llenos) en las rocas verdes y esquistos de la formación cuarzoesquistosa del núcleo del antiforame de Los Ciries. Localización de las estaciones en la figura 1. SCHMIDT, hem. inf.

diorita, sobre unos 1.500 m. aproximadamente. Un estudio en láminas delgadas demuestra que este metamorfismo es contemporáneo de la segunda deformación observada en la formación cuarzoesquistosa y en la formación de la Sierra de Las Bañas: las chistolitas sellan la foliación S₁ y tienen relaciones sincinemáticas con los planos de foliación S₂ desarrollados en los esquistos. Esta deformación D₂ es a su vez sincrónica del cizallamiento de la granodiorita. Efectivamente, cerca del contacto con la roca plutónica, en los esquistos del encajante, es posible observar filones de la granodiorita cortados por la foliación S₂ de los esquistos.

Es decir, que intrusión y cizalla de la granodiorita, contemporánea de la segunda deformación en los esquistos, son muy próximos en el tiempo: los efectos del metamorfismo de contacto (principalmente cristalización de chistolitas) perduran en el encajante cuando el intrusivo se está deformando.

Cabe destacar que posteriormente a la tercera deformación que afecta a la formación de la Sierra de Las Bañas y la formación cuarzoesquistosa, se produjo un segundo metamorfismo de contacto, asociado con la intrusión de los granitoides tardi- a posthercínicos, que afloran en la parte septentrional de la ZSP.

La foliación milonítica en la granodiorita ha sido

verticalizada durante la formación del antiforame de los Ciries (fase D₃), y tiene una dirección aproximada E-O. La lineación de estiramiento tiene un *rake* variable sobre el plano de foliación, con un máximo alrededor de 45° E. Los indicadores cinemáticos son escasos y consisten casi exclusivamente en una asimetría de la foliación milonítica alrededor de los porfiroclastos de feldspatos. Si se mira la posición actual de la foliación milonítica, durante la cizalla, se ha levantado el bloque norte respecto al sur, junto con un movimiento sinistrorso. Relaciones cinemáticas similares han sido demostradas en la zona de cizalla que limita las rocas verdes y la formación cuarzoesquistosa en el núcleo del antiforame de Los Ciries.

DISCUSION - CUESTIONES ABIERTAS

La Zona Meridional se sitúa en el extremo septentrional de la ZSP, inmediatamente al sur de las anfibolitas de Acebuches, que representan los relictos de una serie ofiolítica (MUNHA et al., 1986). La presencia de estos restos oceánicos resalta la importancia que hay que atribuir al contacto entre ZOM y ZSP, una sutura mayor en la cadena hercínica europea. En un reciente modelo de la evolución geotectónica de este contacto propuesto por CRESPO-BLANC (1989) y OROZ-

CO & CRESPO BLANC (1990), las anfíbolitas de Acebuches se han formado como consecuencia de un adelgazamiento cortical en relación con procesos de extensión que llevan a la formación de corteza oceánica. Posteriormente, el proceso de extensión cortical se aborta, se invierte el régimen distensivo y se produce una transformación del margen pasivo en una zona de convergencia. Es decir, que deformación y sedimentación sinorogénica alrededor de este contacto, y en particular los fenómenos que se producen al sur de las anfíbolitas, en la Zona Meridional, debieron de ser semejantes a los que se pueden observar en márgenes activos actuales.

En cuanto a deformación, se ha puesto en evidencia la existencia de grandes pliegues recumbentes de fase D₂, vergentes hacia el sur en la formación cuarzoquistosa (y la formación de la Sierra de Las Bañas). Esta deformación es sincrona del cizallamiento de las rocas verdes del núcleo del antiforame de Los Ciries (de afinidad toleítica) y de la granodiorita de Gil Márquez. Los indicadores cinemáticos de las zonas de cizalla que afectan a estas dos unidades muestran movimientos hacia el SSO, acompañados por desplazamientos sinistrorsos. Estos pliegues recumbentes, y por tanto estas repeticiones de series, favorecen el engrosamiento de la corteza continental, después del período extensivo que ha llevado a su adelgazamiento con formación de la corteza oceánica representada por las anfíbolitas de Acebuches.

A lo largo de este trabajo no se ha presentado un estudio sedimentológico detallado y no se puede entrar en una discusión que permita caracterizar los tipos y ambientes de depósitos de las formaciones definidas. Hasta ahora, en la Sierra de Aracena y Aroche, no se ha hecho tal tipo de trabajo que podría completar ventajosamente el conocimiento de la evolución geotectónica del contacto entre ZOM y ZSP.

Sin embargo, a pesar de no tener los datos suficientes respecto a la caracterización sedimentológica de las formaciones para una modelización completa de la evolución del borde septentrional de la ZSP, algunos comentarios sobre las edades relativas y absolutas de la deformación se pueden hacer. De los datos expuestos, cabe resaltar dos observaciones:

a) Las dataciones Devónico Superior de la for-

mación con ortocuarzitas y límite Frasnien-Fammiense de la formación flyschoides. Estas dos formaciones han sufrido una única fase de deformación, que según SILVA et al. (en prensa) es del Viseense Superior a Westfaliense Medio.

b) La estrecha relación temporal entre el metamorfismo de contacto producido por la intrusión de la granodiorita de Gil Márquez sobre el encajante y la deformación cizallante que ha sufrido este cuerpo intrusivo.

La primera de las observaciones nos permite conocer la edad máxima de la segunda deformación que afectó la formación cuarzoquistosa (equivalente de las rocas de la formación Ribeira de Limas y del Grupo Pulo do Lobo). Efectivamente, el contacto entre la formación flyschoides al norte y la formación cuarzoquistosa al sur (figs. 1 y 3) es, probablemente, de tipo discordante y la única fase de plegamiento que afecta la formación flyschoides es la tercera de la formación cuarzoquistosa. Es decir, que el límite Frasnien-Fammiense es la edad máxima de la segunda deformación en la Zona Meridional. Esta segunda deformación provoca grandes pliegues recumbentes en la formación cuarzoquistosa, y está asociada con cizallamiento en las rocas verdes del antiforame de Los Ciries. A pesar de que el contacto entre la formación con ortocuarzitas y los metasedimentos grises (fig. 1) sea actualmente fallado, es probable que la primera formación, datada como Devónico Superior, selle la deformación cizallante de los esquistos grises, ya que las pizarras y ortocuarzitas de esta formación no son afectadas por la deformación dúctil por cizalla que muestran los esquistos y las anfíbolitas de Acebuches. Esta hipótesis implica que la parte más importante de la deformación por cizalla sufrida por las anfíbolitas (Zona de Cizalla Suribérica, de CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988) es ante-Devónico Superior. Ahora bien, para enmarcar aún mejor las edades de los sedimentos y de las fases de deformación en la Zona Meridional, hace falta datar la formación cuarzoquistosa, equivalente de las rocas del Grupo Pulo do Lobo y formación Ribeira de Limas. Investigaciones en este sentido se están realizando por equipos portugueses e ingleses.

Se ha demostrado que existe una estrecha relación temporal entre el metamorfismo de contac-

to producido por la intrusión de la granodiorita de Gil Márquez sobre el encajante y la cizalla que ha sufrido este cuerpo intrusivo. Entonces, la deformación cizallante es muy próxima en el tiempo a la intrusión de la granodiorita. Esta cizalla es sincrona de la segunda fase de la Zona Meridional. Es decir, que una datación geocronológica de la granodiorita de Gil Márquez permitiría conocer la edad de esta segunda fase. Sería un dato muy interesante, ya que esta segunda deformación es contemporánea de la formación de los grandes pliegues recumbentes de la Zona Meridional, a veces asociados con la formación de zonas de cizalla, como puede ser la que limita las rocas verdes y la formación cuarzoquistosa, en el núcleo del antiforame de Los Ciries. Esta deformación es también contemporánea de los últimos movimientos bajo un régimen dúctil a lo largo de la Zona de Cizalla Suribérica (CRESPO-BLANC, 1989), que afectan principalmente a las anfíbolitas de Acebuches.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos CAICYT número 1140/84 y DGICYT número PB87-0737-C0302.

REFERENCIAS

- APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F. & ROLDAN, F. J. (1983): *Mapa geológico, E. 1:50.000. Hoja número 916, Aroche*. Serv. Publ. Minist. Industria y Energía, Madrid.
- APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO, M. & ROLDAN, F. J. (1984): *Mapa geológico, E. 1:50.000. Hoja número 917, Aracena*. Serv. Publ. Minist. Industria y Energía, Madrid.
- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thèse, USTL, Montpellier, 397 pp.

CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C. & INVERNO, C. M. C. (1976): *Contribuição para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com Faixa Piritosa e grupo do Pulo do Lobo*. Memórias e Notícias, número 82: 145-169, Coimbra.

CRESPO-BLANC, A. (1987): *El Macizo de Aracena (Macizo Ibérico Meridional): Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos*. Bol. Geol. Min., t. 98 (4): 507-515.

CRESPO-BLANC, A. (1989): *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea*. Tesis Doctoral: 1-560. Universidad de Sevilla.

CRESPO-BLANC, A. & OROZCO, M. (1988): *The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt*. Tectonophysics, 148: 221-227.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & NABAIS CONDE, L. E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000*. Memoria explicativa: 1-113 (1974). IGME.

LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Mesetas*. Geoth. Forsch., 6: 78-92.

MUNHA, J.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C. & KERRICH, R. (1986): *Beja-Acebuches ophiolite: characterization and geodynamic significance*. Maleo, vol. 2, número 13: 30.

OLIVEIRA, J. T. (en prensa): *Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone*. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: D. Dallmeyer & E. Martínez. Springer-Verlag, Heidelberg.

OLIVEIRA, J. T.; CUNHA, T. H.; STREEL, M. & VANGUES-TRAINE, M. (1986): *Dating the Horta da Torre formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 71, fasc. 1/2: 129-135.

OROZCO, M. & CRESPO-BLANC, A. (1990): *Coupe structurale à travers la Sierra d'Aracena (contact entre las zonas de Ossa-Morena et Sudportugaise, SW Espagne): Essai d'interprétation*. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris, t. 310, Série II: 559-561.

SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (en prensa): *Structural outline of the South Portuguese Zone*. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: D. Dallmeyer & E. Martínez. Springer-Verlag, Heidelberg.

SIMANCAS (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Surportuguesa*. Tesis, Univ. Granada, 439 pp.

GEOLOGIA

Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España).

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (*) y M. PEINADO (**)

RESUMEN

La Sierra Albarrana está constituida por un conjunto de materiales, principalmente metapelíticos y metaarcóicos, que se integran en dos unidades litoestratigráficas fundamentales: los Gneises de La Albarrana y los Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar. Ambas unidades están afectadas por un metamorfismo monocíclico y polifásico articulado en tres fases. La primera (F_1) lleva asociada un metamorfismo regional generalizado de grado medio en condiciones de andalucita-distena. La segunda (F_2), que es la fase principal, conforma la esquistosidad dominante y produce bandas de cizalla dúctil, transcurriendo en condiciones de sillimanita - granate - moscovita para evolucionar, posteriormente, en el núcleo de la Sierra, a condiciones de más alto grado con sillimanita - cordierita - feldespato potásico; ligado a esta fase se desarrollan algunas migmatizaciones que originan cuerpos pegmatíticos de naturaleza granítica. La tercera (F_3), de menor importancia, tiene un carácter retrógrado.

Se muestran y comentan los resultados analíticos de filosilicatos, feldespatos, estaurólita, cordierita, óxidos de Fe y Ti y granates; se observan en estos últimos, en algunos casos, zonados débiles.

Consideraciones topológicas y el uso de la termometría del par biotita - granate y la barometría del par granate - plagioclasa en presencia de cuarzo y silicato de aluminio, permiten estimar una trayectoria metamórfica para el núcleo de Sierra Albarrana, habiéndose determinado para el pico térmico unas condiciones de $675 \pm 25^\circ \text{C}$, a unas presiones de $4.9 \pm 0.5 \text{ Kb}$.

Palabras clave: Macizo Hespérico, Zona Ossa-Morena, Sierra Albarrana, Metamorfismo, Geoquímica mineral.

ABSTRACT

Sierra Albarrana is made up mainly with metapelitic and metaarkosic rocks that can be grouped into two main lithostratigraphic units: The Albarrana Gneisses Unit and the Albariza-Bembézar Schists and Micaschists Unit. Both units show monocyclic and poliphasic deformation and metamorphism, that took place in three stages. The first one reaches the medium grade with andalusite and kyanite. The second one produced the main planar fabric besides ductile shear bands. It passes through sillimanite - garnet - muscovite conditions evolving lately into high grade, with sillimanite - cordierite - K feldspar, in the Sierra Albarrana core; local partial melting does exist too, with granitic pegmatite bodies production. The third stage is a metamorphically retrogressive.

The analitic dates of filosilicates, feldspars, staurolite, cordierite, Fe-Ti oxides and garnet are showing; sometimes the garnet is slightly zoned are.

Topology considerations as well as thermobarometry using the biotite - garnet exchange and plagioclase - garnet aluminium silicate and quartz equilibrium, leads us to estimate the metamorphic path whose thermal peak is reached at $675 \pm 25^\circ \text{C}$ and $4.9 \pm 0.5 \text{ Kb}$.

Key words: Spanish Hesperic Massif, Spanish Ossa-Morena Zone, Sierra Albarrana, Metamorphism, Mineral Geochemistry.

1. INTRODUCCION

La Sierra Albarrana constituye una pequeña ali-

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(**) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Salamanca.

neación montañosa ubicada en la cuenca alta del río Bembézar, Córdoba, en los límites de esta provincia con los de Sevilla y Badajoz. Desde un punto de vista geológico está situada en lo que se ha denominado Banda o Cinturón de Elvas-Badajoz-Córdoba (BARD, 1971), en la Zona de Ossa-Morena (JULIVERT et al., 1972). Dentro de

dicha Zona, los materiales del presente estudio han sido incluidos en el «Dominio de Sierra Albarrana» por CHACON et al. (1974) y DELGADO QUESADA et al. (1977), y en el «Grupo de materiales de Sierra Albarrana» por APALATEGUI et al. (1983). Estos últimos autores y ABALOS et al. (1989) consideran este Grupo como el autóctono relativo de los materiales del Corredor Blastomilonítico o Banda Badajoz-Córdoba.

Desde una perspectiva tectonometamórfica, la Sierra Albarrana constituye un domo térmico elongado en dirección NO-SE, en el que los materiales afectados por un mayor grado ocupan la zona axial de la Sierra, formando las máximas alturas topográficas de la misma.

La primera descripción sistemática de las litologías de la Sierra Albarrana y su estudio tectonometamórfico fue realizada por DELGADO QUESADA (1971) y continuada después, principalmente, por CHACON et al. (1974), GARROTE (1976), DELGADO QUESADA (1977), GARROTE et al. (1980), CHACON (1983) y ENRESA (1986). Según estos autores, los materiales de Sierra Albarrana constituyen un anticlinal con un núcleo fundamentalmente cuarcítico, en el que se apoya una formación de gneises sobre los que yace, a su vez, una serie de esquistos, micaesquistos y pizarras que GARROTE et al. (1980) denominaron Cuarcitas de La Albarrana, Gneises de El Cabril, Gneises de Peña Grajera, Esquistos Montesina, Esquistos del Bembézar y Formación Azuaga, respectivamente.

Todos estos autores reconocen la presencia de un metamorfismo polifásico de baja presión, aunque el número de fases e incluso la posible existencia de más de un ciclo orogénico ha sido tema de controversia.

La edad de las litologías aflorantes en la Sierra Albarrana no es bien conocida, y aunque tradicionalmente ha sido aceptada como precámbrica (DELGADO QUESADA, 1971; CHACON et al., 1984), no se han encontrado hasta la fecha registros paleontológicos ni existen dataciones absolutas que permitan confirmar esta edad.

2. LITOESTRATIGRAFIA

La Sierra Albarrana está constituida por dos unidades litológicas, netamente diferenciables entre sí, que de muro a techo, considerando una

estructura anticlinal, son: la unidad de los Gneises de La Albarrana y la unidad de los Esquistos, Micaesquistos y Pizarras de La Albariza-Bembézar.

— Los Gneises de La Albarrana conforman el núcleo de la estructura de Sierra Albarrana y están constituidos por un conjunto de paragenesis samíticos, semipelíticos y localmente pelíticos, en donde se intercalan algunos cuerpos pegmatíticos, así como esporádicos paquetes métricos de ortoanfibolitas. Dentro de esta unidad, las facies más cuarzofeldespáticas tienen mayor desarrollo hacia las partes centrales del afloramiento (fig. 1). Esta unidad se corresponde aproximadamente con las Cuarcitas de La Albarrana y los Gneises de El Cabril y Peña Grajera de GARROTE et al. (1980).

— Los Esquistos, Micaesquistos y Pizarras de La Albariza-Bembézar contactan en ambos flancos con los Gneises de La Albarrana, que quedan situados en la parte central, extendiendo sus límites externos por el NE y SO hasta las fallas de Azuaga y Malcocinado, respectivamente, accidentes limítrofes del Dominio de Sierra Albarrana (GARROTE, 1976).

Esta unidad está constituida por una potente serie de esquistos y micaesquistos y en las partes periféricas del afloramiento por pizarras y filitas. En este conjunto se intercalan algunos niveles cuarcíticos, siempre de escasa significación, que rara vez alcanzan potencias superiores al decámetro. En los límites con los Gneises de La Albarrana, y en ambos flancos, se intercalan algunos cuerpos pegmatíticos; en el flanco SO aparecen además algunas ortoanfibolitas con granate. Por último, hay que señalar la presencia de diques de diabasas tardíos, postmetamórficos.

Esta unidad coincide con las formaciones y tramos de La Albariza (Montesina), Bembézar y Azuaga, establecidas por DELGADO QUESADA (1971) y GARROTE et al. (1980).

La subdivisión en diversas formaciones o tramos del conjunto de materiales, más o menos pelíticos, comprendidos entre el núcleo central de Sierra Albarrana y las fallas de Azuaga y Malcocinado al NE y SO, respectivamente, ha obedecido hasta la fecha a criterios mineralógicos y texturales, controlados a su vez por el grado tecto-

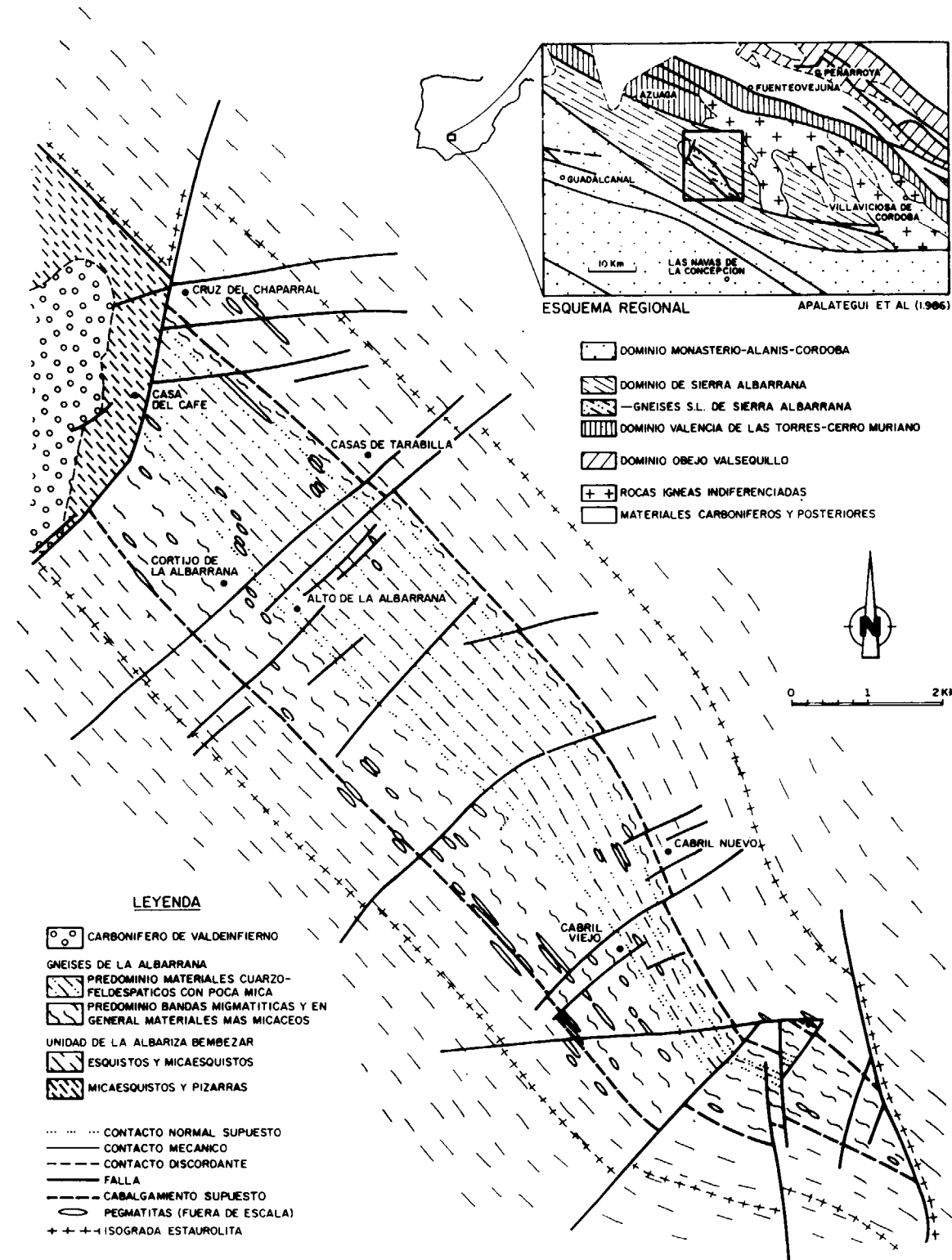


Figura 1.—Mapa geológico sintetizado de la Sierra Albarrana.

nometamórfico sufrido por estos materiales. Por esta razón, a escala regional, no parece razonable establecer en este momento diferencias, ya que en esta unidad se pasa, sin solución de continuidad, desde esquistos moscovítico-biotíticos con plagioclasa, granate y a veces silicatos de aluminio en la zona central, a una zona intermedia de micaesquistos con filosilicatos y granate y, finalmente, a pizarras y filitas en la zona periférica.

No obstante, existe una serie de sistemas de fracturas de rumbo, producidas en régimen dúctil y semidúctil, que compartimentan de algún modo esta unidad. Los dos sistemas principales transcurren, más o menos, coincidentes y subparalelos a los cursos del río Bembézar y arroyo de La Montesina. De este modo, esta unidad podría subdividirse en cada flanco en dos tramos; un tramo de esquistos situado entre este sistema de fracturas y los Gneises de La Albarrana y otro de micaesquistos, pizarras y filitas situado entre estas fracturas y las fallas de Azuaga y Malcocinado, respectivamente. Esta subdivisión vendría a coincidir, aproximadamente, con la establecida por GARROTE et al. (1980) entre las formaciones de La Albariza y Bembézar, de una parte, y la Formación de Azuaga, por otra.

Finalmente, cabe añadir, que dentro de los límites de esta unidad hacia el NO de la Sierra Albarrana, existe un pequeño afloramiento formado por conglomerados postmetamórficos que constituyen la cuenca de Valdeinfierno, tradicionalmente considerada como carbonífera, y cuya edad Tournaisiense-Viseense ha sido recientemente establecida por GABALDON et al. (1983).

En la cartografía se ha indicado la isograda de desaparición de la estaurolita, enfatizando este estudio, en general, y dentro de esta unidad, a los materiales comprendidos entre esta isograda y los Gneises de La Albarrana.

3. TECTONICA

Las características de la deformación dúctil de los materiales de Sierra Albarrana parecen sugerir un desarrollo monocíclico que puede enmarcarse en tres fases principales:

— La primera fase (F_1) produce una esquistosidad S_1 configurada por la blastesis de mine-

rales lepidoblásticos que sólo se conserva en determinados niveles estructurales y, con carácter más restringido, en microlitones, pliegues intrafoliares, charnelas de pliegues de la fase siguiente, así como en inclusiones en minerales posteriores a esta fase. En ningún caso se ha reconocido que la S_1 afectara a alguna otra fábrica anterior diferente a la sedimentaria.

— La segunda fase (F_2) conlleva una esquistosidad asociada, S_2 , que suele conformar las estructuras planares dominantes, y, en general, únicas observables en la Sierra Albarrana, borrando o transponiendo a cualquier superficie planar anterior (S_0 ó S_1).

Son características propias de esta fase el desarrollo de bandas de cizalla dúctil que concentran la deformación, llegando a aparecer niveles miloníticos en donde se alcanza una total recrystalización de la mineralogía anterior. Las estructuras que se reconocen como propias y típicas de esta fase, que no son muy abundantes, incluyen pliegues tumbados con charnelas engrosadas y flancos deprimidos o laminados, que a veces aparecen desentrañados y que sólo se observan en niveles competentes.

— La tercera fase (F_3) es responsable de la estructuración actual de Sierra Albarrana. En relación con ella se originan otras subordinadas que dan lugar a pliegues más o menos isópacos de plano axial subvertical. Se produce también, en materiales adecuados, una crenulación de las esquistosidades anteriores. A veces se llegan a originar algunas recrystalizaciones de filosilicatos que pueden dar lugar a una incipiente esquistosidad S_3 .

Durante el desarrollo de esta tercera fase se producen fracturas de rumbo que llevan asociadas cizallas en régimen dúctil y semidúctil paralelas a las estructuras. Estas fracturas, normalmente, afectan a las isogradas del metamorfismo anterior a F_3 , aunque no puede descartarse que algunas de ellas jugaran ya un cierto papel desde los comienzos de F_2 .

La estructura de la Sierra Albarrana no es un tema completamente resuelto; DELGADO QUE-SADA (1971) y otros autores vieron en ella una antiforma, basándose, generalmente, en su zonación metamórfica; ENRESA (1986) aporta algu-

nas pruebas tectónicas en este sentido. Sin embargo, falta todavía por realizarse un verdadero estudio estructural de esta Sierra en el que poder fundamentar esta hipótesis desde otras perspectivas complementarias. De todos modos, la posibilidad antagónica de que la Sierra Albarrana constituya un sinclinal y no un anticlinal, no debe ser descartado a priori, tal como sugieren APALATEGUI et al. (1983). En este sentido, la disposición de los pliegues menores que se observan a ambos lados del núcleo de la Sierra, en la trinchera de la carretera de La Cardenchoa a Córdoba, parece sugerirlo; no obstante, la verticalización tan acusada de las estructuras en esta parte impide, con los datos disponibles en estos momentos, cerrar definitivamente esta cuestión.

Con F_3 termina la tectónica dúctil y semidúctil, reconociéndose posteriormente diversos episodios frágiles que incluyen una etapa de «kinkado» de micas y otras más tardías que originan familias de fracturas, entre las que quizá sean las de mayor significación las de dirección NE-SO, una de las cuales pone en contacto los materiales centrales del núcleo de la Sierra Albarrana de alto grado con los Micaesquistos de La Albariza-Bembézar de grado medio-bajo.

De todo lo anteriormente expuesto, parece desprenderse que la tectónica de Sierra Albarrana es análoga a la que se observa en otros lugares de la Cadena Hercínica. En este sentido, las dos primeras fases corresponderían a una tectónica tangencial sin, probablemente, solución de continuidad entre ambas, que comenzaría con un movimiento compresivo desarrollando pliegues con un cierto aplastamiento y una progresiva horizontalización de los mismos. Se produciría un gradual cambio en la deformación, de tal modo que se podría llegar a producir al final algún cabalgamiento. La tercera fase, última expresión del acortamiento en dirección normal a la cadena, plegaría y verticalizaría el conjunto anterior.

4. CARACTERIZACION PETROLOGICA Y ESTRUCTURAL DE LOS MATERIALES DE SIERRA ALBARRANA

4.1. Gneises de La Albarrana

Los Gneises de La Albarrana constituyen un afloramiento elongado en la dirección estructural preferente NO-SE. Están formados por un con-

junto de bandas o niveles paralelos a dicha dirección, que se diferencian entre sí por su contenido en filosilicatos y por la relación modal entre el cuarzo y la plagioclasa. Esto da lugar a que alternen niveles de gneises cuarcíticos, con otros cuarzofeldespáticos o micáceos (todo ello según la nomenclatura de WINKLER, 1978).

En este sentido, dado el porcentaje de feldespatos que siempre contienen estos gneises, se ha preferido no utilizar el término de cuarcitas, de amplia difusión en trabajos anteriores, que, si bien responde a veces al aspecto en campo tan leucocrático de alguno de los gneises, no refleja realmente la composición mineralógica de los mismos.

Espacialmente, en las partes centrales del afloramiento suelen dominar las facies más cuarzofeldespáticas, con algunas intercalaciones poco potentes de gneises micáceos. Por el contrario, en las zonas periféricas dominan los gneises s.s. y los micáceos.

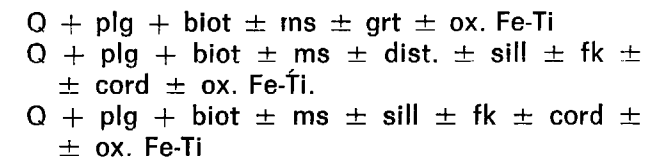
En general, la potencia de todos estos niveles o bandas siempre es muy reducida, y aunque excepcionalmente puedan alcanzar potencias decimétricas, lo corriente es que alternen niveles métricos con otros centimétricos y aun milimétricos.

La diversidad mineralógica que caracteriza a los gneises condiciona su textura, que varía desde granoblástica a granolepidoblástica, con un tamaño de grano fino y homogéneo dentro de cada nivel. En general, la heterogeneidad de estos gneises aumenta hacia las áreas periféricas del afloramiento, en el contacto con los micaesquistos, en donde los niveles más deformados, y con mayor cantidad de filosilicatos son mayoritarios.

En los gneises cuarcíticos son frecuentes las texturas poligonales, con puntos triples y moderada elongación de sus componentes. Esta fábrica presenta en general sólo una esquistosidad (S_2 ó $S_1 + S_2$), que está pobremente definida y que transpone a veces a una S_0 constituida por niveles microscópicos de opacos y accesorios. Por el contrario, los gneises s.s. y los gneises micáceos presentan una esquistosidad mejor definida, trazada por filosilicatos, en los que la esquistosidad dominante es S_2 . Ocasionalmente, se observan texturas «augen» policristalinas y en los contactos con los esquistos niveles con texturas acintadas de carácter milonítico.

Su mineralogía es monótona, estando constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita, rutilo, circón y opacos. La moscovita, el feldespato potásico y la sillimanita tienen un carácter más restringido, mientras que el granate, la cordierita y la distena son mucho más escasos.

Las asociaciones minerales de los gneises se pueden sintetizar en las siguientes:



La plagioclasa forma cristales xenomorfos y ocasionalmente automorfos, que llega a constituir, junto con el cuarzo, hasta el 95 por 100 del valor modal de algunos gneises. No se han observado zonados ópticos y, en general, presenta un moderado grado de alteración.

El feldespato potásico tiene un doble control composicional y metamórfico, estando generalmente vinculado a los procesos de migmatización y a la proximidad de cuerpos pegmatíticos.

La biotita se distribuye irregularmente, tanto debido a la composición original de estas rocas, como al control que ejercen sobre su blastesis los episodios de diferenciación metamórfica y de migmatización. En Sierra Albarrana se distinguen dos tipos de biotitas, de pleocroísmo verde y de pleocroísmo rojizo, que van asociadas respectivamente a las condiciones de menor y mayor temperatura (ENRESA, 1986), siendo la biotita de pleocroísmo rojizo la que predomina en estos gneises. El paso de uno a otro tipo debe implicar reajustes composicionales relacionados probablemente con la entrada de Ti, dada la menor frecuencia de rutilo e ilmenita que se observa en relación con el tipo rojizo. CHACON et al. (1983) describen en los materiales del grupo de Azuaga una zona de «sillimanita-biotita rojiza», vinculada a un metamorfismo desarrollado durante una etapa de cizalla dúctil; este hecho podría repetirse en la Sierra Albarrana, en donde se puede relacionar este tipo de biotita, con el metamorfismo asociado a bandas muy afectadas por este tipo de deformación y en un régimen de temperaturas relativamente altas.

La moscovita presenta, en general, un carácter tardío y su génesis viene determinada por la

existencia de sobresaturaciones locales de fluidos o corredores de paso de los mismos. Suele formar pequeños cristales xenomorfos, que mimetizan a la biotita o que crecen independientemente de manera intersticial. En las facies más próximas a las áreas de migmatización o cerca de los emplazamientos pegmatíticos, a veces se observan grandes poiquiloblastos que pueden incluir sillimanita y plagioclasa. En algunas ocasiones puede crecer simplectíticamente con cuarzo.

El granate es muy escaso, apareciendo sólo en algunos niveles de reducida potencia que corresponden a facies micáceas, que afloran en ambos flancos del núcleo de Sierra Albarrana. Algunos blastos presentan una desestabilización parcial, dando lugar a incipientes crecimientos de sillimanita y biotita a sus expensas.

Es de destacar la pobreza en granate de estos gneises, que no siempre puede explicarse por una composición química inadecuada. La frecuente presencia de hematites y rutilo, justifica una elevada fugacidad de oxígeno, que podría haber inhibido la formación del granate (HSU, 1968; MIYASHIRO, 1973).

La cordierita es escasa, apareciendo solamente en determinados niveles ricos en ferromagnesianos, donde forma blastos de contorno ovoidal que, en general, se encuentran pseudomorfizados por agregados micáceos, no habiéndose en ningún caso observado coexistencia con el granate.

La distena se ha encontrado dentro de bandas de gneises micáceos, formando blastos dispersos, a veces blindados en biotita y siempre relacionados con este mineral. La mineralogía de estas bandas con distena incluye además cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita y sillimanita prismática, aunque al menos estos tres últimos minerales tienen un carácter tardío en relación con la distena. Se trata de una superposición de dos paragénesis que no están en equilibrio entre sí y que señalan la evolución del metamorfismo hacia una etapa de mayor temperatura.

La sillimanita se presenta tanto como fibrolita como con hábito prismático, apreciándose una mayor cantidad de este mineral en las bandas de más intensa deformación. La blastesis de fibrolita tiene lugar desde los comienzos de F_2 , por lo que a veces, como consecuencia de la

evolución de esta fase, puede aparecer ligeramente plegada.

Los óxidos de Fe-Ti están constituidos por rutilo, hematites e ilmenita, siendo más frecuentes los dos primeros. El rutilo llega a ser muy característico en algunos niveles de gneises leucocráticos muy pobres en biotita en donde su abundancia llega a conferir a la roca, en muestra de mano, un matiz rosado. Su blastesis comienza en F₁, siendo durante F₂ cuando alcanza su mayor desarrollo, originando blastos subidiomorfos o idiomorfos. Posteriormente a F₂ el mineral titanado que se forma es anatasa o esfena, bien pseudomorfizando al rutilo o bien sin relación física con este mineral.

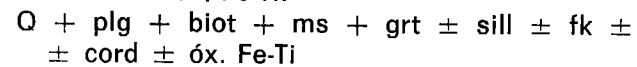
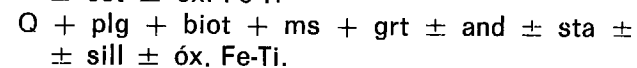
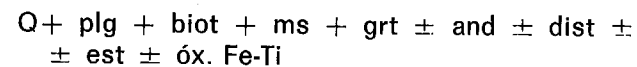
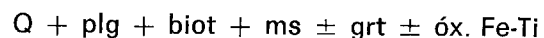
Cabe, por último, señalar que en relación con el progresivo aumento de la temperatura durante F₂ y en función de la disponibilidad local de fluidos, se producen en los gneises procesos de diferenciación metamórfica y de migmatización, que dan origen, respectivamente, a venas de segregación cuarzo-plagioclásicas y a pequeños cuerpos de composición granítica.

4.2. Esquistos y micaesquistos de La Albariza-Bembézar

Esta unidad forma una potente y continua sucesión de materiales pelíticos y semipelíticos con algunas intercalaciones esporádicas de metaarcos de escasa potencia. En los límites con los Gneises de La Albarrana existe una banda mineralógica y texturalmente más heterogénea en donde se localizan incipientes migmatizaciones y afloran algunos cuerpos pegmatíticos.

Desde un punto de vista textural, domina la esquistosidad S₂, quedando S₁ formada por pequeños blastos de micas dispuestos transversalmente dentro de microdominios rodeados por S₂. Los efectos de F₃ se traducen en micropliegues y crenulaciones sobre esta última esquistosidad. En ocasiones se observan microfracturas tardías, a favor de las cuales se producen crecimientos de minerales retrógrados, lo que es especialmente frecuente en las áreas cercanas al plutón de La Cardenchosa.

Las asociaciones minerales fundamentales observadas en esta unidad pueden sintetizarse en:



Otros minerales que con carácter accesorio acompañan a las anteriores asociaciones, son: esfena, clorita, epidota, clinzoisita, prehnita, calcita, piritita, circón, turmalina y grafito.

El granate constituye blastos de diverso tamaño, que llegan a alcanzar hasta varios centímetros de diámetro. Los más precoces crecen ya sobre S₁, de la que a veces conservan trazas en forma de inclusiones rectilíneas de cuarzo y opacos. Estas inclusiones pueden quedar paralelas o giradas respecto a la esquistosidad principal, S₂. Sin embargo, una buena parte de los granates pueden considerarse sincinemáticos respecto a F₂. En efecto, estos granates, aunque incluyen a la S₂ en su parte central, al final quedan rodeados por la misma en las zonas periféricas. Tal textura, de acuerdo con SPRY (1969), puede considerarse típicamente sincinemática.

A veces los efectos tardi-F₂, pero sobre todo de F₃, originan algunas deformaciones de los blastos de granate. Ocasionalmente se llegan a producir incipientes sombras de presión constituidas por cuarzo, micas e incluso sillimanita.

La estauroлита sólo se genera en niveles composicionalmente adecuados, formando porfidoblastos idiomorfos, a veces maclados, que llegan a alcanzar considerable tamaño (hasta 3 a 4 cm.). Normalmente incluyen una S₁ recta, constituida fundamentalmente por cuarzo y opacos, además de granate. La blastesis de este mineral tiene lugar en los comienzos de F₂, por lo que a veces durante el desarrollo de esta fase llega a quedar girada o rodeada por S₂.

La distena sólo se la ha observado dentro de venas de segregación metamórfica, junto con andalucita, ubicadas en las inmediaciones del arroyo Montesina, habiendo sido identificada tanto óptica como mediante D. R. X. Los cristales de distena constituyen agregados policristalinos milimétricos, que no presentan una orientación definida.

La andalucita es más frecuente que la distena, aunque la mayor parte de las veces se encuen-

tra dentro de venas de cuarzo de segregación metamórfica. Como constituyente de los micaesquistos, aparece en una banda en donde forma poiquiloblastos de gran tamaño, que, creciendo sobre una esquistosidad delineada por cuarzo y opacos, son rodeados por S₂. Sus relaciones texturales indican que su formación tiene lugar desde la parte final de F₁ hasta la inicial de F₂. En los finales de esta última fase y los comienzos de F₃ estos poiquiloblastos comienzan a desestabilizarse de borde a núcleo, originándose micas (principalmente moscovita) junto, en ocasiones, fibrolita o sillimanita prismática. La mayor tasa de reemplazamiento de la andalucita se concentra en las zonas de máximo aplastamiento, produciéndose sombras de presión constituidas por moscovita.

La sillimanita constituye el silicato de aluminio más abundante, apareciendo en sendas bandas asociadas a los Gneises de La Albarrana, cuyos afloramientos tienen una anchura próxima a los 2.000 m. en el flanco NE y aproximadamente la mitad en el flanco SO. Andalucita y sillimanita sólo coexisten en una estrecha banda en donde se observa cómo la segunda crece a expensas de la primera.

La sillimanita más precoz se forma a expensas de biotita y corresponde al tipo fibrolítico en el sentido de KERRICK (1988). Su blastesis tiene lugar desde los comienzos de F₂, por lo que puede, en ocasiones, aparecer ligeramente plegada. Con posterioridad, se originan pequeños cristales aciculares, sueltos o agrupados, que pueden quedar incluidos posteriormente en cuarzo, feldespato potásico o moscovita. Más tarde se forma la sillimanita prismática, bien sobre andalucita o bien independiente de ella, no habiéndose encontrado nunca sobre la fibrolita tal como pronostica KERRICK (1989). La orientación de los prismas de sillimanita es variable; cuando crece sobre la andalucita, a veces sigue los planos cristalográficos de este mineral, señal evidente de un crecimiento posterior; cuando crece fuera de la andalucita suele orientarse conforme a S₂, aunque en ocasiones no muestre una orientación preferente, lo que indica que su blastesis se prolonga hasta los comienzos de F₃.

El crecimiento de sillimanita con posterioridad a la andalucita se deduce también por sus relaciones texturales, ya que los porfiroblastos de andalucita que engloban a S₁ son parcialmente

girados durante el desarrollo de F₂ y rodeados por los filosilicatos, haces de fibrolita y prismas de sillimanita que constituyen la S₂.

Finalmente, hay que señalar la presencia esporádica de venas de segregación metamórfica, constituidas fundamentalmente por cuarzo, al que acompañan en algún caso micas, plagioclasa e incluso silicatos de aluminio, así como de otra parte, diferenciados leucosomáticos sincrónicos con un estadio avanzado de F₂ y que, producto de una incipiente migmatización, se localizan a lo largo de la banda límite con los Gneises de La Albarrana.

5. GEOQUIMICA DE LOS MINERALES

Los análisis químicos de los minerales han sido efectuados mediante microsonda automática Camebax, en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. En las tablas I a VI se recoge una selección de análisis representativos, comentándose brevemente algunos de los aspectos más relevantes de estos resultados.

TABLA I
Análisis de feldespatos

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58.53	62.91	60.78	53.77	64.91	64.37
TiO ₂	—	—	0.03	0.19	0.19	—
Al ₂ O ₃	26.04	22.99	25.28	22.24	18.53	18.19
FeO (t)	0.14	0.05	0.10	0.11	0.05	0.15
MnO	0.14	—	—	—	0.07	0.16
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	6.75	4.52	5.54	12.06	—	0.13
Na ₂ O	7.60	9.24	8.96	4.56	0.23	1.02
K ₂ O	0.13	0.07	0.10	0.18	15.53	15.07
TOTAL	99.33	99.77	100.82	100.12	99.70	100.17

Fórmulas estructurales en base a 10 oxígenos

Si	3.29	3.49	3.36	3.04	3.75	3.71
Al	1.72	1.50	1.65	1.95	1.26	1.28
Fe	0.01	—	—	0.01	—	0.01
Mn	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—
Ca	0.41	0.27	0.33	0.77	—	0.01
Na	0.83	0.99	0.96	0.50	0.03	0.11
K	0.01	—	0.01	0.01	1.16	1.11
An	32.67	21.19	25.32	58.75	—	0.66
Alb.	66.57	78.45	74.13	40.20	2.14	9.17
Kfs.	0.76	0.36	0.54	1.04	97.86	89.53

Abreviaturas: KRETZ (1983). Micaesquistos de La Albariza Bembézar: 1, 2 y 5; Gneises de La Albarrana: 3, 4 y 6.

5.1. Plagioclasa

En la tabla I figura una selección de análisis de plagioclasas pertenecientes a esquistos y gneises. En general (análisis 1, 2, 3 y 4) su composición química corresponde a soluciones albíta y anortita prácticamente ideales, con un porcentaje molecular de feldespato potásico normalmente menor del 1.5 por 100. Ocasionalmente, en algún micaesquisto, esta cifra llega al 2.5 por 100, y en los gneises puede llegar hasta el 4 por 100.

Las plagioclasas varían siempre entre términos albiticos y oligoclásicos. Sólo se han encontrado contenidos superiores a An₃₅, en una banda de gneises en donde se llega a sobrepasar el contenido de An₅₅ (tabla I, análisis 4).

TABLA II
Análisis de biotitas

	1	2	3	4	5
SiO ₂	36.06	34.79	35.35	36.33	35.53
TiO ₂	1.59	1.76	2.33	2.82	2.84
Al ₂ O ₃	20.21	19.75	20.52	17.97	17.77
Cr ₂ O ₃	0.07	—	0.04	0.02	—
FeO (t)	18.87	26.71	21.68	16.93	19.43
MnO	0.12	0.23	0.12	0.67	—
MgO	7.78	6.14	8.65	11.13	9.12
CaO	0.29	—	0.04	1.16	0.28
Na ₂ O	0.01	0.18	0.24	0.12	0.12
K ₂ O	8.07	8.62	8.61	9.10	9.10
TOTAL	93.07	98.18	97.58	96.25	94.18
Fórmulas estructurales en base a 11 oxígenos					
Si	2.77	2.64	2.63	2.72	2.74
Ti	0.09	0.10	0.13	0.16	0.16
Al ^{IV}	1.23	1.36	1.36	1.28	1.26
Al ^{VI}	0.60	0.40	0.44	0.30	0.35
Cr	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0.10	0.08	—	—
Fe ²⁺	1.21	1.60	1.27	1.06	1.25
Mn	0.01	0.01	0.01	0.04	—
Mg	0.89	0.69	0.96	1.24	1.05
Ca	0.02	—	—	0.09	0.02
Na	—	0.03	0.03	0.03	0.02
K	0.79	0.83	0.82	0.87	0.89
Ti-bt.	9.19	10.03	13.03	15.82	16.43
Tic-mi.	18.45	14.01	14.57	2.16	6.49
Ms.	10.03	—	—	2.03	1.69
Eas-sid.	39.73	40.14	42.61	25.78	31.66
Won.	0.13	2.65	3.46	1.80	1.79
Phl-ann.	22.47	33.18	26.34	52.41	41.56

Abreviaturas: HOLDAWAY (1988). Micaesquistos de La Albariza-Bembézar: 1, 2 y 3; Gneises de La Albarrana: 4 y 5.

5.2. Feldespato potásico

El quimismo de este mineral (tabla I, análisis 5 y 6) muestra un moderado grado de solución sólida de albíta. En general, el contenido en este último término oscila desde un 2-3 por 100 en los más bajos, a un 15 por 100 en los más altos. Por otra parte, el componente anortítico siempre queda por debajo del 2 por 100 y habitualmente es menor del 1 por 100.

5.3. Biotita

En la tabla II figura una selección de cinco análisis que consideramos que sintetizan el comportamiento geoquímico de este mineral.

Se ha calculado su fórmula estructural en base a 11 oxígenos, siguiendo las recomendaciones de DYMEK (1983), lo que permite estimar el contenido en Fe³⁺. Para el cálculo de los términos finales se ha seguido el procedimiento propuesto por HOLDAWAY (1988).

Sus contenidos en Fe²⁺ oscilan entre 1.06 y 1.6 cationes, con bajos o inexistentes contenidos en Fe³⁺. Los valores de Mg presentan una mayor dispersión, entre 0.69 y 1.24 cationes, correspondiendo los valores más altos a biotitas pertenecientes a los Gneises de La Albarrana. La variación de la relación Mg/Fe²⁺ oscila entre 0.43 y 1.17.

Los contenidos en Ti varían entre 0.09 y 0.16 cationes, correspondiendo los valores mayores, como cabía esperar, a las biotitas pertenecientes al grado metamórfico más alto (Gneises de La Albarrana). El Al^{VI} presenta lógicamente un comportamiento antagónico, al quedar sustituido parcialmente por el Ti conforme aumenta la temperatura (DYMEK, 1983).

En general, se observa en mayor o menor medida en todas las biotitas un cierto déficit de álcalis, probablemente debido a un proceso de hidrolización tardío. De este modo, la suma de cationes en posición XII queda siempre por debajo de la unidad, observándose una clara correlación positiva entre el valor de esta suma y el grado metamórfico de la biotita (GUIDOTTI et al., 1988). Este hecho queda reflejado en que el contenido de talco-minessotaita disminuye desde valores en torno al 15 por 100 molar en los micaesquistos hasta aproximarse al 5 por 100 en los gneises.

5.4. Moscovita

En la tabla III se presentan cinco análisis representativos de otras tantas litologías, cuyos términos finales han sido calculados de acuerdo con HOLDAWAY (1988).

TABLA III
Análisis de moscovitas

	1	2	3	4	5
SiO ₂	46.53	46.25	46.72	47.98	45.53
TiO ₂	0.26	0.18	0.63	0.14	0.51
Al ₂ O ₃	37.87	37.66	36.99	35.19	36.66
Cr ₂ O ₃	0.03	—	0.01	0.05	—
FeO (t)	0.94	1.03	0.79	0.38	0.98
MnO	—	0.14	—	—	0.24
MgO	0.38	0.37	0.53	0.36	0.40
CaO	0.15	0.06	0.01	0.45	0.37
Na ₂ O	1.33	1.08	0.76	0.40	1.17
K ₂ O	9.39	9.15	9.27	10.88	9.63
TOTAL	96.98	95.93	95.71	95.82	95.48
Fórmulas estructurales en base a 11 oxígenos					
Si	3.03	3.03	3.06	3.16	3.02
Ti	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03
Al ^{IV}	0.97	0.97	0.94	0.84	0.98
Al ^{VI}	1.93	1.94	1.92	1.89	1.88
Cr	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05
Mn	—	0.01	—	—	0.01
Mg	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
Ca	0.01	—	—	0.03	0.03
Na	0.17	0.14	0.10	0.05	0.15
K	0.78	0.76	0.77	0.91	0.81
Ti-ms.	1.27	0.91	3.10	0.67	2.53
Phl-ann.	2.59	5.02	4.31	—	1.51
Celadon.	—	—	—	19.37	3.63
PrI.	3.59	6.24	9.42	—	—
Paragon.	16.72	13.72	9.65	5.07	15.09
Ms.	75.83	74.11	73.51	74.89	77.23

Abreviaturas: HOLDAWAY (1988). Micaesquistos de La Albariza-Bembézar: 1, 2 y 3; Gneises de La Albarrana: 4 y 5.

En todos los casos la suma de cationes en posición octaédrica es mayor que 2, por lo que todas estas moscovitas tienen componente biotítico, celadonítico o ambos conjuntamente.

Como ocurre en las biotitas, se observa también un ligero déficit en álcalis, probablemente debido a los mismos procesos de hidrolización, que ocasionan moderadas pérdidas de K y probable sustitución por grupos OH, si bien es verdad que

aquí no parece existir ninguna correlación entre el déficit de álcalis y el grado metamórfico teórico de la moscovita. La explicación a este hecho hay que buscarla en el origen tardío de las moscovitas del núcleo de Sierra Albarrana. Esto implica que, lógicamente, las temperaturas de formación de estas moscovitas no guarden relación con las de los minerales de su entorno; así, por ejemplo, de acuerdo con el termómetro moscovita-paragonita de EUGSTER et al. (1972), encontramos moscovitas pertenecientes al gneis de más alto grado (análisis 5), que se han formado o equilibrado a menor temperatura (300° C) que las pertenecientes a los micaesquistos de más bajo grado (análisis 1, 2 y 3).

5.5. Granate

En la tabla IV se muestran las medias de los análisis de 7 granates, representativos de las litologías pelíticas y semipelíticas de Sierra Albarrana. Dado que se trata de minerales susceptibles de presentar zonados, se ha considerado de interés indicar el valor de la desviación típica para cuantificar, de algún modo, las posibles variaciones composicionales.

Para cada granate se han utilizado de 5 a 11 análisis puntuales entre el centro y el borde, estableciéndose esta última medida entre 10 y 20 μm. del límite del cristal.

El Fe³⁺ se ha calculado mediante balance de cargas, previa normalización de la suma de cationes a 8 y finalmente se han hallado los términos finales, calculando el componente andradítico (cuando existe Fe³⁺) antes que el de grosularia.

Como se puede observar, se trata de granates fundamentalmente almandínicos (entre 64.92-80.11 moles por 100), con moderados contenidos de piropo (5.77-11.85 moles por 100), variables en espesartita (8.17-19.18 moles por 100) y bajos en andradita y grosularia (0-4.58 y 0-6.24 moles por 100, respectivamente). Los contenidos de uwarovita son irrelevantes.

No se ha observado ninguna relación específica entre su composición y su blastesis, aunque, lógicamente, la relación piropo / almandino aumenta ligeramente con el grado metamórfico. Una pauta similar se observa con el contenido en Ca.

5.8. Oxidos de Fe-Ti

Las determinaciones analíticas de los minerales opacos han puesto de manifiesto que los únicos minerales de interés petrológico pertenecen siempre al sistema FeO-TiO₂-Fe₂O₃, con algunas sustituciones, principalmente, por Mn y Mg.

Al tratarse de minerales de la serie rómbica, estos análisis han sido normalizados a dos cationes y formulados en los términos finales que describe RUMBLE (1973), dado, además, que los contenidos en MgO son muy bajos y que por ello los porcentajes en geikielita nunca serían significativos. Siguiendo esta metodología, algunos análisis presentan un exceso de TiO₂ que hemos hecho figurar como rutilo libre.

En la tabla VI se muestra una selección de cinco análisis representativos de ilmenitas, no habiéndose incluido, por su menor interés geoquímico,

TABLA VI
Análisis de opacos

	1	2	3	4	5
SiO ₂	—	0.09	—	0.03	—
TiO ₂	48.84	54.93	50.58	54.46	50.78
Al ₂ O ₃	—	—	0.01	0.01	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0.01	0.07	—
FeO (t)	48.07	43.76	46.55	40.40	47.40
MnO	2.37	1.48	0.75	3.54	0.14
MgO	0.07	—	0.50	0.01	0.47
CaO	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0.23	—
TOTAL	99.35	100.26	98.39	97.37	98.58

Fórmulas estructurales en base a 3 oxígenos

	1	2	3	4	5
Si	—	—	—	—	—
Ti	0.93	1.04	0.98	1.04	0.98
Al	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0.14	—	0.04	—	0.04
Fe ²⁺	0.88	0.68	0.96	0.88	0.87
Mn	0.05	0.25	0.02	0.08	—
FeAl	—	—	—	0.04	—
FeSi	—	—	—	0.07	—
Pirof.	5.59	3.03	1.64	7.46	0.30
Ilm.	87.97	88.13	96.40	83.84	97.42
Hem.	6.94	—	1.97	—	2.22
Rt.	—	8.60	—	8.59	—

Abreviaturas: KRETZ (1983) y FeAl=FeAlO₃; FeSi=FeSiO₃; Pirof.=pirofanita. Gneises de La Albarrana: 1, 2 y 3. Esquistos y Micaesquistos de La Albariza: 4 y 5.

análisis de rutilos o de hematites, tan frecuentes por otra parte en Sierra Albarrana.

Como se puede apreciar, se trata de ilmenitas y ferriilmenitas con proporciones muy variables de pirofanita, entre 0.3 y 7.46 por 100 moles. Los contenidos excedentarios en TiO₂ obedecen probablemente a exoluciones submicroscópicas de rutilo como consecuencia de un proceso de oxidación de las ilmenitas (BUDDINGTON y LINDSLEY, 1964).

6. METAMORFISMO

El metamorfismo de la Sierra Albarrana puede enmarcarse en tres estadios característicos: uno primero con granate-andalucita-distena; otro con granate-sillimanita (y moscovita), que evoluciona en el núcleo de la Sierra a cordierita-sillimanita-feldespatos potásico, y, finalmente, un tercero, retrógrado, con filosilicatos y minerales hidratados.

Tradicionalmente, este metamorfismo ha sido considerado progrado y de alto gradiente, habiéndose señalado una zonalidad metamórfica desde el grado bajo hasta la zona de la sillimanita y feldespatos potásico (GARROTE, 1976). La posible existencia de distena fue señalada en los Micaesquistos de La Albariza por DELGADO QUESADA (1971) y aludida también en trabajos posteriores, sin añadir datos al respecto, por CHACON et al. (1974), GARROTE (1976) y CHACON et al. (1983).

La presencia de distena, aunque esporádica, tanto en los Gneises de La Albarrana como en los Micaesquistos de La Albariza-Bembézar (área del Arroyo Montesina), es un hecho que hay que tener necesariamente en cuenta. Debido al carácter de mineral residual, la relación temporal de su blastesis es difícil de establecer, aunque, no obstante, sus relaciones texturales parecen indicar que en la unidad de La Albariza-Bembézar, la blastesis, aunque puntual, es posterior a una etapa con andalucita, y en ambas unidades anterior a la etapa de formación de sillimanita.

La escasez con que este mineral se presenta en Sierra Albarrana puede interpretarse de maneras diferentes; o bien su génesis sólo tuvo lugar en algunas bandas o niveles muy determinados, no llegando a existir nunca una blastesis genera-

lizada de distena, porque apenas se rebasaron sus condiciones P/T de estabilidad (lo que parece más probable, como luego veremos), o bien que, aunque sus condiciones de estabilidad se rebasaron ampliamente y tuvo lugar a una blastesis generalizada de distena, ésta sólo se conservó, más o menos blindada, en los niveles menos afectados por F₂ y F₃.

En el primer caso cabría considerar además la posibilidad de que estas bandas señalaran zonas de cizalla o fracturas importantes producidas al comienzo de F₂, siendo este el motivo de que sólo allí se disparara el mecanismo de su nucleación. Relaciones de este tipo han sido descritas en otros lugares del Macizo Hespérico (MARTINEZ CATALAN, 1981; GONZALEZ LOPEIRO et al., 1982, y BASTIDA et al., 1984). Si esto ocurriera también en Sierra Albarrana, se podría pensar en la posibilidad de que algún accidente de este tipo se interpusiera entre la unidad de los Gneises y la de los Esquistos.

En otro orden de ideas, ya hemos indicado que el granate más precoz, la andalucita y posteriormente la estaurrolita, se forman siempre sobre una esquistosidad anterior trazada por filosilicatos y cuarzo.

Todo ello indica la existencia de una primera etapa metamórfica, M₁, en condiciones de presión moderada, que afectó a todo el entorno de la Sierra Albarrana y cuyas condiciones metamórficas no pasaron de biotita-granate-andalucita (distena), a temperaturas, probablemente, en el límite para formar estaurrolita.

En la siguiente etapa, M₂, también prograda, se alcanza el mayor grado metamórfico, teniendo especial incidencia los efectos térmicos en la zona axial de la Sierra, disminuyendo su intensidad rápidamente hacia las partes periféricas de la misma. Avanzada esta etapa, se inicia el desmantelamiento del edificio estructural, lo que conlleva una paulatina disminución de la presión litostática.

El máximo térmico se alcanza en los sectores más profundos, con evidente retraso respecto a la deformación de F₂ y en un ambiente tectónico más relajado. Durante el mismo, en estos sectores se llega a alcanzar la isograda de desaparición de la moscovita, si bien no tiene lugar una decidida blastesis de feldespatos potásico, por lo

que no existe una zona típica de sillimanita-feldespatos potásico.

Durante las máximas temperaturas se producen, en litologías apropiadas, algunos episodios migmatíticos de poca consideración originándose un cortejo de cuerpos pegmatíticos asociados, los más tardíos de los cuales llegan a cortar a las estructuras de F₂.

Las relaciones texturales entre los silicatos de aluminio indican, en este segundo episodio, trayectorias del tipo distena-sillimanita en las partes teóricamente más profundas del núcleo y andalucita-sillimanita en el resto de las zonas, en las que se sobrepasó la isograda de la sillimanita. La presencia de porfiroblastos de andalucita, sobre los que posteriormente crece la sillimanita no afectados durante su paso por el campo de estabilidad de la distena, refuerza la hipótesis de que las presiones durante M₂ permanecieron siempre moderadas, de tal modo que la isograda de la distena se rebasó de una manera muy discreta.

Por otra parte, el granate es estable durante la mayor parte de M₂, y sólo al final de esta etapa comienza a desestabilizarse formando sillimanita. En las postrimerías es la cordierita en vez del granate, y en paragénesis con biotita, el mineral ferromagnesiano en equilibrio.

Por último, y ya en un ambiente claramente retrógrado, tiene lugar una tercera fase metamór-

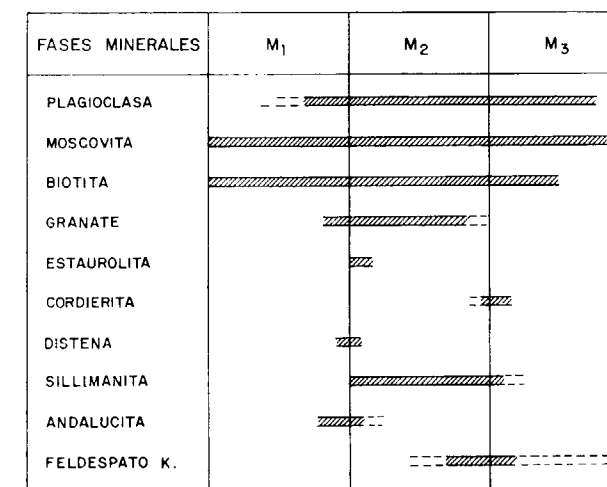


Figura 3.—Relaciones blastesis-deformación de los minerales metamórficos del núcleo de Sierra Albarrana.

fica (M_3), mucho más débil que la anterior, que transcurre en condiciones de mayor presión relativa de H_2O , determinando la neoformación de minerales hidratados, principalmente filosilicatos y, en algún caso, epidota y esfena. A partir de esta fase sólo se producen algunos hidrotermalismo que determinan la aparición, principalmente de clorita, así como de prehnita, clinzoisita, calcita, etc.

En la figura 3 se presenta en un cuadro blastesis-deformación, una síntesis de todo lo anteriormente establecido por lo que respecta al núcleo de Sierra Albarrana.

7. TERMOMETRIA Y BAROMETRIA

Para cuantificar las condiciones térmicas del metamorfismo de Sierra Albarrana se ha utilizado el termómetro basado en el reparto del Mg y Fe entre un granate y biotita en equilibrio. Este termómetro es uno de los más usados y precisos, teniendo la ventaja de ser prácticamente independiente de la presión. Como quiera que además este par de minerales forma parte de la mayoría de los esquistos y micaesquistos de Sierra Albarrana, así como de algunos niveles de gneises, su aplicación parece especialmente indicada en nuestro caso; otra ventaja añadida que presenta estriba en la posibilidad de poder estimar posteriormente la presión a partir del reparto del Ca entre estos mismos granates y las plagioclasas asociadas.

De entre los modelos que existen, se ha elegido el que utiliza los cuatro componentes del granate (HODGES y SPEAR, 1982), por considerarlo el más preciso, si bien se han calculado también, a efectos comparativos, las temperaturas obtenidas siguiendo los trabajos de FERRY y SPEAR (1978), PERCHUK y LAVRENTEVA (1983) y HOINKES (1986).

La utilización de otros termómetros presenta en Sierra Albarrana algunos problemas y, en general, conduce a resultados menos representativos, debido, principalmente, a que los minerales en que están basados estos termómetros tienen menor ubicuidad que el granate y la biotita. Así, el termómetro que utiliza el reparto de Mn-Fe entre granate e ilmenita (PONCEBY et al., 1987), proporciona buenos resultados teóricamente en ilmenitas incluidas en granate. Sin embargo, el

escaso número de granates con inclusiones de ilmenita, las frecuentes exoluciones y desmezclas de este último mineral, así como los posibles errores analíticos, que se magnifican cuando los contenidos en Mn de las ilmenitas son bajos, desaconsejan su utilización en nuestro caso. Respecto al termómetro que utiliza el reparto de Ca y Na entre moscovita y plagioclasa (GREEN y UDANSKY, 1986), su principal inconveniente radica en el carácter tardío de la moscovita, lo cual se refleja en que las temperaturas halladas suelen ser inferiores a las obtenidas por otros métodos. Por último, el uso de los termómetros basados en los equilibrios entre feldspatos, utilizando el reparto de Na, K, Ca, y a veces el Ba (WHITNEY y STORMER, 1977; HASLTON et al., 1983; FUHRMAN y LINDSLEY, 1988), apenas tienen utilización fuera del contexto de los Gneises de La Albarrana.

Al objeto de poder estimar la temperatura de formación del centro de los granates se ha procurado analizar muestras en las que la relación volumétrica entre éstos y las biotitas fuera baja. Así se puede considerar que, dada la desproporción volumétrica entre ambos minerales, a incrementos composicionales relativamente importantes en el granate, corresponden incrementos relativamente pequeños en la biotita. Por otra parte, se ha aceptado que mientras la difusión interna del granate a temperaturas inferiores a $650^\circ C$ es relativamente baja (TRACY, 1982; GHENT, 1988), en la biotita la velocidad de difusión interna a esas temperaturas es mucho más rápida, pudiendo asumirse que su homogeneización tiene lugar de manera paralela a su crecimiento. Así, en todos los casos posibles, una vez comprobado que las diferencias composicionales entre las biotitas de una misma lámina delgada son mínimas, se ha utilizado la media de sus valores.

La asunción de estas premisas permite estimar teóricamente las temperaturas de crecimiento del granate, a partir de los valores medidos a lo largo de un diámetro y compararlos con los de la biotita de la matriz. De entre todas estas temperaturas se utilizará aquí la del centro y borde.

Para la estimación de la presión se ha seguido el método de HODGES y SPEAR (1982), modificado por KOZIOL y NEWTON (1988), que utilizan el reparto del Ca entre un granate y plagioclasa

en presencia de cuarzo y silicato de aluminio. La presión se ha estimado en función de las temperaturas obtenidas de acuerdo con HODGES y SPEAR (1982). Se ha preferido seguir estos cálculos a los de GHENT (1976) y GHENT et al. (1979) por considerar que presentan mayor precisión, al hacer intervenir a los cuatro componentes del granate. En general, los resultados que proporcionan los cálculos de GHENT (1976) y GHENT et al. (1979) son algo inferiores a los que aquí se consideran.

De entre las rocas analizadas se han seleccionado 10, procurando que sintetizaran los resultados globales obtenidos, distinguiendo las temperaturas estimadas en el centro y en el borde del granate. El orden de las muestras corresponde a una transversal idealizada de dirección O-E, perpendicular a la zona axial de la Sierra Albarrana, representando una trayectoria sobre el terreno de aproximadamente 7 kilómetros.

En la tabla VII se presentan estos datos, observándose cómo las temperaturas basadas en el método de HODGES y SPEAR (1982) tienen en

general un valor medio entre todas las calculadas. En efecto, estos resultados son algo superiores a los que se obtienen siguiendo a FERRY y SPEAR (1978), evidentemente en función de los contenidos en Mn y Ca de los granates, y, por el contrario, son inferiores en general a los calculados según PERCHUK y LAVRENTEVA (1983), sobre todo si los contenidos en Mn y Ca no son muy elevados. Por último, las obtenidas siguiendo a HOINKES (1986) son las más altas de todas, y en algún caso exceden de las que razonablemente cabría esperar del estudio de las paragénesis consideradas (conviene recordar al respecto que el trabajo de este autor está concebido para condiciones de estauroilita).

La contemplación de la tabla VII induce a una serie de reflexiones que pasamos a considerar. En primer lugar, se observa que la relación de temperaturas centro-borde del granate muestra en general una ligera tendencia progradada, que en algún caso no se manifiesta como tal, debido, probablemente, a la existencia de algunos reequili-

TABLA VII

Número	GRANATE				BIOTITA				PLAG.	TEMPERATURA				PRES.	
	XFe	XMg	XMn	XCa	Fe	Mg	Al ^{VI}	Ti		Mn	An	FS	HS		PL
415 n	70.06	5.89	19.85	4.40	1.33	0.81	0.67	0.08	—	26.67	487	504	546	521	—
415 b	69.49	5.80	18.97	5.75	1.33	0.81	0.67	0.08	—	26.67	495	517	551	539	4.2
99 n	71.48	5.74	16.43	6.35	1.54	0.90	0.49	0.07	0.01	32.67	485	503	551	526	—
99 b	80.34	7.77	6.65	5.25	1.54	0.90	0.49	0.07	0.01	32.67	532	553	574	577	3.8
366 n	76.85	11.70	7.99	3.45	1.23	1.05	0.51	0.08	—	25.04	562	576	591	594	3.9
366 b	77.86	9.89	8.41	3.85	1.23	1.05	0.51	0.08	—	25.04	525	540	582	559	3.6
470 n	67.83	9.39	18.18	4.60	1.28	1.90	0.44	0.17	0.02	35.31	611	629	605	659	—
470 b	67.87	9.81	17.68	4.64	1.28	0.90	0.44	0.17	0.02	35.31	627	646	614	677	4.7
370 n	75.05	10.47	10.80	3.68	1.39	0.91	0.40	0.14	0.01	25.32	614	629	619	666	—
370 b	74.50	10.04	11.83	3.63	1.39	0.91	0.40	0.14	0.01	25.32	632	646	630	673	5.1
437 n	68.29	12.84	13.71	5.15	1.30	1.05	0.34	0.14	—	58.75	677	698	651	739	—
437 b	68.53	12.65	13.39	5.43	1.30	1.05	0.34	0.14	—	58.75	669	691	648	733	4.8
601 n	79.83	15.21	3.40	1.56	1.22	1.13	0.48	0.08	—	12.60	627	633	639	644	5.4
601 b	81.27	14.61	2.56	1.56	1.22	1.13	0.48	0.08	—	12.60	605	612	628	622	5.0
650 n	75.72	7.83	14.01	2.36	1.49	0.82	0.40	0.14	—	17.95	594	603	609	618	—
650 b	82.83	9.52	5.40	2.25	1.49	0.82	0.40	0.14	—	17.95	633	642	630	658	4.9
212 n	76.07	8.70	12.47	2.76	1.35	0.85	0.53	0.11	0.01	20.44	584	596	604	612	—
212 b	78.47	9.55	9.18	2.79	1.36	0.85	0.53	0.11	0.01	20.44	607	618	616	636	4.9
558 n	74.64	9.85	10.02	2.49	1.30	0.99	0.47	0.09	0.01	21.19	574	584	598	598	—
558 b	80.67	10.15	6.16	3.02	1.20	0.99	0.47	0.09	0.01	21.19	571	583	597	600	4.2

Leyenda: n, núcleo; b, borde; FS, FERRY y SPEAR (1978); HS, HODGES y SPEAR (1982); PL, PERCHUK y LAVRENTEVA (1983); H, HOINKES (1986); PHS, presión en Kb. HODGES y SPEAR (1982). Gneises de La Albarrana: 470, 370, 437, 601. Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar: 415, 99, 366, 650, 212, 558.

brios retrógrados a partir de las postrimetrías de F_2 .

En segundo lugar, se confirma plenamente la existencia de un domo térmico, centrado en los Gneises de La Albarrana, con una franca disminución de las temperaturas hacia las partes periféricas de la Unidad de La Albariza-Bembézar.

En los Gneises de La Albarrana, las temperaturas calculadas para los núcleos de los granates se sitúan entre 629° y 698° C. Las temperaturas medidas en los bordes, salvo la señalada en la muestra número 601, de bordes retrógrados, reflejarían la temperatura alcanzada durante el pico térmico, que queda comprendida entre 646° y 691° C. Hay que añadir que las temperaturas que se han obtenido dentro de esta misma unidad, mediante otros termómetros, están de acuerdo con estos valores y en ningún caso los llegan a rebasar. Por otro lado, teniendo en cuenta el comportamiento de la difusión en el granate a temperaturas próximas o superiores a 650° C, parece claro que las temperaturas medidas en el centro de estos granates deben quedar algo exageradas, tendiendo a reflejar más el pico térmico que la temperatura real del comienzo de nucleación del granate. En el caso de la muestra 437, esto se hace del todo evidente, observándose cómo el granate aquí ha sufrido una total rehomogeneización, desapareciendo por completo su zonado.

En las temperaturas obtenidas en la Unidad de La Albariza-Bembézar se observa un descenso de las mismas en razón del alejamiento a la zona axial de la Sierra Albarrana, más acusado y brusco en el flanco SO que en el NE.

La estimación de la presión, en el tipo de rocas que nos ocupa, es siempre más problemática, no disponiéndose además de geobarómetros alternativos, como ocurría con los geotermómetros. Por otro lado, hay que señalar la gran importancia que tiene en este cálculo el valor de la temperatura elegida; en nuestro caso, la influencia del valor de la temperatura en el cálculo de la presión se puede evaluar en torno a $0.2 \text{ Kb}/10^\circ \text{ C}$. Se comprende entonces que la estimación de la presión lleve aparejados unos márgenes de error más amplios. Por último, conviene recordar que la presión calculada indica la presión a la que se desarrolló el pico térmico, el cual, como ya hemos señalado, queda algo retrasado

respecto al pico bórico. Por ello tiene escaso sentido considerar los valores bóricos obtenidos con las temperaturas de los centros del granate. Sólo en los casos de retrogradación se han calculado las presiones a partir de los valores de las temperaturas del centro y borde del granate. De acuerdo con todo esto, las presiones halladas indican valores de entre 3.8 y 4.9 Kb para los Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar, que aumentan desde 4.7 a 5.4 Kb para los Gneises de La Albarrana, pudiéndose evaluar la presión a la que se desarrolló el pico térmico en las estructuras más profundas de la Sierra Albarrana, en torno a $4.9 \pm 0.5 \text{ Kb}$.

8. EVOLUCION METAMORFICA Y CONSIDERACIONES FINALES

Los datos topológicos y termobarométricos expuestos sugieren que el metamorfismo en Sierra Albarrana se ajusta bien a un modelo monocíclico de presión moderada articulado en tres fases.

La primera fase transcurre a temperaturas inferiores a las de formación de estauroлита y en condiciones de distena en los gneises y fundamentalmente andalucita en los esquistos, lo que implica un gradiente medio en torno a los 35° C por kilómetro, sin llegarse a alcanzar temperaturas superiores a los 500° C a profundidades de entre 12 y 14 kilómetros (aproximadamente, 3.5 Kb).

En la siguiente fase se produce un aumento de la presión como consecuencia del cual las partes centrales de Sierra Albarrana quedaron situadas a una profundidad cercana a los 17 kilómetros (aproximadamente, 5 Kb). Durante esta fase se alcanzó el máximo térmico absoluto, establecido entre los $675\text{-}700^\circ \text{ C}$, y algo retrasado respecto al máximo bórico. El hecho de alcanzarse estas temperaturas a presiones relativamente moderadas, implica la existencia de un gradiente geotérmico, en esta segunda fase, algo más alto que en la primera y cercano a los 40° C por kilómetro; esto parece sugerir el emplazamiento, sincrónico al transcurso de F_2 , de algún tipo de foco térmico, relacionado posicionalmente con los Gneises de La Albarrana.

Posteriormente, durante esta fase se produce, de manera paralela a la descompresión de las estructuras, una removilización de fluidos que conlleva unas condiciones adecuadas para la for-

mación de algunas pegmatitas de composición, fundamentalmente graníticas.

La velocidad de inhumación durante esta fase no debió de ser demasiado rápida, lo que permite el calentamiento simultáneo del conjunto de tal modo que, casi desde sus comienzos, esta fase transcurre, en el núcleo de Sierra Albarrana, dentro del campo de estabilidad de la sillimanita.

Finalmente, durante F_3 continúa el carácter descompresivo iniciado anteriormente. Debido a la verticalización de las estructuras y al fuerte plegamiento de las mismas, se producen en esta fase algunas fracturas de rumbo que retocan la configuración de las isogradas correspondientes a F_2 , lo que produce, en el núcleo de la Sierra, un acortamiento de las mismas.

En la figura 4, en un sistema P-T, se muestra una síntesis de la evolución metamórfica, que a la vista de los datos disponibles, parece haber seguido el núcleo de Sierra Albarrana.

La historia metamórfica común para ambas unidades parece cierta, al menos a partir de F_2 , aunque, sin embargo, no hay datos objetivos para poder afirmar categóricamente lo mismo respecto a F_1 , ni por otro lado, que las posiciones estratigráficas relativas de los Gneises de La Albarrana y los Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar fueran las actuales. Ya hemos señalado la mayor deformación que presentan las bandas situadas en el contacto entre estas unidades, más acusada en el flanco SO de los Gneises, en donde precisamente se ha encontrado la

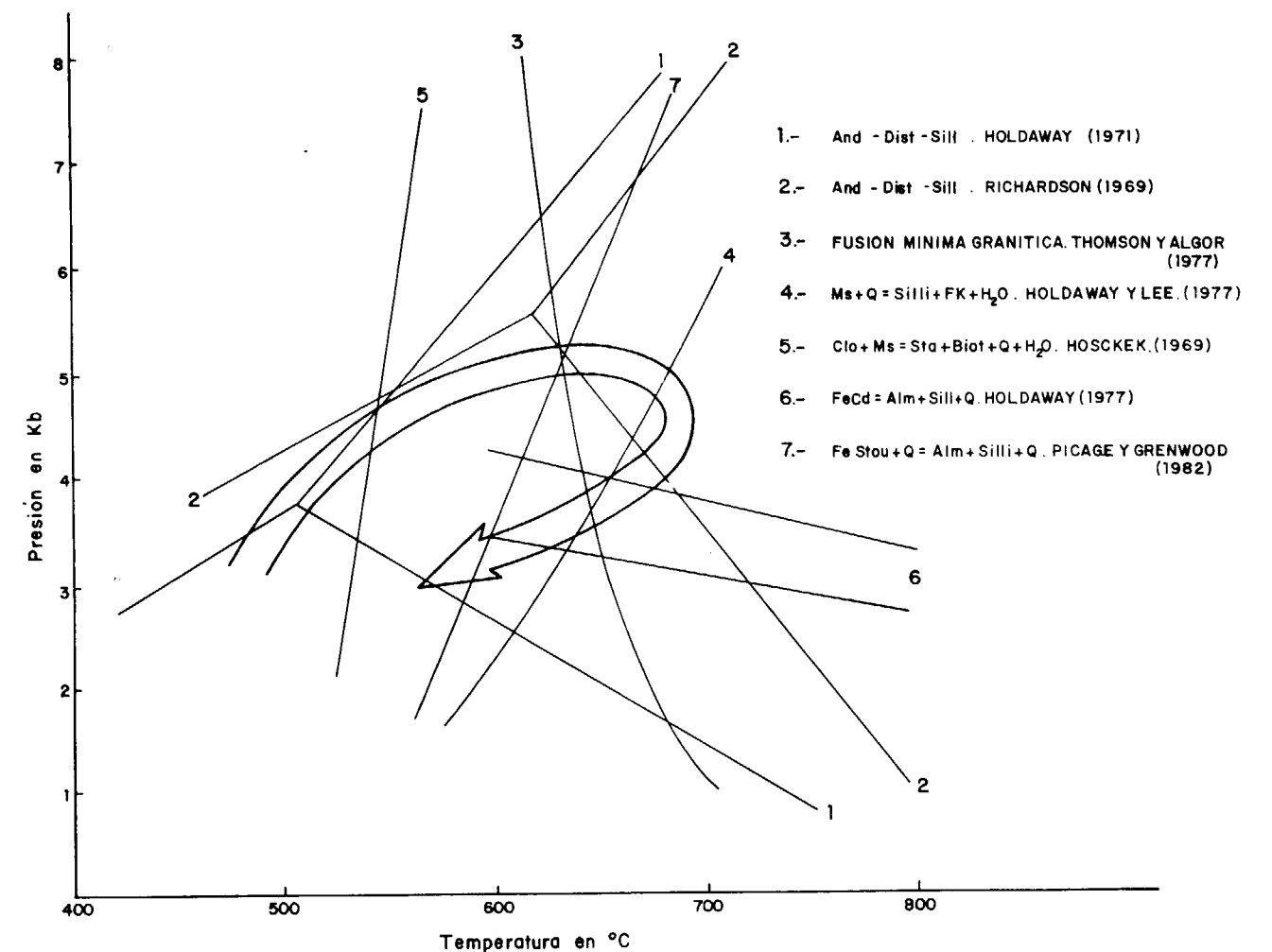
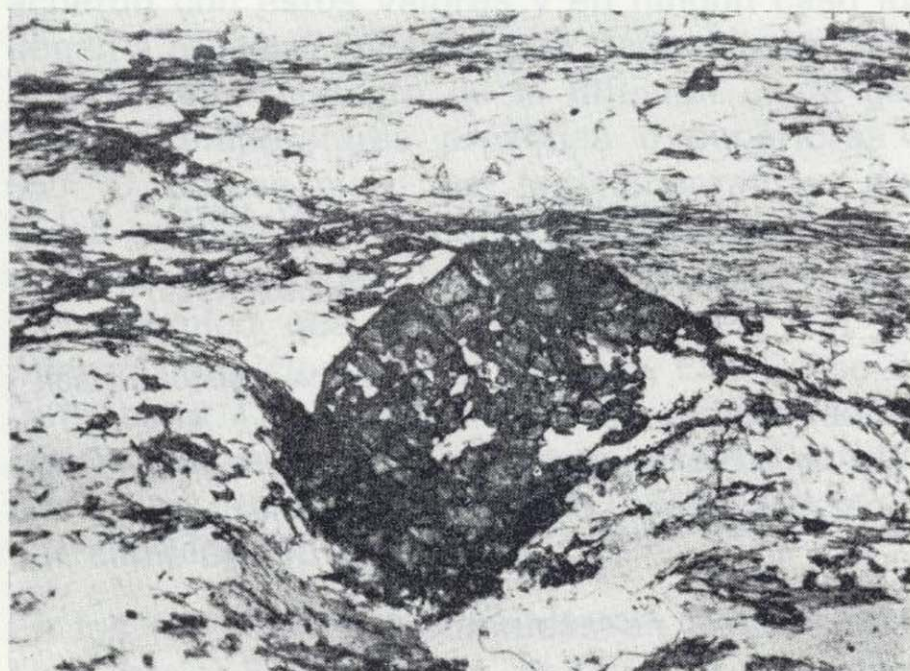


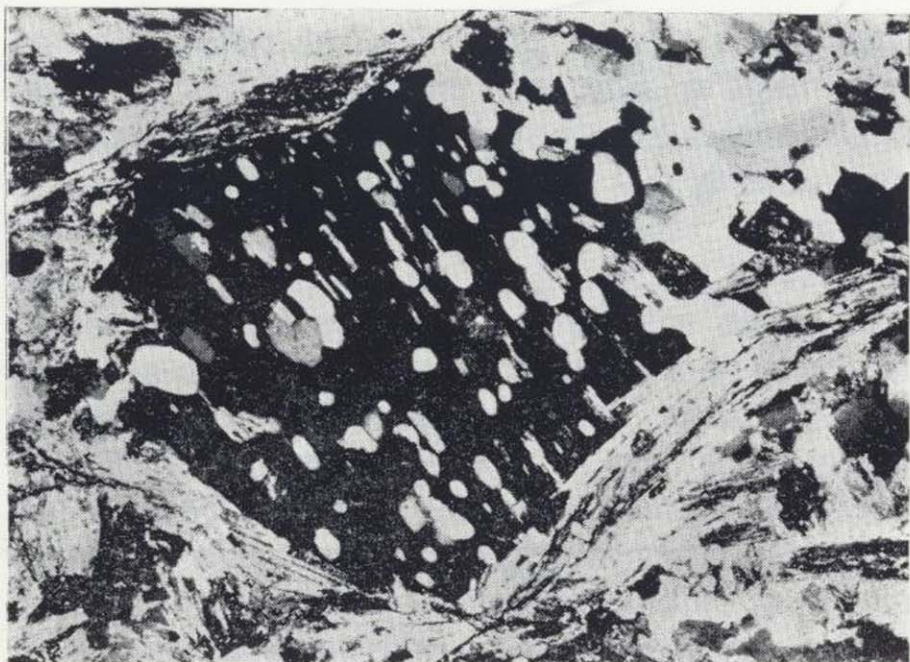
Figura 4.—Diagrama P/T de la evolución metamórfica del núcleo de Sierra Albarrana.



Fotografía 1.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Pliegues de F_2 .



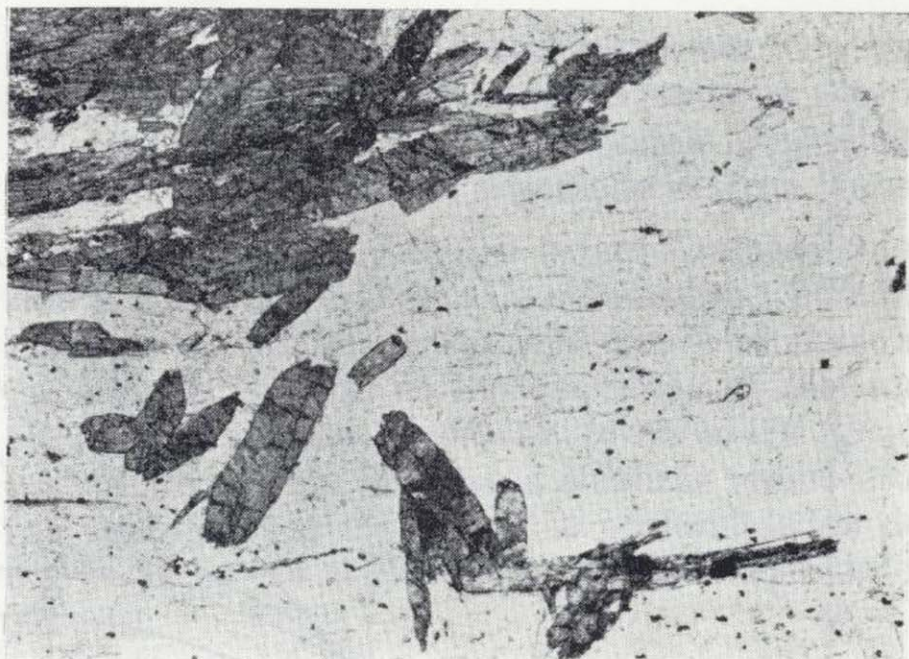
Fotografía 2.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Granate pre- F_2 deformado por $F_2 + F_3$.



Fotografía 3.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Granate que incluye a S_1 , girado durante F_2 y rodeado por S_2 .



Fotografía 4.—Gneises de La Albarana. Crecimientos de sillimanita sobre granate.



Fotografía 5.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Agregados de distena.



Fotografía 6.—Gneises de La Albarana. Bandas de cizalla con abundante sillimanita entre dominios menos afectados con escasa sillimanita y abundante biotita.



Fotografía 7.—Gneis de La Albarrana. Diferenciados leucosómáticos constituidos por cuarzo y feldespatos, junto con algo de biotita.



Fotografía 8.—Unidad de La Albariza-Bembézar. Andalucita quiastolítica pre-F₂ rodeada por S₂; obsérvese el crecimiento de sillimanita (más oscura y a un lado) sobre la cola de presión constituida por moscovita.

distena. La hipótesis de que al comienzo de F₂ se produjera algún cabalgamiento o falla inversa que acercara o hiciera deslizar entre sí a estas unidades no puede descartarse.

Por otra parte, los efectos del metamorfismo parecen indicar siempre un mayor grado relativo del mismo en los Gneises de La Albarrana; por ello la posibilidad de que el aumento del grado metamórfico durante F₂ pueda estar provocado por el apilamiento de una o varias unidades más calientes sobre el actual núcleo de Sierra Albarrana, produciendo un calentamiento inverso, no parece posible si se acepta el carácter anticlinal de la misma.

Con respecto a la edad del metamorfismo, cabe señalar que todavía no está totalmente establecida, aunque existen ya datos cronológicos disponibles (QUESADA, com. pers.), que sugieren una edad hercínica al menos para los últimos eventos metamórficos. Estos datos, junto con el carácter monocíclico que explica el metamorfismo de Sierra Albarrana, según hemos tenido ocasión de ver, inducen a descartar en principio la existencia de metamorfismos prehercínicos. GARCIA CASQUERO et al. (1988) obtienen edades hercínicas de metamorfismo (335-320 m.a.) por Rb-Sr y K-Ar en moscovitas pertenecientes a ultramilonitas del Grupo de Azuaga, conjunto litológico situado inmediatamente al norte del Dominio de Sierra Albarrana. Recientemente, DALMELLER y QUESADA (1989) y QUESADA et al. (in press.) han encontrado edades en torno a los 350 m.a. en moscovitas y anfíboles del propio Dominio de Sierra Albarrana, algunas de las cuales están determinadas en moscovitas pertenecientes tanto a las litologías del núcleo de Sierra Albarrana, como a sus pegmatitas. Esto confirma también lo que estableció GARROTE et al. (1980), y hemos visto a lo largo de este estudio, respecto a la vinculación de las pegmatitas de Sierra Albarrana con el metamorfismo.

AGRADECIMIENTOS

Muchas de las ideas aquí expuestas han surgido de discusiones mantenidas con nuestro compañero Ricardo Arenas, tanto en el campo como en los estudios de gabinete; además, le agradecemos la lectura del manuscrito.

Queremos también agradecer vivamente el apoyo de todo tipo y el estímulo que siempre nos han brindado nuestros compañeros Alfredo Hernández Pacheco y Soledad Fernández Santín.

Igualmente expresamos nuestro reconocimiento a Rafael Nuche del Rivero y a todo el personal de ENRESA, por las facilidades con que siempre hemos contado, tanto en Madrid como en las instalaciones de El Cabril, Córdoba.

REFERENCIAS

- ABALOS, B., et al. (1989): *Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz - Córdoba: nueva propuesta de subdivisión*. Geogaceta, 7 (in press.).
- APALATEGUI, O., et al. (1983): *División de Grupos de Rocas en Ossa-Morena Oriental*. V Reunión ZOM. Temas Geológicos y Mineros, pp. 73-80.
- APALATEGUI, O., et al. (1986): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 878. Azuaga*. Public. IGME.
- APALATEGUI, O., et al. (1986): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 879. Peñarroya-Pueblonuevo*. Public. IGME.
- BARD, J. P. (1971): *Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segmente hercynien sud-ibérique. Comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de les zones avec les roques «orthotectoniques»*. Bol. Geol. Min., t. 32-34, pp. 321-345.
- BASTIDA, F. et al. (1984): *Mapa geológico de España, Escala 1:200.000. Hoja núm. 1. La Coruña*. Public. IGME, pp. 155.
- BELL, T. H. et al. (1986): *Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development*. J. Metamorphic Geology, 4, pp. 37-67.
- BUDDINGTON, A. F., y LINDSEY, D. H. (1964): *Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalent*. Jour. Petrol., part. 2, pp. 310-357.
- CONTRERAS, M. C. et al. (1984): *Asociaciones minerales metamórficas con cloritoide en Sierra Albarrana (Córdoba)*. Cuad. Lab. Laxe, 8, pp. 221-234.
- CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. y Min., 85, pp. 713-717.
- CHACON, J. et al. (1980): *Sobre la existencia de metamorfismo regional hercínico en el Anticlinalorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Temas Geol. y Min., I Reunión sobre la Geología de Ossa-Morena, pp. 55-68.
- CHACON, J. (1982): *Las series precámbricas de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico Meridional)*. Rev. Acad. Cienc. E. F. y Nat. Curso de Conf. sobre el PICG, 2.ª parte, pp. 93-115.
- CHACON, J. (1983): *El límite entre las zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros*. Cuad. Xeol. Lab. Laxe, 3, pp. 163-181.
- CHACON, J. et al. (1983): *La estructura de la Zona de Ossa-Morena. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. Publ. IGME, t. I, pp. 490-504.
- DALLMEYER, R. D., y QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southwest Iberia)*. Terra, abstracts 1, p. 366.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga, Badajoz*. Bol. Geol. y Min., 82, pp. 277-286.
- DELGADO QUESADA, M. et al. (1977): *Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central*. Studia Geológica, 12, pp. 75-90.
- DYMEK, R. (1983): *Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland*. Amer. Min., 68, pp. 880-899.
- ENRESA (1986): *Estudio geológico de una zona de Sierra Albarrana*. Informe geológico no publicado. Madrid.
- EUGSTER, H. P. (1972): *The two-phase region and excess mixing properties of Paragonite-Muscovite crystalline solutions*. Jour. Petrol. 13, 1, pp. 147-179.
- FERRY, J. M., y SPEAR, F. S. (1978): *Experimental calibration of the partitioning of Fe y Mg between biotite and garnet*. Cont. Miner. Petrol., 66, pp. 113-117.
- FUHRMAN, M. L., y LINDSLEY, D. H. (1988): *Ternary feldspar modeling and thermometry*. Amer. Min., 73, pp. 201-215.
- GABALDON, V. et al. (1983): *Las cuencas de Valdeinfierno y Benajárfate (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (ZOM)*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 69, fasc. 2, pp. 209-218.
- GARCIA CASQUERO et al. (1988): *Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain*. Geologische Rundschau, 77/2, pp. 483-489.
- GARROTE, A. (1976): *Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. Memorias e Noticias, publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 82, pp. 17-39.*
- GARROTE, A., y BROUTIN, J. (1979): *Le bassin tournaisien de Benajárfate (province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques*. CIV Congr. Nat. Soc. Sav. Bourdeaux, p. 10.
- GARROTE, A. et al. (1980): *Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba). Sierra Morena*. Temas Geol. y Min. I Reunión sobre la geología de Ossa-Morena, pp. 145-165.
- GARROTE, A. et al. (inédito): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, 2.ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 900. La Cardenchoza*. IGME.
- GHENT, E. D. (1976): *Plagioclase - garnet - Al₂SiO₅ - quartz: a potential geobarometer - geothermometer*. Amer. Min., 61, pp. 710-714.
- GHENT, E. D. (1988): *A Review of Chemical Zoning in eclogite garnets*. Smith, D. C. *Eclogites and Eclogite facies rocks*, pp. 207-236.
- GHENT, E. D. et al. (1979): *Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed cal-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia*. Amer. Miner., 64, pp. 874-885.
- GIL IBARGUCHI, I. et al. (1983): *La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. IGME, pp. 607-612.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1984): *El crisoberilo de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución*. I Congres. Esp. Geol., t. II, pp. 131-145.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (in press): *Minerales de berilio de Sierra Albarrana*. XI Congreso Soc. Esp. Min.
- GONZALEZ LODEIRO et al. (1982): *Mapa geológico de España, E. 1:200.000. Hoja núm. 8. Lugo*. Public. IGME.
- GREEN, N. L., y USDANSKY, S. I. (1986): *Toward a practical plagioclase - muscovite thermometer*. Amer. Min., 71, pp. 1109-1117.
- GUIDOTTI, C. V. et al. (1988): *Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schist of western Maine*. Amer. Jour. Sci., 288A, pp. 270-292.
- GUPTA, L. N., y JOHANNES, W. (1982): *Petrogenesis of a Stromatic Migmatite (Nelaung, Southern Norway)*. Jour. of Petrol., 23 (4), pp. 548-567.
- HASELTON, H. T. (Jr.) et al. (1983): *Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry*. Amer. Min., 68, 398-413.
- HODGES, K. V., y SPEAR, F. S. (1982): *Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire*. Amer. Miner., 67, pp. 1118-1134.
- HOINKES, G. (1986): *Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite*. Cont. Miner. Petrol., 92, pp. 393-399.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalucite and the aluminium silicate phase diagrams*. Amer. Jour. of Sci., 271, pp. 97-131.
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M. (1977): *Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Cont. Miner., 63, pp. 175-198.
- HOLDAWAY, M. J. et al. (1988): *Devonian and Carboniferous metamorphism in West-Central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revised*. Amer. Min., 73, pp. 20-47.
- HOSCHKE, G. (1969): *The stability of Staurolite and Chloritoid and their significance in metamorphic of pelitic rocks*. Contrib. Miner. Petrol., 22, pp. 208-232.
- HSU, L. C. (1968): *Selected phase relationship in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria*. J. Petrol., 9, pp. 40-83.
- JULIVERT, M. et al. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000*. IGME.
- KERRIC, D. M. (1987): *Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland*. Amer. Miner., 72, pp. 240-254.
- KERRIC, D. M., y SPEAR, J. A. (1988): *The role minor element solid solution of the andalucite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids*. Amer. Jour. of Sci., 288, pp. 152-192.
- KERRIC, D. M., y WOODSWORTH, G. T. (1989): *Aluminium silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia*. Jour. Metam. Geol., 7, pp. 547-563.
- KOZIOL, A. M., y NEWTON, R. C. (1988): *Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase - garnet - Al₂SiO₅ - quartz geobarometer*. Amer. Miner., 73, pp. 216-223.
- LONKER, S. W. (1981): *The P-T-X relations of the cordierite - garnet - sillimanite - quartz equilibrium*. Amer. J. Sci., 281, pp. 1056-1090.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der varisziden der Iberische Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, pp. 78-92. Traducido en pub. extr. geol. España, 5, pp. 149-166.
- MARTINEZ, F. J., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *El metamorfismo en el Macizo Ibérico. Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 555-568.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo*. Tesis Universidad Salamanca, pp. 317.
- MARTINEZ, F. J., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *Metamorfismo en el Macizo Ibérico. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. IGME, pp. 555-569.
- MENHERT, K. R. (1968): *Migmatites*. Public. Elsevier, p. 362.
- MENHERT, K. R., y BUSH, W. (1982): *The initial stage of migmatite formation*. N. Jb. Miner. Abh., 145, 3, pp. 211-238.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Londres, p. 492.
- NAGGAR, M. H., y ATHERTON, M. P. (1970): *The composition and Metamorphism History of some Aluminium Silicate - bearing Rocks from the Aureoles of the Donegal Granites*. Jour. Petrol., 11, part 3, pp. 549-589.
- OLSEN, S. N. (1983): *A Quantitative Approach to Local mass Balance in Migmatites*. En: ATHERTON, M. P., y GRIBBLE, C. D.: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, pp. 201-233.

ORTEGA et al. (1982): *Rocas metamórficas en las pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Bol. Geol. y Min., 93 pp., 436-445.

PERCHUK, L. L., y LAVRENT'ÉVA, I. V. (1983): *Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite - garnet - biotite*. Saxena, S. K. Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, pp. 199-239.

PICAGE, L. C., y GREENWOOD, H. J. (1982): *Internally consistent estimates of pressure and temperature; the staurolite problem*. Am. J. Sci., 282, pp. 943-969.

POWNCEBY, M. I. et al. (1987): *Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications*. Contr. Miner. Petrol., 97, pp. 116-126.

QUESADA, C. et al. (1989): *Nuevas dataciones absolutas en la Zona Ossa-Morena: limitaciones que imponen a la evolución tectónica de la misma*. XI Reun. Lab. Xeol. Laxe.

RICHARDSON, S. W. et al. (1969): *Experimental determination of the Kyanite-andalucite and the andalucite sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Amer. Jour. of Sci., 267, pp. 97-131.

RUMBLE, D. III (1973): *Fe-Ti Oxide Minerals from Regionally Metamorphosed Quartzites of Western New Hampshire*. Cont. Min. Petrol., 42, pp. 181-195.

SALJE, E. (1986): *Heat capacities and entropies of andalucite and sillimanite: the influence of fibrolitization on the*

phase diagram of the Al₂SiO₅ polymorphs. Amer. Miner., 71, pp. 1366-1371.

SCHREYER, W. (1984): *High-magnesium staurolite in a sapphirine - garnet rock from the Limpopo Belt, Southern Africa*. Cont. Miner. Petrol., 86, pp. 200-207.

SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. Edit. Pergamon, p. 352.

THOMPSON, A. B., y ALGOR, J. R. (1977): *Model Systems for Anatexis of Pelitic rocks*. Contrib. Miner. Petrol., 63, pp. 247-269.

TRACY, R. J. (1982): *Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals*. Reviews in Mineralogy. Miner. Soc. Amer., vol. 10, pp. 355-394.

VERNON, R. H. (1987): *Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites*. J. Met. Geol., 5, pp. 439-450.

VERNON, R. H. et al. (1987): *Sillimanite and andalucite produced by base cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks*. J. Met. Geol., 5, 439-450.

WHITNEY, J., y STORMER, C., Jr. (1977): *The distribution of NaAlSi₃O₈ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations*. Amer. Min., 62, pp. 687-691.

WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, p. 346.

Original recibido: Marzo de 1990.

Original aceptado: Junio de 1990.

Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas).

Parte I: Procesos sedimentarios y facies.

Por V. GABALDON (*)

RESUMEN

Se estudian en este trabajo las facies, distribución areal y ciclicidad de los sedimentos siliciclásticos depositados en plataformas dominadas por la acción de las tormentas.

Se comienza haciendo una descripción de las plataformas continentales: características fisiográficas, límites, tipos de corrientes dominantes, potencial de preservación de los sedimentos, etc.; y del fenómeno meteorológico de huracanes y tormentas: su estructura, frecuencia, distribución geográfica y efectos geológicos que provocan (erosión, transporte/retrabajamiento y sedimentación).

En el análisis de facies se han considerado dos grupos principales: 1) facies *destructivas*, constituidas por superficies de erosión y/o por depósitos residuales; y 2) facies *constructivas*, las que constituyen acumulación de sedimentos. De estas últimas se hace una división en *conglomeráticas*, *arenosas* y *pelíticas*, clasificando a su vez cada grupo por su tamaño de grano y su estructura interna. En el caso de las facies arenosas se consideran dos subgrupos: Facies del «grupo de los *hummocky*» y facies del «grupo de las *turbiditas*».

El estudio de la distribución areal de las facies se ha realizado por sectores, desde la zona de *foreshore* hasta el margen de la plataforma, correlacionando el proceso sedimentario (causa) con la facies resultante (efecto). Se propone, asimismo, un modelo conceptual de relaciones laterales de las facies sedimentadas en plataformas dominadas por tormentas. La ciclicidad de las facies se justifica por cambios eustáticos del nivel del mar, relación subsidencia/sedimentación y situación paleogeográfica de detalle.

Palabras clave: Plataformas siliciclásticas, Plataforma externa, Facies, Tormentas, Turbiditas, Tempestitas, Procesos sedimentarios.

ABSTRACT

The main purpose of this paper resides in the analysis of facies, areal distribution and cyclicity of siliciclastic sequences deposited in shelf storm-dominated environments.

Initial sections are devoted to the description of continental shelves: physiographic features, boundaries, predominant current patterns, preservation potential of sediments in their various environments, etc.; and to the meteorological characteristics of storm and hurricanes: their structure, frequency, geographical distribution and related geological processes (erosion, transport/reworking and deposition).

Two main facies groups have been distinguished: 1) *Destructive* facies, characterized by erosional surfaces and/or residual deposits; and 2) *Constructive* facies, which are made up of accumulated sediments. The latter, has been divided into

(*) Servicio de Geología. Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

conglomeratic, sandy, and pelitic facies. Further subdivisions of each group are made on the basis of either their grain-size or their internal structure. In the particular case of the sandy facies two main types have been considered: «*hummocky group*» facies, and «*turbidite group*» facies.

The analysis of the areal distribution of the various facial types has been undertaken in different platformal environments, from the *foreshore* to the *shelf-edge*, and a correlation between causes (sedimentary processes) and effects (individual facies) has been as well attempted. As a consequence, a conceptual model concerning the lateral relationships between the different storm-dominated platformal facies is proposed. Facial cyclicity, on its turn, is regarded in connection with either eustatic sea-level changes or variable subsidence/sedimentation rates, and the detailed local paleogeographical situation anyway.

Key words: Siliciclastic shelves, Outer shelf, Facies, Storm, Turbidites, Tempestites, Sedimentary processes.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar desde estas primeras líneas mi más profundo y sincero agradecimiento al profesor Dr. Joan Rosell Sanuy, director de esta tesis, no sólo por la inestimable ayuda que me ha prestado a través de discusiones científicas sobre el tema en cuestión, y porque sin su estímulo continuo en los últimos meses hubiera sido imposible llevar a su justo término la realización de esta tesis, sino también por algo que es mucho más importante para mí, por haber sido, hace ya muchos años, el maestro que me enseñó los fundamentos y el método de trabajo de la sedimentología, y por haber estado en todo momento dispuesto a transmitirme sus conocimientos y experiencia en esta disciplina de la geología.

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la colaboración de personas a las que deseo expresar mi reconocimiento.

Al Director General del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, D. Emilio Llorente Gómez, y al Director de Geología y Geofísica del mismo, D. Antonio Quesada García, por el apoyo y las facilidades dadas para la realización de este trabajo.

A cuantos directa o indirectamente han colaborado conmigo, mediante discusiones sobre temas geológicos. Discusiones que me han ayudado a madurar los conceptos que se desarrollan en este trabajo, y que me han aportado ideas muy útiles de cara a integrar la sedimentología con otras disciplinas de la Geología.

Quiero mencionar especialmente a Emilio Elizaga Muñoz, Cecilio Quesada Ochoa, Antonio Barnolas Cortinas y Roberto Rodríguez Fernández,

compañeros del Servicio de Geología del ITGE, y a Juan José Gómez Fernández, profesor titular del Dpto. de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

A Julio Vallejo y Julio Manuel Martín, delineantes del Servicio de Geología del ITGE, que han dibujado los gráficos que acompañan este trabajo, y a Pilar Asensio y María Teresa Navajo, que han contribuido en la mecanografía y procesamiento del texto.

Finalmente, quiero reconocer de manera muy especial el ánimo y comprensión que, sobre todo en la última etapa de este trabajo, he recibido de mi mujer, Mari Carmen, y de mis hijos, Arturo y Clara, a quienes he dedicado menos tiempo del que merecen. Para ellos mi más emotivo sentimiento de cariño y gratitud.

1. INTRODUCCION

El espectacular desarrollo de la sedimentología en las últimas décadas ha llevado al conocimiento preciso del significado de las facies sedimentarias y de sus asociaciones, y a través de ellas al establecimiento de modelos de facies que son de gran ayuda a la hora de interpretar las series estratigráficas y comprender los fenómenos que se producen en cada uno de los medios sedimentarios. A este desarrollo han contribuido de un modo peculiar los estudios sobre la sedimentación actual.

En la sedimentación marina no todos los ambientes son conocidos por igual. Así, hay una notable abundancia de trabajos y de modelos de

facies para los ambientes de transición (*near-shore*) y para los sistemas turbidíticos (*deep sea fan*), basados tanto en el estudio y modelización de series fósiles, como en la sedimentación actual. Sin embargo, son muy poco conocidas las series y los fenómenos que se producen en las plataformas externas, es decir, en *offshore*, en el marco geográfico (o paleogeográfico) limitado por el nivel de base del oleaje y mareas, y por el margen de la plataforma.

Este estudio sobre las facies siliciclásticas en plataformas externas, y su distribución areal, es el resultado de varios años de trabajo y de observaciones detalladas sobre series de diferentes edades y regiones españolas. No obstante, la mayor parte de los datos se han obtenido en series terrígenas del Paleozoico, especialmente del Carbonífero Inferior de la Zona de Ossa-Morena (LOTZE, 1945, y JULIVERT, 1974), y del Cámbrico y Ordovícico de la Cordillera Ibérica.

Las observaciones realizadas sobre facies sedimentarias aisladamente de su contexto, es decir, sobre capas que por su geometría, textura, estructuras sedimentarias, etc., podrían interpretarse como debidas al efecto producido por corrientes de tormenta (*storm sand layer*), y que al principio tenían un carácter puramente anecdótico, poco a poco fueron apasionando al autor de este trabajo hasta hacer de este tema, el de la sedimentación en plataformas dominadas por la acción de las tormentas, el objeto de sus investigaciones, al margen y paralelamente al trabajo desarrollado durante más de diez años como geólogo del Servicio de Geología del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (antes Instituto Geológico y Minero de España).

El hecho de que, en general, las series sedimentadas en plataformas siliciclásticas externas dominadas por la acción de las tormentas (*shelf storm dominated*), sean poco conocidas, me ha llevado a profundizar en su estudio, y presentar el resultado de estos años de investigaciones sobre el tema como tesis doctoral, por cuanto pueda tener de novedad y de aportación conceptual y metodológica, tanto desde el punto de vista del análisis de facies como de la interpretación paleogeográfica de cierto tipo de cuencas.

Para una mejor comprensión del proceso sedimentario que da lugar a las series dominadas

por tormentas, de su distribución paleogeográfica, frecuencia, potencial de preservación, etc., se incluye en la primera parte de este trabajo una breve descripción del medio físico, es decir, del lugar y modo en que se producen, y los efectos que causan, las grandes tormentas, capaces de modificar el litoral y de transportar sedimentos hasta *offshore*.

1.1. OBJETIVO DEL TRABAJO

El objetivo primordial de este trabajo es el análisis de las facies, ciclicidad y distribución de los sedimentos siliciclásticos depositados en medios marinos no afectados por la dinámica de *near-shore* (olas y mareas), y que no participan de los sistemas turbidíticos profundos. Dicho de otro modo, se pretende estudiar los sedimentos de *offshore*, entendiendo por tales los de las plataformas continentales abiertas, cuyo límite proximal se sitúa en el nivel de base del oleaje de buen tiempo y de la acción de las mareas, y el límite distal en el margen externo de la plataforma, es decir, en el comienzo del talud continental.

Las dificultades de observación de los fenómenos sedimentarios actuales en ese ámbito de la geografía marina, es causa de que el estudio de las facies sedimentarias se haya realizado únicamente en base a la observación de sedimentos antiguos. No obstante, los procesos físicos que tienen lugar en estas áreas son relativamente bien conocidos por sus repercusiones catastróficas en la vida humana.

Un factor que añade dificultad para el estudio de sedimentación actual en la plataforma es la destrucción de las estructuras sedimentarias primarias por el hecho de ser una de las zonas marinas con más abundancia de vida bentónica, lo que conlleva una intensa, cuando no total, bioturbación de los sedimentos. Esto explica que en las series antiguas, del Precámbrico y Paleozoico, con aún poco desarrollo de vida, las estructuras sedimentarias primarias estén mejor preservadas que en los modernos.

Conviene recordar aquí que en *offshore* la sedimentación terrígena que cabría encontrar sería únicamente la producida por decantación de pe-

litas. Ello es debido a que en esta zona no existen, en principio y de forma generalizada, corrientes de fondo tractivas, continuas en el tiempo, capaces de transportar arena de granulometría media y gruesa, y depositarla en mantos de geometría, *grosso modo*, planoparalela sobre superficies de varias decenas, e incluso centenas, de kilómetros cuadrados.

No obstante, es relativamente frecuente encontrar potentes series de sedimentos de naturaleza heterolítica arena/pelita, y/o caliza/pelita, en donde no hay evidencias de registro de oleaje en sentido estricto, ni de mareas. Al mismo tiempo estas series no se corresponden netamente, ni por su geometría, ni por su estructura interna, con las facies definidas por MUTTI & RICCI LUCHI (1972, 1975) para los abanicos submarinos profundos, *deep sea fan*, considerando estos sistemas aislados de los sedimentos de plataforma, y de los que, por erosión, transporte y re-sedimentación a mayor profundidad (*sensu* POSAMENTIER et al., 1988), proceden.

Por tanto, si la sedimentación terrígena «normal» en la plataforma externa corresponde a pelitas, habrá que invocar fenómenos catastróficos, en sentido geológico tal como describe READING (1978, pp. 10 y 11), para justificar la presencia de las extensas, y a veces potentes, capas de arena a las que nos estamos refiriendo.

El interés de estudio de estas series, cuyo origen es consecuencia del transporte y sedimentación de materiales debido a la acción de huracanes y de grandes tormentas, puede esquematizarse en los siguientes puntos:

1. Alto potencial de preservación de los sedimentos formados en este ambiente, puesto que el medio en que se depositan no dispone de suficiente capacidad erosiva.
2. Importante volumen de material disponible en el área madre, considerando ésta los sedimentos no consolidados del *nearshore* (deltas, sistemas de playas e islas-barrera, y llanuras de marea). Este volumen de material disponible se verá ampliamente aumentado si, por caídas relativas del nivel del mar, quedan expuestas a la erosión subaérea y/o submarina grandes áreas de la plataforma más somera.

3. Posibilidad, al menos teórica, de acumulación de grandes espesores de sedimentos, ya que a la profundidad de la cuenca, medida entre el fondo de la misma y el nivel de base del oleaje, hay que sumar la subsidencia sin-sedimentaria y el rango de ascenso del nivel del mar, en el caso de que la sedimentación se produzca bajo esas condiciones.
4. El interés de estas series se manifiesta de forma particular, al atribuir al oleaje de las tormentas, y a las corrientes de retorno de las mismas (*storm-surge ebb*), la capacidad de poner en suspensión el material y desencadenar las corrientes de densidad capaces de transportarlo, como veremos más adelante, hacia *offshore*. Ello explicaría más fácilmente la gran velocidad de sedimentación que caracteriza este tipo de series. Cada gran tormenta sería, pues, el motor o móvil de una corriente «turbidítica».
5. Y, finalmente, las series formadas en las plataformas externas poseen un gran interés económico, que se manifiesta por su potencial riqueza en hidrocarburos y en recursos minerales. Entre estos últimos cabe citar, por ejemplo, los yacimientos de fosfatos.

Las series sedimentadas en plataformas externas dominadas por la acción de las tormentas tiene, como acabamos de señalar, interés científico y económico. Ahora bien, la problemática planteada en el estudio de este tipo de series viene marcada, genéricamente, por:

- a) Carencia de una sistemática en la clasificación de las facies sedimentarias originadas por huracanes y tormentas, considerados éstos como importantes y muy activos agentes geológicos.
- b) Desconocimiento del significado de los ciclos de facies y de su geometría, así como de las relaciones laterales y verticales entre ciclos, y de éstos con los sedimentos correlativos del *nearshore* y del talud. No obstante, cabe la posibilidad, por la posición paleogeográfica de la serie, que la ciclicidad aludida no exista, siendo entonces una de las características importantes de estos sedimentos su marcada aciclicidad.
- c) Desconocimiento de las relaciones entre los

ciclos de facies y los cambios relativos en el nivel del mar.

- d) Falta de definición de las características faciales de los *Systems Tracts*, como parte integrante de las secuencias Tipo 1 y Tipo 2, en el sentido que emplean VAIL (1987), VAN WAGONER et al. (1987) y POSAMENTIER et al. (1988), o de las unidades tectosedimentarias de MEGIAS (1982), en su caso. Es decir, falta situar los cortejos de facies en la curva eustática.
- e) Analogías y diferencias entre las facies y los ciclos de facies propios de las plataformas externas dominadas por tormentas, y los depósitos turbidíticos (*deep sea fan*), *sensu* ROSELL (1986-1987).
- f) Como consecuencia de lo anterior, existe un vacío de conocimientos suficientes para abordar el análisis de facies, y la interpretación paleogeográfica, de las grandes plataformas, como es el caso del Paleozoico del Macizo Ibérico.

Este trabajo pretende aportar información que ayude a resolver las incógnitas planteadas, contribuyendo de esta manera al conocimiento de las facies sedimentarias depositadas en los ambientes de plataforma abierta, bajo el influjo de las corrientes generadas por tormentas.

1.2. METODOLOGIA Y ESTRUCTURACION DEL TRABAJO

Dado que este trabajo tiene una incidencia mayor en el campo conceptual y metodológico, que en el regional o de análisis de facies de una cuenca sedimentaria en concreto, se ha estructurado de modo que cada apartado se vaya nutriendo de los datos y de la información que se reflejan en los precedentes. Es por esto que al final del texto no hay un capítulo de «conclusiones». Estas constituyen el propio núcleo del trabajo.

Se comienza por hacer un análisis de los antecedentes más sobresalientes acerca de la sedimentación dominada por la acción de las tormentas. Este análisis bibliográfico nos permitirá tener un

marco de referencia adecuado al estado de los conocimientos actuales sobre el tema.

Se continúa con la descripción del medio físico en el que se produce la sedimentación de los materiales que son objeto del estudio, atendiendo de manera especial a la descripción del fenómeno meteorológico de los huracanes y tormentas, capaces de generar corrientes que pueden transportar sedimentos hasta la plataforma externa. Este aspecto tiene un especial interés por cuanto es el condicionante, junto con la batimetría, de las características de las facies resultantes, tales como espesor de las capas, estructuras sedimentarias, paleocorrientes, ciclicidad, etcétera. En este capítulo «El Medio Físico», se discuten algunas consideraciones sobre los términos «plataforma» y «talud» en geología y en geografía (oceanografía), así como sobre el significado geológico del límite plataforma interna-externa (proximal-distal).

En este mismo capítulo, en el apartado 3.1., «La Cuenca Sedimentaria», se exponen las ideas fundamentales sobre el potencial de preservación de estos sedimentos en relación con sus adyacentes, es decir, en relación con los *nearshore* por un lado, y con los del talud y fondos abisales por otro.

Tras estas disquisiciones previas, el trabajo se estructura en tres partes (las dos primeras son el objeto de esta publicación), contemplando cada una de ellas el problema a una escala diferente.

En primer lugar, se describen sistemáticamente las facies sedimentarias por separado, es decir, considerándolas aisladas de su entorno y dando las características diagnósticas de las mismas.

Esta descripción se hace teniendo en cuenta no solamente los datos de campo del autor, sino también los obtenidos de la bibliografía, y, aún sin ser exhaustiva, se intenta hacer una clasificación de las distintas facies en función de su granulometría, geometría y estructuras sedimentarias.

Posteriormente se analiza la distribución areal de las facies, sus asociaciones y ciclicidad, con el intento de justificar las variaciones en vertical y en horizontal, en razón de su proximidad/distalidad, y de las variaciones relativas de ascenso

y descenso del nivel del mar, es decir, en relación con una hipotética evolución paleogeográfica de la plataforma. Ello conduce, en último término, a un intento de caracterización y definición de los *Systems Tracts*, que integran los sistemas deposicionales de las plataformas externas dominadas por la acción de las tormentas.

Queremos hacer notar que la descripción, clasificación y distribución areal de las facies se hace sobre los tipos más característicos, tratando de subrayar la relación causa/efecto. Así, en una cuenca, y por una misma tormenta pueden producirse, como casos extremos (fotos 1 y 2), y casi simultáneamente, erosión en *foreshore* y sedimentación en la parte más distal de la plataforma externa.

Finalmente, los conceptos, el análisis y la sistemática de las facies descritos se aplican al estudio de cuencas sedimentarias. Para ello se han tomado como ejemplo las series del Cámbrico y Ordovícico de la Cordillera Ibérica, y del Carbonífero Inferior de la Zona de Ossa-Morena (figura 1.1.). Justifica la aplicación de estos concep-



Figura 1.1.—Situación de las cuencas estudiadas.

tos a estas dos cuencas el hecho de haber realizado en ellas, y dirigido, trabajos de investiga-

ción sedimentológica. En la primera de estas cuencas, que presenta unos afloramientos excelentes, aunque de difícil correlación, el autor de esta tesis ha sido director y supervisor de las Hojas Geológicas del Proyecto MAGNA, que abarcan la totalidad de los afloramientos de la Serie Cambro-Ordovícica de la Cordillera Ibérica. En el segundo caso (Carbonífero Inferior de Ossa-Morena), se viene investigando desde hace años, fruto de lo cual son los trabajos de GABALDON y QUESADA (1983), GABALDON et al. (1983 a, b) y GABALDON et al. (1985), y en el cual una parte de la cuenca corresponde a una plataforma siliciclástica dominada por la acción de las tormentas.

2. ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTOS

Desde mediados de la pasada década viene siendo relativamente frecuente la aparición, en publicaciones especializadas, de trabajos en los que se describen los efectos geológicos de las tormentas. En algunos de estos trabajos, básicamente dedicados a la descripción de las facies, a la metodología y a los principios fundamentales o «filosóficos», se hace referencia directa a la sedimentación originada como consecuencia de corrientes inducidas por tormentas, en sentido amplio, a su carácter catastrófico o episódico, al tipo de registro sedimentario que dejan, etc.

Estos fenómenos meteorológicos afectan, en mayor o menor proporción, prácticamente a todos los ambientes sedimentarios por cuanto pueden provocar modificaciones más o menos importantes en el «equilibrio» del medio. Estos cambios en el equilibrio se manifiestan ya sea por una acción erosiva, caso frecuente en las líneas de costa, ya por ser agente de transporte y sedimentación en extensas áreas, caso de la plataforma continental. Así, pues, desde la línea de costa a la plataforma externa, un mismo evento puede producir correlativamente, y casi simultáneamente, erosión, transporte y sedimentación (fotos 1 y 2).

Aunque la mayoría de trabajos que hacen referencia a la sedimentación inducida por tormentas se centran en ambientes sedimentarios marinos, y sobre todo en *nearshore*, se han reco-

nocido «capas de tormenta» en ambientes de sedimentación continental. Caben citar, como ejemplos de estos ambientes, el medio eólico (CLEMMENSEN, 1985), y el fluvio-palustre (WNUCK & PFEFFERKORN, 1986). Los criterios por los que estos autores atribuyen los materiales estudiados a capas de tormenta son diferentes. El primero se basa en la estructura interna de las dunas eólicas, y el segundo en la anómala orientación de los fragmentos de plantas.

Si bien las primeras referencias a la sedimentación producida por tormentas son debidas a GILBERT (1899), no es sino hasta el trabajo de HAYES (1967), y sobre todo a partir de la década de los setenta, cuando el conocimiento e interpretación de las facies arenosas y carbonatadas, sedimentadas como consecuencia de las corrientes originadas por tormentas, ha avanzado de forma lenta pero continua.

Este avance en los conocimientos ha tenido dos hilos conductores. De una parte el estudio y descripción de las facies, y, especialmente, de las estructuras sedimentarias supuestamente producidas por oleaje de alta energía. Y de otra, el análisis de la dinámica y del efecto que causan huracanes y tormentas, considerando, además, este fenómeno «catastrófico» como algo «normal», habitual y frecuente en determinadas y grandes áreas geográficas.

La conexión de estas dos vías de estudio debe llevar al conocimiento e interpretación geológica y paleogeográfica de potentes y extensas series estratigráficas, con peculiaridades específicas en cuanto a sus facies, consideradas éstas en el sentido de SELLEY (1970), es decir, teniendo en cuenta su litología (probablemente exótica en el ambiente en que se encuentra), geometría (de capa y del conjunto de las capas), estructuras sedimentarias, paleocorrientes y, en algunos casos, incluso su contenido faunístico e icnofacies.

Aun cuando en la literatura especializada hay trabajos en los que se describe el efecto geológico de los huracanes y de las grandes tormentas actuales (BALL et al., 1963; HAYES, 1967; MORTON, 1981; FIELD et al., 1981; NELSON, 1982; ALLEN, 1982, 1984; NALIVKIN, 1983; SWIFT et al., 1983; DUPRE, 1985), el estudio y análisis de las facies es sustancial de cara a interpretar el efecto geológico causado por estos fenómenos me-

teorológicos en las plataformas continentales, y el significado geológico y paleogeográfico de estas series estratigráficas cuya sedimentación ha estado dominada por la acción de las tormentas.

Si bien son relativamente abundantes los trabajos publicados en los últimos quince-veinte años en los que de una u otra manera se hace referencia a la sedimentación inducida por tormentas (la base de datos *Pascal-Geode* tiene algo más de 250 registros en los que en las palabras clave hay relación entre este ítem y la sedimentología), sólo unos pocos significan un hito importante en el avance de los conocimientos sobre este tema, ya sea porque aportan descripciones detalladas de las características diagnósticas de las facies, ya porque ofrecen interpretaciones paleogeográficas que ayudan a comprender las series sedimentadas en plataformas dominadas por la acción de las tormentas (*storm shelf dominated*).

En la literatura geológica de los últimos años, en las referencias a la sedimentación provocada por corrientes de tormenta, aparecen algunos términos que para el lector introducido en el tema le resultan tan familiares que, incluso, los puede considerar casi sinónimos. Es frecuente encontrar «capa de tormenta» (*storm-sand layer*), introducido por REINECK & SINGH, 1971), tempestita (*tempestite*) AGER, 1974) y estratificación cruzada *hummocky* (*hummocky cross-stratification, HCS*), HARMS et al., 1975). Ahora bien, mientras que los términos «capa de tormenta» y «tempestita» tienen un significado genético, sin definir exactamente la facies, el término estratificación cruzada *hummocky* tiene un significado descriptivo de un tipo determinado de facies.

El término tempestita, introducido en la literatura geológica por AGER (1974), aunque tiene un significado genético como el de turbidita, no es estrictamente comparable con éste, puesto que, mientras que la turbidita se forma por una corriente de turbidez, cuyo mecanismo es bien conocido y puede reproducirse en el laboratorio, la tempestita tiene un proceso más complejo y aún es incierto su mecanismo exacto de transporte y sedimentación. No obstante, como indica BRENCHLEY (1985), el término tempestita es útil como sinónimo de «capa depositada por corrientes y olas generadas por tormentas».

Respecto a la descripción, análisis e interpretación de las facies es unánime entre los autores que las han estudiado, y especialmente en los últimos años, la opinión de que el nivel de base del oleaje de las tormentas es un límite entre los tipos de facies que se generan a causa de ese fenómeno meteorológico. Mientras que las facies sedimentadas por encima de ese nivel suelen contener estratificación cruzada *hummocky*, las sedimentadas por debajo tienen afinidad secuencial con las capas turbidíticas s. s. (WALKER, 1979, 1984).

Es generalmente aceptado que la estratificación cruzada *hummocky* (HCS), es una estructura sedimentaria diagnóstica de capas generadas por un flujo oscilatorio de alta energía, frecuente en huracanes, tormentas y *tsunamis*. A pesar de esta aceptada estrecha relación causa/efecto, la estratificación cruzada *hummocky* no ha sido nunca observada en el momento de formarse en la naturaleza, ni ha sido reproducida en el laboratorio. No obstante, SWIFT et al. (1983), en su estudio sobre megarripples formados por tormentas en la plataforma interna del Atlántico de América del Norte, reconocen esta estructura en los *bed-forms* registrados con *side-scan sonar* y encuentran, mediante análisis de Rayos-X en los testigos de sondeos, laminación cruzada de bajo ángulo, ligeramente curvada y convexa hacia arriba, truncada por superficies de erosión, que atribuyen a la estructura interna de la estratificación *hummocky*. Por otra parte, estructuras sedimentarias semejantes pero de pequeña escala, se han obtenido en laboratorio bajo condiciones de flujo oscilatorio (SOUTHARD, 1984). En consecuencia con todo esto cabe decir que el conocimiento de esta estructura sedimentaria, su secuencia ideal, variaciones, y atribución a un origen determinado se debe enteramente al estudio de series fósiles.

La primera descripción de la estratificación *hummocky*, sin darle ese nombre, se debe a GILBERT (1899), quien, en su trabajo «Ripple-marks and cross-bedding», y refiriéndose a la Formación Medina, del Silúrico del E de América del Norte, hace referencia expresa a un tipo de estratificación cruzada cuya estructura interna y geometría tridimensional cómica la atribuye a grandes olas de tormenta.

Esta interpretación fue criticada y olvidada, in-

cluso su descripción, hasta las décadas de los 60 y 70, en que fue redescrita por CAMPBELL (1966, 1971), quien la denominó *large-scale truncated wave-ripple laminae* (laminación truncada de *ripples* de oleaje de gran escala). CAMPBELL define esta estructura como *sets* de láminas paralelas que concuerdan con la forma de las superficies de los *ripples* de oscilación. La curva de las láminas sobre la cresta del *ripple* continúa hacia abajo dentro del surco adyacente, y de nuevo se curva hacia la cresta siguiente...». Asimismo, en la primera mitad de los años 70, otros autores (GOLDRING, 1971; HOWARD, 1972; GOLDRING & BRIDGES, 1973; COTTER, 1975, etc.) describen esta estructura, relacionándola con ambientes sublitorales. Estas descripciones de la estratificación cruzada *hummocky*, todavía sin definir con precisión la secuencia ideal, serían equivalentes de las que se hicieron con las capas turbidíticas, antes de que BOUMA (1962, 1963) definiera la secuencia ideal para este tipo de capas.

La descripción e interpretación originales de GILBERT (1899) fueron constatadas por DUKE (1982) con el reestudio de la Formación Medina, de New York y Ontario, confirmando que la descripción de GILBERT (1899) correspondía a estratificación cruzada *hummocky*.

La estratificación cruzada *hummocky*, HCS, redefinida con este nombre por HARMS et al. (1975), ha atraído la atención de investigadores por cuanto se la relaciona directamente con el flujo de corrientes y olas generados por tormentas, si bien otros fenómenos menos frecuentes, como *tsunamis*, por ejemplo, también pueden generar estratificación cruzada *hummocky* (KLEIN & MARSAGLIA, 1987). Debemos recordar, asimismo, que la estratificación cruzada *hummocky* no es exclusiva de medios marinos someros, por cuanto se ha encontrado también en sedimentos lacustres (DUKE, 1982, 1984; VILLENA et al., 1987). Un ejemplo de este tipo de facies en series lacustres lo constituye el de la foto 3, perteneciente al tramo denominado M₂ de la cuenca Autuniense de El Viar, Sevilla (SIMANCAS et al., 1983), cuyas facies han sido estudiadas por el autor de este trabajo.

HARMS et al. (1975, p. 87) definen y caracterizan la estratificación cruzada *hummocky*, HCS, diciendo que: «1) las superficies límite más infe-

riores de los *sets* son erosionales y comúnmente con ángulos inferiores a los 10°, aunque pueda alcanzar los 15°; 2) las láminas que se sitúan por encima de este límite erosional son paralelas, o casi, a esta superficie; 3) las láminas pueden sistemáticamente engrosar lateralmente dentro de un *set*, y sus trazas, en una sección vertical, tienen forma de abanico disminuyendo lateralmente, de forma regular, su inclinación; y 4) las direcciones de inclinación de los límites erosivos de los *sets*, y de las láminas suprayacentes tienen distribución irregular» (fig. 2.1.).

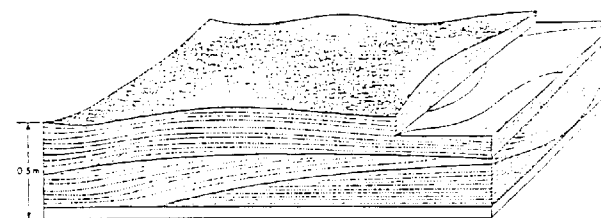


Figura 2.1.—Bloque diagrama de la estratificación cruzada *hummocky*, HCS, mostrando la típica geometría cómica y las truncaciones de *hummocks* y *swales*. Tomado de HARMS et al., 1975.

Desde que esta estructura sedimentaria fue formalmente definida con el nombre de *hummocky* son numerosos los trabajos que la citan, siempre en relación con el oleaje y/o con corrientes generadas por el mismo. No obstante, ha habido diferentes interpretaciones y alguna polémica sobre el origen de esta característica estructura sedimentaria, de la causa e intensidad del oleaje y/o de las corrientes de fondo que la forman, de la batimetría en la que se encuentra, etc. (JONHSON & BALDWIN, 1978; HAMBLEN & WALKER, 1979; KREISA, 1981; HUNTER & CLIFTON, 1982; BRENCHLEY, 1985; WALKER, 1979, 1982, 1984; DOTT & BOURGEOIS, 1982; SWIFT et al., 1983; DOTT, 1983; DUKE, 1985, 1987; KLEIN & MARSAGLIA, 1987; SWIFT & NUMMEDAL, 1987, etc.).

El interés del estudio de esta estructura sedimentaria se deriva de su importante significado sedimentológico por cuanto puede ser guía, al menos potencial, para el establecimiento de la batimetría relativa de sedimentos antiguos, del

tránsito plataforma interna/plataforma externa, y por consiguiente de los sedimentos asociados a esta transición, pero depositados netamente en *offshore*.

DOTT & BOURGEOIS (1982) proponen una secuencia idealizada para la estratificación cruzada *hummocky*, que, dicen, «creemos que podría representar un papel análogo al de la secuencia de Bouma para las turbiditas». En la figura 2.2. se ha reproducido la secuencia ideal de la estratificación *hummocky*, tal como la definen DOTT & BOURGEOIS (1982).

Esta secuencia tiene un contacto basal neto y erosivo, denominado «límite de primer orden» para diferenciarlo de las superficies internas entre *sets* de *hummocky* que denominan «truncaciones de segundo orden». Por tanto, la estratificación *hummocky* estaría limitada por superficies erosivas de primer orden, mientras que los *sets* de láminas lo estarían por superficies de segundo orden. Finalmente, cada lámina correspondería a «superficies laminares de tercer orden». Típicamente la estratificación *hummocky*

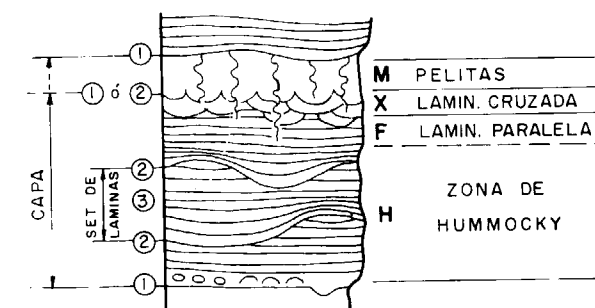


Figura 2.2.—Secuencia idealizada de la estratificación cruzada *hummocky*, HCS. Los números 1, 2 y 3 indican los límites de primer, segundo y tercer grado, respectivamente. Tomado de DOTT & BOURGEOIS (1982), modificada.

ky contiene varias truncaciones de segundo orden que lateralmente pueden unirse, amalgamándose uno o varios *sets* de láminas *hummocky*.

Desde el punto de vista del proceso de formación de la estratificación *hummocky*, y en virtud de la dinámica de los fenómenos meteoroló-

gicos de huracanes y tormentas, el límite de primer orden puede representar un tiempo de semanas, o años, en función del período de recurrencia de las tormentas cuya magnitud queda registrada en la cuenca objeto de estudio. Las truncaciones de segundo orden, puesto que se forman en un mismo evento, representarán horas o minutos, dependiendo del tiempo que transcurre entre los impulsos que la tormenta imprima a las corrientes que genera. Finalmente, el tiempo que representan las láminas individuales será de segundos o minutos, en función de la longitud de onda y período del oleaje (DOTT & BOURGEOIS, 1982; DOTT, 1983). Tener presente el significado de estos límites es de suma utilidad a la hora de analizar e intentar establecer una correlación de procesos entre las facies sedimentadas por la acción de las tormentas en la plataforma interna y en la plataforma externa. GOLDRING (1984) ofrece algunos criterios para establecer diferencias entre superficies de amalgamación de primer orden y discordancias internas de segundo orden. Se basa en la presencia, o no, de *lags* de bioclastos, de zonas de bioturbación, de anómala concentración de micas y de fragmentos de plantas, etc.

En la secuencia ideal de la estratificación *hummocky*, DOTT & BOURGEOIS (1982) diferencian cuatro zonas (fig. 2.2.), con granulometría decreciente hacia arriba:

— Zona H, de láminas *hummocky*; puede tener, o no, justo sobre el límite inferior, de primer orden, un depósito residual de cantos, o de bioclastos. Los *sets* de láminas, separados por truncaciones de segundo orden, pueden ser, en sección vertical, simétricos o asimétricos. La geometría de los *hummocks* (antiformas) y *swales* (sinformas), son sensiblemente circulares. Las láminas individuales varían desde menos de 1 mm a 1 ó 2 cm, y el espesor total es muy variable, pudiendo ser superior a 1 m. Raramente se preserva la geometría cómica en el techo de la capa, puesto que pasa a otros términos de la secuencia, o se amalgama, por erosión, con otras capas.

— Zona F, de laminación paralela (*Flat laminae*): Dentro del último *set* de láminas con *hummocks* y *swales*, gradualmente se pasa, sin discontinuidad, a un tramo de la se-

cuencia formado por laminación paralela. En este tramo es frecuente la presencia de micas y de briznas de plantas concentradas en las superficies de las láminas. Al mismo tiempo suele presentar *parting lineation*, lo que sugiere no sólo un crecimiento por decantación sobre la forma del fondo subyacente, sino también un transporte tractivo.

— Zona X, de *ripples* y laminación cruzada: Este tramo está formado por arena muy fina o limo, y representa el retrabajamiento del fondo por oleaje de baja intensidad durante el período en que la tormenta va perdiendo actividad y se recuperan las condiciones de buen tiempo. En sección vertical los *ripples* suelen ser simétricos, producto de un flujo oscilatorio. No obstante, también puede estar formado este tramo por laminación cruzada asimétrica.

— Zona M, pelítica (*Mudstone*): Está formada por sedimentos de granulometría muy fina correspondientes a la decantación del fango puesto en suspensión por la tormenta y/o a la sedimentación autóctona de buen tiempo. Dilucidar a qué tipo de sedimentación corresponde es complicado, puesto que quizá se den los dos procesos en la mayor parte de los casos en que aparece este tramo de la secuencia ideal.

A esta secuencia idealizada, según WALKER et al. (1983), deben añadirse dos tramos más en la parte basal de la misma (fig. 2.3.).

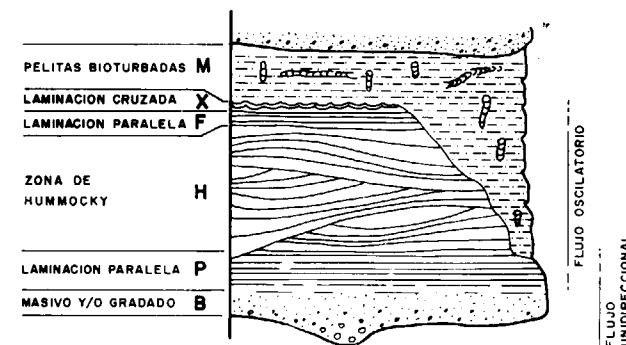


Figura 2.3.—Secuencia idealizada de la estratificación cruzada *hummocky*, HCS, propuesta por WALKER et al. (1983).

Inmediatamente sobre el límite de primer orden, base de la secuencia, se situaría un tramo denominado «B», masivo o gradado, que sería equivalente al término «A» de la secuencia de Bouma en capas turbidíticas. En tránsito gradual sobre el tramo «B», y bajo el «H», la secuencia ideal de la estratificación *hummocky* incluiría un término de laminación paralela, cuyo techo pasaría de forma gradual al tramo «F», o mediante una superficie erosiva.

La presencia de estas estructuras sedimentarias en la base de la secuencia idealizada y conceptual de la estratificación cruzada *hummocky* HCS, sugiere un transporte y sedimentación por un fuerte flujo unidireccional de tipo turbidítico, seguido por el retrabajamiento por flujo oscilatorio (WALKER et al., 1983; WALKER, 1984). Este mecanismo de transporte y sedimentación mediante corrientes turbidíticas ya había sido sugerido por HAMBLIN & WALKER (1979) y WALKER (1979).

Por otra parte, al igual que ocurre con la secuencia de Bouma en series turbidíticas, la secuencia ideal de estratificación cruzada *hummocky* generalmente se presenta incompleta (fig. 2.4, foto 4), ya sea porque le falten términos

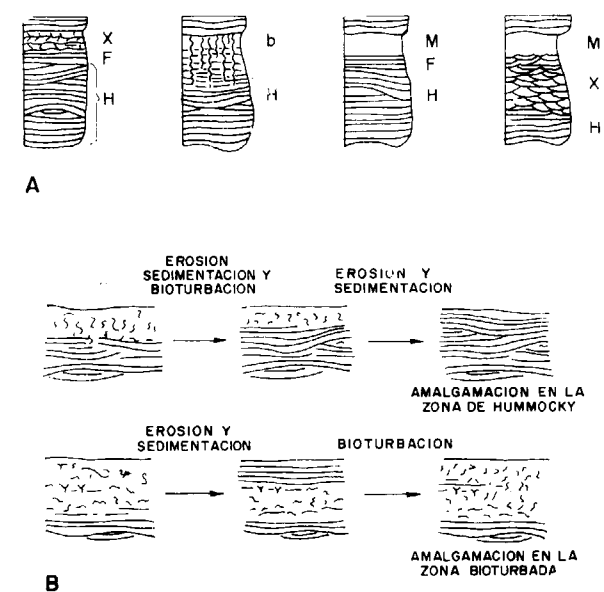


Figura 2.4.—Diferentes tipos de secuencias de estratificación cruzada *hummocky*, HCS, por falta de algunos términos, o por erosión y amalgamación. A) DOTT & BOURGEOIS (1982). B) BOURGEOIS (1980), modificadas.

de la base, o del techo, por razón de su proximidad o distalidad, ya sea por amalgamación de capas (BOURGEOIS, 1980; HUNTER & CLIFTON, 1981; DOTT & BOURGEOIS, 1982; MOUNT, 1982; WALKER et al., 1983, etc.; ver también el capítulo 4 de este trabajo). Normalmente, y sobre todo en series del Mesozoico y Terciario, los tramos altos de la secuencia, cuando no toda, suelen estar bioturbados, lo que hace difícil su identificación.

Ahora bien, las plataformas dominadas por la acción de las tormentas no solamente están caracterizadas por la presencia de estratificación cruzada *hummocky*. Otras facies son igualmente características de estos ambientes y mecanismos de sedimentación. Especialmente en la plataforma externa, y por debajo del nivel de base del oleaje de las tormentas, la sedimentación «normal» corresponde a capas turbidíticas de aspecto análogo a las sedimentadas en los *deep sea fan* (WALKER, 1979, 1984).

Facies «turbidíticas» de capas gradadas, generadas por la acción de las tormentas, han sido descritas por diferentes autores, tanto en series recientes (HAYES, 1967; REINECK & SINGH, 1971; NELSON, 1982; MORTON, 1981; FIGUEIREDO et al., 1982, etc.), como en sedimentos fósiles de diferentes litologías y edades (WALKER, 1979, 1984; BENTON & GRAY, 1981; GABALDON et al., 1985; VALECKA, 1984; FENTON & WILSON, 1985; BRENCHLEY, 1985; LASH, 1987, etc.).

No obstante estas referencias, las facies «turbidíticas» sedimentadas en la plataforma externa son, aisladamente, prácticamente idénticas a las formadas en abanicos submarinos profundos (foto 5). Sus relaciones laterales con sedimentos de plataforma interna, o del límite plataforma interna-externa, bien caracterizados por estructuras sedimentarias en las que se evidencia la acción del oleaje, permite su atribución a ambientes de plataforma, diferenciándolas así de los abanicos turbidíticos profundos. Estos abanicos, correspondientes a *lowstand systems tract* de secuencias Tipo 1 (POSAMENTIER et al., 1988), se encuentran aislados y limitados por superficies de discordancia, respecto de los sedimentos que les rodean (ROSELL, 1989).

No se han incluido aquí los antecedentes más destacables sobre el conocimiento del fenómeno meteorológico de los huracanes y de las grandes tormentas de latitudes medias, considerados como agentes geológicos de primer orden, porque a este tema específico se dedica un apartado en el capítulo 3, «El Medio Físico».

3. EL MEDIO FÍSICO

En este capítulo se pretende analizar las características físicas y el entorno ambiental de las plataformas siliciclásticas dominadas por la acción de las tormentas. Se describe, asimismo, si quiera someramente, el fenómeno meteorológico de los huracanes y de las grandes tormentas de latitudes medias, y la incidencia que tienen, como agentes geológicos, en la acumulación de materiales en este medio sedimentario.

La sedimentación terrígena en las plataformas distales viene condicionada, fundamentalmente, por dos factores:

1. *Características físicas de la cuenca sedimentaria*, incluyendo batimetría, pendientes, relaciones con zonas adyacentes y con el área madre de los sedimentos, etc. Este factor condicionará, básicamente, el potencial de preservación de los materiales acumulados frente a procesos erosivos sinsedimentarios o penecontemporáneos, ya sean locales, o generalizados por cambios globales del nivel del mar. Por otra parte, la morfología y posición geográfica de la cuenca respecto de la previsible evolución geotectónica de la región, hace que los sedimentos acumulados se preserven como tales, o sufran transformaciones tan importantes que impidan el reconocimiento de las texturas y estructuras originales de la roca.
2. *Hidrodinámica de las corrientes capaces de transportar, y consecuentemente depositar, el material disponible en el área madre.* Este factor está, a su vez, condicionado por el anterior (características físicas de la cuenca sedimentaria), y, muy especialmente, por la posición geográfica de la misma en el marco de su latitud y distancia respecto del área

fuelle. Por otra parte la hidrodinámica de las corrientes, su distribución y carácter esporádico o permanente, condiciona el tipo de las facies que se depositan, es decir, la geometría de los cuerpos sedimentarios, de la estratificación, estructuras sedimentarias, distribución en horizontal y cambios de facies, etc.

La importancia que, en la sedimentación en plataformas siliciclásticas distales, tienen los factores enunciados, hace necesario analizarlos detalladamente, al tiempo que es preciso conocer el significado y la repercusión de los mismos en el contexto del registro estratigráfico.

3.1. LA CUENCA SEDIMENTARIA

Los intentos de clasificación de las plataformas continentales actuales tienen, en general, un carácter descriptivo. SHEPARD, 1977 (*in* BOUMA et al., 1982), hace una clasificación de las plataformas actuales, agrupándolas en seis tipos que atienden a criterios morfológicos, climáticos, y de situación tectónica actual. A nuestro juicio, no aportan una información sustancial de cara a la reconstrucción de la paleogeografía mediante el estudio de series fósiles, puesto que en éstas es extremadamente difícil, por no decir imposible, reconocer paleogeomorfologías indicadoras del ambiente sedimentario.

En la actualidad, existen diferentes factores que influyen o ejercen un cierto control en los procesos sedimentarios que tienen lugar en las plataformas continentales. Cuatro de estos factores, quizá los más importantes, son:

- *La topografía del fondo del mar*, por cuanto su profundidad, pendiente e irregularidades pueden condicionar el confinamiento o expansión de las corrientes de fondo y, de una manera especial, las inducidas por tormentas.
- *Retrabajamiento de sedimentos relictos*, ya que, durante los momentos de nivel de mar bajo, la plataforma puede ser muy somera, o hasta quedar emergida, y pueden formarse islas barrera e incluso quedar bajo el dominio del ambiente fluvial. Durante la siguiente transgresión del mar estas áreas pueden que-

dar sumergidas e incorporarse al registro sedimentario de la plataforma, BOUMA et al. (1982). Algunos *sand-ridges* de la plataforma del Atlántico de Norteamérica se interpretan como sedimentos relictos que están actualmente siendo retrabajados por olas y corrientes, STUBBLEFIEL et al. (1984), si bien SWIFT et al. (1984) interpretan estos mismos *sandwaves* como respuesta al flujo de las corrientes de tormenta subsiguientes a la transgresión holocena actual.

- *Sistemas de corrientes marinas*, por cuanto pueden distribuir y acumular gran cantidad de sedimentos. SWIFT et al. (1971) distinguen cuatro tipos principales de corrientes marinas que actúan en la plataforma: mareales, inducidas por tormentas, oceánicas que entran en la plataforma, y de densidad. El estudio, distribución e intensidad de las mismas en los mares actuales lleva (SWIFT et al., *in press*, en WALKER, 1984) a una división de las plataformas marinas en tres tipos principales: dominadas por la acción de las tormentas (80 por 100), dominadas por las mareas (17 por 100) y dominadas por la entrada en la plataforma de corrientes oceánicas (3 por 100).
- *Fluctuaciones estacionales* en el transporte de sedimentos, con épocas de intenso aporte de materiales, que provocará, durante la época de lluvias, por ejemplo, una mayor acumulación de materiales en *nearshore*, o el crecimiento de los sistemas deltaicos, aumentando, a su vez, la cantidad de material disponible para ser retrabajado y distribuido en la plataforma por las corrientes marinas citadas.

A pesar del reconocimiento de estos factores, y de la extensión que tiene y ha tenido a lo largo de la historia geológica, la zona de *offshore* constituye todavía hoy un medio sedimentario relativamente poco conocido. Esto se debe probablemente a dos causas: falta de criterios claros de diagnóstico e identificación de las series formadas en este ambiente; y dificultad de estudio de los procesos sedimentarios que tienen lugar actualmente en ese medio. Por estas razones, en el estudio de series estratigráficas antiguas, la atribución de determinadas series estratigráficas a ambientes de plataforma se ha-

ce por exclusión, es decir, cuando no existen criterios que permitan asignarlas a otro ambiente sedimentario. Parece, llevándolo al extremo, que los únicos criterios de identificación de estos materiales serían su granulometría de grano fino y su contenido paleontológico.

Para BOUMA et al. (1982) la ausencia de criterios diagnósticos de identificación se debe, entre otras razones, a que los «sedimentos en las modernas plataformas continentales no están en completo equilibrio con las condiciones actuales. Complejas interacciones entre factores tales como tectónica, fluctuaciones del nivel del mar, oleaje y dinámica de las corrientes, junto con eventos especiales como las tormentas, conducen a que se mezclen los sedimentos actuales con los relictos, en una gran variedad de microambientes. Como consecuencia, la variación de las comunidades bentónicas en el tiempo y el espacio impiden la identificación de características diagnósticas por el contenido faunístico». El aportar criterios de identificación de las facies depositadas en la zona de *offshore* de las plataformas constituye, como se ha indicado en el apartado 1.1., uno de los objetivos de este trabajo. Nos centraremos, pues, en el estudio de las series que, bajo el dominio de la acción de las tormentas, se han sedimentado en *offshore*, considerando como tal la *plataforma continental abierta*, cuyos límites los establecemos, por una parte en el nivel de base del oleaje de buen tiempo, y por otro en el margen más externo de la plataforma, es decir, en el inicio del talud continental (fig. 3.1.).

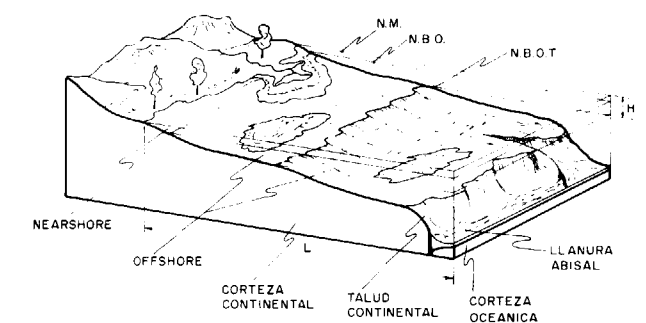


Figura 3.1.—Esquema de plataforma abierta, sin cinturón de islas barrera. N.M.: Nivel del mar. N.B.O.: Nivel de base del oleaje. N.B.O.T.: Nivel de base del oleaje de tormentas. H.: Decenas de metros. L.: Decenas y centenas de kilómetros.

Es de sobra conocido que, en geología, la transición *nearshore / offshore* viene marcada por el nivel de base de la acción del oleaje. Este tránsito constituye el límite proximal del sector de la cuenca sedimentaria que pretendemos caracterizar. A pesar de ser un límite difuso debido a las variaciones estacionales, y a que puede ocupar una gran extensión en función de la pendiente del fondo, su localización tanto en la geografía marina actual, como en el registro sedimentario fósil, no plantea, al menos conceptualmente, un grave problema. El conocimiento que se tiene actualmente sobre las facies, dinámica, y procesos sedimentarios que tienen lugar en *nearshore*, hace que sea relativamente fácil situar la transición de este ambiente con el *offshore*.

En contraposición a esto, el límite distal de la plataforma continental lo constituye, y está bien definido en los mares actuales, el talud continental, si bien en el registro fósil no parece haber criterios claros que marquen este límite. Este problema es debido, probablemente, tanto al desconocimiento de los procesos actuales que en ese ambiente tienen lugar, como a la extensión que puede tener el margen de la plataforma, y a la indefinición y confusión existente en la literatura geológica, no en la oceanográfica, sobre los términos talud continental, talud, margen de plataforma, borde de plataforma, ruptura de la plataforma, cuenca, llanura submarina, fondos pelágicos, etc.

En nuestra opinión es importante la matización de si la sedimentación se produce mayoritariamente sobre las plataformas continentales, o si tiene lugar en los grandes fondos oceánicos, aunque puedan existir ciertas analogías entre las facies sedimentadas en la zona más «somera» y en la más «profunda». Esta importancia se deriva de la diferencia en el potencial de riqueza en hidrocarburos, y en otros recursos minerales, entre los sedimentos acumulados en una y otra área de los fondos marinos. Además, en uno y otro lugar, el potencial de preservación de los sedimentos, como veremos más adelante, es muy diferente.

Para comprender el significado y trascendencia que el margen de la plataforma-talud-llanura submarina debe tener en el registro geológico, baste

recordar que, en los mares actuales, el relieve medio entre el margen de la plataforma y la base del talud es casi de 4.000 m. (VANNEY & STANLEY, 1983). Por otra parte la profundidad media del margen de la plataforma es de 132 m., y se sitúa a una distancia media de 75 Km.; estos valores medios oscilan, no obstante, entre menos de 20 m. y más de 900 m. para la profundidad, y desde pocos kilómetros a más de 1.000 Km. para la distancia que existe desde tierra al inicio del talud continental (EMERY, 1981; BOUMA et al., 1982).

El margen de la plataforma, considerado como la zona de ruptura de la plataforma externa, y tránsito de la misma, a través del talud continental, a los grandes fondos abisales, constituye por sí mismo una característica fisiográfica de primer orden. Es parte integral de los márgenes de la corteza continental y, como tal, puede ser trazado, casi sin discontinuidades, sobre más de 300.000 Km. (VANNEY & STANLEY, *op. cit.*). En términos de fisiografía y de sedimentación, el margen de la plataforma externa es un límite cuya magnitud es comparable con el que forma la línea de costa, o el paso talud-llanura abisal.

No obstante, a pesar de esta magnitud el tránsito plataforma externa-talud es aún bastante desconocido desde el punto de vista de sus facies en el registro estratigráfico, correlacionándose generalmente este tránsito con la presencia de capas producto de fenómenos de *slumping*, *mud-flow*, etc. Por el contrario es una zona que se identifica bien en sismoestratigrafía por su geometría de clinoformas (fig. 3.2.).

Normalmente, la configuración de la plataforma externa y de su margen es compleja, y a menudo presenta una topografía de terrazas (fig. 3.3.), que los registros en perfiles sísmicos y de eco-sonda suelen presentar con un aumento en su escala vertical de entre $\times 10$ y $\times 40$ (fig. 3.4.). Esto puede conducir a errores de concepto y de interpretación sustanciales si se considera como talud continental, y por consiguiente límite entre la plataforma y la llanura submarina abisal, cualquiera de estos suaves «taludes» que representan cambios menores en la profundidad de la cuenca, en los que, lógicamente, también se producirán procesos de transporte en masa desorganizados.

Estos *taludes* «de segundo orden», situados dentro de la plataforma y de gran importancia en la sedimentación, deben diferenciarse del *talud de ruptura de la plataforma*, que es la característica

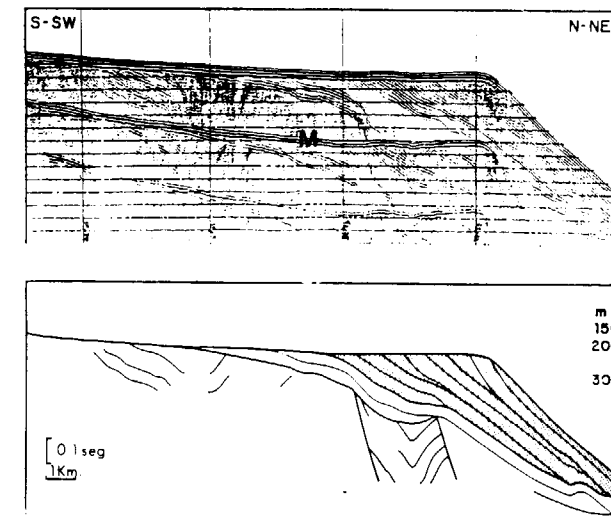


Figura 3.2.—Clinoforma del margen de la plataforma continental del norte de España. Tomada de MOUGENOT et al. (1983).

fisiográfica de los fondos marinos en la que de forma generalizada se produce un sustancial aumento de la pendiente, oscilando en la parte más alta, es decir, en la parte más suave, entre los 5° y los 10° , equivalentes a pendientes del 8 al 18 por 100, aproximadamente, mientras que taludes intraplataforma no suelen superar los $1,5^\circ$, pendiente que, no obstante, destaca netamente de la normal de las plataformas, que es del orden de $0,1^\circ$.

Probablemente las diferencias existentes entre los sedimentos actuales del pie del talud continental, y los de series fósiles, se deba precisamente a la diferente situación y significado paleogeográfico de unos y otros sedimentos. Así, RICH (1951), *in* WOODROW (1983), indica que la ruptura de la pendiente del fondo, en el registro fósil de los mares epicontinentales, coincide con el nivel de base del oleaje, y acuña el término *clinoforma* para este cambio de gradiente

en la profundidad. Este término, usado también por otros autores, ha sido redefinido por MITCHUM et al. (1977), pero sin hacer referencia a su situación paleogeográfica ni a procesos sedimentarios. Las clinoformas representan un «talud» que actúa, respecto de la «cuenca», del mismo modo que el margen de la plataforma en los océanos actuales, respecto de los fondos abisales.

En este orden de cosas, en el estudio de series fósiles, es preciso tener en cuenta si se trata de series formadas en mares epicontinentales, o en plataformas marginales. EINSELE (1985) destaca algunas características de un tipo y de otro,

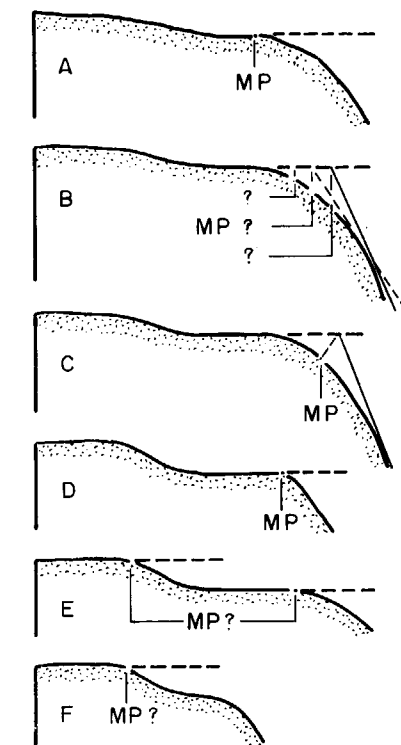


Figura 3.3. — Diferentes tipos de morfología aterrazada de la plataforma continental. MP.: Margen de la plataforma. Tomada de VANNEY & STANLEY (1983), modificada.

en relación con el marco tectónico, morfología, condiciones hidrodinámicas y relaciones entre subsidencia y cambios en el nivel del mar.

Los sedimentos acumulados sobre la plataforma, ya sea en mares epicontinentales o marginales,

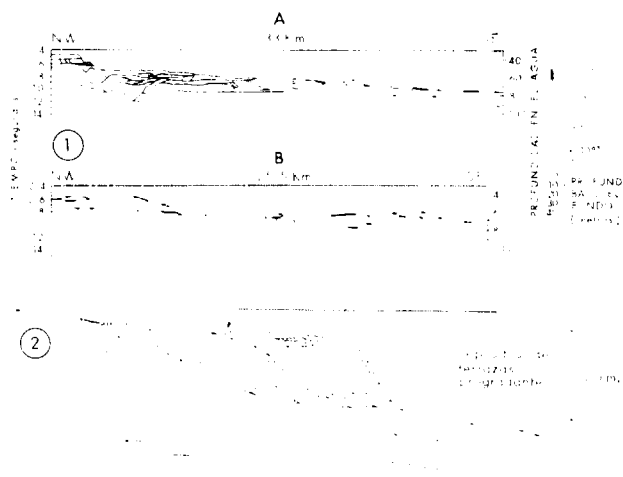


Figura 3.4.—Taludes de segundo orden en la plataforma continental, magnificados por el aumento de la escala vertical. 1) KNEBEL & SPIKER (1977). 2) FIELD et al. (1983), modificadas.

están asociados y forman parte, evidentemente, de la corteza continental; mientras que los depositados al pie del talud, en la llanura submarina, estarán, obviamente, asociados a materiales de la corteza oceánica. En la figura 3.5. puede observarse cómo los sedimentos con alto potencial de preservación son precisamente aquellos que se han depositado sobre la plataforma continental, y en la zona del margen de la misma. Los sedimentos de la llanura submarina del pie del talud estarán, muy probablemente, afectados por la etapa tectogénica de colisión de las placas, siendo, bien subducidos, bien estructurados como prisma de acreción, y afectados por procesos metamórficos.

Dentro de la zona geográfica circunscrita por los límites proximal y distal sucintamente descritos, es en donde se depositan los materiales cuya

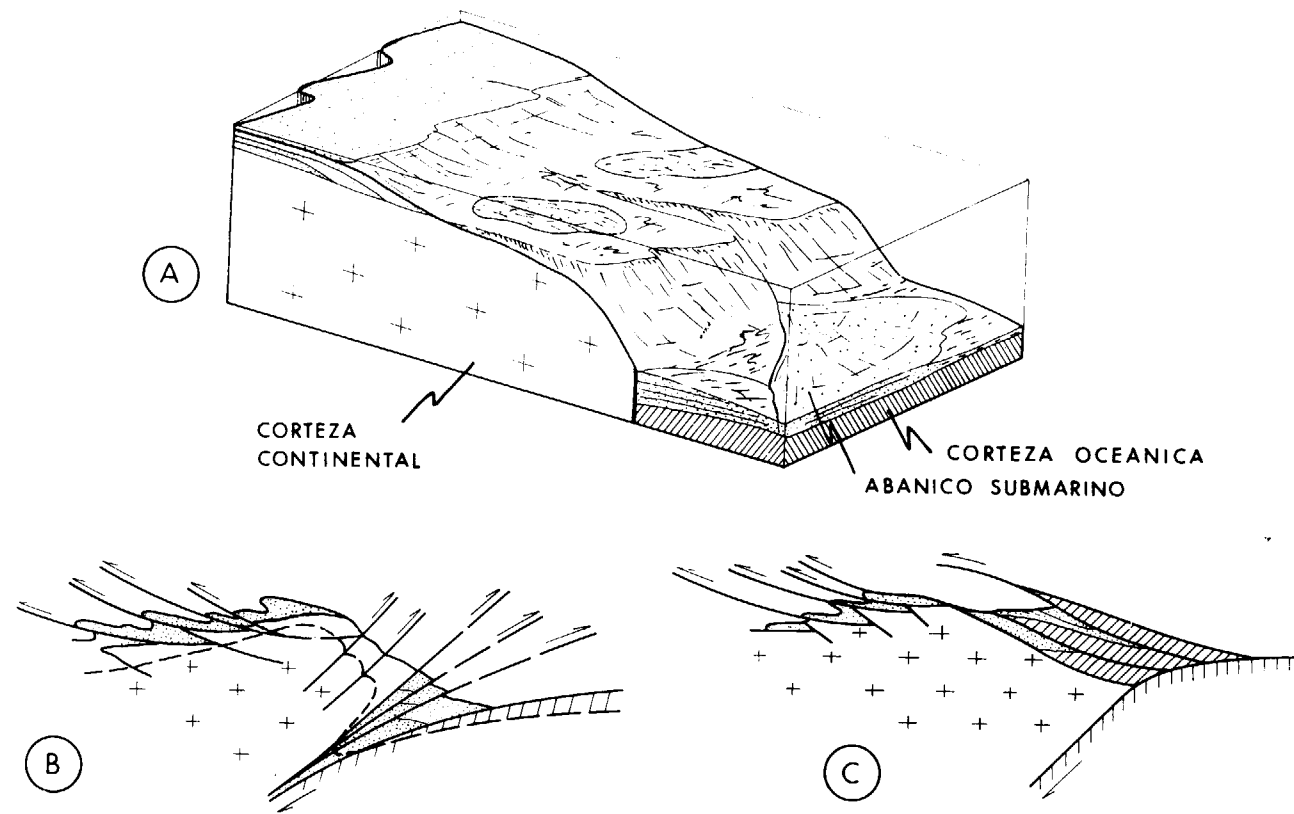


Figura 3.5.—A) Sedimentación en la plataforma y en abanicos turbidíticos profundos, al pie del talud continental. El potencial de preservación de los sedimentos depende de su posición y del marco geotectónico. B) En situación de subducción. C) En obducción. Comentarios en el texto.

descripción, análisis y distribución areal constituye la parte fundamental de este trabajo. No obstante, sólo aquellas series depositadas en las plataformas dominadas por la acción de las tormentas, serán objeto de análisis. Se excluyen, por tanto, otros sedimentos de *offshore*, por ejemplo, la parte distal de los sistemas deltaicos, aunque, probablemente, tengan su mayor índice de acreción precisamente por la actividad de grandes huracanes y tormentas.

Conceptos no suficientemente claros en la literatura geológica, pero, a nuestro juicio, importantes por la problemática planteada en este trabajo, son los de plataforma interna y plataforma externa. A menudo el límite entre ambos sectores de la plataforma se fija en función de la presencia, o no, de fósiles bentónicos, de bioturbación, y en algunos casos únicamente de la litología.

Este límite parece claro cuando la plataforma continental tiene un cinturón de islas barrera o, en su caso, de arrecifes. Entonces se considera plataforma interna el espacio comprendido entre la línea de costa y el nivel de base del oleaje en la cara exterior de las islas barrera; y plataforma externa desde este punto hasta el comienzo del talud continental.

El problema de delimitación de estos ambientes, en series antiguas, se acentúa cuando la plataforma continental es de tipo rampa, es decir, cuando no hay registro de ningún cinturón de islas barrera, y el paso desde la línea de costa hasta el margen de la plataforma se produce de forma regular y más o menos homogénea. En este caso consideraremos que la plataforma interna se extiende hasta donde llegan los sedimentos procedentes de *nearshore* mediante los mecanismos de sedimentación propios de este ambiente, es decir, mediante las corrientes mareales, las producidas por el oleaje (*longshore*), y aquellas vinculadas directamente a los sistemas deltaicos de dominio fluvial.

Este límite de extensión de los sedimentos vinculados directamente a la dinámica de *nearshore* marca un suave talud entre lo que consideramos plataforma interna y plataforma externa (fig. 3.1.); talud que puede identificarse bien en el estudio de facies cuando se trata de

una situación de deltas, puesto que coincide con el frente deltaico.

Así considerado, el límite plataforma interna-externa constituye un «talud» que, lógicamente, podrá progradar dando clinofomas y en el que serán frecuentes los depósitos producto de transporte en masa de sedimentos, *slumping*, *debris-flow*, etc., cuando sea desestabilizado, bien por superar su pendiente crítica, bien por causas tectónicas (sismoeventos), bien meteorológicas (huracanes y tormentas).

De aquí que el tener presente a qué tipo de materiales se asocian los sedimentos al pie de cualquier tipo de taludes, nos dará información, en el registro fósil, de si estamos ante sedimentos de «cuenca profunda», por ejemplo del tipo de los abanicos turbidíticos actuales, o «de plataforma externa», aunque entre ambos tipos pueda haber ciertas analogías.

3.2. EL FENOMENO METEOROLOGICO

En este apartado se hace una descripción sucinta de los fenómenos meteorológicos huracanes y tormentas, que, considerados como agentes geológicos, tienen gran incidencia en la evolución sedimentológica de las plataformas continentales. El principal objetivo, pues, de este apartado, es llamar la atención sobre la importancia que estos fenómenos meteorológicos tienen en el registro geológico.

Frente a procesos sedimentarios continuos, prolongados en el tiempo, y graduales, como puede ser la producción de fango micrítico en una plataforma carbonatada, existen otros procesos absolutamente discontinuos, súbitos, «catastróficos», que son agentes sumamente activos en la acumulación de materiales en muchos ambientes sedimentarios, y particularmente en las plataformas continentales.

Por esta razón, si fenómenos «catastróficos» en dimensión humana son, supuestamente, importantísimos agentes sedimentarios por la frecuencia e intensidad con que se repiten, deberemos considerarlos, a la escala geológica, como algo

absolutamente «normal», y así lo ponen de manifiesto NALIVKIN (1983), READING (1978) o DOTT (1983), entre otros muchos autores. Con esta perspectiva se considera algo completamente normal, en series fluviales por ejemplo, la alternancia de depósitos de relleno de canal, y de llanura de inundación, cuando estos últimos, y probablemente los primeros, son productos de un evento «catastrófico» a la escala humana.

Con estas consideraciones, en plataformas siliciclásticas dominadas por la acción de las tormentas, quizá sea mayor el tiempo que representan las superficies entre estratos, que el representado por el propio registro de sedimentos (fig. 3.6.). Por esta razón, DOTT (1983) utiliza el

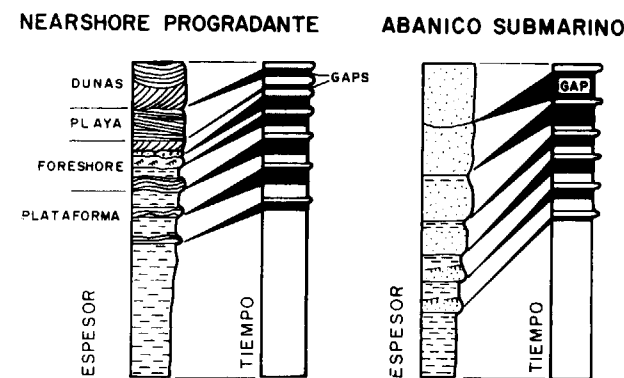


Figura 3.6.—Relación entre registro sedimentario y tiempo. Las zonas ensombrecidas significan tiempo transcurrido sin registro sedimentario. Tomado de DOTT (1983), modificada.

término «episódico» en lugar de catastrófico, puesto que cada capa de tormenta representa algo normal, pero no continuo, sino, efectivamente, episódico en la evolución geológica de la cuenca. Mientras, los términos catastrófico y catastrofismo deberían reservarse para algo de mayor entidad, para procesos y mecanismos que superen la «cotidianeidad episódica» a escala geológica, y hayan sucedido relativamente pocas veces a la escala de tiempo geológico. Si se necesita un término dramático que defina un evento sedimentario en la escala de

tiempo geológico, DOTT (1983) sugiere emplear «cataclismo». En este sentido cataclismos serían los registros que tienen un significado de grandes sismoeventos, como, por ejemplo, el «nivel de Fuentes» (MORENO, 1974, 1977), o la «megaturbidita» del Eoceno pirenaico (LABAUME et al., 1983), que son eventos realmente destructivos de plataformas, y de extremada baja frecuencia en el registro geológico.

Consideremos, pues, a los huracanes y tormentas como agentes geológicos normales, si bien episódicos, en la evolución sedimentológica de la mayor parte de las plataformas continentales.

Habitualmente, en el lenguaje geológico, los términos huracán y tormenta se consideran como sinónimos, ya que el efecto que producen en plataformas someras es análogo. No obstante, debemos matizar que el término huracán se refiere, genéricamente, a los ciclones tropicales, mientras que tormenta equivale a borrasca de latitudes medias. Por otra parte, el huracán se repite con frecuencia en los meses de verano (julio a septiembre, en el hemisferio Norte), mientras que las tormentas o borrascas de latitudes medias son más frecuentes en los meses de invierno.

Dado que en este trabajo nos referimos siempre a ambientes marinos, quizá deberíamos emplear el vocablo «tempestad» en lugar de «tormenta», por el diferente sentido que una y otra palabra tienen en castellano. El uso generalizado que en la literatura geológica en español tiene la palabra «tormenta», se debe a la influencia del término inglés *storm*. Del mismo modo, si aceptamos el término «tormenta» deberíamos usar «tormentita», en lugar de «tempestita», del inglés *tempestite*, término usado para referirnos a una capa sedimentada por efecto de una «tormenta/tempestad».

Si bien fue GILBERT (1899) el primero en interpretar el efecto de grandes tormentas en el registro sedimentario de series de plataforma, no ha sido sino hasta los años 60 que se ha despertado el interés por la respuesta geológica de las plataformas continentales, frente a fenómenos meteorológicos como huracanes y tormentas.

El comienzo de este interés hay que situarlo en los trabajos de BALL et al. (1963), acerca del efecto geológico del Huracán «Donna» en el sur de Florida, y, sobre todo, los de HAYES (1967), sobre el registro dejado por los huracanes «Carla» y «Cindy» en la costa y plataforma de Texas (USA), indicando que durante el huracán «Carla» se depositó sobre la plataforma, mediante una corriente de densidad generada por el mismo, una capa de arena procedente de la erosión que el huracán produjo en el litoral. A estos estudios siguieron otros, como los de PERKINS & ENOS (1968), sobre el efecto de los huracanes «Betsy» y «Donna» en el área de Florida-Bahamas, MORTON (1981), quien reinterpreta el efecto del huracán «Carla» en el Golfo de México, DUPRE (1985), sobre el huracán «Alicia», igualmente en el Golfo de México, etc.

Aunque hay diferentes hipótesis acerca del mecanismo de transporte de sedimentos por efecto de las corrientes y oleaje de las tormentas, es evidente que estos fenómenos meteorológicos son importantes agentes geológicos que no solamente modifican el litoral, sino que son capaces de acumular una gran cantidad de materiales en la plataforma.

La sedimentación como consecuencia de huracanes y tormentas ocupa gran extensión en las plataformas externas. NELSON (1982) describe capas como secuencias de Bouma en el mar de Bering, a más de 100 Km. del litoral, y BRENCHLEY (1984), en series fósiles del Ordovícico, identifica capas de tormenta con estratificación cruzada *hummocky* a no menos de 150 Km. de la línea de costa. No obstante, a medida que nos adentramos en *offshore*, el espesor de las capas disminuye de forma manifiesta. Este cambio de espesor va acompañado de una disminución en el tamaño de grano (NELSON, 1982; AIGNER, 1985, etc.), que hace que la plataforma aparezca gradada, *sensu* JONHSON (1978).

No obstante esta gradación de la plataforma, en una misma cuenca sedimentaria los espesores de las facies de plataforma externa suelen, generalmente, ser mayores que los de *nearshore*. Esto probablemente sea debido a la diferencia de potencial de preservación entre un ambiente y

otro, ya que, mientras el litoral está expuesto a la acción fuertemente erosiva de huracanes y tormentas, la plataforma externa es área de recepción de sedimentos (véase el capítulo 5, «Distribución areal de las facies»). Como ejemplo de esto baste decir que el huracán «Betsy», en 1965, erosionó en pocas horas aproximadamente 6 m. de espesor de arena de las islas barrera del sur de Florida (PERKINS & ENOS, 1968). Evidentemente, la parte de sedimentos que por efecto de las corrientes de retorno de la tormenta lleguen a *offshore*, quedarán «atrapados» incorporándose al registro sedimentario.

El punto de vista de la geología marina difiere sensiblemente del que tiene el análisis de las facies en series fósiles. Así, mientras que los estudios oceanográficos de geología recogen y estudian el registro de unos pocos eventos actuales o recientes, en el análisis de facies fósiles es posible encontrar series con centenares, e incluso millares, de metros de espesor (MOUNT, 1982; GABALDON et al., 1983a, 1985), cuyo mecanismo de sedimentación es la dinámica de tormentas en sentido amplio.

Por otra parte, la diferencia de espesor entre capas sedimentadas por tormentas recientes (sólo algunos centímetros), y las de series antiguas (decimétricas, e incluso métricas), quizá se deba a que el registro fósil probablemente recoja, además de capas de tormenta como las actuales, otras producto de tormentas excepcionalmente intensas, con períodos de recurrencia de varias decenas, e incluso de centenas o miles de años, que quizá no se estén dando actualmente. Además, la bioturbación homogeniza el sedimento haciendo que, en muy poco tiempo, desaparezcan las señales de sedimentación por tormentas. La figura 3.7. muestra el aspecto de una capa gradada, sedimentada por el huracán «Carla», inmediatamente después de formarse, y veinte años después.

No obstante, a pesar de esta diferencia sustancial en la magnitud y en los medios de trabajo, el aporte de conocimientos de la geología marina es importante de cara al estudio de series fósiles. A esto contribuye el hecho de que los huracanes y tormentas de latitudes medias son

fenómenos que se repiten con gran frecuencia, y cuyas características dinámicas, situación geográfica, dirección de desplazamiento, etc., son más o menos constantes y repetitivas en el tiempo.

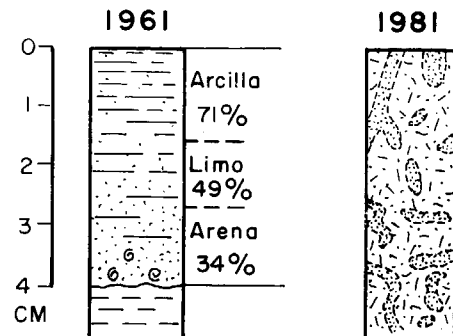


Figura 3.7.—Aspecto de la capa gradada formada durante el huracán Carla (1961); y la misma capa homogeneizada por bioturbación veinte años después. Tomada de DOTT (1983), modificada.

Para hacer más tangible lo dicho en los párrafos anteriores sobre la actividad geológica de huracanes y tormentas, y cuantificar el efecto de cuña de sedimentos en la plataforma, frente a los de *nearshore*, consideremos lo siguiente: *Supongamos en equilibrio subsidencia/sedimentación una plataforma dominada por tormentas en la que el período de recurrencia de las mismas sea de 500 años, depositando cada tormenta 10 cm. de sedimento. Si consideramos un período geológico de 10 millones de años, y sin otro tipo de aporte, se acumularán 2.000 metros de sedimentos en la plataforma, mientras que su equivalente en nearshore no superará, probablemente, algunas decenas de metros.*

Como fenómeno meteorológico, el ciclón tropical (llamado huracán en el Atlántico y tifón en el Pacífico) es uno de los tipos de borrascas más poderoso y destructivo a la escala humana que se conocen. Se inician sobre los océanos en latitudes comprendidas entre 5° y 15° N y S, no sobre, o en las proximidades, del Ecuador, donde la fuerza de Coriolis es extremadamente débil, y pueden desplazarse con fuerte actividad hasta los 45°, mientras que las tormentas de latitudes

medias se originan por encima de los 25° de latitud. Huracanes y tormentas, por tanto, pueden afectar a las mismas áreas entre los 25° y 45° (HAYES, 1967; NALIVKIN, 1983; MARSAGLIA & KLEIN, 1983).

En el caso de los huracanes, las altas temperaturas de la superficie del mar, en las zonas en que se inicia, superiores a 27° C, son de gran importancia en la formación de estos ciclones. Una vez nucleado, el huracán, con forma de espiral y diámetro que varía entre 150 y 500 Km., con vientos que superan los 200 Km/h., se desplaza en dirección O-NO (en el hemisferio Norte), con velocidades medias de 50-60 Km/h., pero que pueden alcanzar los 150-200 Km/h. (NALIVKIN, 1983).

La estructura del huracán, meteoro de excepcional baja presión (en el centro puede llegar a 965 mb, o menos), con vientos que se mueven en espiral a las velocidades indicadas, y con una zona central, ojo del huracán, de absoluta calma (fig. 3.8.), hace que a su paso se produzca una

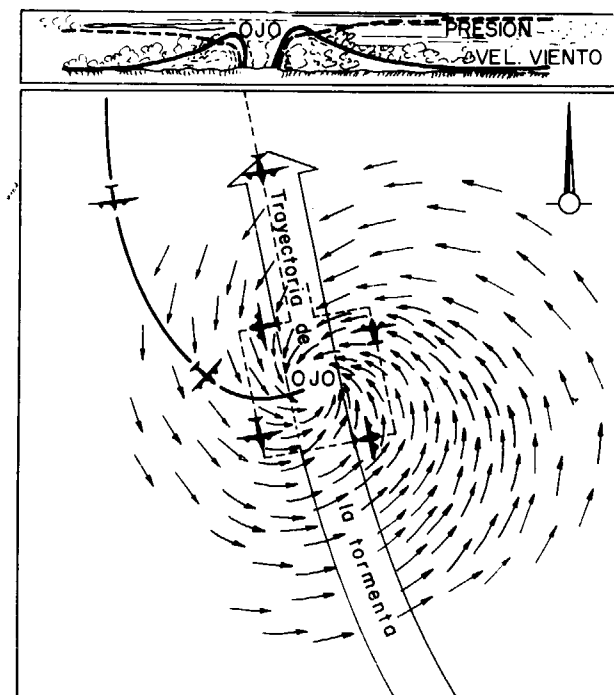


Figura 3.8.—Esquema de la estructura del huracán «Ruf» (1962), que fue explorado desde avión. Tomada de LANE (1966), en NALIVKIN (1983), modificada.

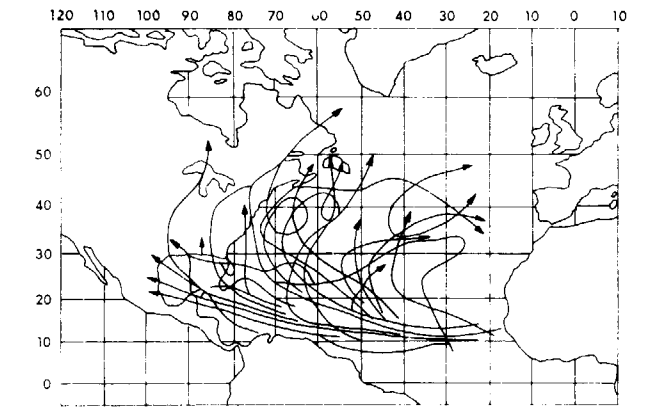
marea meteorológica que en las costas puede alcanzar, como en el caso del huracán «Carla», 4 m. por encima del nivel habitual del mar (DOTT, 1983). Al mismo tiempo, al paso del huracán los vientos cambian de dirección (fig. 3.8.), ayudando, cuando se aproxima al litoral, a dar impulso a la corriente de retorno de la tormenta. Esta corriente, de fondo, arrastrará los sedimentos puestos en suspensión por el fuerte oleaje durante el *coastal set up* provocado por la extraordinaria marea meteorológica.

La dirección de desplazamiento (fig. 3.9A) muestra trayectorias más o menos paralelas unas de otras, y tiene una forma sensiblemente parabólica. Desde su inicio se dirige, como se ha indicado, hacia el O-NO, formando su trayectoria un ángulo de aproximadamente 15° respecto a los paralelos, hasta que hacia el límite entre la zona tropical y la zona templada, más o menos por el paralelo 25°, invierte su movimiento hacia el E-NE, perdiendo paulatinamente su fuerza, y evolucionando a una borrasca de latitud media. Esta regularidad en las trayectorias hará que en el registro geológico las paleocorrientes, si se conservan, tengan direcciones relativamente próximas. Por otra parte, como puede verse en la figura 3.9A, las trayectorias de los huracanes, si bien sensiblemente paralelas, ocupan una gran superficie, condicionando el efecto geológico a la extensión y profundidad de la plataforma de que se trate.

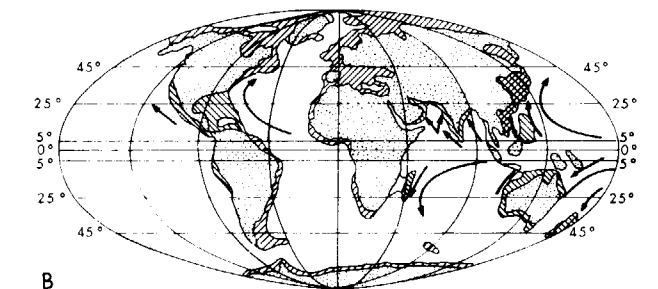
La extrema baja presión y la velocidad de los vientos hace que la energía que libera un huracán de fuerza media, en términos relativos, sea comparable a la que desarrollan 1/2 millón de bombas atómicas. La experiencia de explosión nuclear sobre las islas Bikini levantó al aire 10 millones de toneladas de agua, mientras que un huracán llevó, en pocas horas, 2.500 millones de toneladas de agua de mar y de lluvia sobre Puerto Rico, 250 veces más agua que la levantada en la explosión nuclear de las Bikini (NALIVKIN, 1983).

MARSAGLIA & KLEIN (1983) resumen las características que presentan los huracanes actuales, en el hemisferio Norte, con el fin de establecer las bases para poder modelizar paleogeografías

dominadas por la acción de las tormentas. Destacan como más interesantes los siguientes aspectos: 1) La latitud en la que los huracanes se



A



B

- Continente
- ▨ Mares someros
- Trayectoria general de los huracanes
- ▨ Mares someros dominados por huracanes
- ▨ Mares someros dominados por tormentas
- ▨ Mares someros dominio huracanes / tormentas

Figura 3.9.—Direcciones de desplazamiento de huracanes. A) Trazas de la trayectoria de los huracanes durante el mes de septiembre (HARDING & KOTSCH, 1965, en MARSAGLIA & KLEIN, 1983). B) Distribución de las trayectorias de huracanes en las zonas tropicales, y distribución de las plataformas dominadas por la acción de las tormentas, en sentido amplio. Tomada de MARSAGLIA y KLEIN (1983). Modificadas.

generan, y extienden su actividad (entre 5° y 45°). 2) Cuando los huracanes tocan tierra se mueven por el margen oriental del continente

entre los paralelos 20° y 35°. 3) Existe una banda ecuatorial no afectada por huracanes. 4) El camino seguido por las tormentas de latitudes medias raramente sobrepasa los 45° de latitud. 5) Cuando hay áreas emergidas sensiblemente paralelas al ecuador, sin cruzarlo, y están suficientemente alejadas del mismo, como para permitir la nucleación de huracanes, éstos tienden a moverse a lo largo de la línea de costa (como ocurre actualmente al S de Asia y la India).

En cualquier caso, estos autores destacan que la paleolatitud es el soporte fundamental para la evaluación paleogeográfica de plataformas dominadas por la acción de las tormentas, y resumen, de forma gráfica (fig. 3.9B), a partir de la información obtenida de otros autores, la distribución actual de los caminos seguidos por huracanes y tormentas, señalando las áreas de sedimentación dominada por la acción de estos fenómenos atmosféricos, durante el Holoceno.

La actividad geológica de los huracanes y tormentas en la plataforma del Atlántico (BALL et al., 1963; HAYES, 1967; MORTON, 1981; SWIFT et al., 1983; DUPRE, 1985; AIGNER, 1985, etc.), y en el Mar del Norte (AIGNER & REINECK, 1982; AIGNER, 1985), han dado luz sobre los parámetros físicos que condicionan los procesos sedimentarios provocados por tales fenómenos meteorológicos.

ALLEN (1984) describe de un modo conceptual los procesos físicos básicos que actúan durante las tormentas. Este modelo considera el flujo laminar simple de una tormenta que se aproxima perpendicularmente a la línea de costa y con velocidad y dirección constantes. Para evitar complicaciones no considera los efectos de las mareas y de la fuerza de Coriolis. La complejidad de los efectos, representados en la figura 3.10., se suman en los siguientes puntos:

- Efecto barométrico.* Como se ha indicado, la extraordinaria baja presión hace que se produzca una subida del nivel del mar en la zona costera, *coastal set up*, que, en el caso de borrascas de latitudes medias, es del orden de 1/2 m. (AIGNER, 1985), y en huracanes puede llegar a 4 m. (DOTT, 1983).
- Efecto de los vientos y del oleaje,* que ayuda

a mantener el *coastal set up*, creando una corriente superficial hacia la costa. El desequilibrio de la superficie del mar, respecto de la horizontal, se compensa con una corriente de fondo (*storm-surge ebb*) en sentido contrario, hacia *offshore*, transportando parte de los sedimentos puestos en suspensión por el intenso flujo oscilatorio del oleaje durante el *coastal set up*. Como consecuencia, durante las tormentas en *fore-shore* predomina la erosión de sedimentos, mientras que en *shoreface* inferior y *off-shore* prevalece el transporte y la sedimentación de los mismos.

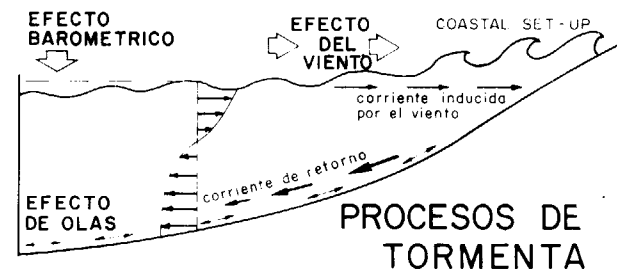


Figura 3.10.—Efectos producidos por las tormentas. La baja presión y los vientos provocan un *coastal set up*, compensado por corrientes de fondo hacia mar abierto, con reabajamiento de los sedimentos por oleaje. Tomada de AIGNER (1985), modificada.

La corriente que transporta los sedimentos hacia *offshore*, dependiendo de la intensidad de la misma, y de la pendiente de la plataforma, puede depositarlos por encima o por debajo del nivel de base del oleaje de la tormenta (fig. 3.11.). Si lo hace por encima del nivel de base del oleaje, el sedimento será reabajado por el oleaje dando secuencias del tipo *hummocky*, descritas anteriormente. Si la fuerza de la corriente es mayor, y lleva el sedimento a la plataforma externa por debajo del nivel de base de la tormenta, se depositarán capas turbidíticas con la secuencia de Bouma más o menos completa (HAYES, 1967; REINECK & SINGH, 1971; WALKER,

1979, 1984; MORTON, 1981; NELSON, 1982; BENTON & GRAY, 1981; GABALDON et al., 1985; FENTON & WILSON, 1985; BRENCHLEY, 1985, etcétera).

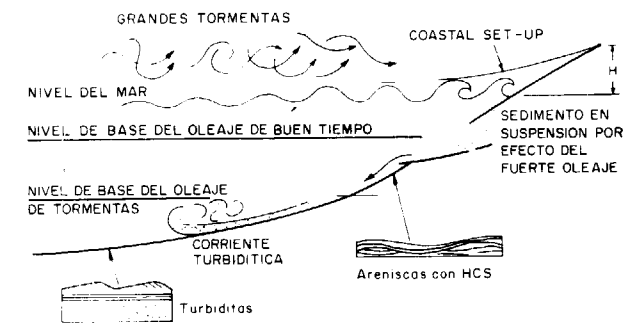


Figura 3.11.—Efectos de las tormentas. Erosión del litoral durante el *coastal set up*. Transporte de sedimentos hacia *offshore*, produciendo HCS, o capas turbidíticas, dependiendo de la profundidad de sedimentación en relación con el nivel de base del oleaje de las tormentas. Tomada de WALKER (1984), modificada.

Respecto del mecanismo de transporte y sedimentación por el efecto de tormentas, se han propuesto varios mecanismos: a) Corrientes inducidas por el viento (MORTON, 1981). b) Mezcla del efecto de corrientes de densidad y del oleaje de la tormenta (HAYES, 1967; HAMBLIN & WALKER, 1979). c) Corriente de retorno de la tormenta, *storm-surge ebb* (JOHNSON, 1978; BRENCHLEY et al., 1979). ALLEN (1984) analiza los diferentes mecanismos de transporte y sedimentación durante las tormentas, concluyendo que lo más probable es que se produzca una combinación de flujos unidireccionales y oscilatorios. SWIFT et al. (1983, 1984) sugieren que el *coastal set up* crea un gradiente de presión hacia el mar, que origina una corriente de fondo hacia *offshore*. Esta corriente, por efecto de la fuerza de Coriolis, es desviada hacia la derecha (en el hemisferio Norte), para formar un flujo más o menos paralelo a las isobatas (fig. 3.12.). Este flujo geostrofico, combinado con el flujo oscilatorio del oleaje de la tormenta, daría lugar a la formación, en su caso, de estratificación cruzada *hummocky*, o de capas turbidíticas.

Finalmente, teniendo presente todo lo descrito sobre este ambiente sedimentario, tanto las características de la cuenca como el fenómeno meteorológico de huracanes y tormentas, queremos

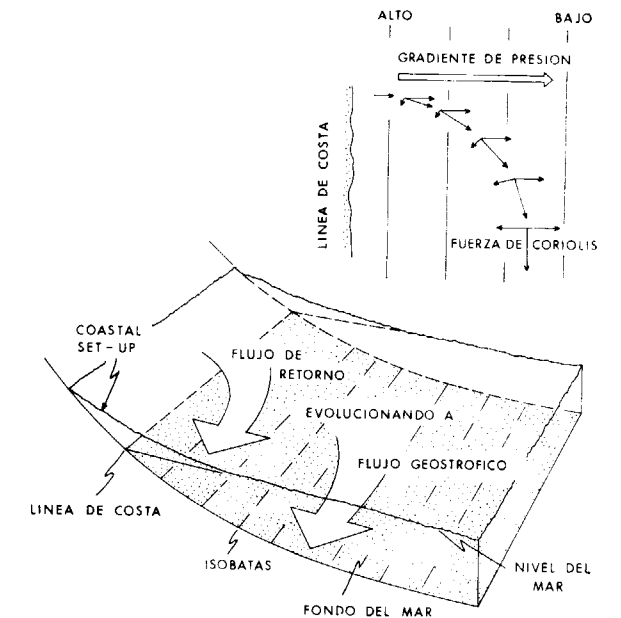


Figura 3.12.—Esquema de flujo geostrofico creado por el gradiente de presión del *coastal set up* y la fuerza de Coriolis. Tomada de WALKER (1984), modificada.

llamar la atención sobre un punto de especial interés: la frecuencia, extensión lateral y espesor que series «turbidíticas» de plataforma, generadas como consecuencia de tormentas, puedan tener en el registro fósil de las plataformas externas.

4. LAS FACIES

Como se ha dicho anteriormente, las facies depositadas por efecto de las tormentas aparecen prácticamente en todos los ambientes sedimentarios, tanto marinos como continentales, y edades. Así, SOEGAARD & ERIKSSON (1984) y ROEP & LITHOUT (1989), describen efectos de tormen-

tas en plataformas siliciclásticas en series de 1.700 y 1.900 millones de años, respectivamente. Por su parte, MARSAGLIA & KLEIN (1983) recopilan y ofrecen una relación de 69 unidades litoestratigráficas del Paleozoico y Mesozoico a las que se ha atribuido un origen, al menos en parte, relacionado con huracanes y tormentas. Y DUKE (1985) examina la distribución paleogeográfica de 107 ejemplos de estratificación cruzada *hummocky* que ocupan desde el Paleozoico a la actualidad.

Debe apuntarse aquí que, a pesar de esta universalidad, la sedimentación producida por tormentas tiene, en detalle, una gran variedad de facies. Muchas veces estas facies poseen características análogas a las formadas por otros procesos sedimentarios, y dejan un registro quizá poco significativo que puede pasar desapercibido en el trabajo rutinario de campo. Otras veces, por el contrario, la espectacularidad del afloramiento hace que se le preste una atención desmesurada, destacando la capa de tormenta como si de un evento geológico absolutamente extraordinario se tratara, cuando en realidad es algo normal en la mayor parte de las plataformas continentales. Recuérdese que el 80 por 100 de las plataformas actuales están dominadas por la acción de las tormentas (SWIFT et al., *in press*, in WALKER, 1984).

El hecho de que en determinados casos se destaquen las capas de tormenta como algo extraordinario, está en relación con la hidrodinámica propia del medio en el que se encuentran. Esto, indirectamente, condiciona el potencial de preservación de las capas de tormenta. Así, por ejemplo, mientras que en la plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, cada capa que se deposite se preservará, en la llanura de mareas el sedimento depositado por una tormenta será retrabajado por las corrientes mareales, perdiendo el carácter de capa de tormenta. En el supuesto de que se preserve será una capa exótica respecto de las facies de su entorno (foto 6).

Aunque este trabajo se refiere exclusivamente al estudio de las plataformas siliciclásticas, no queremos dejar de exponer algunas ideas acerca

del significado que, en el contexto de la sedimentación dominada por la acción de las tormentas, aun con facies turbidíticas, tiene para nosotros la alternancia de capas de caliza/arena o de caliza/pelita. No obstante, se trata sólo de un apunte, ya que no hemos profundizado en su estudio.

En principio, teniendo en cuenta el actualismo, la formación de carbonatos tiene lugar en ambientes someros en, o próximos a, las zonas tropicales (JAMES, 1984), lugares en los que son muy frecuentes los huracanes y tormentas (ver apartado 3.2.).

Citaremos, por poner algunos ejemplos en los que las facies son de diferente tipo, la serie del Paleoceno-Eoceno Inferior de la playa de San Telmo (Zumaya, Guipúzcoa), la Formación Santa Cruz, del Devónico de la Cordillera Ibérica, y el Devónico Inferior de Menorca (fotos 7, 8 y 9). En los tres casos consideramos que se trata de series de plataformas mixtas dominadas por la acción de las tormentas, y en las que la alternancia arena/caliza y pelita/caliza son producto de un mismo proceso sedimentario.

En el caso del Terciario de Zumaya, la plataforma tendría un área proximal, con aporte de sedimentos clásticos, y una más distal, con producción *in situ* de carbonatos. Aquí el *coastal set up* de las tormentas pondría en suspensión el material terrígeno, transportándolo, como corriente de densidad, hacia el interior de la cuenca, en *offshore*, en donde por efecto de la propia corriente de retorno de la tormenta, incorporaría el fango micrítico autóctono de la plataforma, decantándose sobre la capa «turbidítica de arena», como si del intervalo «e» de la secuencia de Bouma se tratase. De este modo, el aspecto de la serie es de capas turbidíticas de arena que a veces erosionan suavemente niveles carbonáticos de «hemipelagita», correspondientes a la sedimentación autóctona de carbonatos, fuertemente bioturbados, sobre una plataforma relativamente somera. De la misma manera podría interpretarse la serie del Cretácico Superior de la Ensenada de Atxui, en el País Vasco.

En el caso de la formación Santa Cruz, del Devónico de la Rama Aragonesa de la Cordillera

Ibérica, se trata de una alternancia de caliza/pizarra (pelita), en donde las capas de caliza tienen textura *grainstone*. Los niveles carbonáticos se presentan en facies «turbidíticas» de tipo D1, *sensu* MUTTI & RICCI LUCHI (1975), y, en ocasiones, con estratificación cruzada *hummocky*. En este caso destaca, en la base, un *lag* de bioclastos (braquiópodos), y a veces de cantos negros de fosfatos, que han sido incorporados a la corriente generada por la tormenta, y depositados en un área distal de la plataforma. La capa de pizarra constituye la decantación del fango, puesto en suspensión por el fenómeno meteorológico, y la sedimentación autóctona durante el buen tiempo.

En el Devónico Inferior de Menorca existe una serie alternante de materiales siliciclásticos y carbonáticos, con capas en las que alternan láminas, ó grupos de láminas, siliciclásticas, con otras carbonatadas. La sedimentación de esta serie se explicaría como el resultado del funcionamiento de los dos modelos expuestos. Es decir, la tormenta pondría en suspensión todo el material simultáneamente, generando una corriente de densidad que provocaría la clasificación del mismo, mediante un proceso de tracción-decantación. La alternancia de láminas de diferente naturaleza, en una misma capa, podría deberse a los diferentes impulsos de la «tempestita», como se explica más adelante.

Volviendo al tema central de este trabajo, en este apartado se van a describir los diferentes tipos de facies siliciclásticas en plataformas abiertas que, generadas por corrientes y oleaje de tormenta, actualmente conocemos. Ahora bien, tanto las capas de tormenta siliciclásticas, como carbonatadas, son el producto del mismo mecanismo de transporte y sedimentación, por lo que poseen el mismo tipo de estructuras internas. El diferente aspecto de unas y otras quizá se deba a que los procesos de diagénesis, generalmente más intensos en los carbonatos, enmascaren las estructuras sedimentarias primarias.

Queremos subrayar que la descripción de las facies siliciclásticas que se hace en este capítulo no es exhaustiva, puesto que, como respuesta que son a un proceso sedimentario complejo,

las facies sedimentadas por efecto de las tormentas forman, entre estereotipos extremos, una secuencia completa, cuya descripción sería una tarea harto tediosa y de poco interés científico y práctico. Se hace, pues, una descripción de los tipos más característicos, en función del proceso sedimentario que las forma, y de los parámetros físicos que las caracterizan, conscientes, como decimos, de que existen todos los tipos intermedios.

4.1. ASPECTOS GENERALES

El primer soporte en el que fundamentamos el estudio, descripción y clasificación de las facies es el que atiende al proceso sedimentario mediante el cual los materiales de las plataformas siliciclásticas quedan incorporados al registro fósil. Con este criterio surge una primera clasificación en dos grupos: a) *Facies destructivas*, y b) *Facies constructivas*.

Las primeras son, en realidad, cicatrices de erosión y depósitos residuales o *lags*, mientras que las facies constructivas son el resultado de un proceso de transporte y sedimentación del material procedente de la erosión, cuyo registro constituye las facies destructivas (fotos 1 y 2).

Aunque el objetivo primordial de esta investigación es el estudio de la sedimentación siliciclástica en las plataformas externas, y por tanto de lo que consideramos facies constructivas, no por ello obviaremos las denominadas aquí facies destructivas. La razón de incluir estas facies, si bien lo haremos mediante una sucinta descripción, se debe a que ambos tipos están íntimamente relacionados, siendo en parte, como hemos indicado, diferente respuesta ante el mismo proceso sedimentario. Quizá debamos matizar que la correlación causa/efecto, en este caso, no es lineal. Es decir, mientras que en *offshore* una capa de tormenta constituye el registro «constructivo» de un solo «episodio sedimentario», en *nearshore* una superficie de erosión representa el registro «destructivo» de, probablemente, numerosos episodios.

Por otro lado, el apunte que sobre las facies destructivas hagamos aquí, nos servirá de apoyo y referencia para el análisis que, sobre la correlación y distribución areal de las facies, se hace en el capítulo 5 de este trabajo.

Para la definición de las facies se han utilizado, como hemos dicho recientemente, una serie de parámetros físicos que las caracterizan. Los considerados más importantes son la respuesta al tipo de cuenca y a los procesos sedimentarios que en ella tienen lugar. Son estos: la *granulometría*, la *estructura interna* y la *morfología de las capas*.

La *granulometría* de las facies generadas por tormentas está, evidentemente, en función del tamaño de grano del material disponible en el área fuente, que será erosionado en el momento del *coastal set up* provocado por la tormenta, y transportado hacia el exterior de la plataforma por la corriente de retorno (*storm-surge ebb*) de la misma. En otro caso, como el de la foto 10, puede suceder que desde islas barrera, o arrecifes, el material sea transportado hacia la plataforma interna, como capas de *washover* (BALL et al., 1963).

Es poco frecuente encontrar conglomerados, y cuando aparecen, generalmente son intraformacionales con, o sin, matriz arcillosa. Por el contrario, son extremadamente abundantes las capas de arena fina y de pelita. Ello, no obstante, está en función del tipo de cuenca, es decir, del ambiente sedimentario, proximalidad o distalidad del área fuente, paleopendientes, intensidad y frecuencia de las tormentas, etc.

En depósitos post-paleozoicos y, especialmente, en los del Terciario Inferior del Pirineo español, son muy frecuentes las capas de tormenta constituidas casi únicamente por restos de fósiles. Estas capas, que por el tamaño de los bioclastos son conglomeráticas o microconglomeráticas, suelen destacar por lo exótico de su textura y composición, en relación a su contexto más inmediato (foto 10).

La *estructura interna* está en función del mecanismo de transporte de los sedimentos, que es, a su vez, función del lugar de la plataforma en

donde se depositan los materiales transportados. Durante las tormentas, como se ha indicado oportunamente, se producen, a causa del oleaje y de las corrientes de retorno, un flujo oscilatorio y otro de corriente. Estas corrientes pueden ser tractivas, pero más frecuentemente son turbulentas, con una cierta intermitencia, produciendo, como en el caso de las turbiditas, tracción más decantación.

No obstante, a tenor de lo dicho en anteriores apartados, la diferencia entre una corriente de turbidez provocada por una tormenta («tempestita»), y una «turbidita» en sentido estricto, estriba en lo siguiente:

— *Una corriente turbidítica s.s.* Corresponde al tipo más diluido de los denominados flujos gravitativos (MIDDLETON & HAMPTON, 1973). Al ser una corriente turbulenta de gravedad necesita, pues, para generarse, descrito muy esquemáticamente, una pendiente por la que mediante la desestabilización del sedimento por un solo impulso de cualquier naturaleza, se ponga en suspensión y deslice el material que se va a transportar. Esta pendiente ha de ser suficiente como para que se produzca una aceleración de la corriente, capaz de llevar el material en suspensión turbulenta hasta una zona más plana en donde decelerará y sedimentará la carga transportada.

— *La corriente de turbidez provocada por una tormenta («tempestita»)*, por el contrario, no necesita de una pendiente acusada, y puede moverse, a impulsos intermitentes, por plataformas prácticamente sin pendiente (0,1°). En este caso es responsable el oleaje, durante el *coastal set up*, de poner en suspensión el sedimento, y la corriente de retorno de la tormenta (*storm-surge ebb*), de impulsar, mover y mantener la corriente de turbidez, hasta que pierde fuerza e intensidad en la zona más distal de la plataforma (fig. 3.11.). Si esta corriente alcanzase el margen de la plataforma, podría devenir en una corriente turbidítica s.s., acelerándose a lo largo del talud.

Ahora bien, aun con las diferencias hidrodinámicas existentes entre una turbidita y una «tem-

pestita», esta última corriente puede formar facies análogas a las generadas por las turbiditas s.s., quizá con algunas diferencias que se resaltarán al hacer la descripción de cada una de las facies.

La *morfología* de las capas es el tercer carácter a tener en cuenta en la descripción de las facies. Este carácter morfológico de las capas lo consideramos definido por la forma de la base, del techo, y por el espesor de las capas. Según estos criterios, y siguiendo un orden de proximal a distal, consideramos, básicamente, tres tipos de capas: 1) Capas de contactos inferior y superior ondulado y con espesor desde pocos centímetros a más de un metro. 2) Capas limitadas por la superficie inferior plana y superior ondulada, con espesor desde algunos centímetros a un metro, aproximadamente. 3) Capas limitadas por planos paralelos, y que, en general, no superan algunos decímetros de espesor. Forman un grupo de excepción los niveles formados por corrientes densas, como los *debris flow* limitados por superficies irregulares.

En función de estos parámetros físicos que, evidentemente, son consecuencia del proceso sedimentario que las forma, hemos distinguido las facies que a continuación se describen.

4.2. TIPOS DE FACIES

En función de su granulometría se han distinguido tres grupos importantes de facies: Conglomeráticas, areniscosas y pelíticas. Dentro de cada uno de estos grupos, por su organización interna, se han diferenciado a su vez otros subgrupos.

4.2.1. Facies conglomeráticas

Constituyen un tipo de facies excepcional en las plataformas dominadas por tormentas. No obstante, se han reconocido en las dos cuencas que se analizan en la Parte II de este trabajo, «Análisis de Cuencas».

En función del mecanismo de transporte y de la

proporción de matriz pelítica entre los cantos, cabe distinguir tres subgrupos: 1) Correspondientes a *debris flow*. 2) Los que constituyen la parte basal, «densa», de la corriente de turbidez generada en la tormenta, que podrían hacerse corresponder con procesos de *grain flow*. Y 3) Constituidos predominantemente por cantos blandos angulosos y sin matriz pelítica.

1) Los *debris flow* son muy poco frecuentes. Poseen una extensión lateral muy pequeña, reflejo de su corto recorrido, producto a su vez de la facilidad con que la turbulencia de la corriente lava el sedimento, diluyéndolo y evolucionando a una verdadera suspensión turbulenta. Su corto recorrido hace que se asocien, al menos en el caso del Cámbrico Superior de la Cordillera Ibérica (fotos 11, 12 y 13) a facies arenosas del grupo *hummocky*. La función de cantos «flotando» en la matriz puede efectuarla cualquier tipo de material: cantos blandos, fragmentos de capas, restos fósiles, etc.

2) El segundo tipo de las facies conglomeráticas corresponde a aquellas que forman la parte inferior de una «turbidita». Esta parte inferior, conglomerática, en algunos casos bioclástica, corresponde a la parte más densa de la corriente de turbidez y cuyo mecanismo de transporte puede atribuirse a un flujo granular. Ejemplos de este tipo figuran en las fotos 14 y 15. La capa guía de Les Alteres en el «delta de la Baronia», en el Valle de Ager (Lérida, foto 10), presenta en su parte proximal esta facies. En esta capa los cantos son restos fósiles entre los que predominan los fragmentos de ostreídos y de corales.

3) El tercer tipo de facies conglomeráticas está constituido por cantos angulosos, en su totalidad pelíticos, unidos por una matriz arenosa (foto 16). Se han interpretado como producto del choque violento del efecto de la tormenta sobre un fondo pelítico-arenoso en la transición *nearshore-offshore*, poniendo en suspensión y decantando rápidamente todo el sedimento, sin dar tiempo a más modificación del material que el propio de su rotura.

4.2.2. Facies arenosas

Consideramos facies arenosas a aquellos tipos de capas en los que la participación de sedimentos cuya granulometría de tamaño arena es destacable, ya sea por ser ésta la fracción granulométrica mayoritaria, ya porque su disposición y estructuras sedimentarias sean claros indicadores del mecanismo de sedimentación. Por tanto, se incluyen en este tipo de facies las capas de naturaleza heterolítica arena/pelita, ya que esta relación varía gradualmente en función de la proximalidad/distalidad de las facies.

Dentro de las facies arenosas existen dos tipos de características muy diferentes. Que se dé un tipo u otro depende del lugar de la cuenca en donde se produce la sedimentación. Uno de los tipos es exclusivo del mecanismo de sedimentación de las «tempestitas», y, por tanto, aisladamente diagnósticas, por sí mismas, de plataformas dominadas por la acción de las tormentas. El otro tipo lo constituyen facies similares, cuando no iguales, a las turbiditas. A las primeras las denominaremos *Facies del grupo de los «hummocky»*, y a las segundas *Facies del grupo de las «turbiditas»*.

— Facies del grupo de los hummocky

En la descripción de este grupo de facies, que engloba diferentes tipos de estratificación cruzada *hummocky* (HCS), hemos de tener como referencia la secuencia idealizada más completa de esta estructura sedimentaria (fig. 2.3., WALKER et al., 1983).

Como se ha indicado en el capítulo 2, al hacer el análisis de los antecedentes más sobresalientes sobre la HCS, las variaciones sobre la secuencia idealizada con que se presenta esta facies depende de factores como granulometría, dinámica de los flujos de corriente que la forman, proximalidad/distalidad, amalgamaciones, homogeneización del sedimento por bioturbación, etcétera.

Todos estos factores, interrelacionados entre sí, hacen que, al menos teóricamente, puedan en-

contrarse una gran variedad de facies. No obstante, y dado que en la bibliografía especializada hay bastantes descripciones de facies con estratificación cruzada *hummocky*, no pretendemos aquí hacer una descripción y clasificación exhaustiva de las mismas, sino que nos referiremos únicamente a aquellas que se muestran más típicas y frecuentes en las cuencas estudiadas (Cambro-Ordovícico de la Cordillera Ibérica y Carbonífero Inferior de Ossa-Morena). Seguiremos un criterio de clasificación por su granulometría y usaremos para su descripción los términos de la secuencia de HCS de WALKER et al. (1983).

a) «HCS» de grano medio-grueso

Con granulometría de arena media a gruesa se han identificado secuencias «BPHM», con espesores de hasta 1,5 m. El término «B» no incluye depósito residual y, cuando no están amalgamadas, suelen presentar en la base, en el límite de primer orden, estructuras de corriente de tipo *flute* y *bounce*. Estas secuencias (fig. 4.1a, foto 17) se sitúan hacia el techo de ciclos de facies estrato y granocrecientes (ver capítulo 7.3.). La laminación paralela del término «P» no suele ser muy conspicua en estas facies de granulometría de arena media a gruesa, y la longitud de onda de los *hummocks* es del orden de 0,8 a 1 m. Por otra parte, el contacto entre los tramos «H» y «M» es muy neto por efecto de la erosión diferencial entre arena y pelita, siendo, además, el término «M» de muy poco espesor.

b) «HCS» de grano medio

En capas de granulometría media la secuencia más común es del tipo «PHX», y, ocasionalmente, incluye también el término «M». A veces el tránsito entre los tramos «X» y «M» tiene el aspecto de estratificación *flaser*, manifestándose sólo en los últimos 2 a 3 cm, mientras que la mayor parte del espesor total de las capas con esta facies corresponde al término «P». La potencia de estas capas varía entre 0,3 m y 1 m,

variando la longitud de onda de las superficies de *hummocky* entre 0,50 y 1 m (fig. 4.1b, foto 18).

En otras ocasiones estas facies de grano medio pierden el término «X» por amalgamación, y tienen muy reducido el «P», lo que les hace apare-

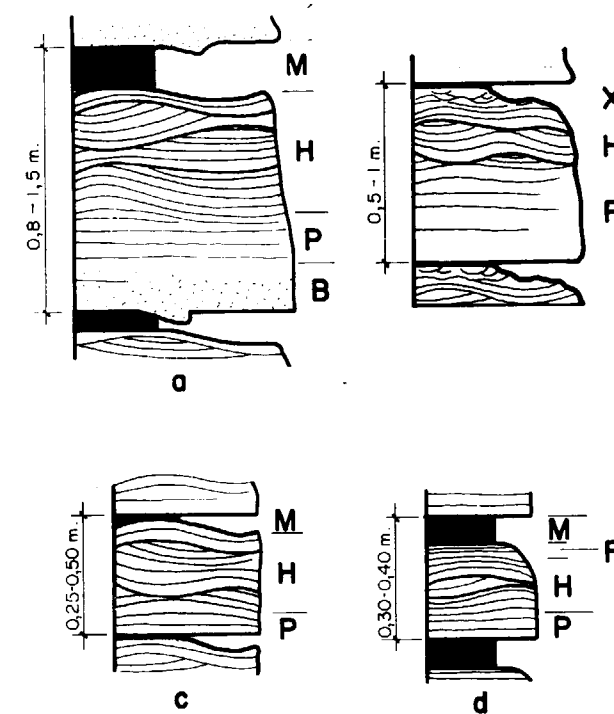


Figura 4.1.—Secuencias de estratificación cruzada *hummocky*. Se han representado los tipos más completos y comunes en las cuencas estudiadas. a) HCS de grano medio-grueso, el término «B» puede tener, o no, granoclasificación. b) HCS de grano medio. c) HCS de grano fino. Generalmente, al igual que las de grano medio, suelen estar amalgamadas, estando únicamente integradas por el término «H». d) HCS de grano muy fino.

cer como una sucesión de capas con morfología de muro y techo ondulada, en las que lo más destacable, en sección vertical es precisamente la geometría ondulada de *hummocky* (foto 19).

c) «HCS» de grano fino

Las facies de «HCS» de granulometría fina, al menos en el Cambro-Ordovícico de la Cordillera Ibérica, suelen estar formadas por secuencias «PH» o «PHM» (fig. 4.1c, foto 20), a veces con *parting lineation* y con una cierta concentración de micas en las superficies de las láminas, límites de tercer orden, *sensu* DOTT & BOURGEOIS (1982). La longitud de onda de los *hummocks* está próxima, o supera 1 m, y el espesor varía entre 0,25 y 0,50 m. En el Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, además de estas características, ocasionalmente tienen en la base un *lag* de cantos blandos que representaría el término «B» de la secuencia idealizada (foto 21).

d) «HCS» de grano muy fino

En granulometría de arena muy fina/limo es en donde se presentan secuencias más completas (fig. 4.1d y foto 22), de tipo «PHFM». En estas facies, que no superan los 30 ó 40 cm de espesor, y con longitud de onda de los *hummocks* igual o mayor a 1 m, la transición entre cada uno de los tramos de la secuencia es gradual, y de modo prácticamente insensible se pasa de un término al siguiente. Por el contrario, en facies de granulometría mayor, cuando hay tramo «M», entre éste y el inmediato inferior, hay un contacto muy neto, que, por efecto de erosión diferencial, suele dejar bien visible el techo del término subyacente al «M».

— Facies del grupo de las «turbiditas»

Considerando una capa turbidítica como el producto de transporte-sedimentación a partir de una suspensión turbulenta, en los depósitos dominados por la acción de las tormentas existen abundantes capas cuya organización interna es análoga a la de las de una serie turbidítica en sentido estricto. No obstante, debemos subrayar en este punto que, como se ha dicho en el apartado 4.1., en este mismo capítulo, existe una neta diferencia entre el mecanismo de transporte de una turbidita s.s. y el de una «tempestita», por cuanto esta última no precisa de la existen-

cia de un talud, y la corriente puede verse impulsada varias veces durante un solo evento.

Por otra parte, cada tormenta capaz de crear una suspensión turbulenta podrá dar lugar a más de una capa «turbidítica» arenosa, por efecto de los múltiples impulsos que puede sufrir la corriente de retorno de la tormenta, dando como resultado la amalgamación de capas arenosas. Esta amalgamación tendrá, evidentemente, un significado distinto al que tiene en las series turbidíticas en sentido estricto, y volveremos a tratarla, por su interés, en el capítulo 5, «Distribución areal de las facies».

No obstante, las diferencias entre turbidita y «tempestita», la descripción de este grupo de facies la haremos siguiendo las directrices marcadas por MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975), y por tanto utilizando la misma nomenclatura. La descripción de las capas «turbidíticas» generadas por tormentas se hará de las que poseen una granulometría mayor, a las que la poseen más pequeña, coincidiendo, en general, con que en este mismo sentido se produce el adelgazamiento de las capas arenosas, al tiempo que engrosan las capas pelíticas. La variación lateral en granulometría y espesor de las capas es el resultado de la dilución, hacia la parte distal, de la suspensión turbulenta.

Siguiendo la nomenclatura de los autores antes mencionados, y refiriéndonos, como en el caso de las facies del grupo de los *hummocky*, sólo a las que aparecen con mayor frecuencia en las cuencas estudiadas, se han distinguido los siguientes tipos de facies:

— **Facies B1:** Son capas relativamente gruesas, de granulometría media y con frecuentes estructuras de escape de agua (fig. 4.2a). Su espesor oscila por lo general entre 0,5 m y 1 m. La laminación, destruida por las estructuras de escape de agua, debería ser sutilmente paralela (foto 23). Facies de este tipo, en plataformas *storm dominated*, han sido citadas por MOUNT (1982) y GABALDON et al. (1985).

— **Facies C1:** Son capas de 0,2 a 0,8 m aproximadamente, de granulometría media, existiendo un pequeño intervalo, en la parte superior,

de arena fina a muy fina con *ripples* y *flaser*. Prácticamente no hay intervalo pelítico (fig. 4.2b y foto 24).

— **Facies C2:** Esta facies se define con la secuencia de Bouma completa (fig. 4.2c y foto 25), es decir, con un intervalo inferior

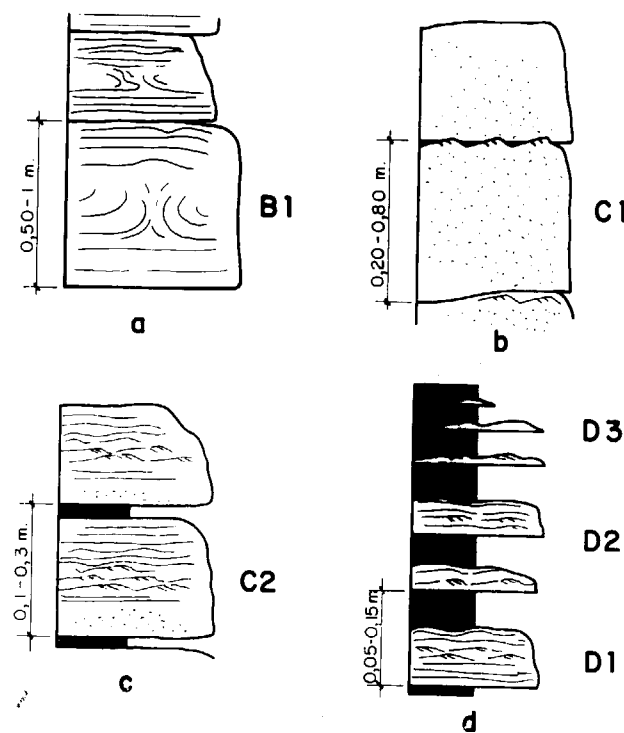


Figura 4.2.—Facies arenosas «turbidíticas» sedimentadas por efecto de tormentas, clasificadas según los tipos definidos por MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975). a) Facies B1, con estructuras de escape de agua de gran tamaño. b) Facies C1. c) Facies C2. d) Facies D1, D2 y D3. Los tipos B1 y C1 suelen tener los techos retocados por el oleaje de las tormentas, presentando geometría de *hummocks*.

granoclasificado (a), un intervalo de láminas paralelas (b), interpretable como sedimentado por un proceso de *traction carpet*, un intervalo de *ripples* de corriente (c), que hará transición a láminas sinusoidales y láminas paralelas (d), y finalmente el intervalo pelíti-

co (e). El espesor total de estas capas supera los 10 cm y rara vez sobrepasa los 50 cm.

— **Facies D1, D2 y D3:** Corresponden a secuencias incompletas de Bouma (foto 26). Las variaciones entre las más proximales, D1, y las más distales, D3, es una disminución del espesor de la capa arenosa y un aumento del mismo en el intervalo pelítico (fig. 4.2d). Al mismo tiempo, y en este sentido, disminuye la granulometría de la capa arenosa. Otra característica relativamente frecuente en las facies «D» es la presencia en la capa arenosa, o hacia el techo de la misma, de estratificación *flaser*, que interpretamos como producto de la intermitencia entre momentos de decantación de pelita y la llegada de arena por efecto de sucesivos impulsos en la corriente «turbidítica» generada por la tormenta (fotos 27 y 28).

Las facies D1 corresponden, en general, a secuencias de Bouma de tipo Tb-e; las facies de tipo D2 son secuencias Tc-e; y las D3 son de granulometría más fina y, generalmente, la capa arenosa está formada por estratificación lenticular, ya estén los *ripples* unidos o separados, y a veces dando láminas sinusoidales. Este tipo de facies se puede considerar de transición a las facies pelíticas.

Conviene insistir aquí que en las plataformas siliciclásticas *storm dominated* es muy frecuente que las facies «turbidíticas» estén amalgamadas, tanto en el área proximal, como en la distal, debido a la posible multiplicidad de impulsos de las corrientes generadas por las tormentas (foto 29). En el sector proximal de la plataforma externa, pero por debajo del nivel de base del oleaje, es frecuente encontrar capas amalgamadas en las que únicamente se observa el intervalo «b» de la secuencia de Bouma. En estas mismas facies es característica la presencia de estructuras de *parting lineation*.

4.2.3. Facies pelíticas

Las facies pelíticas, por lo general, dan lugar a series monótonas en las cuales difícilmente se

observan los planos de estratificación. Corresponden a la parte más diluida de las corrientes «turbidíticas», o bien pueden corresponder a la decantación del fango puesto en suspensión por efecto del oleaje de tormenta, y conducido a la parte más distal de la plataforma por corrientes de *winning*. Básicamente hay dos tipos de facies pelíticas, que GABALDON et al. (1985) denominan L1 y L2.

El primer tipo corresponde a capas en las que la estratificación se manifiesta por la presencia de laminitas o lentículas de arena de granulometría muy fina, o de limo (foto 30), a veces con laminación de tipo *ripple*, que conservan su morfología (*starved ripples*), o bien como *ripples* apilados (*piled load-casted ripples*, REINECK & SINGH, 1973), como los de la foto 31.

El otro tipo de facies corresponde a capas de geometría planoparalela, de gran continuidad lateral, espesor variable entre 2 y 15 cm., y gran clasificación muy marcada, que permite identificar claramente la estratificación (foto 32). Corresponde esta facies a capas «turbidíticas» muy distales (GABALDON et al., 1985), sedimentadas en la parte más externa de la plataforma, por decantación del fango limoso-pelítico puesto en suspensión por el oleaje de las tormentas, bajo corrientes de menos de 20 cm/seg. (REINECK & SINGH, 1971).

En otros casos, en los que las facies pelíticas constituyen potentes tramos masivos, las superficies de estratificación pueden ponerse de manifiesto por la existencia de niveles más o menos bioturbados.

5. DISTRIBUCIÓN AREAL DE LAS FACIES

Antes de entrar en la distribución areal de las facies en plataformas dominadas por la acción de las tormentas, conviene recordar sucintamente cada una de las partes que, de proximal a distal, tiene este medio sedimentario. Cada una de estas partes posee unas características hidrodinámicas peculiares que, en última instancia,

son las responsables de formar los diferentes tipos de facies. Una vez definidos los diferentes sectores de la plataforma en función de la hidrodinámica que les afecta, se establecerán las relaciones existentes entre las facies que allí se forman, y con sus inmediatas correlativas.

La primera diferenciación a establecer en la plataforma contempla dos grandes áreas: Plataforma interna o *nearshore*, y plataforma externa, u *offshore*. En líneas generales puede considerarse que la primera constituye el área fuente de los sedimentos que se depositan en la segunda.

Dentro de la plataforma interna distinguiremos asimismo dos zonas: 1) La playa en sentido estricto (*foreshore*), limitada por los niveles de marea alta y marea baja, y 2) El *shoreface*, limitado por el nivel de marea baja y por el nivel de base del oleaje de buen tiempo (fig. 5.1).

Por otra parte, dentro de la plataforma externa diferenciaremos un sector proximal, limitado por el *nearshore* y el nivel de base del oleaje de tormentas, y la parte distal, que estará integrada por el resto de la plataforma. Los límites de esta parte distal están constituidos por el nivel de base del oleaje de las tormentas, y por el margen de la plataforma (*shelf break*). Este área de la plataforma externa constituye la parte de la cuenca sedimentaria en donde el potencial de preservación de los sedimentos es más alto,

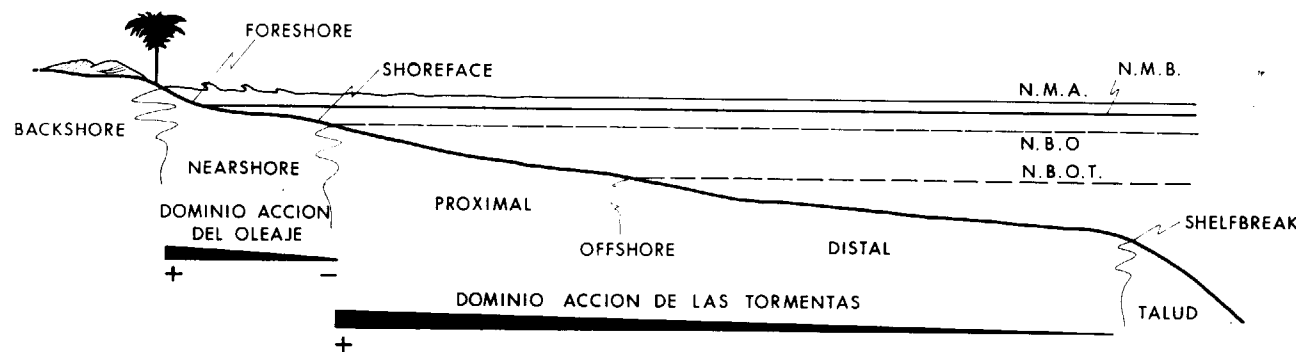


Figura 5.1.—Ambientes sedimentarios de la plataforma considerados en este trabajo. N.M.A.: Nivel del mar en marea alta. N.M.B.: Nivel del mar en marea baja. N.B.O.: Nivel de base del oleaje de buen tiempo. N.B.O.T.: Nivel de base del oleaje de tormentas.

ya que, salvo las corrientes oceánicas que penetran en la plataforma, no existen otros mecanismos sedimentarios capaces de erosionar los materiales que allí se sedimentan.

Durante las tormentas, en la parte más proximal de la plataforma (*nearshore*), el proceso sedimentario característico es la erosión, producto de la recuperación del nivel de mar tras el *coastal set up*. Por tanto, como se dijo en el capítulo 4, serán las facies destructivas el testimonio de estos fenómenos geológico-atmosféricos. Facies destructivas que se identifican por superficies de erosión y, en ocasiones, por depósitos residuales. Al mismo tiempo que en *nearshore* se produce erosión, o, inmediatamente después, en *offshore*, tiene lugar la sedimentación de los materiales arrancados por la tormenta en la zona proximal.

En los períodos intertormenta, es decir, durante el buen tiempo, ocurre a la inversa. En la playa hay sedimentación, recuperando el perfil que tenía antes de la tormenta, mientras que en la plataforma externa hay estabilidad, lo que significa que o bien no hay sedimentación, o ésta es extremadamente lenta, al tiempo que es intensa la bioturbación.

El fenómeno meteorológico de las tormentas, alternando con el buen tiempo, es, por tanto, el determinante para hacer crecer la plataforma externa a expensas de la interna. Este es un pro-

ceso muy rápido si se tiene en cuenta la escala de tiempo geológico y la frecuencia con que huracanes y tormentas se suceden dejando su efecto «catastrófico» sobre las plataformas continentales. En este proceso alternante tormenta/buen tiempo, iremos fundamentando la situación de cada tipo de facies dentro de la cuenca, es decir su distribución areal, y las relaciones genéticas con sus inmediatas correlativas.

5.1. FACIES Y PROCESOS EN EL NEARSHORE

Como es sabido, las facies de *foreshore* están formadas por *sets* de laminación cruzada a muy bajo ángulo, planar, separados por superficies de erosión. Estas características son diagnósticas del ambiente sedimentario en el que se forman (fig. 5.2.).

Esta laminación cruzada representa la sedimentación «normal», de buen tiempo, en la que se produce la acreción de la playa mediante el retrabajamiento por el oleaje de los sedimentos aportados por las corrientes de *longshore*.

Las superficies de erosión, por el contrario, representan los momentos de destrucción de la playa, consecuencia de los efectos del *coastal set up* durante las tormentas.

Los depósitos de buen tiempo, en el *shoreface* (fig. 5.2.), se caracterizan por tener una granulometría menor que los del *foreshore*, y, sobre todo, presentar una estructura interna de *ripples* de oleaje, bioturbación y, en la parte más próxima del nivel de base del oleaje, estratificación *flaser*. Durante las tormentas, parte del material arrancado de la playa se sedimenta en el *shoreface*, bajo una dinámica de energías corrientes de retorno e intenso flujo oscilatorio, dando como resultado depósitos más o menos residuales y, como característica fundamental, formando estratificación cruzada *hummocky*, limitada en su base por una superficie de erosión muy neta.

Desde el punto de vista del análisis causa/efecto, y teniendo presentes los procesos descritos, cada superficie erosiva en el *foreshore* repre-

senta el registro de facies destructivas de la actividad de, al menos una, pero seguramente muchas, tormentas. Esto, traducido al efecto producido en *shoreface* y *offshore*, significa que cada superficie erosiva del *foreshore* estará representada por varias capas, seguramente con espesores de varios metros, en áreas más distales. Es por esto que, en plataformas *storm dominated*, consideramos como característico del *foreshore* las facies destructivas.

Aplicando este análisis de causa/efecto a la correlación de detalle entre *foreshore* y *shoreface*, habría que establecer una relación entre *sets* de láminas cruzadas del *foreshore*, acotado por superficies erosivas, y tramos de *ripples* de oleaje, y en su caso *flaser*, del *shoreface*, igualmente acotados en el techo, no en la base, por superficies erosivas. Esto no significa que cada *set* de láminas cruzadas del *foreshore* sea estrictamente correlacionable con un tramo de *ripples* del *shoreface*, sino que representan momentos de análogo proceso sedimentario. Evidentemente, el carácter de facies destructivas de las superficies de erosión en el *foreshore* hace que al intervalo de tiempo representado por un solo *set* de láminas cruzadas del *foreshore*, le corresponda más de un tramo de *ripples* y estratificación *flaser* en *shoreface*.

Por el contrario, cada superficie erosiva del *foreshore* hay que hacerla equivalente de una capa, o quizá de varias capas amalgamadas, con estructuras *hummocky* (fig. 5.2.). En el *shoreface* de las plataformas dominadas por la acción de las tormentas dominan, pues, las que hemos denominado «facies arenosas del grupo *hummocky*».

5.2. FACIES Y PROCESOS EN OFFSHORE

Del mismo modo que se ha hecho para la plataforma interna (*nearshore*), la plataforma externa (*offshore*) la dividimos en dos áreas principales, en función del carácter de las facies que en cada una de ellas se depositan. La más proximal, limitada por el *nearshore* y por el nivel de base del oleaje de tormenta, y la más distal

FACIES Y PROCESOS EN LA PLATAFORMA INTERNA (NEARSHORE)

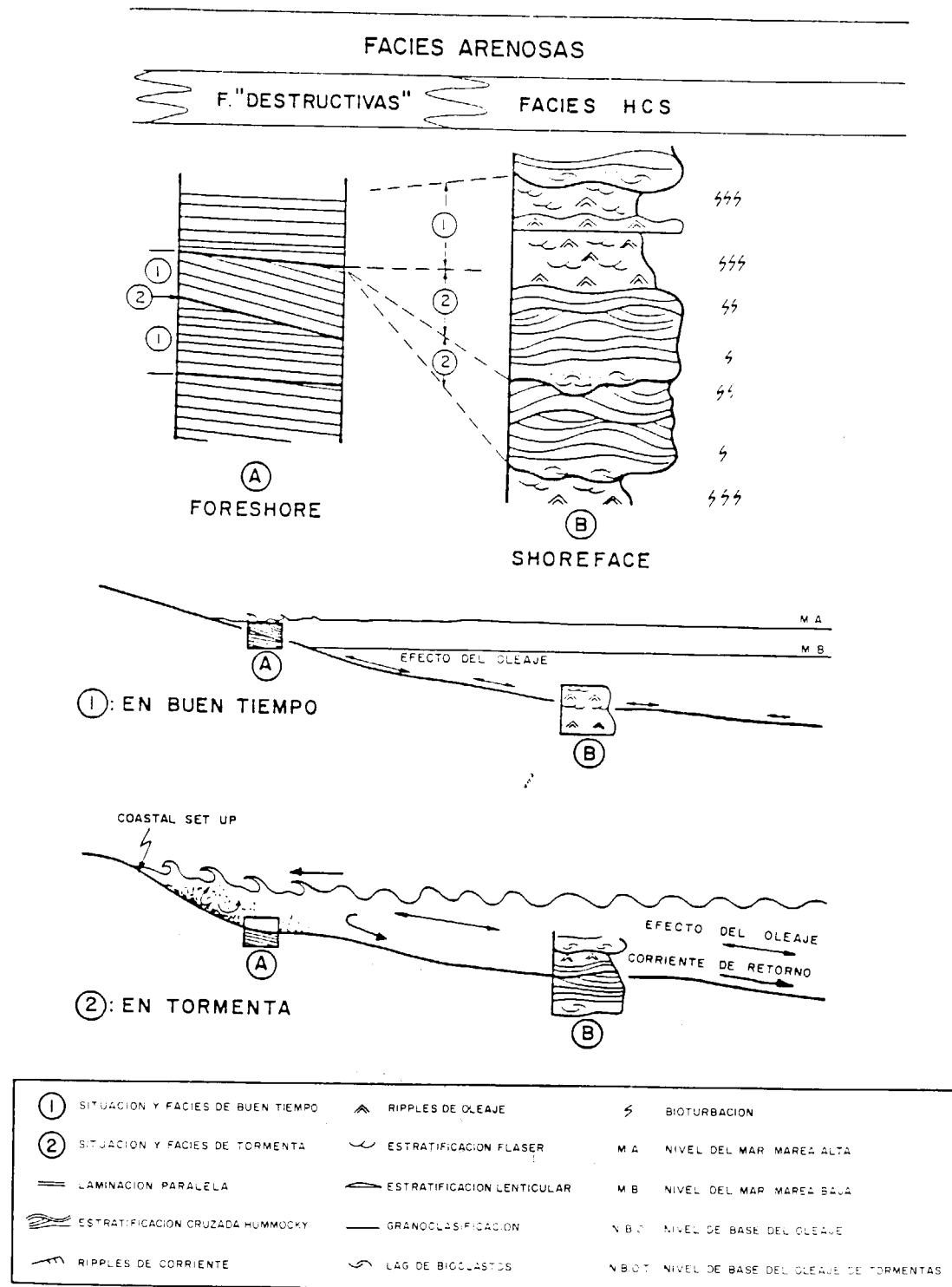


Figura 5.2.—Facies y procesos sedimentarios en la plataforma interna. Explicación en el texto.

entre este nivel y el margen de la plataforma (fig. 5.3.).

Mientras que en la plataforma interna, y especialmente en la zona más proximal (playas), predominan las facies destructivas, al menos si se

tiene en cuenta la relación tiempo transcurrido/deposición preservado, en la plataforma externa, aun existiendo, en la zona más proximal, superficies de erosión, predominan las facies constructivas.

FACIES Y PROCESOS EN LA PLATAFORMA EXTERNA (OFFSHORE)

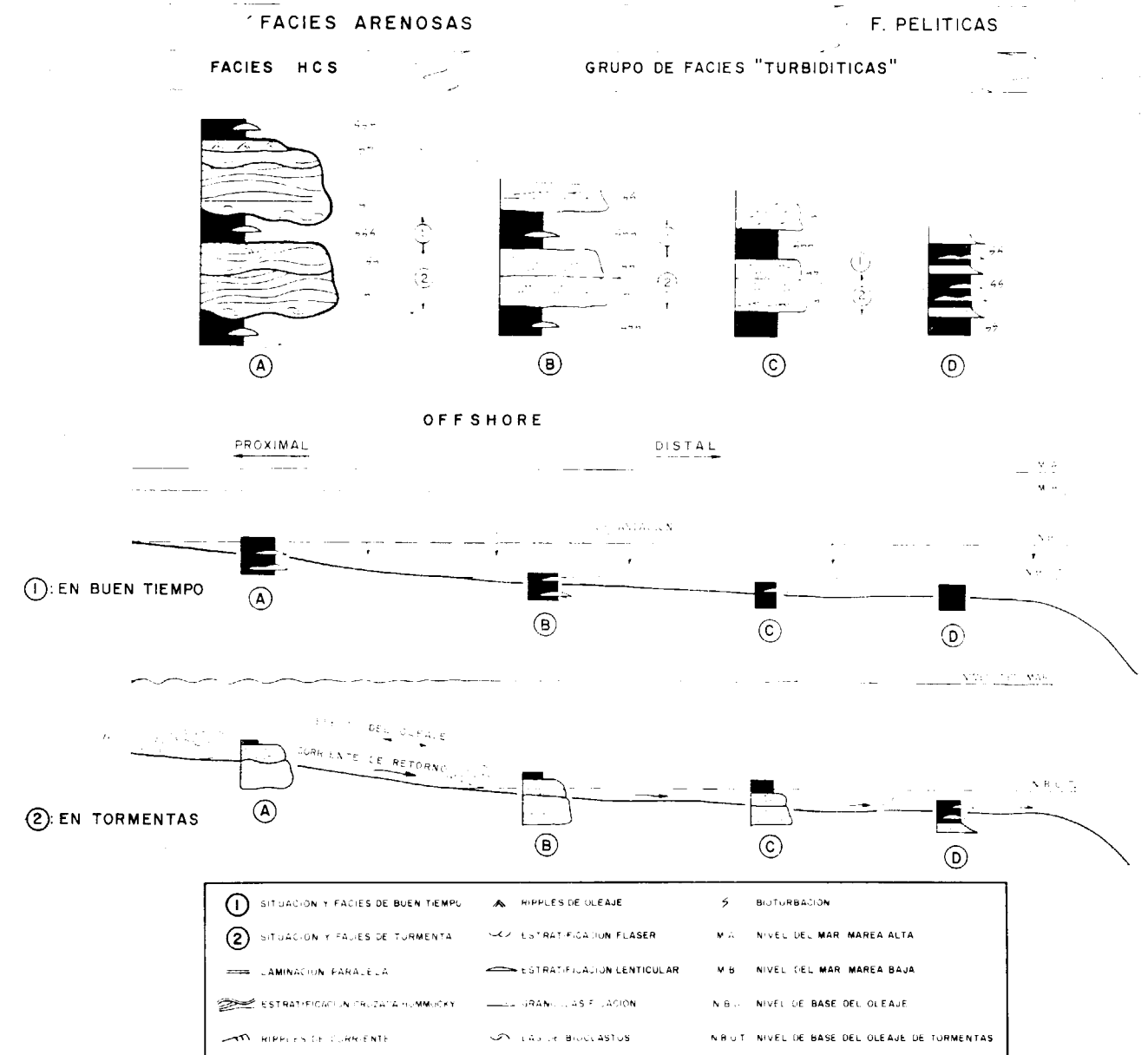


Figura 5.3.—Facies y procesos sedimentarios en la plataforma externa. Explicación en el texto.

En la zona que se sitúa por encima del nivel de base de las tormentas, el tipo de sedimentación es análogo al del *shoreface*, y perfectamente correlacionable con el mismo, al menos conceptualmente en cuanto a procesos sedimentarios se refiere. Durante el buen tiempo, cuando en *shoreface* se depositan arenas con *ripples* de oleaje, estratificación *flaser* y limos, en «*offshore superior*» se depositan materiales pelíticos, generalmente con estratificación lenticular, más o menos bioturbados (fig. 5.3.3.).

Durante las tormentas, cuando hay erosión en *nearshore*, en la parte más proximal de la plataforma externa, al igual que en el *shoreface*, se sedimentan arenas con superficies erosivas en la base y estratificación cruzada *hummocky*. La diferencia entre las facies de una zona y de la otra estriba en una ligera disminución del tamaño de grano, y, sobre todo, en la presencia de pelitas, producto de la sedimentación de buen tiempo. Es en esta zona de la plataforma externa en donde se depositan, pues, secuencias completas de estratificación *hummocky* (BOURGEOIS, 1980; HUNTER & CLIFTON, 1982; DOTT & BOURGEOIS, 1982, etc.). Corresponde este área, por tanto, a una zona con predominio de «facies arenosas del grupo *hummocky*».

La parte de la plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de las tormentas constituye el área de sedimentación por excelencia, es decir, son enteramente facies constructivas con un elevadísimo potencial de preservación de los sedimentos. A este área los sedimentos llegan en suspensiones turbulentas más o menos diluidas, impulsadas por la corriente de retorno de las tormentas. Estas corrientes, al ir perdiendo impulso, producen una sedimentación caracterizada por tracción y decantación simultánea, en un proceso en todo análogo al de las corrientes turbidíticas.

Dentro de este área pueden distinguirse tres tipos de facies diferentes (fig. 5.3.). Dado que sobre una misma línea tiempo tienen una relación de proximalidad/distalidad, las hemos calificado como proximal, intermedia y distal.

La facies proximal está caracterizada por la presencia de capas turbidíticas frecuentemente

amalgamadas que, utilizando para su descripción la secuencia de Bouma, corresponderían a secuencias Tb-c truncadas por su techo (fig. 5.3.).

Esta amalgamación, en nuestra opinión, es la respuesta al funcionamiento de las corrientes inducidas por tormentas, que transportan el material a impulsos, como consecuencia de la propia dinámica del fenómeno atmosférico. Las superficies de amalgamación representarían, por tanto, los intervalos de tiempo entre impulso e impulso, que pueden ser minutos o incluso horas (DOTT & BOURGEOIS, 1982).

Conceptualmente, la correlación entre las «facies arenosas de *hummocky*» de la zona que anteriormente llamamos «*offshore superior*», y las «facies arenosas del grupo de las turbiditas» la establecemos en los siguientes términos: Cuando la corriente de retorno de la tormenta está transportando material a la plataforma externa (impulso de la corriente), se construyen capas «turbidíticas», al tiempo que en la parte proximal se producen superficies de erosión de segundo orden dentro de la estratificación *hummocky*. Los períodos de tiempo entre impulsos de la corriente estarán representados por las superficies de amalgamación de las «turbiditas», mientras que en la zona proximal se producirá el retrabajamiento de los sedimentos por un intenso flujo oscilatorio, dando la acreción vertical de la estratificación *hummocky*.

En la parte intermedia de la plataforma externa (fig. 5.3.), el tipo de facies es el correspondiente a «turbiditas» tipo D₁, D₂ y D₃. Es típico de estas facies, en plataformas dominadas por la acción de las tormentas, la presencia, en el intervalo de *ripples*, de estructuras *flaser*. Los niveles con estratificación *flaser* y/o las superficies de amalgama, si existen (fig. 5.3.) serán correlacionables, asimismo, con superficies de amalgamación en áreas más proximales de la plataforma.

Finalmente, en la parte más distal de la plataforma la sedimentación será la correspondiente a turbiditas extremadamente diluidas, con pequeñas lenticulas de arena muy fina o limo, formando estructuras del tipo *starved ripples*. Es fre-

DISTRIBUCION DE FACIES EN PLATAFORMAS DOMINADAS POR TORMENTAS

FACIES Y PROCESOS EN LA PLATAFORMA INTERNA (NEARSHORE)

FACIES Y PROCESOS EN LA PLATAFORMA EXTERNA (OFFSHORE)

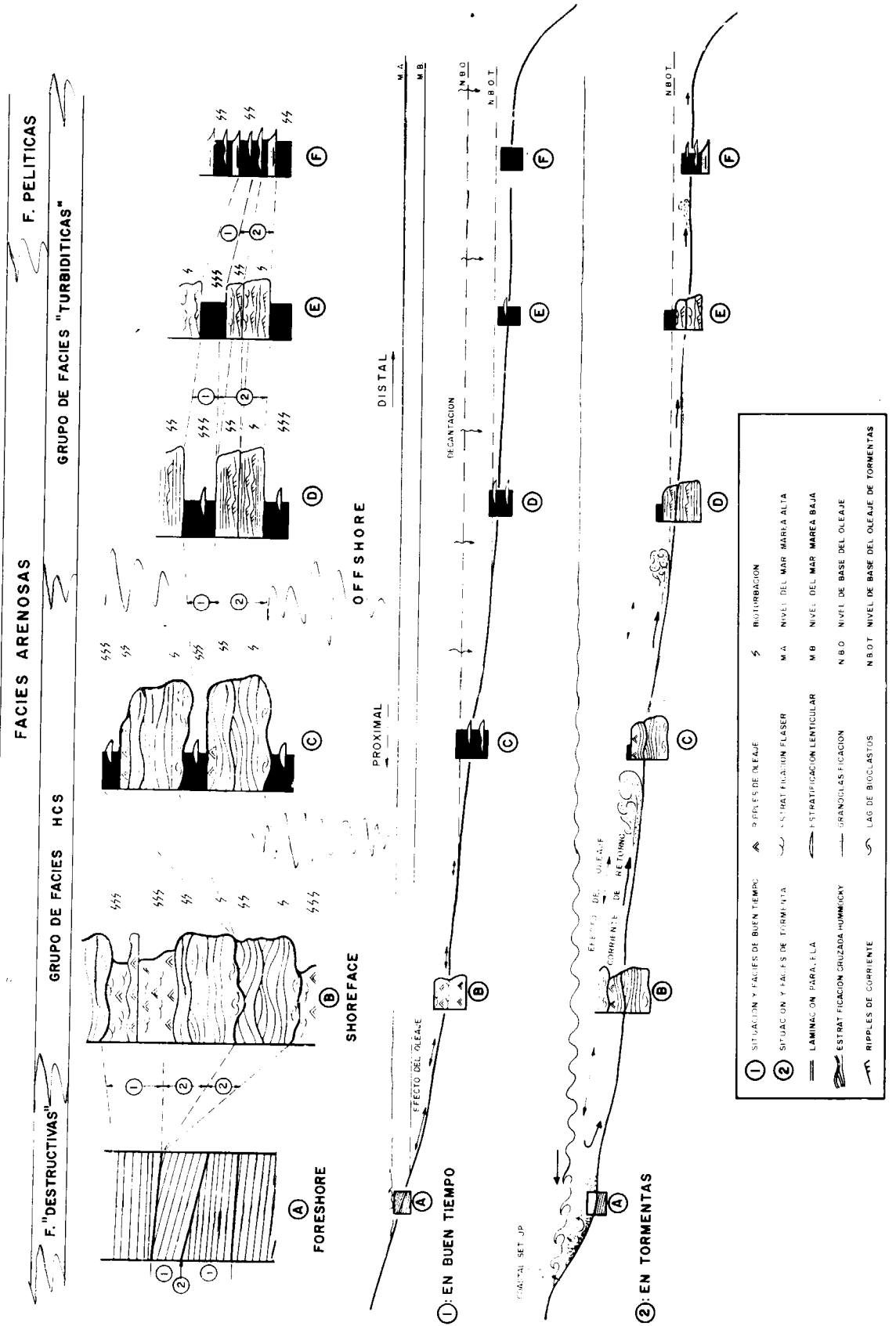


Figura 5.4.—Distribución de facies en plataformas dominadas por la acción de las tormentas. Correlación de facies y procesos entre la plataforma interna y la externa. Explicación en el texto.

cuenta observar, también en este área de la plataforma, y con esta litología de grano fino, el efecto de la intermitencia de las corrientes de retorno de las tormentas. Este efecto se pone de manifiesto a través de la estratificación lenticular, que representaría los diferentes impulsos, muy débiles aquí, de las corrientes. En cualquier caso, es un área en la que predomina la decantación de pelitas.

Así, pues, resumiendo (fig. 5.4.), el registro sedimentario que en la plataforma interna está predominantemente constituido por facies destructivas, caracterizadas por depósitos residuales y superficies erosivas, tiene su equivalencia en las facies constructivas de la plataforma externa. Por el contrario, la acreción de las facies de la plataforma interna, y especialmente en el *foreshore*, corresponde a momentos de no sedimentación en la plataforma externa.

La importancia de esta dualidad entre facies constructivas y destructivas se manifiesta, en el registro estratigráfico de las plataformas *storm dominated*, por las diferencias de espesor entre unas facies y otras. Así, mientras que las facies de plataforma interna (Fm. Borrachón, del Ordovícico Inferior de la Cordillera Ibérica, por ejemplo) tiene un espesor relativamente reducido, sus correlativas de *offshore* suelen presentar un espesor varias veces mayor.

6. CICLOS DE FACIES

El registro sedimentario de las plataformas dominadas por la acción de las tormentas no debería, en abstracto, presentar una serie estratigráfica ordenada en ciclos de facies, puesto que el mecanismo de sedimentación es consecuencia de un fenómeno meteorológico episódico que, si bien tiene importantes efectos geológicos, no está vinculado directamente a la dinámica de la tectónica/sedimentación, tan importante en otros medios sedimentarios. No obstante, en series de plataforma *storm dominated* es relativamente frecuente que las series se ordenen en ciclos de facies tanto de pequeña como

de gran escala, como ocurre con la serie del Carbonífero Inferior de la Zona de Ossa-Morena (GABALDON et al., 1985. Ver apartado 7.3.).

La ciclicidad de las series estratigráficas dominadas por la acción de las tormentas hay que justificarla en función de la incidencia de múltiples factores, entre los que cabe destacar los siguientes:

- 1) *Situación paleogeográfica*, es decir, si la sedimentación se produce en la plataforma interna, o en la externa. Y en este último caso, si tiene lugar por encima o por debajo del nivel de base del oleaje de las tormentas.
- 2) *Cambios eustáticos del nivel del mar*, que, evidentemente, condicionarán la situación paleogeográfica de detalle, correspondiente al punto anterior.
- 3) *Relación entre subsidencia y sedimentación*, ya que, en la misma posición paleogeográfica y sobreimpuesto a los cambios eustáticos de nivel de mar, la relación entre tasa de material terrígeno que llega a la cuenca y subsidencia, puede generar ciclos de facies «transgresivos» o «regresivos» (VAIL et al., 1977).

Evidentemente, la sedimentación que se produce en la plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de las tormentas, las que hemos denominado facies del grupo de las «turbiditas», no deberá tener ningún tipo de ciclicidad, a no ser que se den alguna de las circunstancias siguientes:

- a) Que exista, a gran escala temporal, una ciclicidad climática por la cual la intensidad de las corrientes de tormenta haga variar las facies que lleguen a un lugar determinado de la cuenca.
- b) Que exista una topografía irregular en la plataforma que confine las corrientes generadas por las tormentas produciendo una sedimentación, al salir de estas zonas, similar a la de los lóbulos turbidíticos en sentido estricto.

- c) Que se produzca un cambio relativo en el nivel del mar, que condicione la proximalidad/distalidad de la zona en cuestión. Sólo en el caso de una caída relativa del nivel del mar sería evidente, en plataformas externas, un gran ciclo de facies estrato y granocrecientes, como consecuencia de la progradación rápida de los ambientes más proximales sobre los más distales.

En el caso en que en la plataforma externa hubiere un cierto equilibrio entre subsidencia y sedimentación, es decir, que no se produjere progradación de ambientes más proximales sobre los más distales, la dinámica de las tormentas, al erosionar el litoral (*foreshore* y parte superior de *shoreface*), transportando material hacia *offshore*, podría desembocar en la formación de potentes series «turbidíticas», sin necesidad de invocar fuertes caídas relativas del nivel del mar.

Este razonamiento nos lleva a considerar, al me-

nos teóricamente, simultáneas en el tiempo las series turbidíticas de plataforma, con los sistemas más proximales, deltaicos, por ejemplo. No serían, pues, necesarias caídas relativas del nivel del mar que provocaran la erosión de sedimentos del litoral para «nutrir» a los sistemas «turbidíticos». Es decir, habría un cierto canibalismo sinsedimentario de los materiales de *nearshore* en favor de la formación de «turbiditas». De este modo se justificaría la presencia en estas capas turbidíticas de fragmentos de plantas, que difícilmente soportarían un segundo ciclo sedimentario, y que son tan frecuentes en este tipo de series.

En el caso en que la sedimentación se produzca por encima del nivel de base del oleaje de tormentas, ya sea en la plataforma interna o en la parte más proximal de la externa, es muy frecuente que las series se ordenen en ciclos de facies, que serán estrato y granocrecientes en una situación «regresiva» (fig. 6.1.) (BRENCHLEY

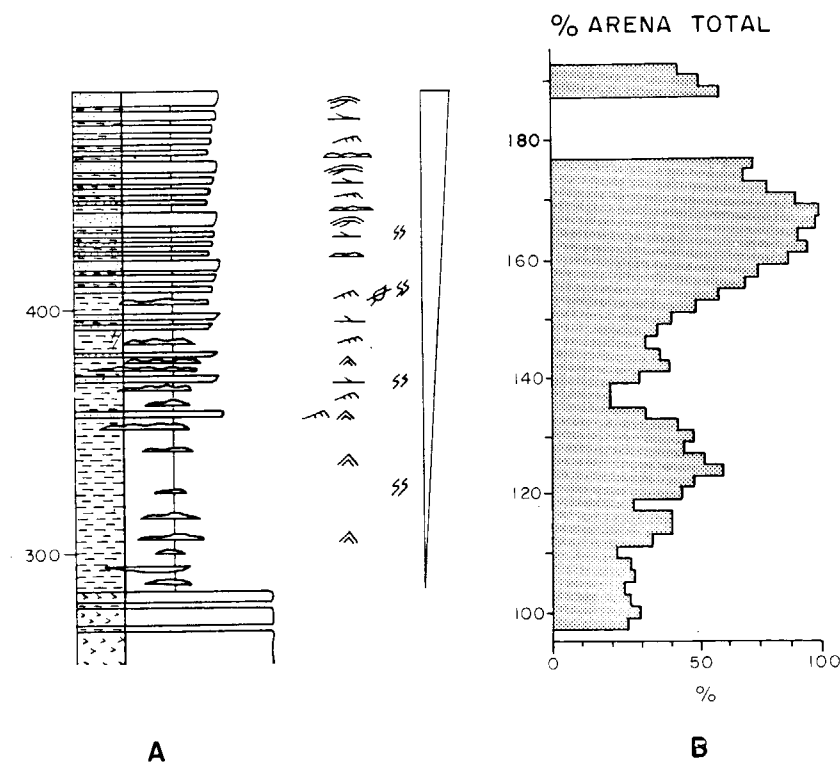


Figura 6.1.—Ciclos de facies estrato y granocrecientes en plataformas dominadas por tormentas. A) Tramo superior del Carbonífero Inferior en la cuenca del Guadiato. Zona de Ossa-Morena (GABALDON et al., 1985). B) Caradoc de Shropshire, Inglaterra (BRENCHLEY & NEWALL, 1982), modificadas.

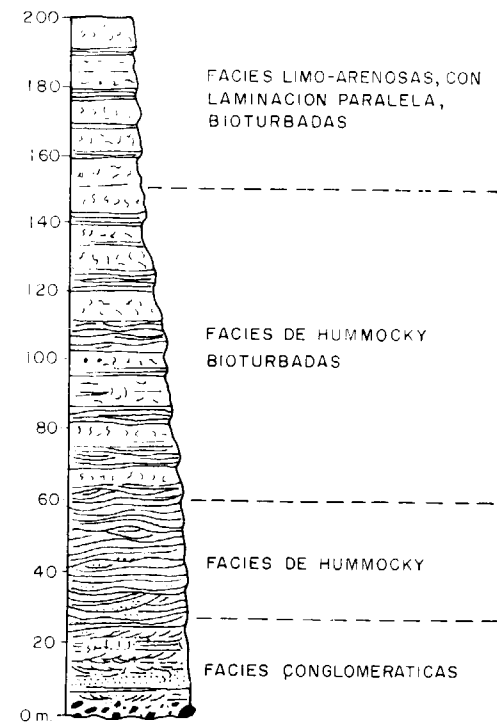


Figura 6.2.—Ciclo de facies estrato y grano decreciente en la Formación Cape Sebastian Sandstone, Cretácico Superior. Suroeste de Oregon (USA) (BOURGEOIS, 1980).

& NEWALL, 1982; GABALDON et al., 1985), o estrato y granodecrecientes en una situación transgresiva (fig. 6.2.) (HARMS et al., 1975; BOURGEOIS, 1980).

Los ciclos estrato y granocrecientes pueden corresponder a la formación de lóbulos en *off-shore*.

Esto puede ser consecuencia del confinamiento de las corrientes de tormenta por áreas relativamente más deprimidas. Corrientes que al pasar la zona de confinamiento se decelerarían sedimentando la carga en suspensión (BRENCHLEY & NEWALL, 1982), de forma análoga a lo que ocurriría en el paso de canal a lóbulo en los modelos propuestos para los sistemas turbidíticos s. s.

En cualquier caso la ciclicidad, tanto a grande como a pequeña escala estará en función de cambios relativos en el nivel del mar, que provocará la progradación o retrogradación de ambientes sedimentarios, responsables en última instancia de las facies.



Foto 1.—Facies de foreshore. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala. Se ha remarcado la superficie erosiva, consecuencia probablemente de una tormenta, que trunca el set de láminas inferior. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, sector de Orejón.

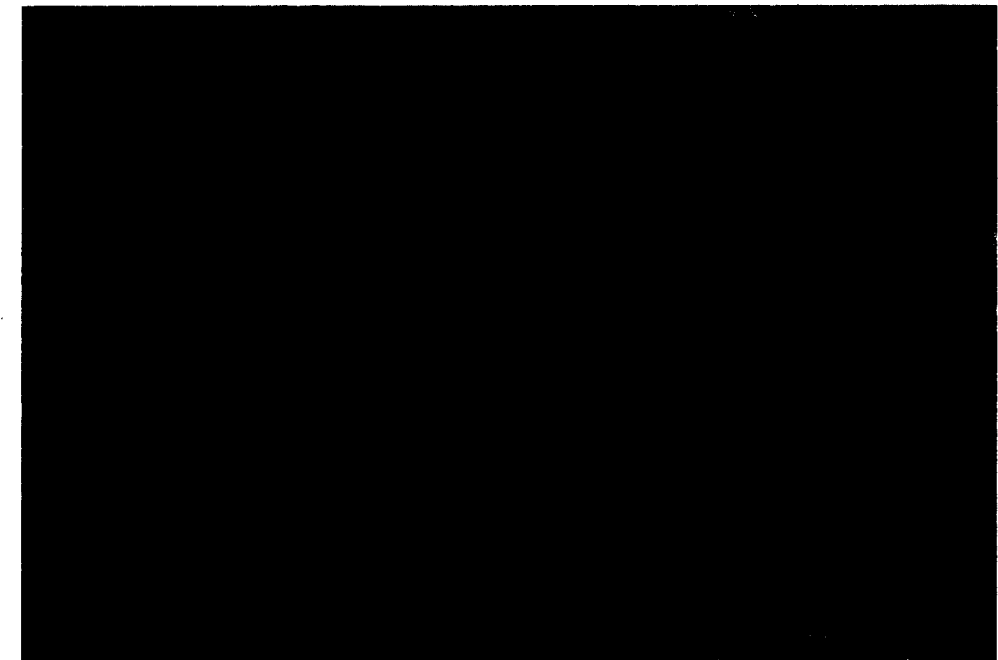


Foto 2.—Facies pelíticas, con niveles submilimétricos de arena muy fina-limo, pertenecientes a la parte distal de una plataforma siliciclástica dominada por la acción de las tormentas. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, sector del Valle de Los Pedroches.

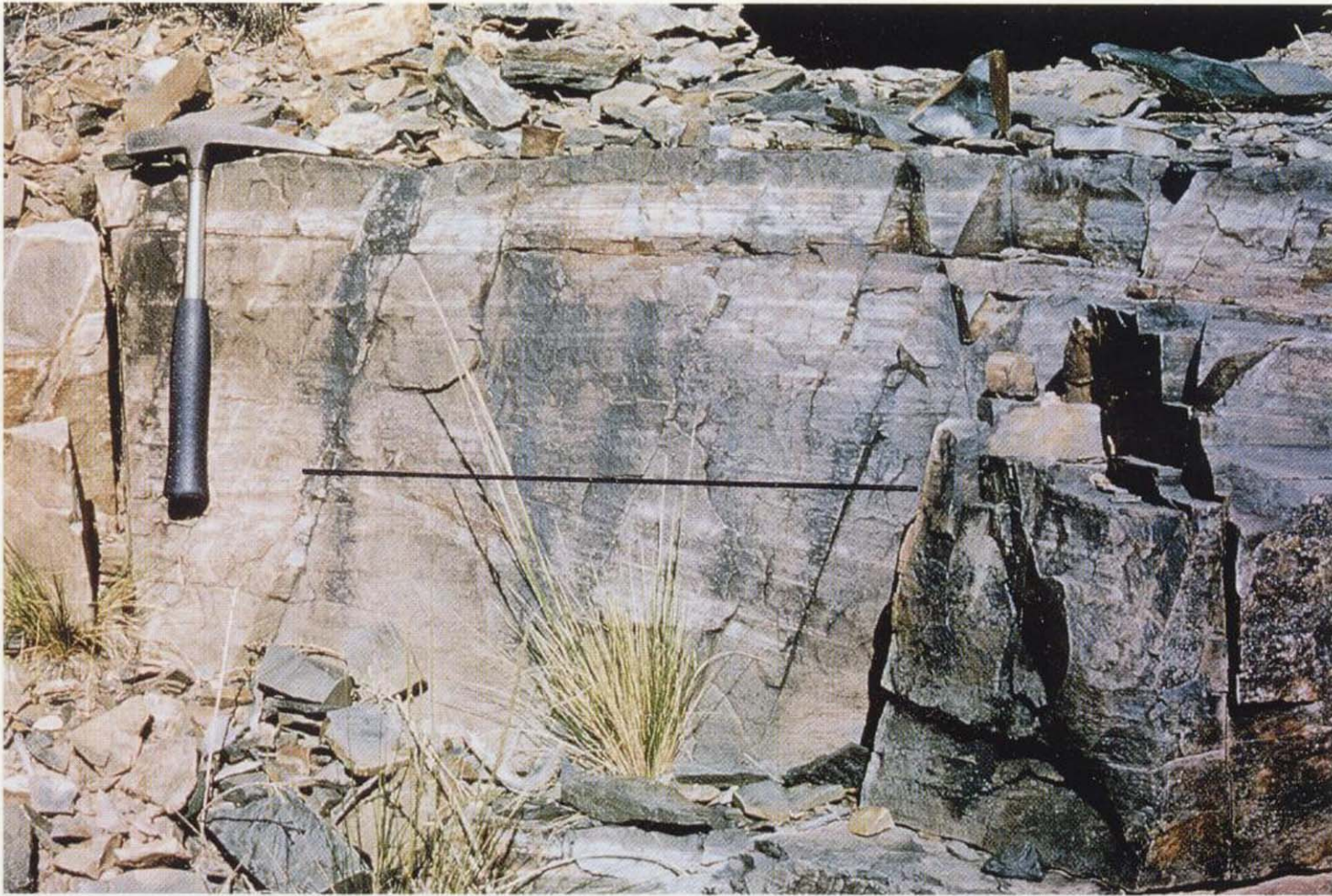


Foto 1.—Facies de *foreshore*. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala. Se ha remarcado la superficie erosiva, consecuencia probablemente de una tormenta, que trunca el set de láminas inferior. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, sector de Orejón.



Foto 2.—Facies pelíticas, con niveles submilimétricos de arena muy fina-limo, pertenecientes a la parte distal de una plataforma siliciclástica dominada por la acción de las tormentas. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 3.—Estratificación cruzada *hummocky*. Tramo M2 de la cuenca lacustre del Autuniense de El Viar, Sevilla.



Foto 4.—Secuencia incompleta de estratificación cruzada *hummocky*. Parte inferior de la secuencia de isla barrera transgresiva de la Formación Pano (CUEVAS *et al.*, 1985). Eoceno de la cuenca de Tremp-Graus.



Foto 5.—Tempestita de afinidad «turbidítica» (secuencia Tb-e de Bouma. Facies D1 sensu Mutti & Ricci Luchi, 1975), sedimentada por efecto de corrientes de tormenta en la plataforma externa de la cuenca del Carbonífero Inferior del norte de Ossa-Morena. Sector del Guadiato.



Foto 6.—Capa de tormenta en la facies Muschelkalk de la Cordillera Ibérica. Riba de Santiuste (Guadalajara).

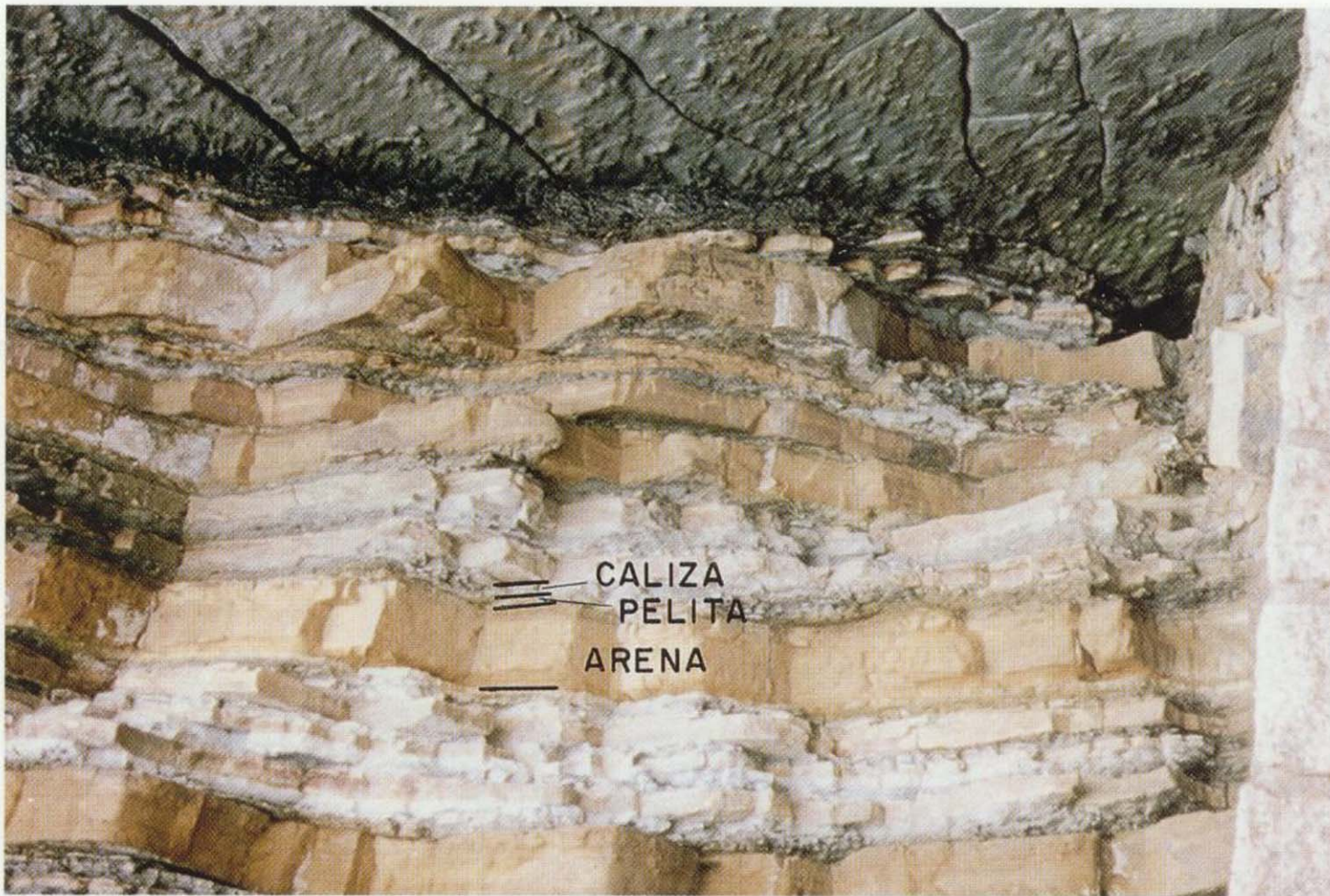


Foto 7.—Alternancia de arena/pelita/caliza formadas, probablemente por efecto de corrientes de tormenta, en una plataforma mixta. Explicación en el texto. Paleoceno-Eoceno de Zumaya (Guipúzcoa).

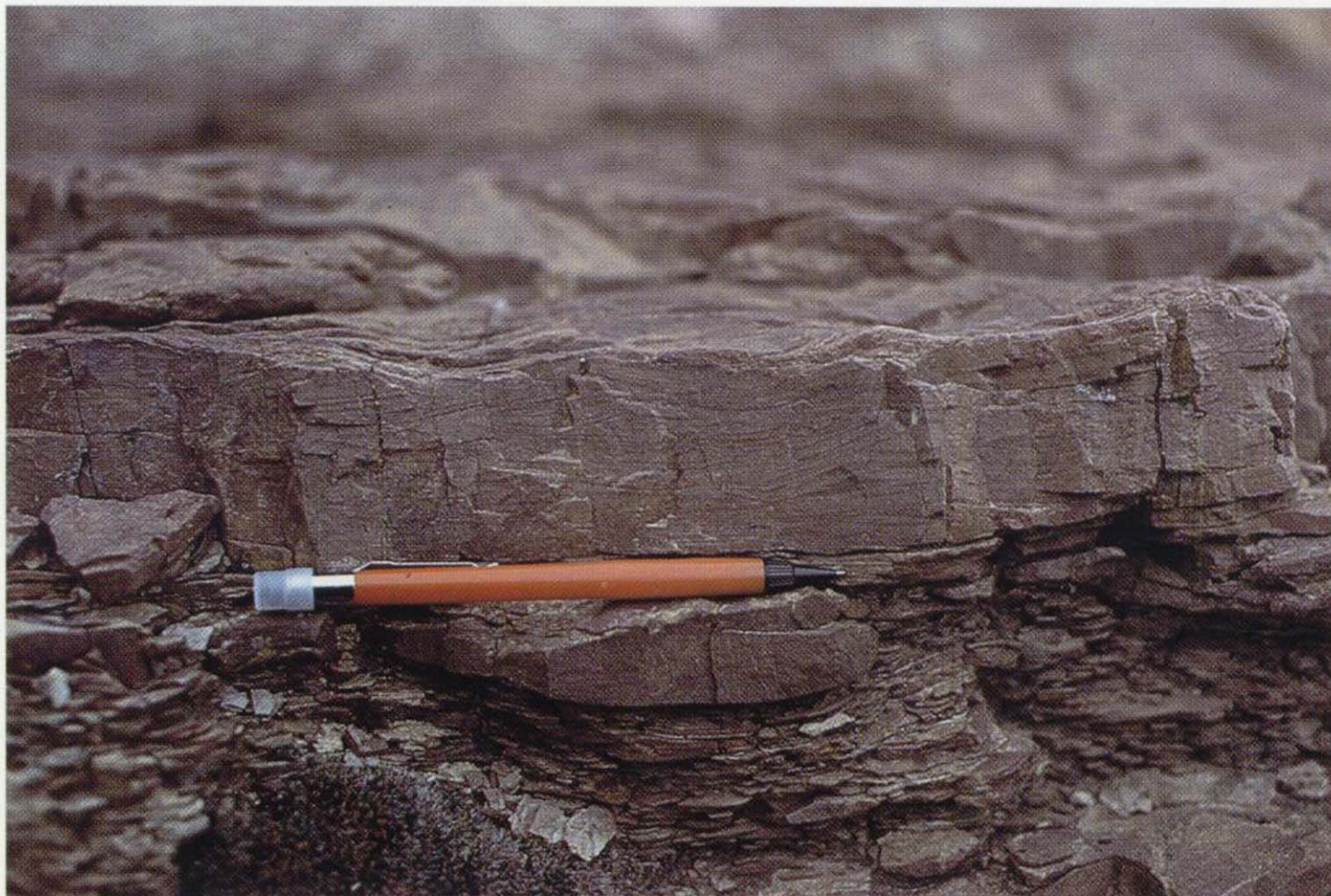


Foto 8.—Detalle de una capa de caliza (*grainstone*), en una alternancia de calizas/pizarras. El ambiente sedimentario corresponde, probablemente, a una plataforma mixta dominada por tormentas. Explicación en el texto. Fm. Santa Cruz. Devónico de la Cordillera Ibérica.

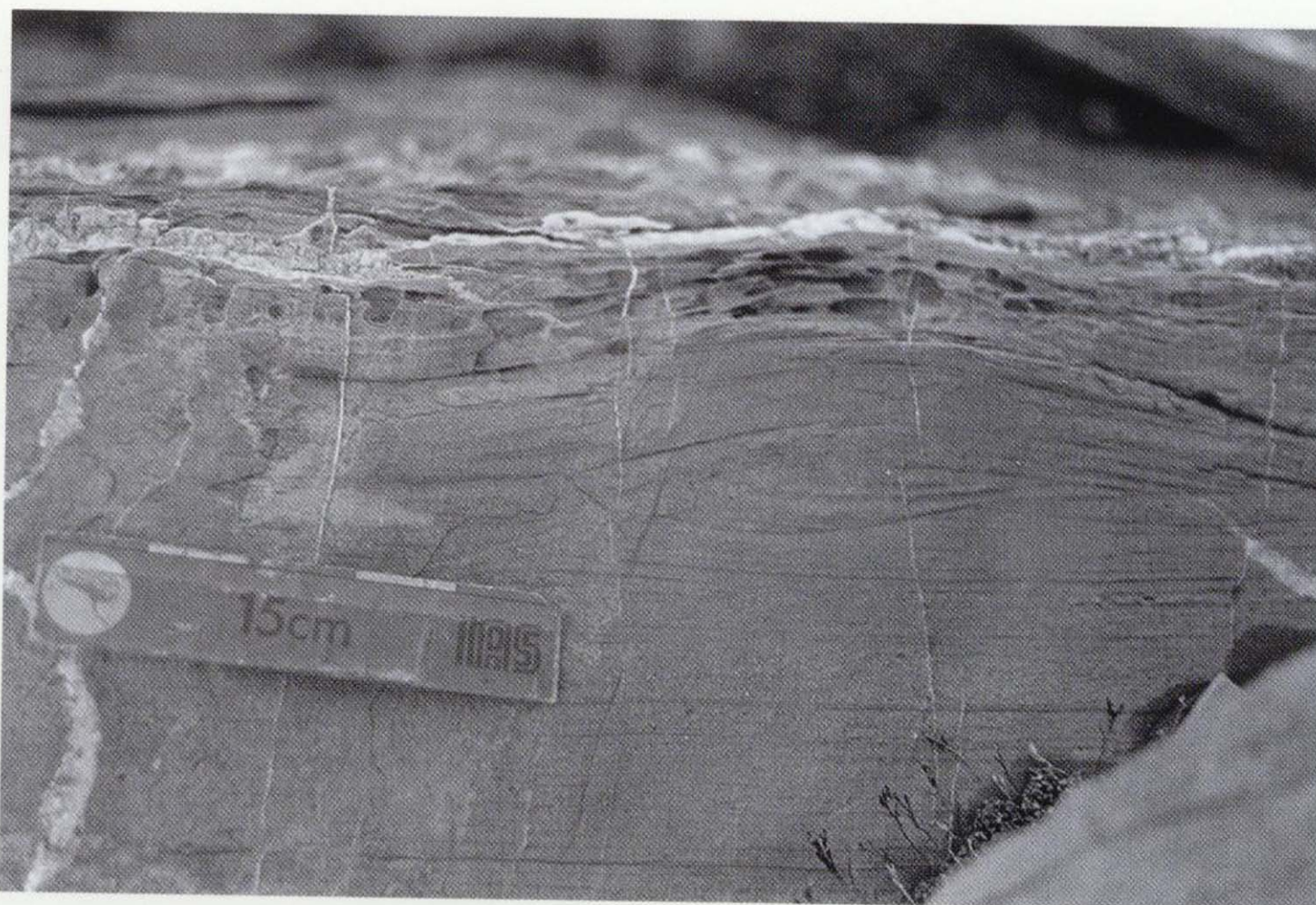


Foto 9.—Detalle de una capa en la que coexisten láminas siliciclásticas y carbonatadas, formada probablemente por tormentas en una plataforma mixta. Devónico Inferior de Menorca.



Foto 10.—Capa de tormenta, conglomerática (los cantos son fragmentos de corales y ostreidos, fundamentalmente), de naturaleza carbonatada, exótica en el contexto en el que se encuentra. Constituye la capa guía de «Les Alters», intercalada en las facies siliciclásticas del «delta de la Baronía». Valle de Ager (Lérida).



Foto 11.—*Debris flow* intercalado entre facies arenosas con estratificación cruzada *hummocky*. DF: *Debris flow*. A: Areniscas cuarcíticas con HCS. Un detalle de estas facies figura en la foto 12. Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas. Cambro-Ordovícico de la Cordillera Ibérica.



Foto 12.—Detalle de la foto anterior. Areniscas con estratificación cruzada *hummocky*, al techo de facies conglomeráticas de tipo *Debris flow*. Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas. Cambro-Ordovícico de la Cordillera Ibérica.

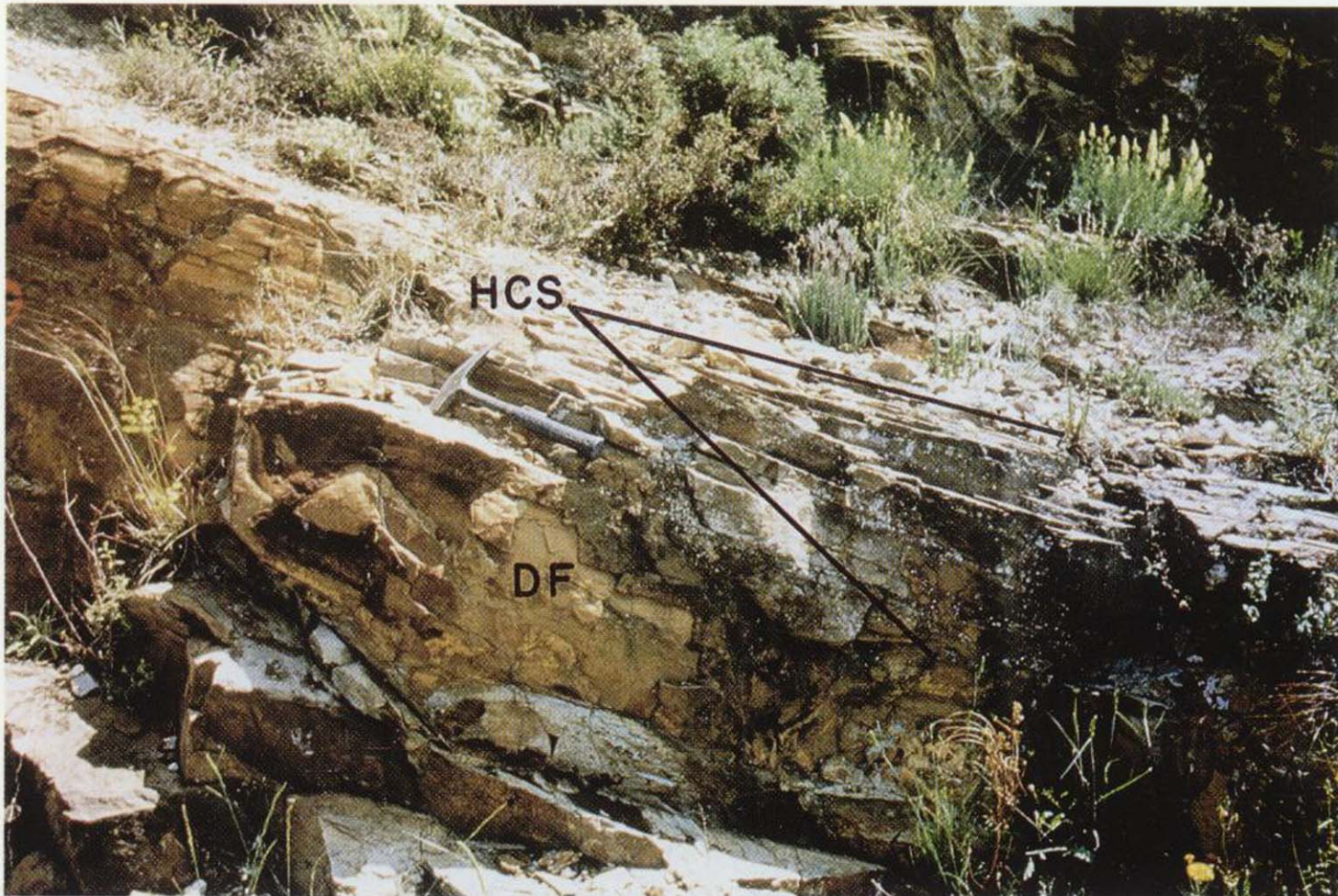


Foto 13.—Debris flow en areniscas con estratificación cruzada hummocky a techo. DF: Debris flow. HCS: Estratificación cruzada hummocky.



Foto 14.—Facies conglomeráticas en la base de una capa «turbidítica», sedimentada por corrientes de tormenta. Fm. Mira, Carbonífero Inferior del borde norte de la Zona Surportuguesa. Portugal.



Foto 15.—Facies conglomeráticas en la base de una capa «turbidítica» que tiene el techo retocado con geometría de *hummocks*. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Guadiato.



Foto 16.—Facies conglomeráticas de cantos blandos angulosos, con matriz arenosa, no pelítica. Tramo de El Tiradero, Carbonífero Inferior de Ossa-Morena, sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 17.—Facies arenosas con HCS de grano grueso. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Banda meridional del Guadiato.



Foto 18.—Estratificación cruzada *hummocky* de grano medio. Secuencia «PHX». El término «X» con estratificación *flaser* difusa. Fm. areniscas de Daroca. Cámbrico Inferior de la Cordillera Ibérica.



Foto 19.—Estratificación cruzada *hummocky* de grano medio. Secuencias amalgamadas en las que prácticamente sólo existe el término «H». Areniscas intercaladas en la Fm. Pizarras de Embid. Cámbrico Inferior de la Cordillera Ibérica.

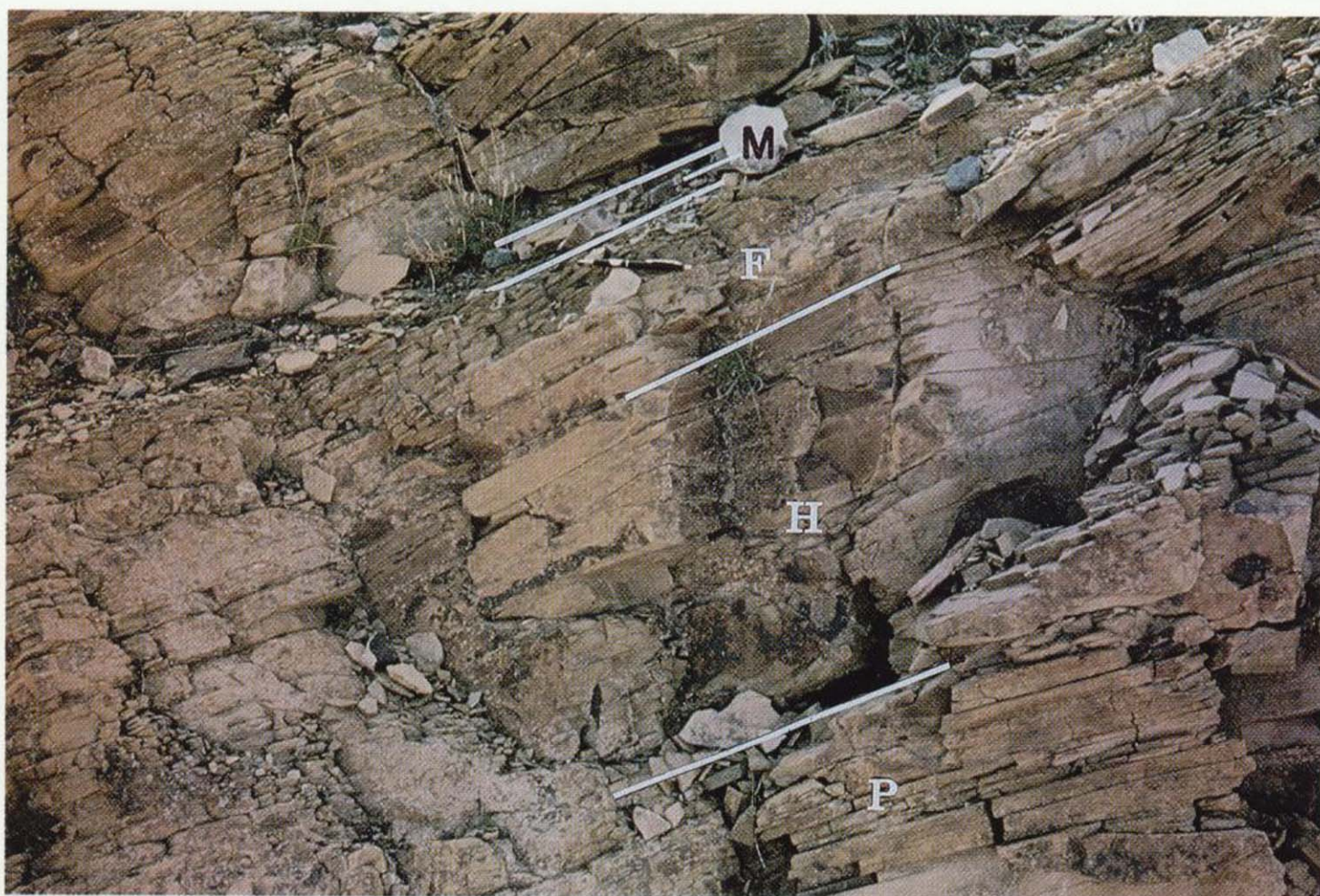


Foto 20.—Estratificación cruzada *hummocky* de grano fino. Secuencia «PHFM». Parte media de la Fm. Balconchán. Cámbrico Superior de la Cordillera Ibérica.

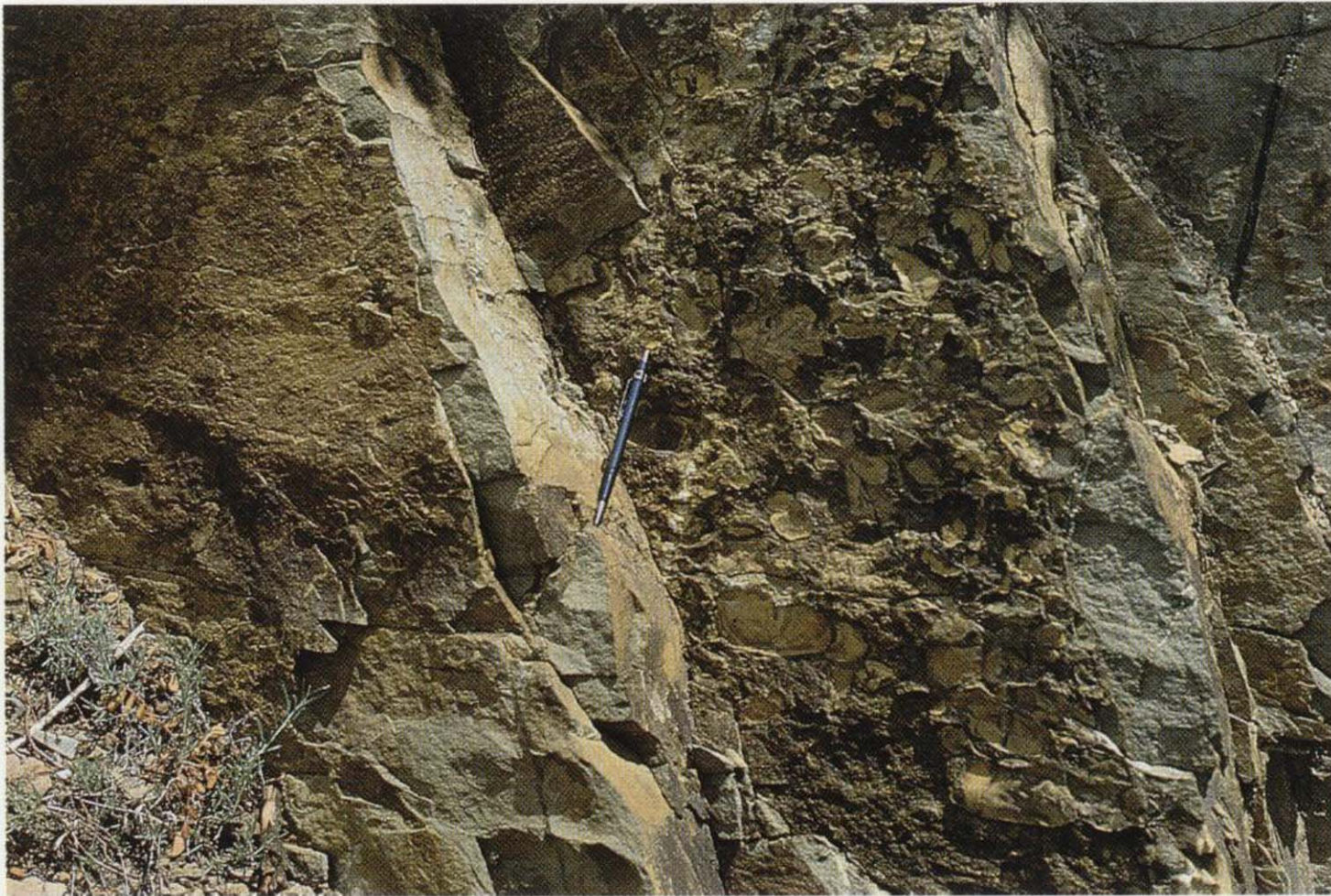


Foto 21.—Cantos blandos en la base de una capa con estratificación cruzada *hummocky* de grano fino. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.

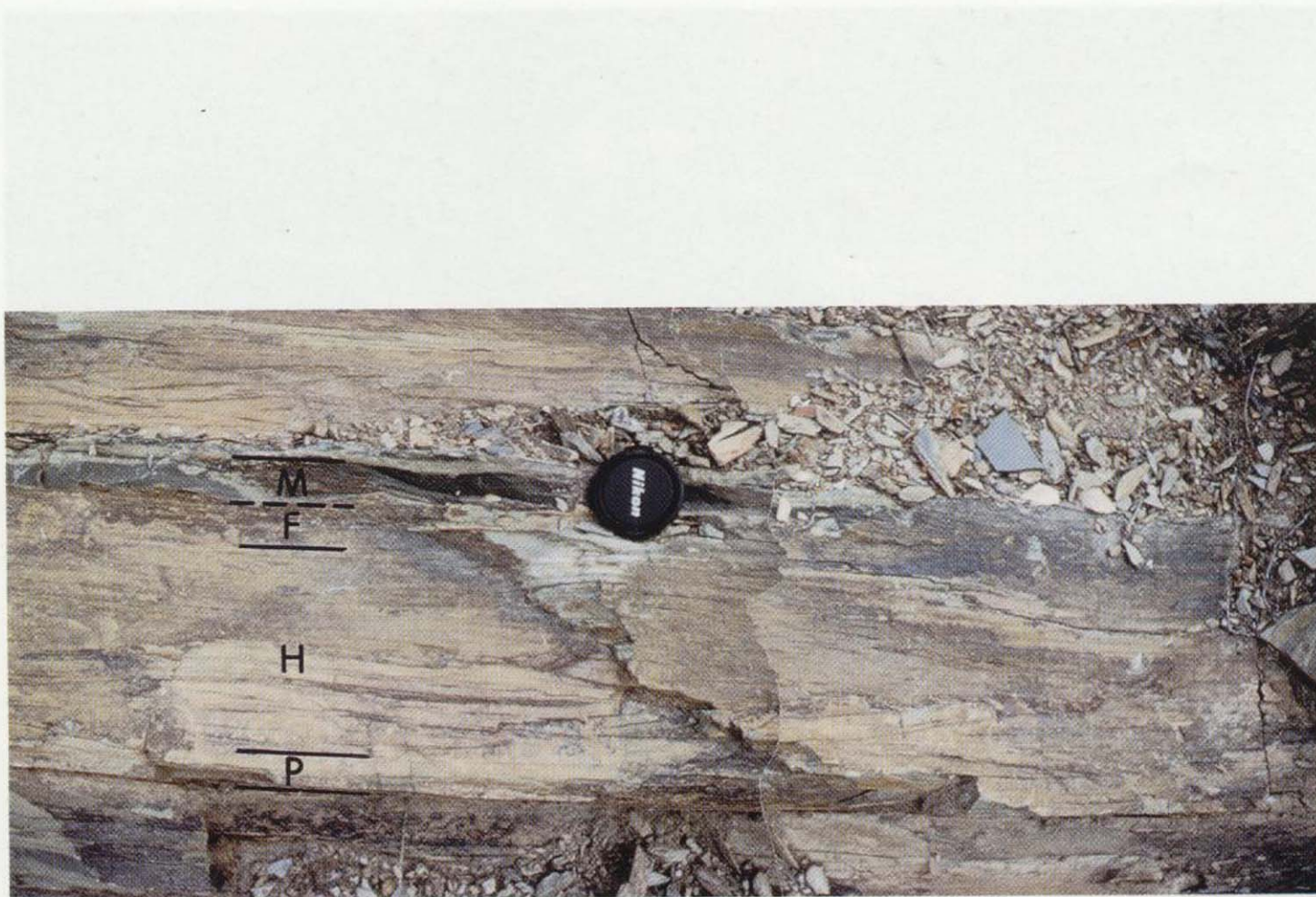


Foto 22.—Estratificación cruzada *hummocky* de grano muy fino. Secuencia «PHFM». Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 23.—Estructuras de escape de agua en capa de tormenta en facies «turbidítica» de tipo B1, sensu Mutti & Ricci Luchi (1975). Areniscas de El Tiradero. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 24.—Capas de tormenta en facies «turbidíticas» tipo C1, sensu Mutti & Ricci Luchi (1975). Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Banda meridional del Guadiato.



Foto 25.—Capa de tormenta en facies «turbidítica» C2, sensu Mutti & Ricci Luchi (1975). Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Banda meridional del Guadiato.



Foto 26.—Capas de tormenta en facies «turbidíticas» tipos D1, D2 y D3, sensu Mutti & Ricci Luchi (1975). Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Banda meridional del Guadiato.



Foto 27.—Capa de tormenta en facies «turbidítica» D1, sensu Mutti & Ricci Luchi (1975). Esta facies suele incluir láminas pelíticas a modo de estratificación *flaser*. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 28.—Capa análoga a la de la foto 27, «turbidítica» con láminas con laminaciones pelíticas tipo *flaser*. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 29.—Capa de tormenta con amalgamaciones de laminación paralela y ripples. Obsérvese en el techo de la capa la tendencia a la formación de *hummocks*.



Foto 30.—Facies pelíticas con lenticulas y niveles submilimétricos de arena muy fina y limo. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 31.—Facies pelíticas con ripples apilados. Fm. Borrachón. Ordovícico Inferior de la Cordillera Ibérica.



Foto 32.—Capas de tormenta en facies pelíticas «de decantación» limo-arcillosa. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.



Foto 31.—Facies pelíticas con ripples apilados. Fm. Borrachón. Ordovícico Inferior de la Cordillera Ibérica.

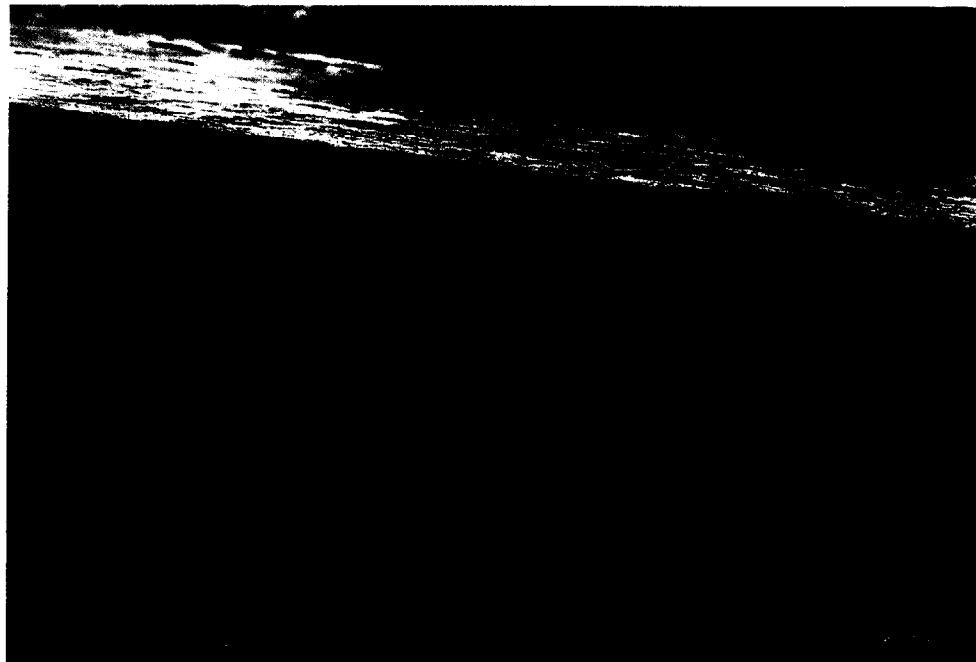


Foto 32.—Capas de tormenta en facies pelíticas «de decantación» limo-arcillosa. Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Sector del Valle de Los Pedroches.

REFERENCIAS

- AGER, D. V. (1974): *Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 15, 83-93.
- AIGNER, T. (1985): *Storm depositional systems*. Lecture Notes in Earth Sciences, No. 3, Berlin, Heidelberg, 174 pp.
- AIGNER, T. & REINECK, H. E. (1982): *Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis*. *Senckenbergiana marit.*, 14, 183-215.
- ALLEN, J. R. L. (1984): *Some general physical implications of storm and their relevance to problems of storm sedimentation. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: A model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer*. *Sedim. Geol.*, 39, 227-242.
- ALLEN, P. A. (1982): *Sedimentary structures: Their character and physical basis*. *Developm. in Sedimentol.*, 30, I and II. Elsevier, Amsterdam, I: 593 pp.; II: 663 pp.
- ALLEN, P. A. (1984): *Constraints on the palaeohydraulic significance of hummocky bedding*. In: *Storm sedimentation meeting*. Abstracts and field guide. Univ. College Cardiff, 5-7 May 1984. Abst., p. 3.
- BALL, M. M.; SHINN, E. A. & STOCKMAN, K. W. (1963): *Geologic records of hurricanes*. *A. A. P. G. Bull.*, 47, 2. Abst., p. 349.
- BENTON, M. J. & GRAY, D. I. (1981): *Lower Silurian distal shelf storm-induced turbidites in the Welsh Borders: Sediments, tool marks and trace fossils*. *J. Geol. Soc. London*, 138, 675-694.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretations*. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, 168 pp.
- BOUMA, A. H. (1963): *Sedimentary facies model of turbidites*. *A. A. P. G. Bull.*, 47, 2. Abst., p. 351.
- BOUMA, A. H.; BERRYHILL, H. L.; BRENNER, R. L. & KNEBEL, H. J. (1982): *Continental shelf and epicontinental seaways*. In: *Sandstone depositional environments*. Scholle, P. A. & Spearing, D. (Eds.) *A. A. P. G. Spec. Publ.*, 281-327.
- BOURGEOIS, J. (1980): *A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: The cape San Sebastian Sandstone (upper cretaceous), South-western Oregon*. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 50, 3, 681-702.
- BRENCHLEY, P. J. (1984): *Hummocky cross Stratification: proximal and distal shelf facies*. In: *Storm Sedimentation Meeting*. Abstracts and Field Guide. Univ. College Cardiff, 5-7 May 1984. Abst., p. 7.
- BRENCHLEY, P. J. (1985): *Storm influenced sandstone beds*. *Modern Geology*, 9, 369-396.
- BRENCHLEY, P. J. & NEWALL, G. (1982): *Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England*. *Jour. of sediment. Petrol.*, 52, 4, 1257-1269.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1985): *Proximal and distal hummocky cross-Stratified facies on a wide ordovician shelf in Iberia*. In: *Shelf sands and sandstones*. Knight, R. J. & McLean, J. R. (Eds.). *Can. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 2, 241-255.
- CALVIN, W. J. (1980): *Limestone channel storm complex (Lower Cretaceous). Elkhorn Mountains, Montana*. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 50, 447-456.
- CAMPBELL, C. V. (1966): *Truncated wave-ripple laminae*. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 36, 825-828.
- CAMPBELL, C. V. (1971): *Depositional model-Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, north-western New Mexico*. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 43, 765-778.
- CLEMMENSEN, L. B. (1986): *Storm-Generated eolian sand shadows and their sedimentary structures, Vejers Strand, Denmark*. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 56 (4), 520-527.
- COTTER, E. (1975): *Late Cretaceous sedimentation in a low energy coastal zone: the Ferron Sandstone of Utah*. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 45, 669-685.
- CUEVAS, M.; DONSELAAR, M. E. & NIO, S. D. (1985): *Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus basin. (Prov. of Lerida and Huesca)*. In: *6th European Regional Meeting. Excursion Guidebook*, Milá, M. D. & Rosell, J. (Eds.), 217-266.
- DOTT, Jr., R. H. (1983): *1982 SEPM presidential address: Episodic sedimentation-How normal is average? How rare is rare? does it matter?* *Jour. of Sediment. Petrol.*, 53 (1), 5-23.
- DOTT, Jr., R. H. & BOURGEOIS, J. (1982): *Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequences*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93, 663-680.
- DUKE, W. L. (1982): *The «type locality» of hummocky cross-stratification: the storm-dominated Silurian Medina Formation in the Niagara Gorge, New York and Ontario*. *Proc. Ont. Petrol. Inst.*, 21, 2.1-2.31.
- DUKE, W. L. (1985): *Hummocky cross-Stratification, tropical hurricanes, and intense winter storm*. *Sedimentology*, 32, 2, 167-194.

DUKE, W. L. (1987): *Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms (reply)*. Sedimentology, 34, 2, 344-359.

DUPRE, W. R. (1985): *Geologic effects of hurricane Alicia on upper Texas Coast*. Gulf Coast Association of Geological Societies and Gulf Coast Section SEPM. 35th Annual meeting, Austin, Texas. A. A. P. G., Bull., 9, Abst., p. 1419.

EINSELE, G. E. (1985): *Response of sediments to sea-level changes in differing subsiding storm dominated marginal and epeiric basins*. Lecture notes in Earth Sciences, 1, 68-97.

EMERY, K. A. (1981): *Geological limits of the continental shelf*. Ocean Div. Internat. Law Journal, 10, 1-11.

FENTON, M. W. & WILSON, C. J. L. (1985): *Shallow-water turbidites: An example from the Mallacotota Beds, Australia*. Sedim. Geol., 45, 231-260.

FIELD, M. E.; NELSON, C. H., y CACCHIOONE, D. A., et al. (1981): *Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea*. Mar. Geol., 42, 233-258.

FIELD, M. E.; CARLSON, P. R. & HALL, R. K. (1983): *Seismic facies of shelfedge deposits, U.S. Pacific continental margin*. In: *The shelfbreak: Critical interface on continental margins*, Stanley, D. J. & Moore, G. T. (Eds.): SEPM Spec. Publ., 33, 299-313.

FIGUEIREDO, Jr., A. G.; SANDERS, J. E. & SWIFT, D. J. P. (1982): *Storm-Graded layers on inner continental shelves: Examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the central United States*. Sedim. Geol., 31, 171-190.

GABALDON, V. & QUESADA, C. (1983): *Las facies del Carbonífero Inferior de Ossa-Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica*. X Congreso Nacional de Sedimentología, Obrador, A. (Ed.). Menorca, España, Abst.

GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983a): *Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la excursión*. 5.ª Reunión Grupo Ossa-Morena. Temas Geol.-Min. IGME, núm. 7, 101-137.

GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983b): *Las cuencas de Valdeinfierno y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 69 (2), 208-218.

GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1985): *El Carbonífero Inferior del Norte de la zona de Ossa-Morena (SO de España)*. Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Madrid, 1983. Compte rendu, vol. 3, 173-186.

GILBERT, G. K. (1899): *Ripple-marks and cross-bedding*. Bull. Geol. Soc. Am., 10, 135-140.

GOLDRING, R. (1971): *Shallow-water sedimentation as illustrated in the Upper Devonian Baggy Beds*. Mem. Geol. Soc. London, 5, 80 pp.

GOLDRING, R. (1984): *Amalgamation of sublittoral sheet sandstones*. Storm Sedimentation Meeting. Abstracts and Field Guide. Univ. College Cardiff, 5-7 May 1984, Abst., p. 9.

GOLDRING, R. & BRIDGES, P. (1973): *Sublittoral sheet sandstones*. Jour. of Sediment. Petrol., 43, 736-747.

HAMBLIN, A. P. & WALKER, R. G. (1979): *Storm dominated shallow marine deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, Southern Rocky Mountains*. Can. J. Earth Sci., 16, 1673-1690.

HARDING, E. T. & KOTSCH, W. J. (1965): *Heavy weather guide: Menasha, WI, Banta*, 209 pp.

HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B., y SPEARING, D. R., et al. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. SEPM. Tulsa. Short Course No. 2, 161 pp.

HAYES, M. O. (1967): *Hurricanes as geological agents, South Texas Coast*. A. A. P. G. Bull., 51 (6), 937-956.

HUNTER, R. E. & CLIFTON, H. E. (1982): *Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in upper cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, Southwestern Oregon*. Jour. of Sediment. Petrol., 52 (1), 127-1430.

JAMES, N. P. (1984): *Introduction to carbonate facies models*. In: *Facies models*, second edition, Walker, R. G. (Ed.). Geoscience Canada, Reprint Series, 1, 209-211.

JOHNSON, H. D. (1978): *Shallow siliciclastic seas*. In: *Sedimentary environments and facies*, Reading, H. G. (Ed.). Blackwell Scientific Publications, 207-258.

JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T. (1986): *Shallow siliciclastic seas*. In: *Sedimentary environments and facies*. Reading, H. G. (Ed.). Blackwell Scientific Publications, 229-282.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M., y RIBEIRO, A., et al. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid.

KLEIN, G. de V. & MARSAGLIA, K. M. (1987): *Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms (discussion)*. Sedimentology, 34, 2, 333, 337.

KNEBEL, H. J. & SPIKER, E. (1977): *Thickness and age of surficial sand sheet, Baltimore Canyon Trough area*. A. A. P. G. Bull., 61, 861-871.

KREISA, R. D. (1981): *Storm-generated sedimentary struc-*

tures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of Southwestern Virginia. Jour. of Sediment. Petrol., 51, 823-848.

LABAUME, P.; MUTTI, E., y SEURET, M., et al. (1983): *Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Éocène inférieur et moyen Sur-pyrénéen*. Bol. Soc. Geol. France, 25 (6), 927-941.

LANE, F. W. (1966): *The elements Rage*. London, 279 pp.
LASH, G. G. (1987): *Sedimentology and possible paleoceanographic significance of mudstone turbidites and associated deposits of the pen argyl member, Martinsburg formation (Upper Ordovician), Eastern Pennsylvania*. Sedim. Geol., 54, 113-135.

LOTZE, F. (1945): *Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta*. Geotck. Forsch., 6, 78-92.

MARSAGLIA, K. M. & KLEIN, G. D. (1983): *The paleogeography of paleozoic and mesozoic storm depositional systems*. Jour. of Geology, 91, 117-142.

MEGIAS, A. G. (1982): *Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas*. V Congreso Latinoamer. de Geología, vol. 1, 385-402.

MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973): *Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition*. In: *Turbidites and deep water sedimentation*. AGI-SEPM Short course (1-38).

MITCHUM, R. M., Jr.; VAIL, P. R. & SANGREE, J. B. (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*, Payton, C. E. (Ed.). A. A. P. G. Memoir 26, 117-133.

MORENO, F. (1974): *Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa*. Bol. Geol. Min., 85 (4), 396-400.

MORENO, F. (1977): *Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Inédito.

MORTON, R. A. (1981): *Formation of storm deposits by wind forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea*. In: *Holocene marine sedimentation in the North Sea basin*, Nio, D.; Shüttenhelm, R. T. E. & Weering, C. E. van (Eds.). Spec. Public. I. A. S., 5, 385-396.

MOUGENOT, D.; BOILLOT, G. & REHAULT, J. P. (1983): *Prograding shelfbreak types on passive continental margins: Some european examples*. In: *The shelfbreak: Critical interface on continental margins*, Stanley, D. J. & Moore, G. T. (Eds.). SEPM Spec. Publ., 33, 61-77.

MOUNT, J. F. (1982): *Storm-surge ebb origin of Hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain member, Campito formation (Lower Cambrian), White-Inyo Moun-*

tains, Eastern California. Jour. of Sediment. Petrol., 52 (3), 941-958.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 161-169.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): *Turbidite facies and facies associations*. Reprint from: *Examples of turbidite Facies and Facies Association from Selected Formations of the northern Appennines*, 21-36.

NALIVKIN, D. V. (1983): *Hurricanes, storms and Tornadoes. Geographic characteristics and geological activity*. Russian translation series, 597 pp. A. A. Balkema. Rotterdam. Translation of: *Uragany, buri i smerchi: Geograficheskie osobennosti i geologicheskaya deyatel'ost'*. Nauka Publishers, Leningrad Section, Leningrad, 1969.

NELSON, C. H. (1982): *Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, bering shelf: A mimic of Bouma sequences and turbidite systems*. Jour. of Sediment. Petrol., 52 (2), 537-545.

PERKINS, R. D. & ENOS, P. (1968): *Hurricane Betsy in the Florida-Bahamas area. Geologic effects and comparison with hurricane Donna*. Jour. of Geology, 76, 710-717.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T. & VAIL, P. R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition - Conceptual framework*. In: *Sea-level changes. An integrated approach*, Wilgus et al. (Eds.). SEPM Spec. Public., 42, 110-124.

READING, H. G. (1978): *Facies*. In: *Sedimentary environments and facies*, Reading, H. G. (Ed.). Blackwell Sc. Public., 4-14.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1971): *Genesis of laminated sand and graded rythmites in storm-sand layers of shelf mud*. Sedimentology, 18, 123-128.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1973): *Depositional Sedimentary environments*. Springer-Verlag, 549 pp.

RICH, J. L. (1951): *Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them*. Geol. Soc. Amer. Bull., 62, 1-20.

ROEP, Th. B. & LITHOUT, K. (1989): *Precambrian storm wave-base deposits of early Proterozoic age (1.9 Ga), preserved in andalusite-cordierite-rich granofels and quartzite (Råmsberg area, Värmland, Sweden)*. Sedim. Geol., 61, 239-251.

ROSELL, J. (1986-1987): *Problemática actual y futura de la sedimentología en España*. Acta Geológica Hispánica, 21-22, 3-7.

ROSELL, J. (1989): *Limites en series turbidíticas*. Rev. Soc. Geol. España, 2 (3-4), 369-374.

SELLEY, R. C. (1970): *Ancient sedimentary environments*. Chapman & Hall, 237 pp.

SHEPARD, F. P. (1977): *Geological Oceanography: Evolution of coasts, continental margins, and deep-sea floor*. New York, Crane, Russak and Co., Inc., 214 pp.

SIMANCAS, F.; BROUTIN, J. & GABALDON, V. (1983): *The Autunian of the Viar area*. In: *10th International Carboniferous Congress. The Carboniferous of the Sierra Morena, Guide book of field trip D*, Quesada, C. & Garrote, A. (Eds.), 86-95.

SOEGAARD, K. & ERIKSON, K. A. (1985): *Evidence of tide, storm and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf: the 1.700 M. Y. Ortega group, New Mexico*. Jour. of Sediment. Petrol., 55 (5), 672-684.

SOUTHARD, J. B. (1984): *Laboratory studies of oscillating-flow bed configurations and their bearing on stratification in shallow-marine sands. Shelf Sand and sandstones Symp. Program and Abstracts*. Can. Soc. Petrol. Geol. Abst., p. 65.

STUBBLEFIELD, W. L.; McGRAIL, D. W. & KERSEY, D. G. (1984): *Recognition of transgressive and post-transgressive sand-ridges on the New Jersey continental shelf*. In: *Siliciclastic shelf sediments*, Tillman, R. W. & Siemers, C. T. (Ed.). SEPM, Spec. Public., 34, 1-23.

SWIFT, D. J. P.; TILLMAN, R. W., & SIEMERS, C. T. et al. (in press, in WALKER, 1984): *Fluid and sediment dynamics on a modern shelf: Implications for models of ancient shelf sedimentation*. Sedimentology.

SWIFT, D. J. P.; FIGUEIREDO, Jr., A. G., y FREELAND, et al. (1983): *Hummocky cross stratification and megaripples: a geological doubles standard?* Jour. of Sediment. Petrol., 53 (4), 1295-1317.

SWIFT, D. J. P.; MCKINNEY, T. F. & STAHL, L. (1984): *Recognition of transgressive and post-transgressive sand-ridges on the New Jersey continental shelf: Discussion*. In: *Siliciclastic shelf sediments*, Tillman, R. W. & Siemers, C. T. (Eds.). SEPM. Spec. Public., 34, 25-36.

SWIFT, D. J. P. & NUMMEDAL, D. (1987): *Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms (discussion)*. Sedimentology, 34, 2, 338-343.

SWIFT, D. J. W.; STANLEY, D. J. & CURRAY, J. R. (1971): *Relict sediments on continental shelves: a reconsideration*. Jour. of Geology, 79, 322-346.

VAIL, P. R. (1987): *Seismic stratigraphy interpretation using*

sequence stratigraphy. In: *Atlas of seismic stratigraphy*, Bally, A. W. (Ed.), vol. 1, 1-10.

VAIL, P. R.; MITCHUM, Jr., R. M. & THOMPSON, S. (1977): *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap*. In: *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*, Payton, C. E. (Ed.). A. A. P. G., Memoir 26, 63-81.

VALECKA, J. (1984): *Storm surge versus turbidite origin of the Coniacian to Santonian sediments in the Eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin*. Geologisch Rundschau, 73 (2), 651-682.

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, Jr., R. M. & POSAMENTIER, H. W. et al. (1977): *Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy*. In: *Atlas of seismic stratigraphy*, Bally, A. W. (Ed.), vol. 1, 11-14.

VANNEY, J. R. & STANLEY, D. J. (1983): *Shelfbreak physiography: An overview*. In: *Shelfbreak: Critical interface on continental margins*, Stanley, D. J. & Moore, G. T. (Eds.). SEPM, Spec. Public., 33, 1-24.

VILLENA, J.; PEREZ, A., y PARDO, G., et al. (1987): *Informe complementario del Terciario de la Hoja Geológica a escala 1:200.000. Núm. 40 (Daroca)*. ITGE, inédito.

WALKER, R. G. (1979): *Shallow marine sands*. In: *Facies models*, Walker, R. G. (Ed.). Geoscience Canada. Reprint Series, 75-89.

WALKER, R. G. (1982): *Hummocky and swaley cross-stratification*. XI International Congress on Sedimentology. Hamilton, Ontario, Canada. Guide Book Excursion 21 A.

WALKER, R. G. (1984): *Shelf and shallow marine sands*. In: *Facies models*, Walker, R. G. (Ed.). Second edition. Geoscience Canada. Reprint Series 1, 141-170.

WALKER, R. G.; DUKE, W. L. & LECKIE, D. A. (1983): *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply*. Bull. Geol. Soc. Am., 94, 1245-1251.

WOODROW, D. L. (1983): *Topography and sedimentary processes in and epicontinental sea*. In: *The shelfbreak: Critical interface on continental margins*, Stanley, D. J. & Moore, G. T. (Eds.). SEPM. Spec. Public., 33, 159-166.

WNUCK, C. & PFEFFERKORN, H. W. (1987): *A Pennsylvanian-age terrestrial storm deposit: using plant fossils to characterize the history and processes of sediment accumulation*. Jour. of Sediment. Petrol., 57 (2), 212-221.

Original recibido: Junio de 1990.

Original aceptado: Julio de 1990.

Primeros datos sobre mineralización Sn-Nb-Ta-Be en el área pegmatítica del Cap de Creus (Catalunya).

Por J. C. MELGAREJO (*), J. PONTACQ (*) y J. TARGARONA (*)

RESUMEN

En el Pirineo Oriental Catalán se han encontrado por primera vez mineralizaciones de casiterita y columbo-tantalita en pegmatitas moscovíticas, con acompañamiento subordinado de minerales de berilio y fosfatos. Se plantea la relación de las pegmatitas mineralizadas con otras estériles de la misma área.

Palabras clave: Pegmatita, Nb-Ta, Sn, Be.

ABSTRACT

In the Eastern Catalan Pyrenees cassiterite and columbo-tantalite deposits, with phosphate and beryllium minerals associated to them, have been found in muscovitic pegmatites. The relationship between mineralized pegmatites and sterile ones, in the same area, is also discussed.

Key words: Pegmatite, Nb-Ta, Sn, Be.

INTRODUCCION

La Península del Cap de Creus, al NE de Girona, constituye una prolongación de los relieves pirenaicos, hallándose constituida en su totalidad por materiales paleozoicos, esencialmente potentes series atribuidas al Cambro-Ordovícico intruídas al SO por granitoides (macizos de Roses y Rodes).

La serie paleozoica comprende unos 2.000 m. de potencia, dividida en dos tramos que, de base a techo, constan de los siguientes materiales (CARRERAS, 1973):

— Serie de Cadaquès-Cap de Cruces: Alternancia de capas decimétricas de metagrauvacas y metarenitas con capas pelíticas más delgadas. Menudean niveles centimétricos de rocas vulcanosedimentarias de composición intermedia, así como de mármoles y cuarcitas. En sus tramos superiores aparecen niveles de pelitas negras.

— Serie del Cap Norfeu: Aflora en el sector sud-

occidental, diferenciándose por la abundancia de niveles de mármoles y detríticos gruesos (areniscas y conglomerados); es frecuente la presencia de calcarenitas. Localmente, presenta lentejones de rocas de origen volcánico o subvolcánico de afinidad ácida. Su potencia es de pocos centenares de metros sujetos a fuertes variaciones de potencia y facies.

Diversos granitoides se encuentran emplazados en la serie inferior.

El conjunto ha estado sometido a una deformación hercínica polifásica, en la que se reconocen dos episodios deformativos principales, separados en el tiempo por el clímax metamórfico. En el primer episodio se generan pliegues con esquistosidad de plano axial, que resulta a su vez plegada en el segundo episodio para dar ejes con dirección predominante entre NO-SE y E-O (CARRERAS, 1975).

La serie es afectada en el interclínemático por un metamorfismo regional, resultando franjas de isometamorfismo de anchura kilométrica orientadas NO-SE y cuya intensidad aumenta desde

(*) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Diposits Minerals. Universitat de Barcelona.

la zona de la clorita-moscovita hasta la migmatítica, en el extremo norte (CARRERAS, 1973). Cuerpos pegmatíticos de forma y dimensiones variables, usualmente lenticulares, se emplazan especialmente en las zonas con mayor grado metamórfico. Su origen debe buscarse (CARRERAS et al., 1975) en conexión con la anatexia, ya que su abundancia es mayor en la zona perianatóctica, siendo muy escasas en las zonas de bajo grado metamórfico. También son abundantes en las zonas migmatíticas cuerpos decimétricos de tonalitas granatíferas.

Un último episodio deformativo realizado bajo comportamiento menos plástico conlleva el desarrollo de zonas de cizalla, según bandas anastomosadas de dirección NO-SE (CARRERAS, 1974).

LOS CUERPOS PEGMATITICOS

Como apuntábamos anteriormente, afloran extensamente en la zona perianatóctica, como cuerpos de formas generalmente lenticulares con orientación aproximada ONO-ESE y dimensiones variables entre el orden métrico y el kilométrico. Tampoco es constante su mineralogía y textura, pudiéndose percibir a grandes rasgos cierta zonalidad mineralógica de N a S concomitante al grado metamórfico:

- Pegmatitas de la zona migmatítica: Son de textura granuda gruesa, siendo ricas a menudo en granate almandino y en turmalina (chorlita). Se componen de cuarzo, feldespato potásico y albita, con mica subordinada (generalmente biotita, a la que en ocasiones acompaña moscovita). No se ha localizado en ellos mineralización alguna, salvo escasos cristales subidiomorfos de magnetita de dimensiones inframilimétricas y la presencia local de gahnita como cristales subidiomórficos inframilimétricos de color verde oscuro.
- Pegmatitas en zonas de grado medio (emplazadas en esquistos con andalucita y cordierita): Son de grano grueso, y están constituidas fundamentalmente por cuarzo, microclina peritítica, albita y moscovita, presentando muy a menudo en su interior lentejones de dimensiones centi-decimétricas de composición esencialmente cuarzo-moscovítica, en los que se encuentra la mineralización Sn-Nb-Ta-Be-P.

En estas pegmatitas la turmalina es rara o está ausente.

Los contactos de las pegmatitas con el encajante son claramente intrusivos, cortando foliaciones asociadas al primer episodio deformativo, y netos aunque con fenómenos de enriquecimiento en diversos minerales en las cercanías del contacto. Es de destacar la turmalinización —y en algunos casos moscovitización— intensa del encajante. No obstante, el segundo episodio de plegamiento es posterior al emplazamiento de las pegmatitas, como lo demuestra el desarrollo interno de esquistosidad, más visible en las pegmatitas moscovíticas, y el estudio de pliegues superpuestos afectando a los esquistos turmalinizados (fig. 1). Algunas pegmatitas muestran, por otra parte, crecimientos de fibrolita constituyendo una foliación que envuelve cristales de turmalina.

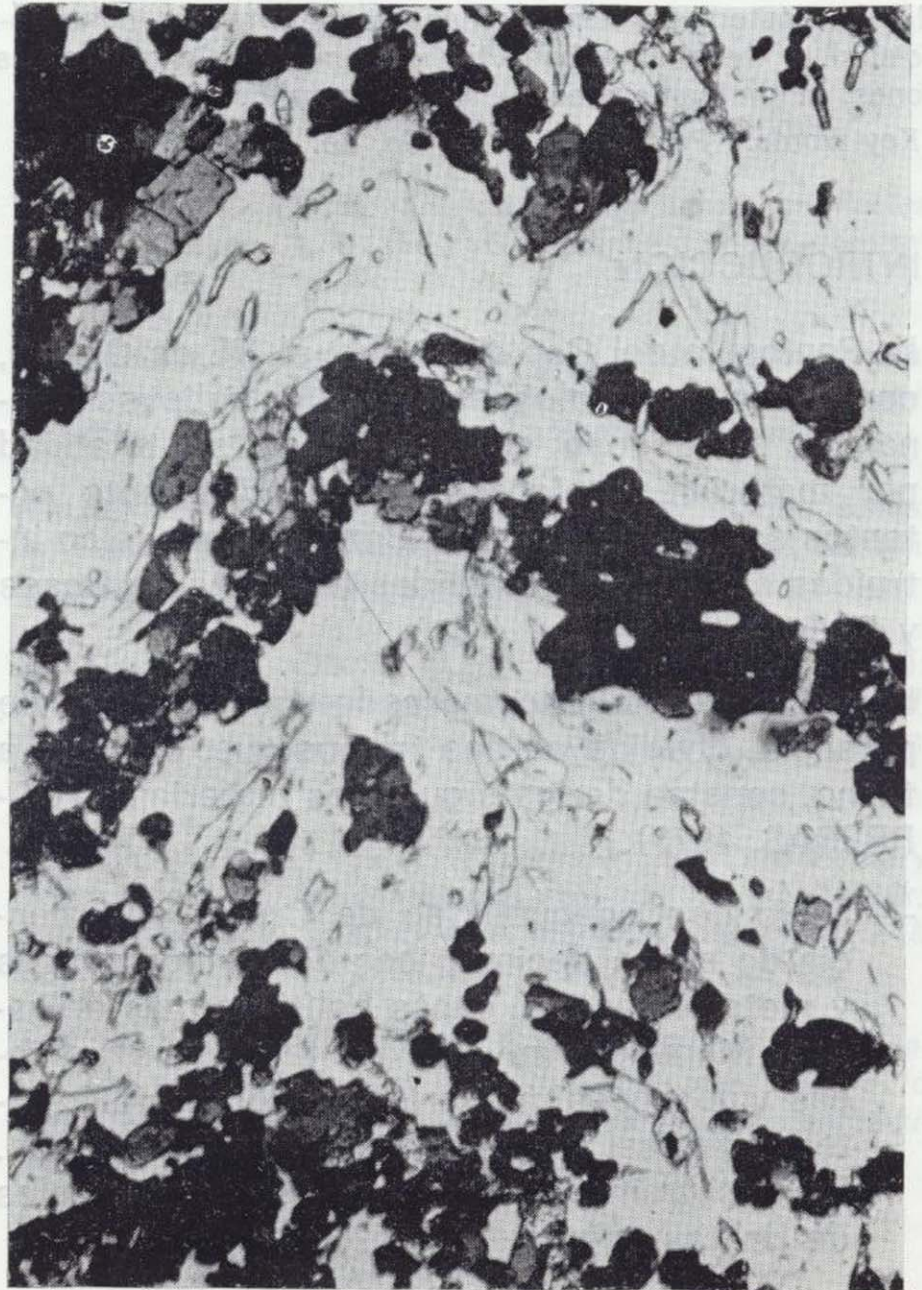


Figura 1.—Bandas de turmalinización en los micasquistos afectadas por pliegues tardíos. Luz transmitida, sin analizador. Dimensión mayor, 5 mm.

MINERALOGIA DE LOS LENTEJONES CUARZO-MOSCOVITICOS

Un primer reconocimiento mineralógico de las pegmatitas ha puesto de relieve la complejidad de fases minerales presente, por lo que la lista siguiente debe tenerse en cuenta a título de aproximación.

Casiterita.—Se presenta en cristales idiomórficos de dimensiones que oscilan entre 2 mm. y 2 cm., siendo particularmente abundantes en los bordes de los lentejones. Estos cristales presentan morfología variable, con hábito bipiramidado, pero también en ocasiones tabular, y se encuentran generalmente maclados.

Columbo-tantalita.—Forma cristales idiomórficos de hábito tabular de pocos milímetros de longitud. Su identificación se basa en difracción de

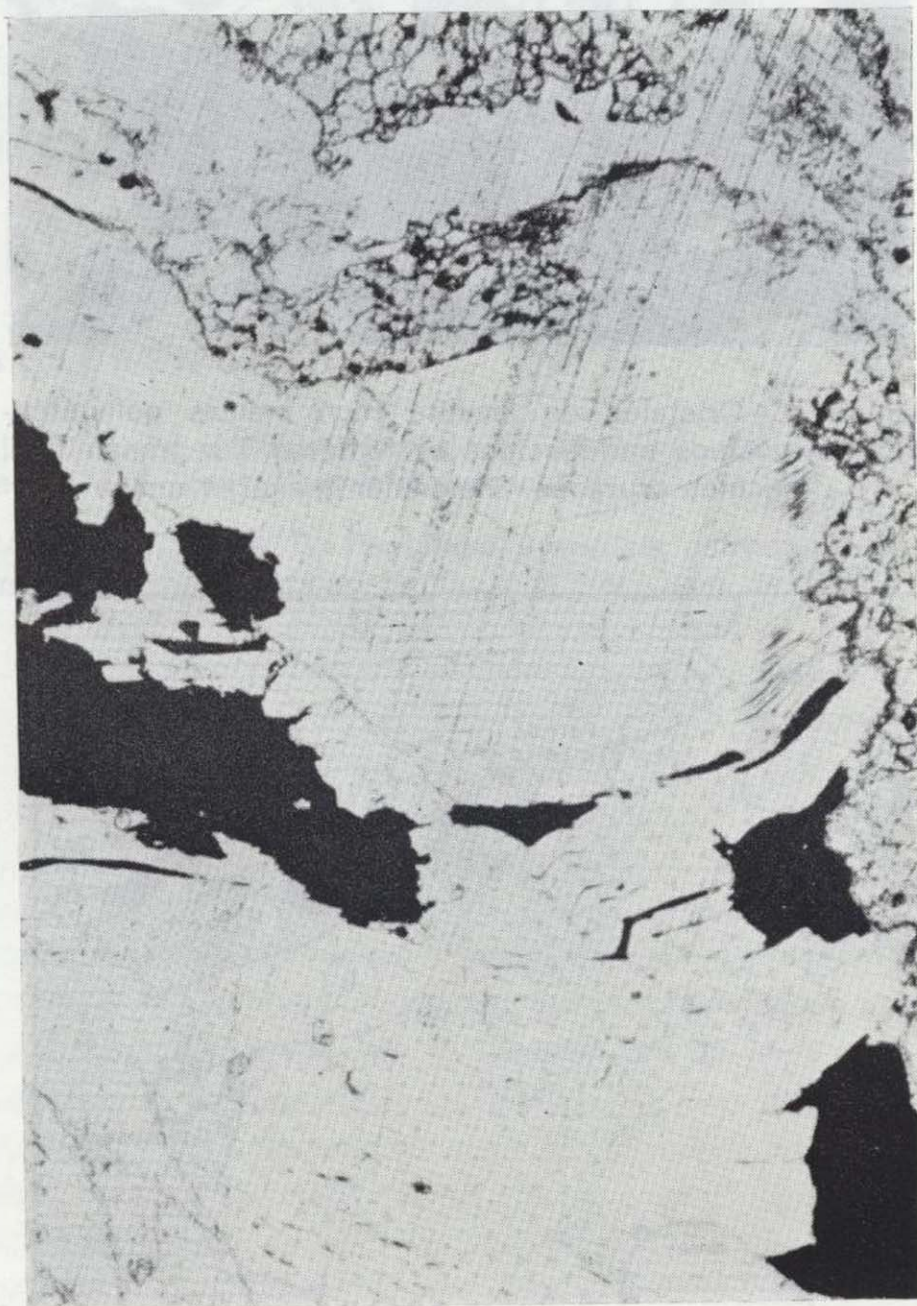


Figura 2.—Cristales de columbita dispuestos según la exfoliación de moscovita. Luz transmitida, sin analizador. Dimensión mayor, 1 cm.

polvo de rayos X y SEM-EDS, habiéndose determinado su composición como más próxima al término columbita de la serie. Algunos de sus cristales se encuentran siguiendo superficies de exfoliación de moscovitas (fig. 2). En relación al tamaño de los cristales de este mineral, hay que tener en cuenta que SOLODOV (1971) postula una relación inversa entre el tamaño de los cristales y la abundancia total.

Berilo.—Forma cristales idiomórficos color amarillo-verdoso, translúcidos y de longitud centimétrica en pegmatitas moscovíticas a albiticas, con el característico hábito prismático hexagonal. Hasta el momento no se han detectado acumulaciones importantes.

Gahnita.—Se encuentra ampliamente distribuida en todas las zonas observadas, lo que indica una baja actividad de S en los fluidos parentales



Figura 3.—Cristales de crisoberilo sujetos a deformación. Luz transmitida, sin analizador. Dimensión mayor, 2 cm.

(CZERNY y HAWTHORNE, 1982). Desarrolla granos hipidiomórficos de color verde oscuro de tamaño ordinariamente inframilimétrico.

Crisoberilo.—Aparece en cristales centimétricos de hábito tabular de desarrollo idiomórfico y color amarillento-verdoso (fig. 3), muy comúnmente en asociación a fosfatos que lo reemplazan de forma agresiva. Es común el desarrollo de maclas cíclicas. BURT (1982) destaca la rareza de este mineral en pegmatitas frente al berilo. Según HEINRICH y BUCHI (1969) el crisoberilo es característico de pegmatitas peralumínicas (contaminadas o desilicatadas), circunstancia que explicaría su inestabilidad en estas pegmatitas.

Lazulita.—Se presenta en cristales idiomórficos de color azul-celeste y pocos milímetros de diámetro (fig. 4), reemplazados por otros fosfatos en granos irregulares de tamaño inframilimétrico. MOORE (1982) se refiere a este mineral como infrecuente en pegmatitas.

DISCUSION

El contexto regional en que se enmarcan estas pegmatitas (secuencia metamórfica de baja presión en las facies de andalucita-cordierita-moscovita de WINKLER (1969) y su mineralogía (minerales de Be, Sn, Nb-Ta) sugiere su inclusión

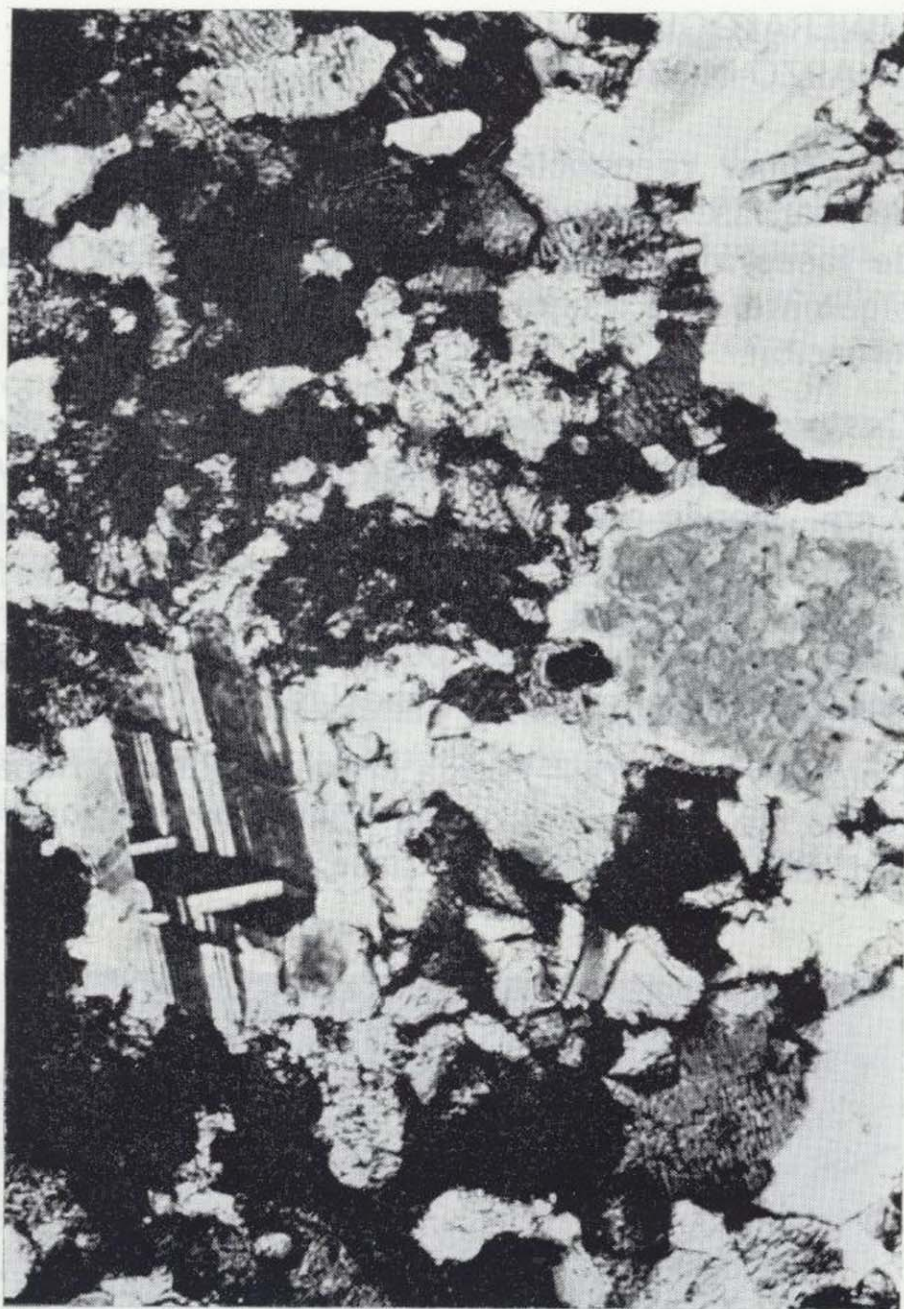


Figura 4.—Cristales de lazulita (con maclas polisintéticas) en núcleos enriquecidos en fosfatos. Luz transmitida, nicoles cruzados. Dimensión mayor, 1 cm.

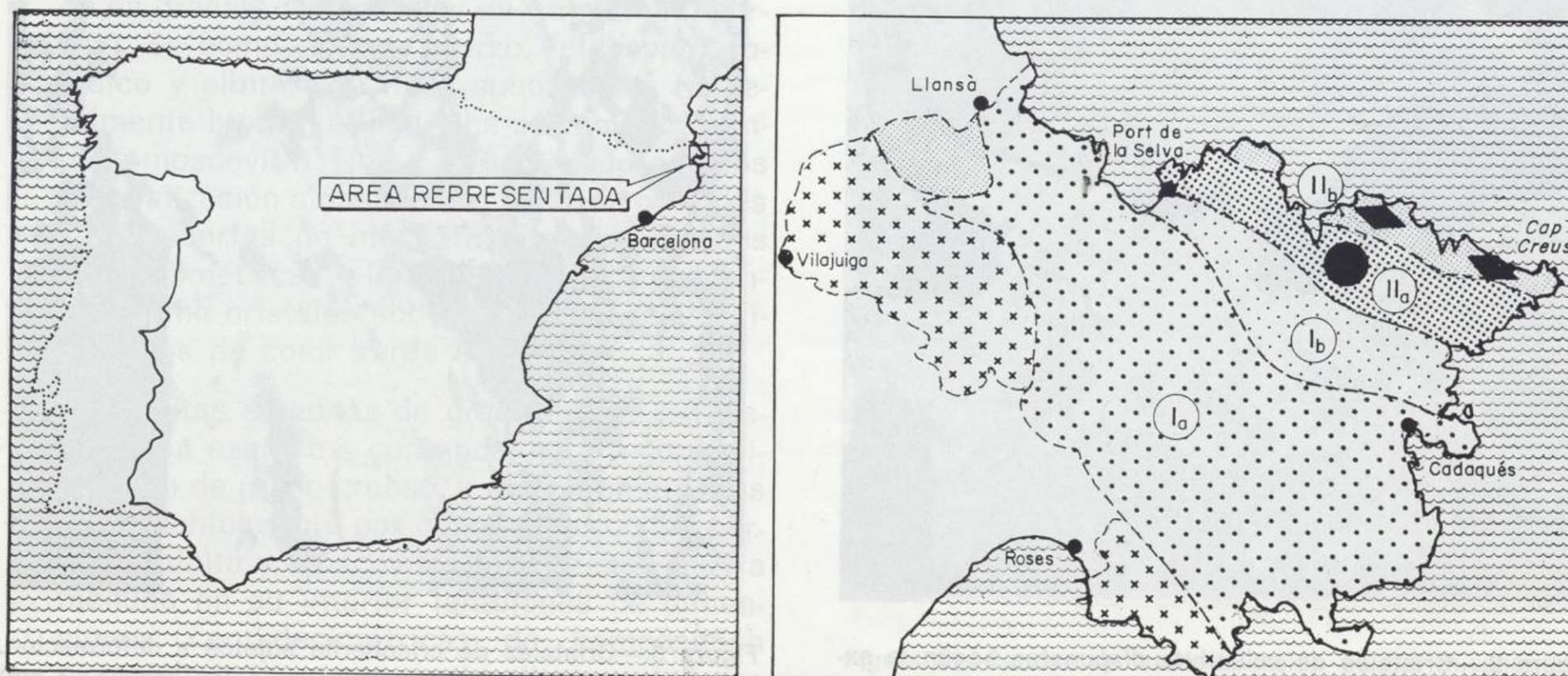


Figura 5.—Distribución de las principales tipologías pegmatíticas en relación a las zonas metamórficas de CARRERAS et al. (1975): ● pegmatitas biotíticas estériles; ● pegmatitas moscovíticas con Sn-Nb-Ta-Be; Ia: zona de la clorita-moscovita; Ib: zona de la biotita; IIa: zona de la cordierita-andalucita; IIb: zona perianatéctica y anatéctica.

(CZERNY y HAWTHORNE, 1982). Desarrolla granos hipidiomórficos de color verde oscuro de tamaño ordinariamente inframilimétrico.

Crisoberilo.—Aparece en cristales centimétricos de hábito tabular de desarrollo idiomórfico y color amarillento-verdoso (fig. 3), muy comúnmente en asociación a fosfatos que lo reemplazan de forma agresiva. Es común el desarrollo de maclas cíclicas. BURT (1982) destaca la rareza de este mineral en pegmatitas frente al berilo. Según HEINRICH y BUCHI (1969) el crisoberilo es característico de pegmatitas peraluminicas (contaminadas o desilicadas), circunstancia que explicaría su inestabilidad en estas pegmatitas.

Lazulita.—Se presenta en cristales idiomórficos de color azul-celeste y pocos milímetros de diámetro (fig. 4), reemplazados por otros fosfatos en granos irregulares de tamaño inframilimétrico. MOORE (1982) se refiere a este mineral como infrecuente en pegmatitas.

DISCUSION

El contexto regional en que se enmarcan estas pegmatitas (secuencia metamórfica de baja presión en las facies de andalucita-cordierita-moscovita de WINKLER (1969) y su mineralogía (minerales de Be, Sn, Nb-Ta) sugiere su inclusión

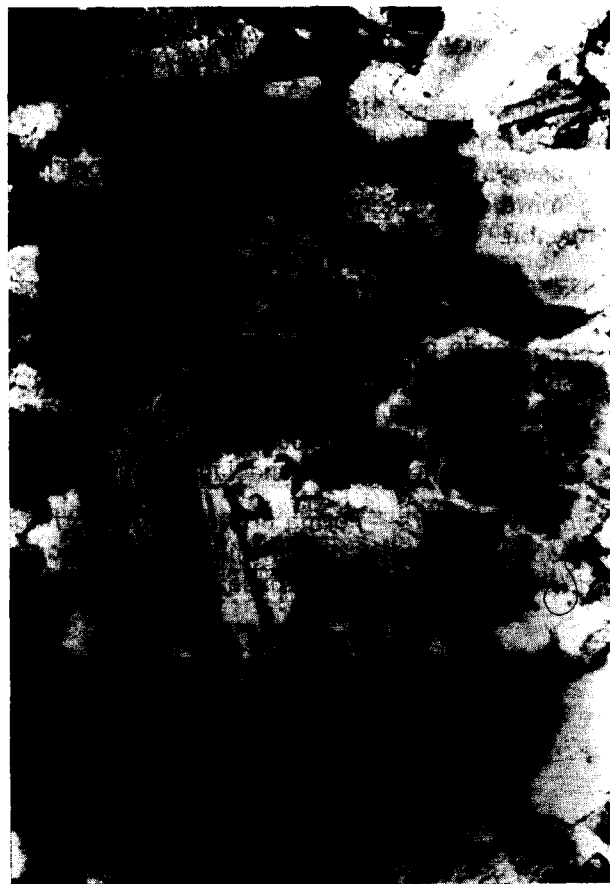


Figura 4.—Cristales de lazulita (con maclas polisintéticas) en núcleos enriquecidos en fosfatos. Luz transmitida, nicóles cruzados. Dimensión mayor, 1 cm.

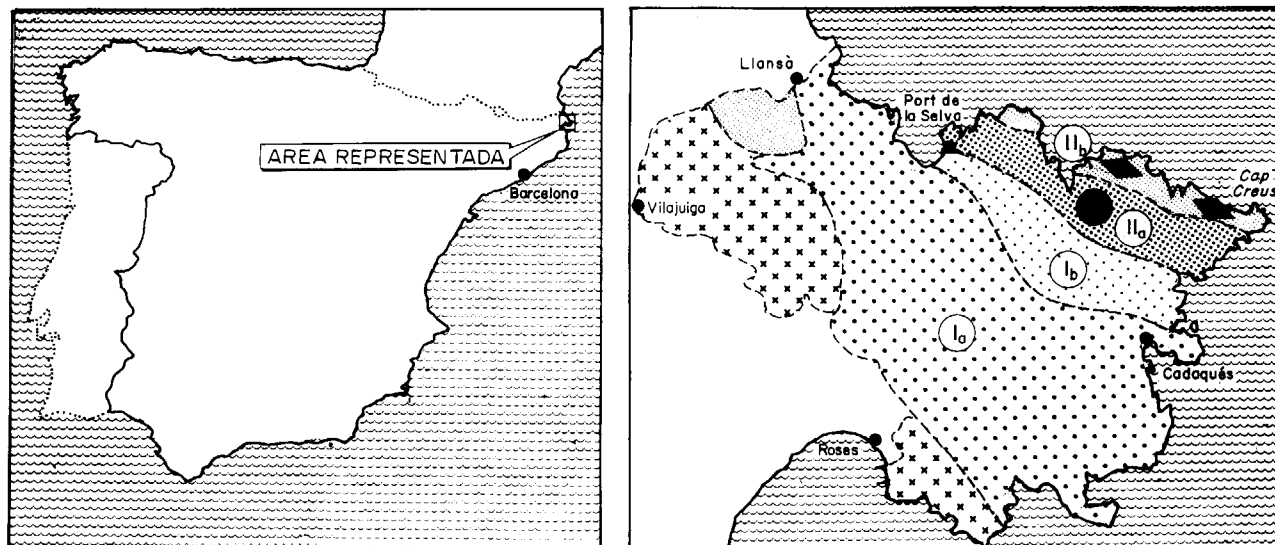


Figura 5.—Distribución de las principales tipologías pegmatíticas en relación a las zonas metamórficas de CARRERAS et al. (1975): ● pegmatitas biotíticas estériles; ● pegmatitas moscovíticas con Sn-Nb-Ta-Be; Ia: zona de la clorita-moscovita; Ib: zona de la biotita; IIa: zona de la cordierita-andalucita; IIb: zona perianatóctica y anatóctica.

en las pegmatitas de elementos raros de CERNY (1982), en las que, asimismo, puede existir mineralizaciones en Li. Los datos previos de campo sugieren una zonación en el área pegmatítica del cabo de Creus desde una zona estéril al N, con pegmatitas ricas en biotita-moscovita-chorlita (en la zona migmatítica) hasta una zona mineralizada al S (en la zona de grado metamórfico medio, figura 5) análoga a la del modelo de zonación en áreas pegmatíticas de CERNY (1982). Es de notar la ausencia de chorlita en los cuerpos pegmatíticos mineralizados, circunstancia acorde con las observaciones de TRUEMAN y CERNY (1982).

El descubrimiento de estas mineralizaciones en este área abre nuevas posibilidades de investigación metalogénica en el Pirineo Oriental.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, y por el proyecto CICYT Geo89-0830.

REFERENCIAS

- BURT, D. M. (1982): *Minerals of Beryllium*. In: CERNY (ed.): Mac Short Course Handbook, 8, pp. 135-148.
- CARRERAS, J. (1973): *Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas de la zona del Cabo de Creus*.

Tesis Doctoral. Departamento de Petrología de la Universidad de Barcelona, 154 pp.

CARRERAS, J. (1974): *Progressive mylonitization in quartzitic and quartz-feldspathic rocks in the shear belts of the Cabo de Creus (E. Pyrenees, Spain)*. M. Sc. unpub. I. C., London, 73 pp.

CARRERAS, J. (1975): *Las deformaciones tardihercínicas en el litoral septentrional de la Península del Cabo de Creus (prov. de Girona, España) y la génesis de las bandas miloníticas*. Acta Geol. Hispanica, 10 (4), pp. 141-145.

CARRERAS, J.; ORTA, J. M., y S. MIGUEL, A. (1975): *El área pegmatítica del litoral norte de la Península del Cap de Creus y su contexto metamórfico y estructural*. Pub. Inst. Inv. Geol. Univ. Barcelona, 30, pp. 11-34.

CERNY, P. (1982): *Anatomy and classification of granitic pegmatites*. In: CERNY (ed.): Mac Short Course Handbook, 8, pp. 1-39.

CERNY, P., y HAWTHORNE, F. C. (1982): *Selected peraluminous minerals*. In: CERNY (ed.): Mac Short Course Handbook, 8, pp. 163-186. Winnipeg.

HEINRICH, E. W., y BUCHI, S. H. (1969): *Beryl-chrysoberil-sillimanite paragenesis in pegmatites*. Indian Mineral., 10, pp. 1-7.

MOORE, P. B. (1982): *Pegmatite minerals of P (V) and B (III)*. In: CERNY (ed.): Mac Short Course Handbook, 8, pp. 267-291. Winnipeg.

SOLODOV, N. A. (1971): *Scientific principles of prospective evaluation of rare-element pegmatites*. Publ. House Nauka Moscow, 591 pl. En ruso.

TRUEMAN, D. L., y CERNY, P. (1982): *Exploration for rare-element granitic pegmatites*. In: CERNY (ed.): Mac Short Course Handbook, 8, pp. 463-493. Winnipeg.

WINKLER, H. G. F. (1976): *Petrogénesis de rocas metamórficas*, 346 pp. H. Blume Ediciones. Madrid.

Original recibido: Marzo de 1990.

Original aceptado: Junio de 1990.

AGUAS SUBTERRANEAS

Las redes de vigilancia de las aguas subterráneas: Características técnicas básicas.

Por P. NIETO (*)

RESUMEN

Se presenta una panorámica resumida y con vocación práctica de las principales partes que constituyen el tema de las redes de vigilancia (RV) en el caso de las aguas subterráneas, relacionándolas con aspectos conceptuales de interés. Comprende tres capítulos centrales correspondientes al establecimiento, a la actuación y a la actualización de una RV, y concluye destacando unos puntos de importancia.

Palabras clave: Aguas subterráneas, Red de vigilancia, Red de control, Protección de aguas subterráneas, Contaminación de acuíferos.

RESUME

Il est présenté un bref panorama, qui se veut pratique, des principales parties qui constituent les réseaux de surveillance (RS) dans le cas des eaux souterraines, tout en les reliant avec des aspects conceptuels intéressants. On y trouve trois chapitres qui se correspondent avec: l'établissement, le fonctionnement et la mise au jour d'un RS, ainsi qu'une conclusion qui souligne quelques points remarquables.

Mots-clé: Eaux souterraines, Réseau de surveillance, Réseau de contrôle, Protection des eaux souterraines, Pollution des aquifères.

I. INTRODUCCION

Una Red de Vigilancia (RV) es un conjunto de puntos acuíferos de observación que proporcionan datos, en relación con las aguas subterráneas. Un próximo artículo, continuación del presente, resumirá el caso particular de las RV en el ITGE.

La consecución correcta de esta vigilancia es una operación costosa y con frecuencia sin solución de continuidad. La RV de la cantidad (piezometría) es un hecho ya asimilado con un historial en España que supera los veinte años; por el contrario, la RV de la calidad, más complicada y costosa, no ha alcanzado todavía la agilidad necesaria en todos los lugares. Sin embargo, la «cantidad» y la «calidad» son las dos caras de una misma moneda: el agua; de escasa utilidad resulta disponer de grandes recursos hí-

dricos cuando su composición impide manifiestamente su aplicación.

Cada campaña que se realiza aporta una fotografía de la situación del acuífero en ese momento; por comparación con anteriores campañas se observa la evolución histórica habida, y —lo que es más importante— la tendencia que hay de cara al futuro: en los casos problemáticos esta proyección supone una alerta con antelación; de manera a tomar las medidas oportunas que corrijan dicha tendencia en el sentido que convenga. Este amplio margen de maniobra en el tiempo (medido en años y a veces en décadas) es necesario al considerar la planificación —incluso la ejecución— de la gestión de los recursos hídricos de una zona: la inercia característica de las aguas subterráneas en cuanto a su cantidad y a su calidad, requiere esta labor prospectiva en una gestión eficaz. La corrección de una tendencia negativa en un acuífero es imposible con improvisaciones momentáneas.

No es exagerado, pues, subrayar la importancia que tienen las RV con un funcionamiento correcto en sus diferentes fases operativas, fases que se comentarán más adelante en sus rasgos destacables, agrupados en sendos apartados relativos al establecimiento, funcionamiento y actualización de las RV.

En un sentido más concreto, la optimización de medios conduce a considerar dos tipos de RV que se detallarán más adelante. Por una parte, la «RV general», que contempla la situación de una unidad acuífera en su globalidad: abarcando toda la extensión del acuífero informa sobre los parámetros principales del agua. Por otra parte, las «RV específicas» que se diseñan y utilizan para el seguimiento de un problema particular en una zona determinada y con unos ciertos parámetros propios del caso.

Análogamente, se distingue entre RV de la cantidad y RV de la calidad, según que el objetivo sea la observación del volumen de recursos y de su evolución, o bien de la composición del agua y de su evolución. Un ejemplo de RV específica, de cantidad y de calidad a la vez, viene constituido por el conjunto de puntos sometidos a vigilancia en el perímetro de protección de un sondeo de abastecimiento importante que se encuentre amenazado por diversos focos de contaminación en una zona de sobreexplotación.

II. ESTABLECIMIENTO DE UNA RED DE VIGILANCIA

La implantación de una RV conlleva una serie de pasos para conseguir el objetivo perseguido, el cual se resume en obtener una imagen de la situación en que se encuentra el acuífero en el momento de la observación, imagen que ha de ser lo más representativa posible de la realidad. En teoría esta representatividad es inalcanzable al 100 por 100; en la práctica el grado de aproximación depende de los medios disponibles y, sobre todo, de la cuidadosa atención con que se realicen las numerosas tareas que constituyen esta labor.

1. Selección de puntos de observación

Una acertada selección de estos puntos —entre los numerosos que constituyen el inventario (ex-

haustivo y actualizado) de puntos acuíferos— resulta, obviamente, importante, puesto que marca la dirección más o menos correcta con que se inicia el proceso de recogida de datos directos en el acuífero.

Los puntos de mayor interés pueden obtenerse aplicando los siguientes criterios:

- Estudio de los factores relativos al medio físico en sí, principalmente geológicos: heterogeneidad del terreno; características estructurales, estratigráficas y litológicas; características hidrogeológicas de los materiales acuíferos, dinámica del flujo; interacción con aguas de superficie; etc.
- Estudio de los factores relativos al uso del recurso e incidencia de la actividad económica sobre el acuífero: extracciones, uso del terreno (agricultura, minería...), vertidos líquidos y sólidos, conducciones subterráneas o depósitos importantes de líquidos industriales (químicos, hidrocarburos...), etc.
- Estudio de los factores relativos al punto en sí: historial del punto, profundidad del sondeo, caudal de surgencia o de extracción y su variación en el tiempo, variaciones del nivel, el sondeo está equipado o no, protegido o no, etc. Los sondeos utilizados para abastecimiento urbano revisten un interés especial en este caso por dos motivos: la extracción suele ser continua en el tiempo y prácticamente idéntica todos los días del año, tratándose a menudo de puntos cuidados y con abundante información; además, los resultados de su seguimiento tienen una aplicación inmediata y relevante.
- Estudio de factores prácticos: accesibilidad del punto tanto física como en cuanto a permisos o autorizaciones, información complementaria o excepcionalidad de cualquier tipo, etcétera.

Toda esta información debe reunirse en una «ficha de punto», que recogerá posteriormente los datos que le correspondan, con una clasificación manual directa, posibilitándose así una consulta inmediata y cómoda de toda la información concerniente a cualquier punto de la RV. Simultáneamente, se codificarán los conceptos mencionados para poder considerarlos en la creación de una base de datos que almacenará la informa-

(*) Dirección de Aguas Subterráneas. Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

ción que se vaya generando en relación con las RV, y que permitirá la aplicación del aparato informático posteriormente.

La densidad de puntos de la RV dependerá de todos estos factores y, principalmente, del económico: cuantos más puntos se vigilen mayor será el coste correspondiente, si bien mayor será la representatividad de los resultados y su precisión. Un criterio práctico consiste en hacer una primera campaña densa y, a la vista de los resultados obtenidos (junto con los demás factores comentados), tomar el número de puntos posible para constituir la RV. En cualquier caso, posteriormente, se realizará un reajuste de la red mediante su actualización, como se verá más adelante.

2. Selección de parámetros a medir

El objetivo de la vigilancia a conseguir determina los parámetros a medir, con el condicionante de los medios disponibles.

* Las RV de la *cantidad* suelen denominarse «redes piezométricas», porque el nivel piezométrico es el parámetro que se mide. Por ello es importante que los puntos de estas redes estén nivelados para poder relacionar entre sí los niveles de todos ellos y obtener la superficie piezométrica (manto acuífero) o los mapas de isopiezas, así como que las mediciones se refieran al nivel estático, con el agua libre de la influencia de cualquier extracción. Obviamente, para obtener la medición es indispensable poder introducir la sonda por la boca del sondeo (cabezal, tapa...).

A grandes rasgos, este tipo de RV es sencillo: la realización de las medidas es inmediata, rápida, y no requiere atenciones especiales, obteniéndose un único valor en cada campaña para cada punto. Existen registros automáticos y continuos de nivel (limnigrafos); sin embargo, el coste de la instalación y su mantenimiento no parecen compensar la mayor densidad de datos obtenidos, salvo cuando se requiere un seguimiento muy detallado de la piezometría en el punto.

* Las RV de la *calidad* son más complicadas. «Calidad» se utiliza en este lugar como sinónimo de «composición», o sea, contenido en sustancias otras que H₂O, con todas las particularidades propias de la Química y de la Microbiolo-

gía del Agua; las sustancias susceptibles de interés son múltiples, en teoría: desde la temperatura hasta los virus o el contenido en gas radón, por ejemplo. A efectos prácticos se sigue la diferenciación clásica entre parámetros físicos (O, pH, Eh, C.E., ...), parámetros químicos (aniones y cationes principales, metales pesados, compuestos orgánicos, ...), y parámetros microbiológicos (bacterias, elementos formes y virus, principalmente).

El objetivo que se persigue con la RV es el criterio que define los parámetros a determinar. La RV de la calidad de tipo general considera el mayor número posible de parámetros con un coste asequible: suelen ser los físicos y los componentes químicos mayoritarios, además de NO₂⁻, NH₄⁺ y eventualmente la DQO. Las RV de la calidad de tipo específico, con una densidad de puntos mayor acorde con la escala de la problemática que contemple, considera los parámetros que mejor se adecúen al estudio de dicha problemática.

Con el paso del tiempo, y cuando el volumen de información recogido lo permite, se puede (y debe) ajustar el tipo de análisis reduciendo o sustituyendo los parámetros (actualización de la red), como se verá más adelante.

El factor limitante más frecuente es el coste del análisis; también interviene la dificultad técnica de la marcha analítica que suele condicionar el tiempo de análisis, o el equipo de laboratorio disponible. En este sentido, interesa para cada red de calidad que los análisis se realicen a lo largo del tiempo siempre en el mismo laboratorio, o cuando menos que cada parámetro sea siempre determinado con la misma técnica analítica, que conviene sea equivalente a los métodos oficiales existentes al respecto (Orden de 27 de julio de 1983, del Ministerio de Sanidad y Consumo, en «B. O. E.» de 13 de agosto de 1983; y Orden de 1 de julio de 1987, del Ministerio de Relaciones con las Cortes y de la Secretaría del Gobierno, en «B. O. E.» de 9 de julio de 1987).

3. Periodicidad del muestreo

Viene condicionada por la variación en el tiempo que presentan los factores con una influencia predominante sobre el objetivo de la vigilancia, además del factor económico, siempre presente.

En las redes generales —tanto de cantidad como de calidad— destacan los factores climatológicos (épocas de lluvia) y los agrícolas (campañas de riego, de abonado...). Un criterio habitual en las RV general de la calidad consiste en realizar dos campañas de muestras al año, normalmente en las semanas anteriores y posteriores a la época de lluvias más abundantes en la zona, correspondiéndose con los niveles piezométricos más altos y más bajos, respectivamente, fenómeno que se ve amplificado por las extracciones para riego. De esta manera se observa la incidencia que estos factores ejercen sobre la calidad de las aguas subterráneas: estratificación de la concentración de ciertos parámetros (NO₃⁻, por ejemplo), dinámica de fenómenos como la variación de la salinidad, etc.

Las campañas de piezometría son más frecuentes, al ser más rápidas en su realización, y de menor coste, además: 2, 3, 4 ó más al año, según los casos.

Las redes específicas, por su naturaleza, dependen en cuanto a su periodicidad también, de la problemática que se esté vigilando.

III. ACTUACION DE LA RV. FASES

El desarrollo de la actividad de una RV comprende numerosas tareas de muy diversa índole que pueden agruparse en las siguientes fases:

1. Preparación y ejecución de la campaña

Desempeña un papel importante la experiencia del técnico encargado, así como su conocimiento de campo y de las vicisitudes implícitas. Interesa destacar los siguientes aspectos:

- Repaso de la RV, de las características propias de los puntos que se van a visitar, mediante la consulta de las fichas de punto, tomando eventuales notas en el cuaderno de campo.
- Confirmar el itinerario establecido con las personas involucradas: responsable municipal del agua, propietario del sondeo, empleado de la empresa de abastecimiento de agua, etcétera.
- Preparación del equipo: chequeo de la sonda,

disponibilidad de botellas limpias, revisión del eventual equipo tomamuestras (extractor, pequeña bomba, etc.), disponibilidad de estabilizadores químicos si son necesarios, revisión y eventual calibrado del equipo para análisis «in situ» (conductímetro, pH-metro, redoxímetro, Kits específicos, etc.), material de embalaje para enviar las muestras a laboratorio si así se estima conveniente (en caso de campaña larga, por ejemplo), etc.

- Cuaderno de campo. Es importante ir anotando las observaciones, eventualidades, imprevistos..., de todo tipo que surjan en relación con la campaña a lo largo de su desarrollo, y ello con dos objetivos: posibilitar una interpretación más completa de los datos cuando llegue su momento, y utilizar esa experiencia adquirida en futuras campañas.
- Medidas y muestreo. La piezometría debe ser medida con el nivel estático, en lo posible; si la interferencia de extracciones próximas es inevitable, interesa conocer las características de dichos bombeos para tenerlos en cuenta en el momento de la interpretación de los datos. Conviene también que la duración de la campaña sea lo más breve posible, sobre todo en acuíferos muy transmisivos.

Inversamente, las muestras para analizar deben ser tomadas con preferencia durante la extracción, a efectos de garantizar suficientemente la representatividad del agua evitando la influencia de los materiales del propio sondeo y de su equipamiento, así como la eventual estratificación de la calidad del agua; un criterio consiste en medir en continuo (en un recipiente) la conductividad eléctrica del agua según se extrae, y tomar la muestra cuando la medida se mantenga prácticamente constante, cuidando que no quede aire en la botella cerrada.

Es conveniente medir «in situ» sistemáticamente algunos parámetros, como la conductividad eléctrica, la temperatura, y algún otro; son mediciones rápidas, interesantes y cómodas, que sirven además de referencia y contraste con los valores respectivos que en su día ofrezca el laboratorio. En cualquier caso debe anotarse el sistema de muestreo segui-

do para la toma de cada una de las muestras, mediante un código preestablecido.

— Culminación de la campaña. Al regresar a la oficina interesa dejar terminados lo antes posible los siguientes aspectos:

- * envío al laboratorio de las muestras recogidas, especificando claramente los parámetros a determinar, la referencia de cada botella, el estabilizador añadido (en su caso), etc.;
- * transcripción a la ficha de punto de las observaciones pertinentes que se hayan hecho sobre él, en particular las mediciones obtenidas: nivel, parámetros en campo, etc., con la fecha correspondiente;
- * elaboración de un informe breve y sencillo sobre el desarrollo de la campaña, con los datos obtenidos, las muestras tomadas y su referencia de envío al laboratorio, y cualquier observación que se considere de interés (cf. cuaderno de campo);
- * acondicionamiento del equipo utilizado, reponiendo el material consumido o que haya sufrido desperfecto.

2. Análisis químicos

Las muestras deben ser enviadas lo antes posible al laboratorio (previamente avisado) para su análisis, especialmente si se pretende determinar la concentración de compuestos inestables. El empaquetado será suficientemente resistente, y las botellas (numeradas) irán acompañadas de una nota donde se detalle el tipo de análisis a realizar sobre cada muestra, así como las eventuales particularidades de cada una: sustancias añadidas, color, precipitado, precauciones a adoptar, etc.

Existen diversos tipos de análisis según los parámetros a determinar, los cuales dependen del objetivo de la RV de calidad, como ya se indicó.

En la práctica habitual se tiene:

— El análisis normal, que comprende la determinación de los componentes principales de un agua subterránea: Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- , CO_3^- , además del residuo seco,

conductividad eléctrica, pH, NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^- , y frecuentemente DQO.

- El análisis completo, que comprende además de los parámetros relativos al normal los siguientes: boro, flúor, cianuros, fosfatos, fenoles, detergentes, metales pasados frecuentes (Fe, Mn, Pb, Hg, Zn, Cd...), etc. Una referencia que se toma con frecuencia es la lista de parámetros que considera la actual «Reglamentación Técnico-Sanitaria para el abastecimiento y control de calidad de las aguas potables de consumo público» (Real Decreto 1138/1990, de 14 de septiembre, en el «B. O. E.» núm. 226, de 20 de septiembre de 1990), y la precisión en los resultados analíticos congruentes con los límites allí señalados.
- Análisis específico, que comprende los parámetros que se consideren oportunos para la vigilancia que se persiga. Suele también incluir determinaciones típicas y asequibles como la conductividad eléctrica, pH...

Un hecho que ahorra tiempo y evita errores (de transcripción) consiste en proporcionar al laboratorio impresos con el formato de ficha que se utilice normalmente en la oficina, para facilitar la carga posterior de los datos en ordenador; mejor aún es convenir con el laboratorio que los resultados sean entregados por escrito para el archivo manual, y también en el soporte que se defina y con las características que se precisen, para el almacenamiento informático.

En cualquiera de los casos, los resultados analíticos que se obtengan se completarán con los datos pertinentes (número de inventario del punto, fecha de la toma, método de muestreo, etc.), y se archivarán manualmente en las respectivas fichas de punto y mecánicamente en el banco de datos de una manera provisional.

3. Tratamiento de datos

Diversas son las herramientas disponibles para tratar los datos obtenidos, principalmente numéricos, generalmente mediante el uso de ordenadores para los cuales existen desde hace tiempo paquetes de programas que recogen las operaciones más frecuentes y utilizadas. De una manera convencional, se sugiere una clasificación en cuatro tipos de tratamiento consecuti-

vos: matemático, estadístico, numérico y por modelización, de los que se esbozan unas generalidades a continuación. Es, sin embargo, indispensable tener siempre presente que cualquier resultado obtenido mediante el cálculo requiere sistemáticamente el tamizado del estudio ponderado por un técnico experimentado, cuyo sentido criterio tendrá la última palabra al respecto.

El *tratamiento matemático* comprende las operaciones más básicas y sencillas: estadillos, cálculo de coeficientes, diagramas, representaciones gráficas, etc.; tienen la ventaja de ser completamente asequibles, de cálculo inmediato, y de resultados muy expresivos.

Interesa comenzar por una «limpieza» de los datos recibidos: niveles piezométricos o concentraciones químicas de valor absurdo, desequilibrios excesivos en el balance iónico, análisis incompletos, etc. Esta operación se puede hacer rápidamente con la ayuda de coeficientes clásicos y mediante un listado de ordenador; el técnico, conocedor del sistema acuífero, obtiene así una primera visión global del resultado de la campaña y suele, con su experiencia, estar ya en condiciones de extraer los corolarios conceptuales más destacables. Por otra parte, estos datos, una vez corregidos, pueden ser cargados definitivamente en el banco de datos.

La aplicación selectiva de un menú informático proporcionará rápidamente los diagramas y gráficos de los puntos que interese, y especialmente de los puntos acuíferos utilizados para abastecimiento urbano: por ejemplo, la evolución en coordenadas cartesianas de la concentración de determinados parámetros (contenido en NO_3^- , salinidad...) es, a menudo, suficientemente expresiva. Conviene archivar estos datos de punto en la ficha manual correspondiente de manera que ésta se encuentre continuamente al día, posibilitando cualquier consulta instantánea.

La representación cartográfica de los resultados principales reúne en un plano la información destacable de la campaña. Cuando se dispone de las bases digitalizadas se puede obtener cómoda y rápidamente los mapas de isocurvas (piezometría, intrusión, afecciones conocidas, etc.) de la campaña, los cuales constituyen una de las síntesis más útiles.

El *tratamiento estadístico* requiere un cierto cú-

mulo histórico de datos, de los cuales proporciona una síntesis: valores máximos, mínimos y medios, desviaciones, rectas de regresión, matrices de correlación, etc., son fácil y rápidamente calculadas con el software disponible en el mercado. El estudio de estos valores proporciona información valiosa a nivel de punto, grupo de puntos o unidad acuífera, y permite manejar un gran número de datos simultáneamente; además, hace destacar relaciones y valores importantes que de otra manera pasarían inadvertidos: así, el diagrama de la recta de regresión, con su nube de puntos, ofrece una primera aproximación de la evolución y presumible tendencia de la concentración de un parámetro, por ejemplo, NO_3^- ; la matriz de correlación asocia radicales como SO_4^- y NH_4^+ (fertilizantes), en principio insospechados; etc. Análogamente, son de aplicación métodos más elaborados como el análisis multivariante («cluster», factorial...) e incluso el estudio mediante distribuciones estadísticas clásicas de las poblaciones de datos.

El *tratamiento numérico* requiere un poco más de especialización en el dominio del cálculo numérico, si bien los programas de ordenador también son perfectamente asequibles. Diversos algoritmos, métodos, relaciones, etc., están disponibles para estudiar un ajuste suficiente de la serie de datos que interese y poder operar con él de una manera eficaz, proponiendo o verificando útiles hipótesis de trabajo. Aproximaciones del tipo del «método de las diferencias finitas» pueden orientar el estudio de los resultados obtenidos, y con mayor precisión y laboriosidad utilizando el «método de los elementos finitos», por ejemplo.

Por último, la utilización de *modelos matemáticos* ofrece la posibilidad de obtener una simplificación del comportamiento real del acuífero con un grado de aproximación proporcional al grado de conocimiento que se tenga de él, y que en definitiva viene determinado por la riqueza de los datos de todo tipo disponibles en relación con el acuífero. Mientras que en el caso de «cantidad» (modelos de flujo) la modelización es una técnica resuelta —a grandes rasgos— al involucrar un número escaso de parámetros (transmisividad, almacenamiento, piezometría), en el caso de «calidad» (modelos de transferencia de masa) la complejidad aumenta al añadirse a los anteriores los constituyentes químicos del agua y de los materiales atravesados, así como la di-

námica físico-química (y en casos, además, microbiológica) existente entre todos ellos. No obstante, simplificaciones acertadas que se fundamenten en un buen conocimiento del acuífero por parte del técnico experimentado, permiten hacer un uso suficientemente útil de los programas disponibles en el mercado, con los eventuales retoques que sean necesarios en cada caso particular.

IV. ACTUALIZACION DE LAS RV

Una vez que las RV llevan un cierto tiempo funcionando —en particular las RV generales— y que ya se dispone de un volumen suficiente de datos, es necesario realizar su actualización. Esta necesidad deriva de la exigencia en optimizar los medios disponibles a través de un replanteamiento de los puntos y parámetros en observación y de la periodicidad de las campañas, así como de la oportunidad para hacer un tratamiento global de todos los datos acumulados que dé lugar a un estudio temporal de la eficacia de la RV, además de proporcionar las conclusiones operativas y prácticas en relación con la vigilancia estudiada, lo cual es, en definitiva, el objetivo último de las redes. La actualización de las RV —en especial las de tipo general— deberá realizarse cada cierto tiempo (cinco años, por ejemplo), dependiendo del volumen de datos nuevos almacenados y de las modificaciones habidas en los demás factores involucrados.

El tratamiento debe ser cruzado y considerar simultáneamente la información reunida para cada uno de los puntos de observación —por separado y en su interrelación— con la correspondiente a la unidad acuífera y a los demás factores que estén involucrados en la vigilancia establecida, y ello en sus dos aspectos: numérico y conceptual. En el aspecto numérico es indispensable la utilización de la herramienta informática, y en el conceptual es determinante el conocimiento de campo que se tenga, el cual debe estar igualmente actualizado, incluso con los eventuales planes que existan de cara al futuro en cuanto al uso del terreno y a la demanda de agua.

Un objetivo concreto que puede interesar mediante esta actualización es conseguir una diferenciación de la RV en tres nuevas alternativas, cada una de ellas con unas características y un

funcionamiento distinto: red de investigación, red de gestión, red mínima, indicando su nombre el objetivo de su vigilancia.

1. A nivel de punto acuífero

El estudio pormenorizado de cada punto (de su ficha, con toda la información acumulada) de la RV ofrece un diagnóstico de dicha vigilancia y de su evolución, de una manera discreta al considerar cada punto por separado. Los resultados, asociados con la aplicación que está recibiendo el agua, indicarán lo acertado de dicha asignación, en principio; así, por ejemplo, en el caso de los sondeos utilizados para abastecimiento urbano serán contrastados con los límites establecidos en la vigente Reglamentación Técnico-Sanitaria anteriormente mencionada.

El estudio de los resultados obtenidos hasta el momento para cada punto es complementado con nuevos cálculos, diagramas, etc., entre diversos parámetros (del tipo $Y=f(x)$, por ejemplo), en la línea expuesta en III.3. «Tratamiento de datos». La evolución del valor de los parámetros y de los coeficientes calculados indicará puntos en los que prácticamente se mantiene constante, o bien sigue una tendencia definida, o bien es de tipo errático. Según el caso, y teniendo en cuenta los factores externos en el entorno del punto, interesa considerar la posibilidad, por ejemplo, de reducir los parámetros que se miden (conductividad solamente, en intrusión pura), o la periodicidad de los muestreos (pasar a uno al año, o cada dos años), o ir a una solución mixta (parámetros simples anual o semestralmente, análisis completos de contraste más espaciados). El típico análisis de componentes principales puede ser de ayuda en esta fase.

Otra de las numerosas consecuencias que pueden derivar de este estudio puntual a la vista de la proyección en el futuro de los valores numéricos, es la conveniencia de introducir —o de prever— modificaciones en el uso del agua extraída, a través de sustitución o reprofundización de sondeos, de limitación o laminado de extracciones, etc.

Una conclusión importante, que será confirmada en las fases siguientes, reside en incluir el punto en una de las tres alternativas anteriormente mencionadas (redes de investigación, de gestión

o mínima), preparando las necesidades y particularidades de diseño ya comentado («II. Establecimiento de una RV») para cada red. En el caso de que varios puntos reflejen la misma situación hidrogeológica, se simplificará de la manera más operativa; inversamente, los cambios recientes en las actividades de superficie guiarán la selección de nuevos puntos a integrar en la RV (capítulo II), con la definición de las características de su vigilancia.

2. A nivel de unidad acuífera

El anterior estudio pormenorizado de cada punto de la RV es una introducción al correspondiente a toda la unidad acuífera, orientando ideas y sugiriendo hipótesis. El tratamiento de los datos a esta escala comprende en particular la representación cartográfica de los valores de parámetros seleccionados (isolíneas en particular) y el análisis estadístico de su distribución espacial, así como el estudio de las (cor)relaciones entre diversos parámetros de diferentes puntos, o bien entre éstos y factores externos; piezometría y pluviometría, evolución de NO_3^- y consumo de fertilizantes, incremento de salinidad y riego con aguas residuales, etc.

Una herramienta muy prometedora que se ha empezado a utilizar recientemente es la aplicación de conceptos geoestadísticos para la optimización de las redes de piezometría, a través de la selección de aquellos puntos que aportan una mayor o más importante información, y a la inversa, señalando zonas donde los datos son excesivamente escasos. La aplicación de esta técnica a las RV de calidad está en estudio, a partir de la similitud conceptual que existe entre bloque de mineral y entorno reducido de un sondeo de agua, así como entre ley media de un mineral y concentración media de un componente en el agua subterránea.

En aquellas situaciones en que se detecte una calidad degradada, interesa definir los límites de la zona afectada (penacho de contaminación) en su extensión horizontal y también vertical, así como en cuanto a la variación de la(s) concentración(es) proporcional a la profundidad, directa (intrusión salina, por ejemplo) o inversamente (vertidos en superficie, por ejemplo). El sentido de estos casos llevará, entre otras cosas, al esta-

blecimiento de una RV específica, en cada uno de ellos; eventualmente, la información que así se obtenga permitirá la utilización de un modelo matemático que sintetice la situación y la previsible evolución de la problemática existente, y ayude en su resolución.

Otra aplicación importante y frecuente de las RV reside en el estudio de la influencia recíproca entre las aguas subterráneas y las de superficie en los casos de conexión hidráulica. Habitualmente limitado a mediciones piezométricas (red de cantidad), este tipo de estudio se ve enriquecido y completado con la integración de parámetros de calidad, integración que resulta indispensable en aquellos casos en que la afección sea origen de la contaminación de uno de los recursos por parte del otro.

En definitiva, en el momento de la actualización de las RV el análisis pormenorizado de cada caso (como los mencionados), de su situación y pronóstico, proporcionará criterios suplementarios para la realización de dicha actualización.

3. Las actividades en superficie

Los cambios que hayan tenido lugar en este factor desde la última actualización (modificaciones en el uso del suelo y del agua, nuevas explotaciones, incrementos en los volúmenes extraídos, reprofundización de sondeos existentes, nuevas actividades como el uso de aguas residuales en regadío, etc.) deben tener su reflejo adecuado en la nueva RV, según se comentó en el capítulo II.

Como ya se ha indicado, es conveniente adelantarse a los acontecimientos en el sentido de considerar en el momento de la actualización los planes que existan —en el sector privado y en el público— en cuanto a ordenación del territorio y a implantación de futuras actividades económicas susceptibles de tener alguna relación (en cantidad y en calidad) con las aguas subterráneas.

V. CONCLUSION

A modo de conclusión de lo expuesto se resaltan a continuación los rasgos que destacan por su importancia:

- Las RV constituyen la fuente de los datos obtenidos directamente del terreno: son la base sobre la que se apoyan posteriormente los estudios previos a la toma de decisiones.
- La sistemática en el funcionamiento de las RV proporciona sucesivas series de datos que permiten un seguimiento progresivamente más ajustado a la realidad, habida cuenta de la inercia característica de las aguas subterráneas en general.
- La ejecución de las tareas de campo en las RV constituye una fase esencial dentro de su funcionamiento total: requiere un personal suficientemente cualificado y cuidadoso, y

debe ser atentamente tenida en cuenta al interpretar los resultados obtenidos.

- La actualización de las RV debe realizarse periódicamente a efectos de que no se diluya con el tiempo la representatividad de la información que proporcionan, y a efectos también de mantener un grado aceptable de optimización en la aplicación de los medios disponibles.
- El correcto mantenimiento de las RV y la consiguiente explotación exhaustiva de sus datos proporcionan una herramienta decisiva e insustituible para la investigación, gestión y planificación acertadas del recurso hídrico subterráneo.

Original recibido: Septiembre de 1990.

Original aceptado: Septiembre de 1990.

Aplicación de técnicas espectrofotométricas al análisis de agua y sedimento en el estudio de la calidad del agua del río Henares.*

Por P. ALARCON (1),

M. P. DE LA FUENTE (1), E. ALONSO (1), M. A. QUIJANO (1) y A. BUSTOS (2)

RESUMEN

Se ha realizado un estudio de la calidad del agua del río Henares en el tramo Fontanar (Guadalajara)-Mejorada del Campo (Madrid) y se compara con el realizado cuatro años antes en el mismo tramo. No se observan rasgos de contaminación química graves, si bien se comprueban ciertas variaciones con respecto al estudio anterior.

Palabras clave: Contaminación, Agua, Sedimento, Metales pesados, DCP-AES, Río Henares (España).

ABSTRACT

A study on the Henares river quality along Fontanar (Guadalajara)-Mejorada del Campo (Madrid) is performed and it is made a comparison between this study and other realized four year ago in the same location. Serious chemical contamination is not observed, although some variations respect the previous study are shown.

Key words: Pollution, Water, Sediment, Heavy metales, DCP-AES, Henares river (Spain).

INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es llevar a cabo el estudio de la calidad del agua del río Henares en el tramo Fontanar (Guadalajara)-Mejorada del Campo (Madrid), así como un seguimiento de la evolución de las concentraciones de los parámetros fisicoquímicos, estudiados en esta misma área hace cuatro años (BUSTOS y col., 1988) y ampliando el estudio a muestras de sedimentos recogidos en los mismos puntos que las muestras de agua.

Se considera interesante hacer este estudio para controlar la variación temporal en la composición, debida a los cambios producidos por la implantación de nuevas industrias y la entrada en funcionamiento de las instalaciones depura-

doras y colectores de desarrollados en el Plan de Saneamiento Integral de las Aguas de Madrid (PSIM).

Se realizaron los análisis fisicoquímicos necesarios para evaluar la composición, calidad y posible contaminación del río, eligiendo como puntos de muestreo los que se consideran representativos en el tramo estudiado y que coinciden con los que se tomaron en el estudio anterior (BUSTOS y col., 1988).

LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL TRAMO DE RIO ESTUDIADO

Geográficamente, la zona corresponde a la cuenca del Tajo. Se muestra el río Henares comenzando en Fontanar, en la provincia de Guadalajara, y terminando en la confluencia con el río Jarama, en la provincia de Madrid, con un recorrido aproximado de 60 kilómetros. Desde el punto de vista geológico la zona se encuentra inclui-

(1) ITGE. Laboratorios. La Calera, 1. 28760 Colmenar Viejo (Madrid).

(2) CSIC. La Poveda. 28500 Arganda del Rey (Madrid).

(*) Presentado en el III Congreso de Geoquímica de España, Soria, 17-22 de septiembre de 1989.

da dentro del Terciario detrítico de Madrid-Toledo.

DESCRIPCION DEL TRAMO MUESTREADO

En esta parte el río discurre por una zona eminentemente urbana e industrial, en la que tienen poca influencia los aportes debidos a escorrentías naturales. El tramo estudiado está principalmente influenciado por los vertidos urbanos e industriales de Guadalajara, Alcalá de Henares, Torrejón de Ardoz, etc., siendo las industrias predominantes las farmacéuticas, cosméticas y lácteas.

Es muy importante la proporción relativa de vertidos respecto al caudal medio del propio río, pues esto influye en la capacidad de autodepuración de la corriente. Las características de la zona en cuanto a volumen de vertidos urbanos e industriales se puede encontrar en el trabajo precedente ya citado (BUSTOS y col., 1988).

PUNTOS DE MUESTREO

Se han querido respetar los mismos puntos que se han tomado en el muestreo de 1984 para que el estudio comparativo resulte más real.

1. Puente de la carretera Fontanar-Tórtola.
2. Puente de la carretera N-II, Madrid-Zaragoza.
3. Puente de la carretera a Chiloeches.
4. Puente de Los Santos de la Humosa.
5. Puente Zulema (carretera Loeches-Alcalá).
6. Después del vertido de la estación depuradora de Alcalá de Henares.
7. Antes del puente de la carretera Loeches-Torrejón, aguas arriba del arroyo Ardoz.
8. Puente del ferrocarril a Mejorada del Campo.

A continuación se recoge un resumen de los principales vertidos de aguas residuales urbanas e industriales que influyen en los distintos subtramos, así como la localización de las estaciones depuradoras:

Subtramo 1-2

Vertidos urbanos de Guadalajara.
Vertidos industriales del Polígono de Balconcillo (industrias de embutidos, lejías, plásticos, lácteas, torrefacción, eléctricas, etc.).

Vertidos industriales de recubrimientos metálicos.

Subtramo 2-3

Vertido de industrias de detergentes.
Vertido urbano de Alovera.

Subtramo 3-4

Vertido mixto de Azuqueca de Henares (aguas residuales de población e industria química).
Vertido industrial de fabricación de pinturas.
Vertido industrial de fabricación de aislantes térmicos.
Vertidos agrícolas.

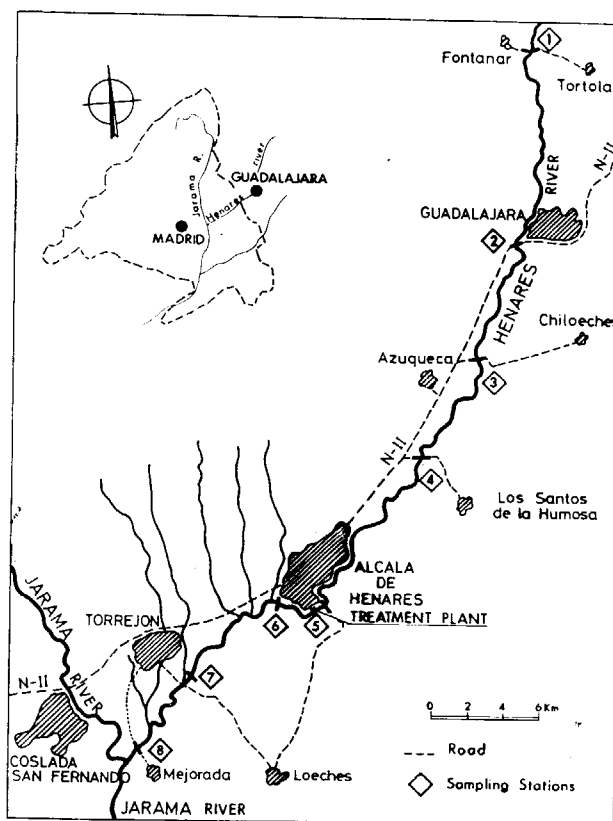


Figura 1.—Puntos de muestreo en el río Henares.

Subtramo 4-5

Vertidos agrícolas.
Vertidos industriales de fabricación de cosméticos.
Vertidos urbanos.

Subtramo 5-6

Vertido de Alcalá de Henares.
Nueva estación depuradora de aguas residuales de Alcalá de Henares.
Vertidos industriales y urbanos del arroyo Camarmilla.
Vertidos industriales y urbanos diversos (cerámicas, fibras sintéticas, perfumería, productos farmacéuticos, población de Camarma).

Subtramo 6-7

Vertidos industriales de laboratorios farmacéuticos.
Vertidos industriales de fabricación de electrodomésticos.
Vertidos industriales de fabricación de transformados plásticos.
Vertidos industriales del arroyo Bañuelos (Polígonos industriales de Bañuelos y Azque, fabricación de electrodomésticos, productos lácteos, etcétera).

Subtramo 7-8

Vertido del arroyo Ardoz.
Vertido del arroyo Pelayos (productos petrolíferos).
Vertidos industriales del Polígono de San Fernando de Henares.

METODOS ANALITICOS

Se han determinado «in situ» el pH y la temperatura. El resto de los parámetros se analizaron en el laboratorio, conservando las muestras en nevera a 4° C.

La medida de no metales inorgánicos, alcalinidad, cloruro, sulfato, fosfato, amonio, nitrato y nitrito, y los metales calcio y magnesio se realizó colorimétricamente en un autoanalizador de flujo continuo Technicon SMA 12/60 mediante métodos estándar (APHA, 1980); estos parámetros se utilizan para el control de la potabilidad y para determinar la eficiencia de los procesos de depuración.

Las botellas destinadas al análisis de metales pesados antes de la toma de muestra se enjuagaron con una solución de HCl 1M y a continuación se aclararon con agua destilada cuidadosa-

mente, hasta que no dio reacción ácida, para su mejor conservación se añadió HNO₃ hasta una concentración final de 0,5 por 100 (v/v).

Los metales se determinan normalmente mediante métodos colorimétricos o mediante AA con o sin llama, habitualmente se prefieren estos últimos, ya que son rápidos y el efecto matriz se controla sin tratamientos laboriosos. En las muestras de agua se han analizado Cu y Zn mediante AA, con llama de aire-acetileno, en un espectrofotómetro IL modelo 951 (Instrumentation Laboratory, Inc., Wilmington, MA, USA). Cd, Cr, Fe, Mn y Pb se han determinado mediante AA con un inyector automático IL-555, con cubeta de grafito pirolítico y utilizando las condiciones de análisis recomendadas por el fabricante.

Las muestras de sedimentos se recogieron en frascos adecuados de boca ancha, y en ellos se determinaron los metales que se consideran más representativos en este estudio. Para evaluar el contenido total de metales en los sedimentos es necesario el ataque y disolución del mismo. Debido al medio fuertemente salino que se crea, se ha considerado que la determinación de bajas concentraciones de metales pesados se realiza más fácilmente por medios menos susceptibles a las interferencias.

En este caso, mediante la espectrometría de plasma DCP empleando un espectrómetro de emisión plasma DCP Spectraspan IIIB (Spectrametrics, Inc., USA), equipado con tres electrodos. Las muestras se disuelven mediante un ataque ácido con una mezcla HClO₄/HF/HCl en reactores cerrados de teflón.

La medida de fluoruro y cianuro en las muestras de agua se ha realizado mediante la técnica de electrodos selectivos de iones. Los valores encontrados para los parámetros analizados en las muestras de sedimentos y de agua se recogen en las tablas 1 y 2.

DETERMINACIONES ANALITICAS

Se han realizado las determinaciones analíticas que se consideran más importantes para conocer las características generales de un agua y las concentraciones de los iones que más directamente influyen en su calidad fisicoquímica. Estos, por tanto, condicionan la posibilidad de su

TABLA 1

Resultados obtenidos en el análisis de sedimentos

Parámetro mg/L	Punto de muestreo							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe · 10 ⁻⁴	1.00	3.16	2.06	1.32	0.80	3.00	1.70	1.31
Pb	11	62	32	21	17	128	67	39
Cr	163	180	105	97	128	158	173	152
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.0
Mn	150	445	275	221	207	277	206	256
Cu	7	116	34	9	5	245	270	74
Zn	17	1.280	608	111	28	740	490	316

TABLA 2

Resultados obtenidos en el análisis de agua

Parámetro mg/L	Punto de muestreo							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SO ₄ ²⁻	240	240	242	245	260	258	221	224
Cl ⁻	116	118	121	130	140	140	134	150
NO ₃ ⁻	6	14	26	23	15	27	33	42
HCO ₃ ⁻	246	268	257	261	245	229	305	266
NH ₄ ⁺	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.06	0.21	0.03
NO ₂ ⁻	0.00	0.00	0.01	0.04	0.14	0.02	27.00	0.03
PO ₄ ³⁻	0.18	1.67	3.84	3.12	1.61	1.94	4.83	4.58
SiO ₂	4.0	4.2	5.0	4.3	1.1	3.2	3.3	4.2
Na	75.50	77.40	83.30	88.40	93.30	96.00	95.50	98.50
K	3.09	3.74	5.16	4.81	3.71	4.17	5.55	5.33
Ca	119	121	118	130	133	127	115	121
Mg	42	46	47	46	45	45	45	47
Cu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Zn	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Cd	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Cr	0.008	0.007	0.009	0.009	0.007	0.005	0.004	0.005
Fe	0.410	0.500	0.300	0.230	0.260	0.110	0.180	0.290
Mn	0.070	0.060	0.080	0.070	0.020	0.011	0.070	0.060
Pb	0.022	0.060	0.019	0.038	0.048	0.045	0.021	0.039
As	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005
Se	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Hg	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005
F ⁻	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
CN ⁻	0.010	<0.0025	0.007	0.009	0.006	<0.0025	0.011	0.014
R. SECO	707	796	846	835	849	896	784	854
pH	7.78	7.66	7.58	7.68	8.01	7.97	7.72	7.25
CONDUC. *	1.128	1.169	1.185	1.208	1.206	1.208	1.203	1.189
DQO	1.4	1.7	2.3	2.3	2.0	2.5	13.8	5.8
T °C	14.5	15.0	15.5	16.5	18.0	18.0	21.0	19.5

* μS/cm.

empleo para la bebida, usos domésticos, agricultura y otros de índole general.

A las consideraciones generales, representatividad que debe reunir un muestreo cuando éste se realiza en un río, hay que añadir que los valores analíticos pueden variar con la profundidad y con la distancia a la orilla, por lo que hay que procurar hacer la toma de muestra en puntos representativos.

Algunos de los análisis realizados en las aguas es conveniente llevarlos a cabo «in situ», debido a la rápida variación que pueden sufrir, como el pH y la temperatura.

La determinación de metales pesados es muy importante, ya que sus efectos varían desde beneficiosos hasta muy tóxicos; mientras algunos metales son esenciales, otros pueden afectar negativamente a los suministros de agua potable o agua para industrias o para regadío.

Por este motivo se ha considerado oportuno ampliar el estudio realizado por A. BUSTOS y col. en 1984, determinando también metales pesados tanto en las muestras de agua como en los sedimentos, ya que éstos, al mantener una composición más estable que en el agua, permiten descubrir una contaminación aguas arriba del punto de muestreo.

CONCLUSIONES

— En relación con el estudio realizado por A. BUSTOS y col., se comprueba que el aumento en las concentraciones de fosfato, DQO y nitrato que en dicho estudio se manifiesta a la salida de la depuradora de Alcalá de Henares se ha desplazado ahora al siguiente punto, en la carretera Loeches-Torrejón. Este des-

plazamiento se supone debido a la puesta en funcionamiento de la nueva depuradora de Alcalá de Henares, que ocasiona una disminución de los contaminantes en ese punto, mientras sube en el siguiente, posiblemente debido a la gran acumulación de industrias en esa zona.

— Del análisis de los sedimentos se observa un bajo contenido de metales pesados en los puntos 1 y 5, que corresponden, respectivamente, al primer tramo del río, en el cual hay poca concentración industrial, y al punto situado en el Puente Zulema, en el que la muestra es un sedimento de tipo arenoso procedente de la disgregación de la orilla. Se observa la mayor concentración de metales pesados en el punto 2, que corresponde a los vertidos de Guadalajara, y en el punto 6, que corresponde a los vertidos de Alcalá de Henares.

— Del análisis de las muestras de agua se deduce que se mantienen unos resultados bastante uniformes a lo largo del trayecto estudiado, únicamente la muestra correspondiente al punto 7 presenta un mayor índice de contaminación, puesto de manifiesto por el aumento en la concentración de nitrato, fosfato y DQO; se explica teniendo en cuenta la alta densidad industrial en el subtramo 6-7, correspondiente a la zona de Torrejón de Ardoz.

REFERENCIAS

APHA, AWWA, WPCF (1980): *Standard Methods*, 15th. Ed. (MA, EE. UU.), p. 1134.

BUSTOS, A.; LONGAS, J., y MORA, J. (1988): *Estudio de la calidad de las aguas del río Henares*. MAPFRE Seguridad, núm. 29, 13-20.

Original recibido: Septiembre de 1990.
Original aceptado: Septiembre de 1990.

INGENIERIA GEOAMBIENTAL

El medio geológico y su explotación en el Castro de San Chuis (Allande, Asturias).

Por J. F. JORDA PARDO

RESUMEN

El Castro de San Chuis es un típico poblado castreño (protohistórico y romano) situado en el extremo occidental de la provincia de Asturias. El sustrato geológico sobre el que se encuentra asentado corresponde a pizarras, areniscas y «porfiroides», que aparecen entre los materiales geológicos utilizados en el poblado, junto con granitos procedentes de un afloramiento cercano, y cantos de río. El análisis geoarqueológico de los materiales presentes en el mismo ha permitido efectuar una serie de observaciones en relación a la explotación del medio geológico por parte de las comunidades que lo habitaron.

Palabras clave: Geoarqueología, Medio Geológico, Explotación, Castro, Protohistoria, Asturias.

ABSTRACT

The Castro of San Chuis is a characteristic village of the Iron Age and Roman Epoch, placed in the west Asturias (N of Spain). This village is situated over a geologic substratum formed by shales, sandstones and acid volcanic rocks. This rocks appeared in the structures of the village, with granite of a near outcrop and fluvial pebbles. The geoarchaeological analysis of the rocks presents in the village, permit to effect several observations related with the exploitation of the geological environment for the inhabitants of the village.

Key words: Geoarchaeology, Geologic environment, Exploitation, Castro, Protohistory, Asturias.

1. INTRODUCCION

El Castro de San Chuis fue descubierto al comienzo de la década de los 60 por el Sr. Lombardía, paisano del lugar, quien comunicó el hallazgo al Excmo. Ayuntamiento de Pola de Allande, el cual transmitió la noticia al Servicio de Excavaciones Arqueológicas de la Excmo. Diputación Provincial de Asturias. El 23 de agosto de 1962 dieron comienzo los trabajos de la primera campaña de excavaciones arqueológicas bajo la dirección del Dr. Francisco Jordá Cerdá, Jefe del citado Servicio, y de D. Elías García Domínguez, quienes procedieron a la limpieza y deforestación del poblado, a la vez que efectuaron las primeras catas. Las excavaciones prosiguieron con una segunda campaña en agosto de 1963, que permitió documentar el poblado en una mayor extensión. En estos trabajos se sacaron a la luz restos de estructuras circulares y cuadrangula-

res en el sector NE del poblado, así como el ángulo de la muralla en ese mismo sector, apareciendo hacia el flanco S una puerta completa.

En 1979 se reanudaron las excavaciones sistemáticas, autorizadas y subvencionadas en una primera etapa por el Ministerio de Cultura, y posteriormente por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias, bajo la dirección del profesor de la Universidad de Salamanca Dr. Francisco Jordá Cerdá, realizándose hasta la actualidad un total de siete campañas, que se centraron en la ampliación de la antigua excavación hacia el S y O del poblado, cuyos resultados han sido recientemente publicados en una nota preliminar (JORDA CERDA et al., 1989).

2. METODOLOGIA

Desde 1984 venimos realizando una serie de investigaciones dentro del campo de la Geoarqueología, tendentes a desarrollar una hipótesis de

trabajo que básicamente se articula en torno a la posibilidad de que exista una clara relación entre el medio geológico y las formas de hábitat en las comunidades castreñas del occidente asturiano (CARROCERA y JORDA, 1984). Para verificar esta hipótesis escogimos una serie de yacimientos castreños (siglos I a IV d. C.) en las cuencas baja y media del río Navia y en la alta del río Narcea, si bien la metodología de trabajo utilizada es válida para cualquier etapa de la Prehistoria y de la Protohistoria desarrollada en un área geográfica concreta.

Como punto de partida, realizamos un análisis bibliográfico en una doble vertiente. Por un lado estudiamos los trabajos recientes en los que se desarrollan metodologías similares a la nuestra, aplicadas a las culturas megalíticas de Galicia (VIDAL ROMANI y VAZQUEZ VARELA, 1979; BELLO DIEGUEZ et al., 1982; VAZQUEZ VARELA et al., 1983) y de Asturias (BLAS CORTINA, 1983, 1984) y castreña de Galicia (VAZQUEZ VARELA y VIDAL ROMANI, 1975; VIDAL ROMANI y VAZQUEZ VARELA, 1979; VAZQUEZ VARELA, 1983) y del occidente leonés (SANCHEZ-PALENCIA, 1979, 1983) y zamorano (ESPARZA ARROYO, 1984, 1987).

Por otro lado, revisamos la bibliografía existente sobre los yacimientos considerados (GARCIA BELLIDO y URIA RIU, 1940; GARCIA BELLIDO, 1941, 1942a, b, c; FERNANDEZ BUELTA, 1949; MARTINEZ FERNANDEZ y JUNCEDA AVELLO, 1969; JORDA CERDA, 1983; MAYA, 1984, 1989; CARROCERA FERNANDEZ, 1988), cuyas aportaciones consideramos esenciales dado que algunos de los castros fueron excavados hace más de 40, y su estado de conservación actual impide realizar observaciones básicas.

Simultáneamente llevamos a cabo un estudio exhaustivo de las cartografías topográficas y geológicas existentes para la zona a diferentes escalas (MARCOS y PULGAR, 1980; MARCOS, PULGAR y MARTINEZ, 1980; MARCOS et al., 1980; IGME, 1981), de la fotografía aérea y de la bibliografía geológica, con objeto de conocer la geología de la región en donde se encuentran los yacimientos seleccionados.

Con posterioridad desarrollamos el trabajo de campo, para lo cual visitamos los yacimientos, analizándolos bajo una doble perspectiva: la ar-

queológica, efectuando un reconocimiento sistemático de cada uno de los castros y excavando en algunos, y la geológica. En el estudio geológico abordamos tres aspectos: estudio de las rocas del sustrato en los castros y sus proximidades, descripción de los materiales geológicos empleados en los poblados, y prospección sistemática de las zonas en que se enclavan los yacimientos.

Además, efectuamos muestreos, tanto de los materiales constructivos y del sustrato, como de los cortes estratigráficos proporcionados por las excavaciones arqueológicas. Con las muestras rocosas llevamos a cabo un estudio petrográfico, con objeto de identificar las litologías y así poder localizar la procedencia del material utilizado.

Una vez efectuados los trabajos anteriores, procedimos a analizar los datos obtenidos, estudiando los emplazamientos de los poblados, el medio geológico y la geomorfología, y los diferentes hábitats antrópicos, para finalmente interrelacionar todo ello, pudiendo constatar tres aspectos fundamentales relativos a la explotación del medio geológico por las comunidades castreñas: tipos de aprovechamiento del medio geológico, procedencia de las materias primas rocosas y radio de acción, y modos de extracción del material rocoso y técnicas de cantería.

Para finalizar, y como consecuencia directa de lo anterior, pudimos verificar nuestra hipótesis de trabajo inicial, estableciendo la existencia de un modelo de interrelación entre los diferentes asentamientos y de un cierto conocimiento del medio geológico por las comunidades castreñas.

Siguiendo las anteriores premisas, a continuación expondremos los resultados de nuestras investigaciones geoarqueológicas llevadas a cabo en el Castro de San Chuis (Allande, Asturias), yacimiento que se muestra como un buen ejemplo a la hora de la contrastación y verificación de la hipótesis de partida.

3. ENTORNO GEOGRAFICO Y MEDIO GEOLOGICO

3.1. Situación y entorno geográfico

El Castro de San Chuis se encuentra situado en

(*) Area de Ingeniería GeoAmbiental. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ríos Rosas, 46. 28003 Madrid.

las inmediaciones de San Martín de Beduleo, Parroquia de Santa María de Celón, localidades del concejo asturiano de Allande (fig. 1). Sus coordenadas geográficas son $6^{\circ} 35' 20''$ (G. D. E.) de longitud O y $43^{\circ} 13' 23''$ de latitud N, dentro de la Hoja núm. 50 (Cangas de Narcea) del Mapa

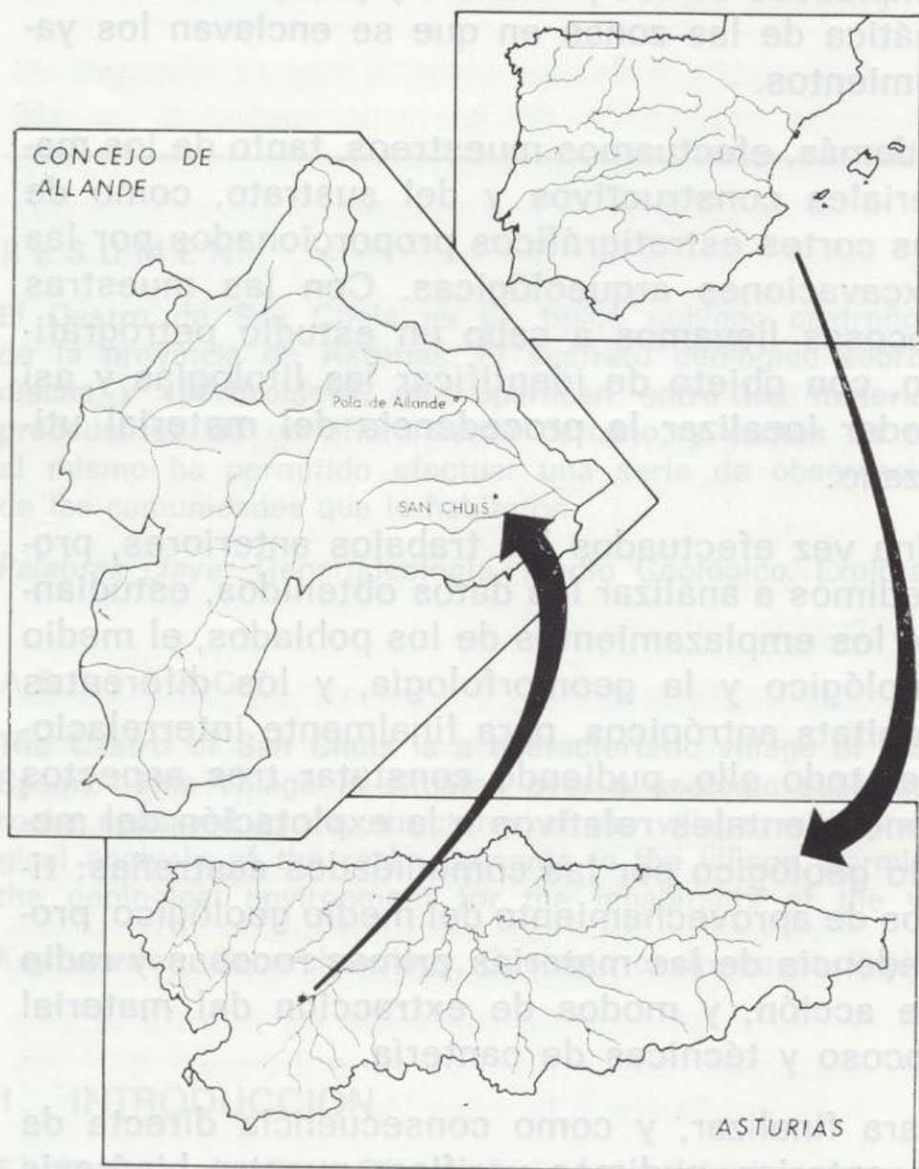


Figura 1.—Situación geográfica del Castro de San Chuis.

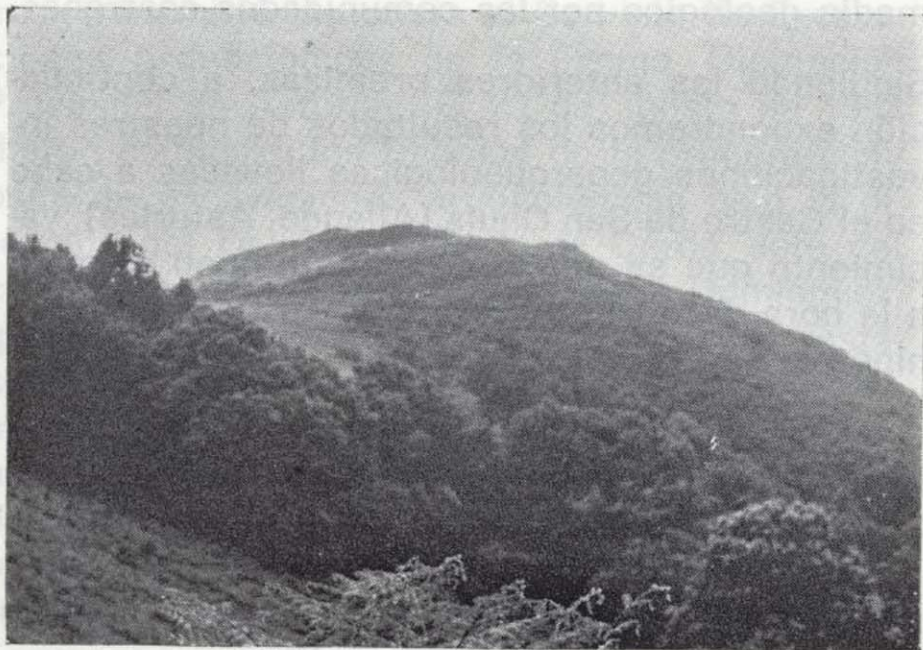


Foto 1.—Vista general del emplazamiento del Castro de San Chuis.

Topográfico Nacional a escala 1:50.000. Su altitud sobre el nivel del mar varía entre 760 y 792 m., desde sus zonas bajas a la cota máxima, y su distancia a la costa en línea recta es de 35 km. Ocupa una extensión de unos 37.000 metros cuadrados, con una forma subcircular con tendencia ovalada, presentando el eje mayor una dirección N-S.

Está enclavado en el pico más alto de un estrecho cordal de dirección N-S (foto 1), que separa los cursos de los ríos Abaniellas, Prada y de la Pola, en la vertiente izquierda de la cuenca del río Narcea, del que dista 6 km. en línea recta. Este cordal pertenece al sistema orográfico de las Sierras del Valledor y de los Lagos, a través de las cuales se asciende al Puerto de El Palo, en la divisoria con la cuenca del Navia.

El dominio óptico del Castro es excelente, dividiéndose desde él los puertos de montaña que comunican la cuenca del Narcea con la del Nalón (Puerto de la Espina), del Duero (Puerto de Leitariegos), del Navia (Puerto de El Palo) y del Cantábrico (Puerto de Lavadoira).

3.2. Geología local

Geológicamente, el Castro de San Chuis se encuentra ubicado en la denominada zona Astur Occidental Leonesa (JULIVERT et al., 1972), del Macizo Hespérico, y dentro de ésta, en su unidad más oriental o de Cangas del Narcea (MARTINEZ GARCIA, 1981), que para otros autores constituye el dominio del Navia y Alto Sil (MAR-

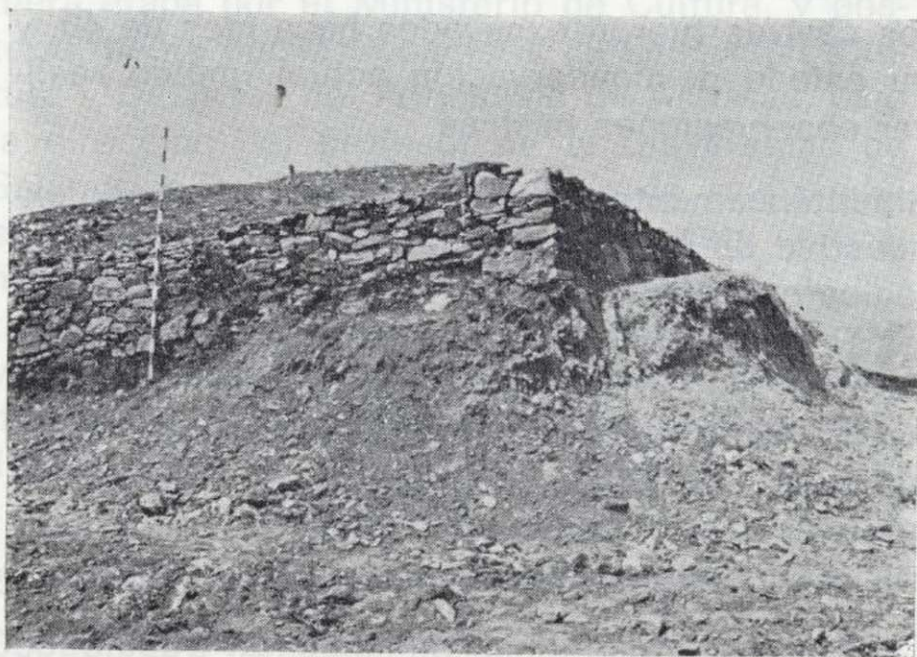


Foto 2.—Sustrato rocoso sobre el que se asienta el Castro en un ángulo de la muralla.

las inmediaciones de San Martín de Beduledo, Parroquia de Santa María de Celón, localidades del concejo asturiano de Allande (fig. 1). Sus coordenadas geográficas son 6° 35' 20" (G. D. E.) de longitud O y 43° 13' 23" de latitud N, dentro de la Hoja núm. 50 (Cangas de Narcea) del Mapa

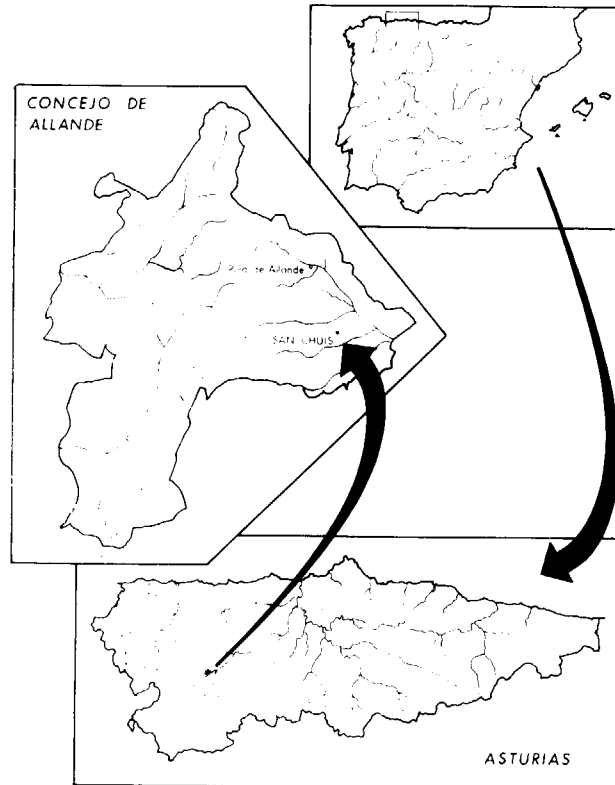


Figura 1.—Situación geográfica del Castro de San Chuis.

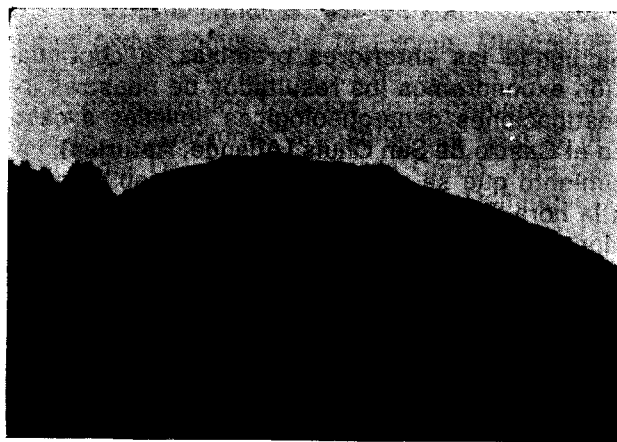


Foto 1.—Vista general del emplazamiento del Castro de San Chuis.

Topográfico Nacional a escala 1:50.000. Su altitud sobre el nivel del mar varía entre 760 y 792 m., desde sus zonas bajas a la cota máxima, y su distancia a la costa en línea recta es de 35 km. Ocupa una extensión de unos 37.000 metros cuadrados, con una forma subcircular con tendencia ovalada, presentando el eje mayor una dirección N-S.

Está enclavado en el pico más alto de un estrecho cordal de dirección N-S (foto 1), que separa los cursos de los ríos Abaniellas, Prada y de la Pola, en la vertiente izquierda de la cuenca del río Narcea, del que dista 6 km. en línea recta. Este cordal pertenece al sistema orográfico de las Sierras del Valledor y de los Lagos, a través de las cuales se asciende al Puerto de El Palo, en la divisoria con la cuenca del Navia.

El dominio óptico del Castro es excelente, dividiéndose desde él los puertos de montaña que comunican la cuenca del Narcea con la del Nalón (Puerto de la Espina), del Duero (Puerto de Leitariegos), del Navia (Puerto de El Palo) y del Cantábrico (Puerto de Lavadoira).

3.2. Geología local

Geológicamente, el Castro de San Chuis se encuentra ubicado en la denominada zona Astur Occidental Leonesa (JULIVERT et al., 1972), del Macizo Hespérico, y dentro de ésta, en su unidad más oriental o de Cangas del Narcea (MARTINEZ GARCIA, 1981), que para otros autores constituye el dominio del Navia y Alto Sil (MAR-

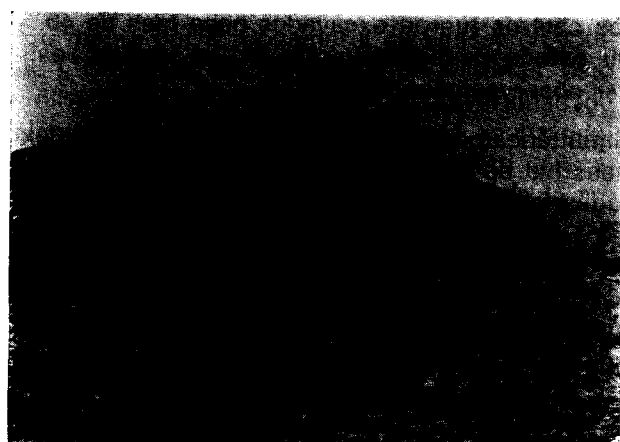


Foto 2.—Sustrato rocoso sobre el que se asienta el Castro en un ángulo de la muralla.

COS, 1973). Concretamente, el Castro se asienta sobre la formación Pizarras del Narcea (foto 2) (MARCOS et al., 1980a; IGME, 1981; ZAMARREÑO, 1983), también denominada formación Cándana (MARTINEZ GARCIA, 1981), cuya edad abarca desde el Precámbrico Superior hasta el Cámbrico Inferior (figura 2). Esta formación es una

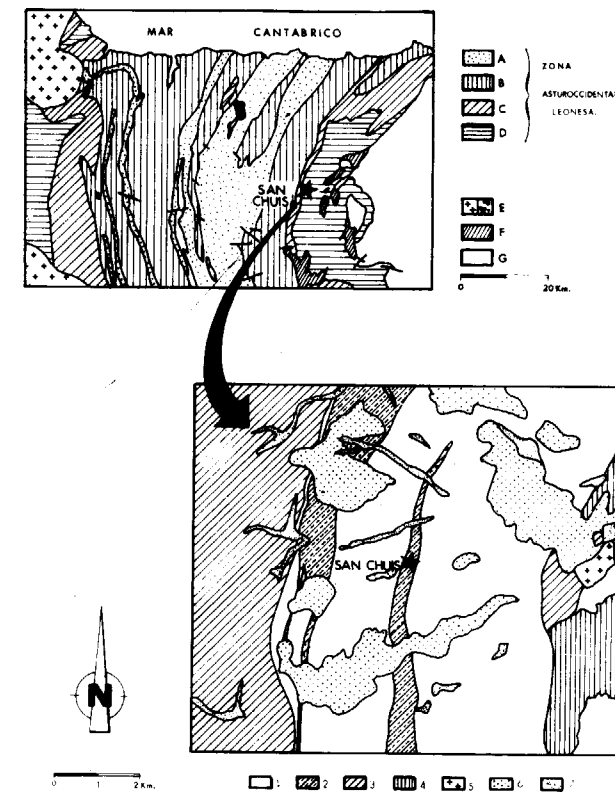


Figura 2.—Situación geológica regional y local del Castro de San Chuis (A, Ordovícico Medio-Superior y Silúrico; B, Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior; C, Cámbrico Inferior; D, Cámbrico Inferior y Precámbrico Superior; E, Granitos; F, Carbonífero Superior; G, Paleozoico indiferenciado de la Zona Cantábrica; 1, Pizarras y areniscas del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior; 2, «Porfiroides»; 3, Paleozoico Inferior indiferenciado; 4, Carbonífero Superior; 5, Granito de Linares; 6, Terciario; 7, Cuaternario).

serie sedimentaria de 2.000 m. de espesor, constituida mayoritariamente por pizarras y areniscas con niveles de rocas volcánicas ácidas («porfiroides»), que hacia la parte superior pasan a areniscas predominantes con intercalaciones pizarras y con algunos niveles de dolomías. La serie estratigráfica continúa con las formaciones Calizas de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio), areniscas, pizarras y cuarcitas de la Serie de los

Cabos (Cámbrico Medio - Ordovícico Inferior), Pizarras de Luarca (Ordovícico Inferior) y Pizarras de Agüeira (Ordovícico Superior) (MARTINEZ GARCIA, 1981). Todos estos materiales fueron deformados en el Devónico o Carbonífero, originándose pliegues inclinados, cabalgamientos y pliegues verticales asociados a intrusiones de pequeñas masas graníticas, produciéndose a continuación la sedimentación del Carbonífero Superior en cuencas limitadas por fallas con acumulaciones de carbón, y finalmente una distensión en el Pérmico (MARTINEZ GARCIA, 1981).

En la zona del Castro, los materiales se componen de unas pizarras y areniscas con intercalaciones de «porfiroides» de espesor variable (formación Cándana o Pizarras del Narcea), y es sobre uno de estos niveles de materiales más duros, que producen un cierto relieve, donde se encuentra enclavado el yacimiento castreño. Son unas areniscas leucocráticas de grano medio a fino con cristales de cuarzo y feldespato, de origen vulcanosedimentario. En el monte del castro estos materiales alternan con pizarras grises, que en superficie están alteradas.

Otros materiales geológicos próximos al Castro son los conglomerados del Carbonífero y el granito de Linares, que es un emplazamiento plutónico de origen postectónico, constituido por un granito calcoalcalino con textura granular y porfídica (SUAREZ, 1971; MARCOS et al., 1980). También afloran, culminando algunos relieves cercanos al castro, depósitos detríticos terciarios. En la cartografía geológica (MARCOS et al., 1980) aparecen materiales terciarios en las cumbres de la sierra del castro, pero, al menos, en el extremo E de dicha sierra, estos materiales no afloran, pudiendo haber sido confundido el perímetro defensivo del poblado con un contacto entre diferentes materiales.

Desde el punto de vista del relieve, el Castro está situado en el Macizo de Allande (MARTINEZ GARCIA, 1981), constituido en su zona oriental por la unidad de Cangas del Narcea, y estructurado mediante una serie de sierras paralelas, muchas de las cuales presentan sus cumbres niveladas por una superficie de arrasamiento terciaria, apareciendo en algunos casos materiales detríticos terciarios fosilizando la citada superficie (MARTINEZ GARCIA, 1981).

Geomorfológicamente, el Castro ocupa el vértice de un pico troncocónico situado casi en el extremo de una pequeña sierra de cumbres planas, que se encuentra en un bloque delimitado por fracturas de dirección N 70° E. Hacia el O el relieve adquiere gran altura, alcanzando cotas superiores a los 1.000 m., apreciándose sobre los 850 m. un brusco cambio de pendiente.

Entre los materiales geológicos encontrados en el Castro señalaremos la presencia abundante de lajas de pizarra y menos numerosa de bloques de arenisca y «porfiroide» de la formación Cándana o Pizarras del Narcea, apareciendo en menor medida fragmentos de cuarzo filoniano autóctono, bloques de granito del plutón de Linares, y cantos rodados cuarcíticos de origen fluvial, aportados por el hombre.

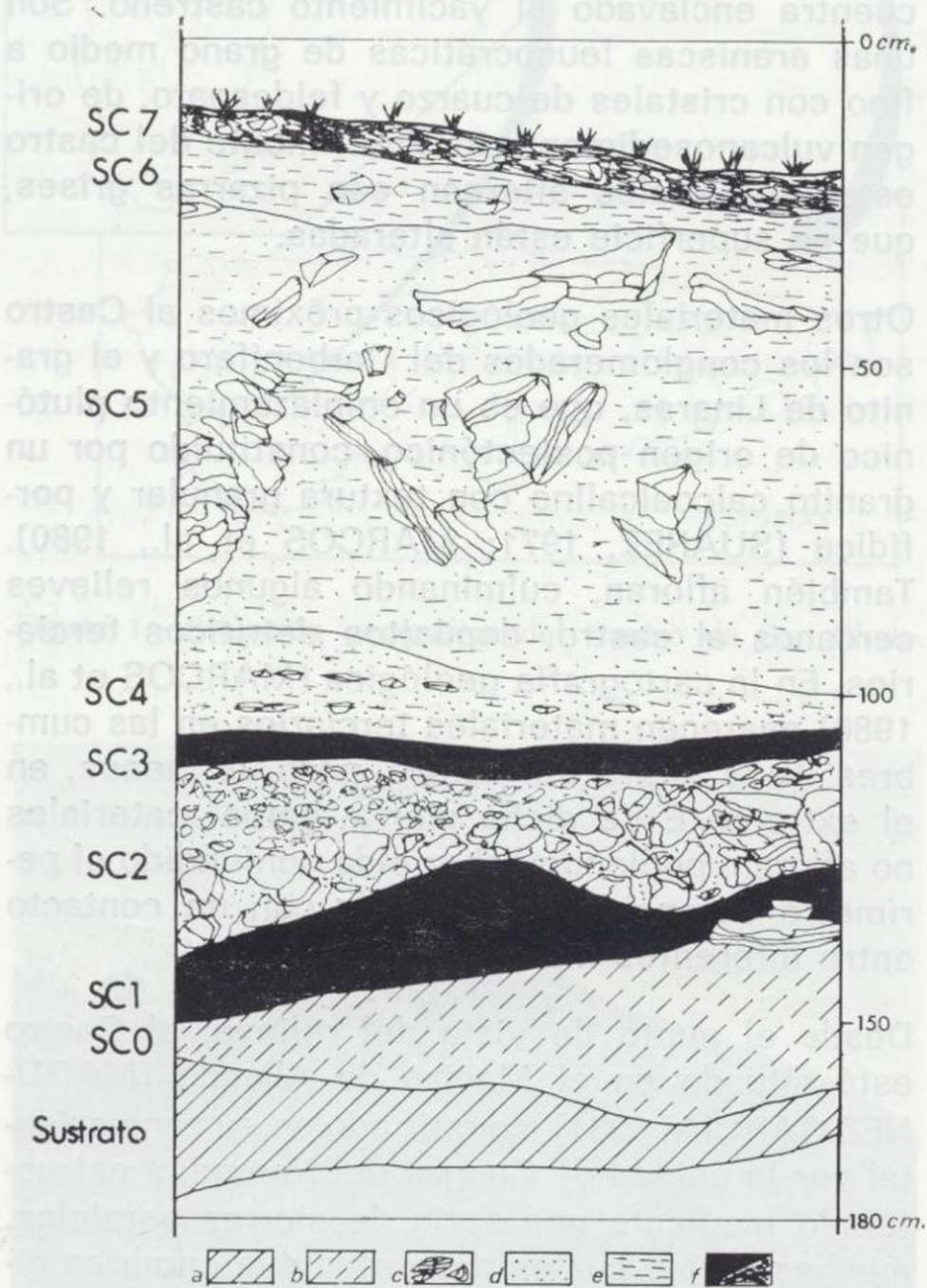


Figura 3.—Columna estratigráfica del Castro de San Chuis (a, pizarras; b, pizarras alteradas y arcillas de alteración; c, cantos y bloques; d, arenas; e, limos y arcillas; f, materia orgánica).

3.3. Estratigrafía

La columna estratigráfica del Castro de San Chuis obtenida en la zona de mayor espesor de sedimentos del poblado, en el interior de una estructura arquitectónica, ofrece los siguientes niveles de abajo a arriba (fig. 3, foto 3):



Foto 3.—Corte estratigráfico en el interior de una estructura circular, posteriormente remodelada a cuadrangular.

- Sustrato. Pizarras grises alteradas y sometidas a un acondicionamiento antrópico con fines infraestructurales.
- SC. 0. Arcillas moradas (10 a 20 cm. de potencia), con fragmentos de pizarra, producto de la alteración del sustrato pizarroso.
- SC. 1. Arcillas de color marrón oscuro a negro con abundante materia orgánica y restos arqueológicos (10 a 20 cm.). Corresponde al nivel arqueológico VI, que contiene escasos restos de cerámicas indígenas y algún pequeño objeto de bronce.

- SC. 2. Cantos de pizarra de aporte antrópico que forman un sistema de drenaje con una matriz arenoso-limosa de color amarillo (15 a 30 cm.). Corresponde al nivel V de la estratigrafía arqueológica.
- SC. 3. Arcillas grises y negras (5 cm.), muy compactadas, con abundante materia orgánica, que alternan en finos nivelillos con arcillas rojas rubefactadas que constituyen un suelo o pavimento. Son ricas en materiales arqueológicos, fundamentalmente cerámicas indígenas y de importación y objetos de hierro. Corresponden al nivel arqueológico IV.
- SC. 4. Arenas y limos arcillosos de color amarillo (5 a 15 cm.), con restos arqueológicos dispersos.
- SC. 5. Limos arcillosos y arenosos de color amarillo (70 cm. de potencia), con abundantes cantos y bloques de pizarra procedentes de los derrumbes de las estructuras pétreas antrópicas. Al igual que el anterior contiene restos arqueológicos dispersos, y junto con él constituye el nivel arqueológico III.
- SC. 6. Arcillas limosas de color gris oscuro a negro con cantos dispersos y materia orgánica (10 cm.). Corresponde al nivel arqueológico II, que contiene escasos restos cerámicos.
- SC. 7. Suelo vegetal, de color negro, muy rico en materia orgánica, con limos y arcillas (5-10 cm.). Corresponde al nivel I de la estratigrafía arqueológica.

Esta secuencia estratigráfica permite constatar que los materiales que componen el relleno sedimentario del Castro son predominantemente de aporte antrópico, a excepción del nivel basal de alteración y del nivel edáfico superior. Los materiales gruesos corresponden a rellenos infraestructurales (SC. 2) o a derrumbes de muros de estructuras (SC. 5), mientras que los finos proceden de la desintegración de aquéllos y de la argamasa que los unía (SC. 4 y SC. 5), y en algunos casos responden a estructuras de acondicionamiento del piso, como el pavimento de arcillas rubefactadas que parcialmente constituye el nivel SC. 3. Este mismo nivel contiene otros materiales de origen antrópico, originados por acumulación de cenizas producto de combustión de materia orgánica.

Desde el punto de vista cronológico, utilizando elementos arqueológicos como referencia, podemos situar los diferentes niveles en contextos concretos (MANZANO HERNANDEZ, 1985). Así, el nivel SC. 1 es anterior a la ocupación romana, correspondiendo a una etapa de poblamiento indígena del Castro, mientras que el nivel SC. 3 se sitúa hacia la mitad del siglo I de nuestra era, ya con una intensa ocupación romana, y el SC. 5 lo hace hacia la mitad del siglo II. El nivel SC. 6, ya más tardío, se situaría entre los siglos III y IV de nuestra era, en un momento tardorromano.

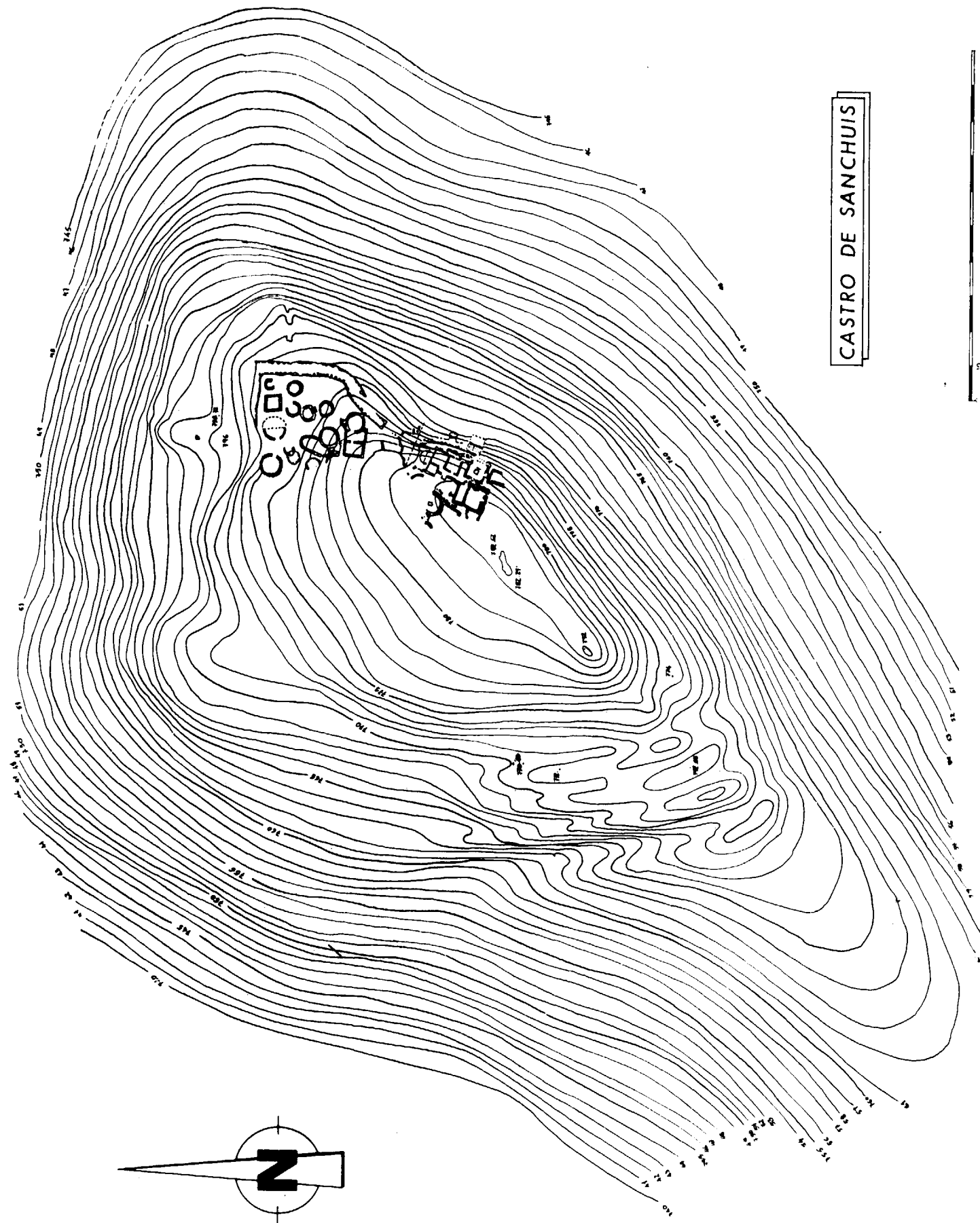
4. HABITAT

El Castro, de forma triangular, aparece ocupando el extremo de una pequeña sierra, por lo que sus defensas naturales son óptimas. Así, las vertientes NE y O muestran una fuerte pendiente, que unida al conjunto de tres fosos, hacen inaccesibles dichos sectores. El flanco S, unión del pico con el resto de la sierra, presenta una mayor accesibilidad, por lo que está protegido por un sistema de cinco fosos antecididos por parapetos (fig. 4, foto 4).



Foto 4.—Fosos y parapetos excavados en las defensas del Castro.

El perímetro del Castro se encuentra rodeado por una muralla (fig. 5) de unos 3 m. de anchura y altura variable que en algunos puntos alcanza los 3 m. Está construida en piedra seca mediante la técnica de yuxtaposición de módulos, localizándose en el sector E una puerta de com-



plicado mecanismo, mientras que en el extremo S se levanta un bastión de grandes dimensiones, muy arruinado.

ra superior y con materiales más toscos que el resto del muro.

Los muros de las estructuras pétreas se pueden agrupar en tres conjuntos: uno constituido por muros levantados a base de hiladas de lajas de pizarra con la cara exterior perfectamente trabajada, mientras que la interior es recibida con una masa arcillosa (escasos); un segundo que comprende muros de factura normal, con ambas caras bien trabajadas, levantados mediante superposición de hiladas de lajas de pizarra (foto 5) (es el más abundante); un tercero que agrupa muros levantados a base de grandes sillares de arenisca y «porfiroide» muy bien escuadrados y labrados (escasos) (foto 6).

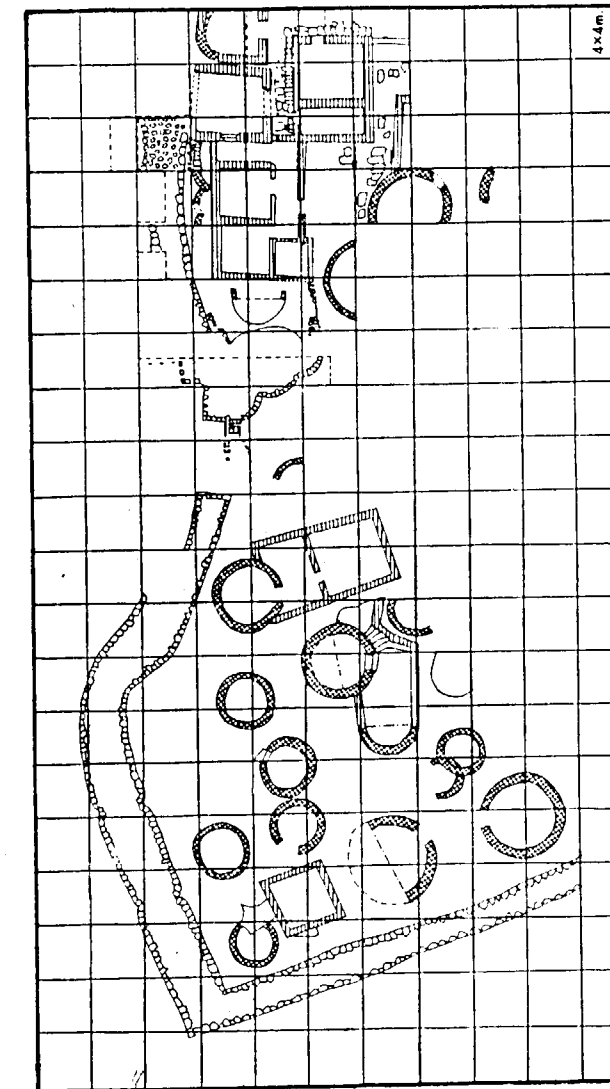


Figura 5.—Planta general del Castro de San Chuis.

Los trabajos de acondicionamiento infraestructural realizados en el Castro consisten en aterrazamientos a diferentes niveles, mientras que el suelo edificable sufrió procesos de eliminación de aristas rocosas, en función de su habitabilidad, a la vez que se niveló mediante un relleno de piedras y arcillas. La cimentación, en la mayoría de los casos, se hace sobre el sustrato rocoso, sobre el que se asienta directamente, levantándose las primeras hiladas con una anchu-

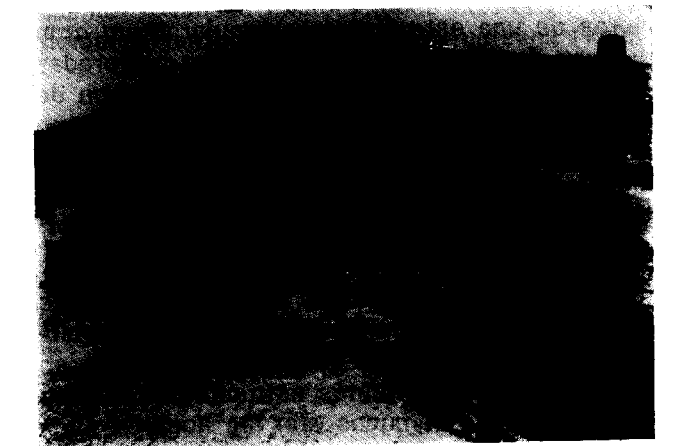


Foto 5.—Vista parcial de algunas de las estructuras circulares y cuadrangulares.



Foto 6.—Detalle de un muro de sillares de arenisca en los que se observan marcas de los cincelos metálicos utilizados para su elaboración.

plicado mecanismo, mientras que en el extremo S se levanta un bastión de grandes dimensiones, muy arruinado.

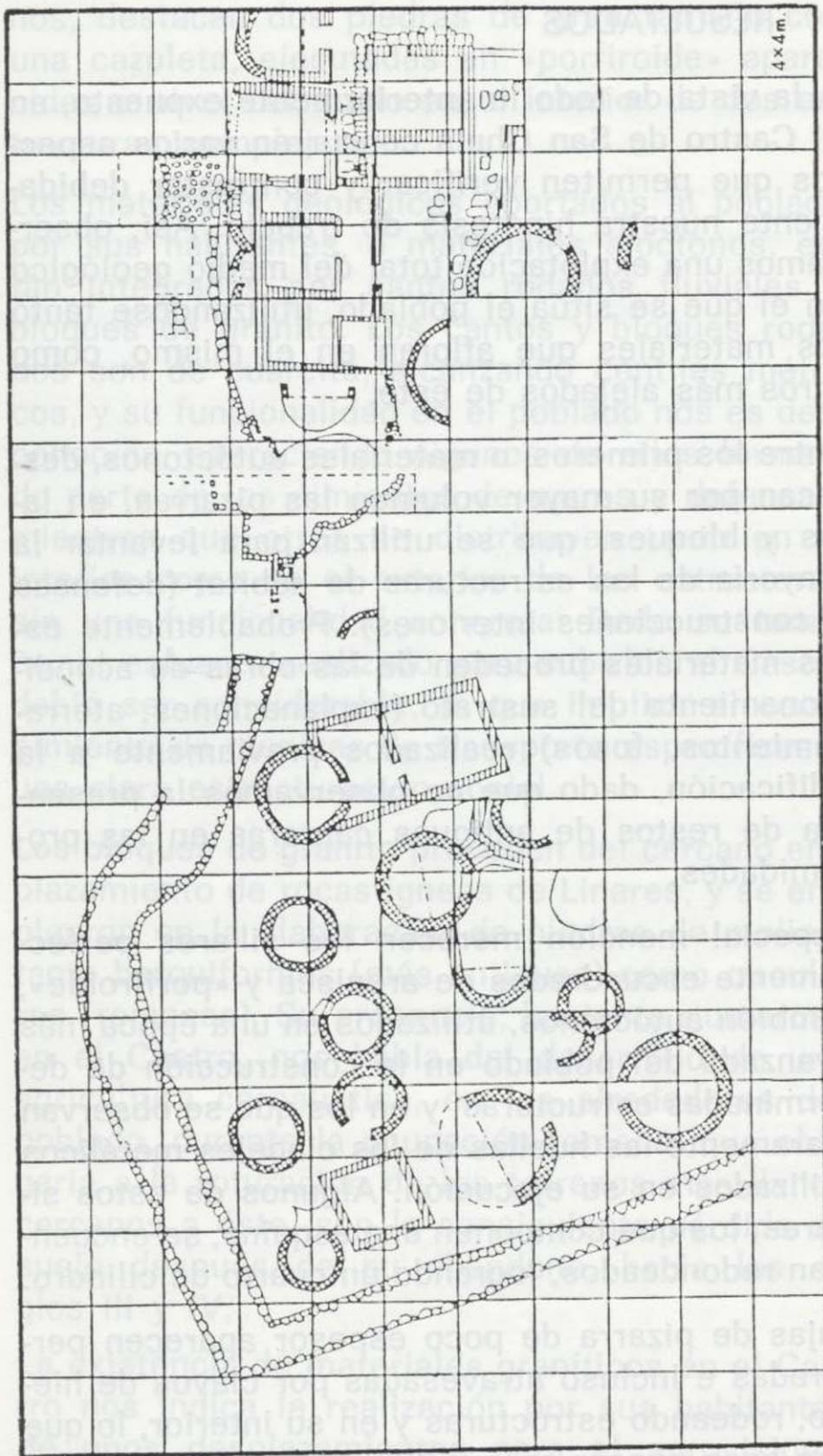


Figura 5.—Planta general del Castro de San Chuis.

Los trabajos de acondicionamiento infraestructural realizados en el Castro consisten en aterrazamientos a diferentes niveles, mientras que el suelo edificable sufrió procesos de eliminación de aristas rocosas, en función de su habitabilidad, a la vez que se niveló mediante un relleno de piedras y arcillas. La cimentación, en la mayoría de los casos, se hace sobre el sustrato rocoso, sobre el que se asienta directamente, levantándose las primeras hiladas con una anchu-

ra superior y con materiales más toscos que el resto del muro.

Los muros de las estructuras pétreas se pueden agrupar en tres conjuntos: uno constituido por muros levantados a base de hiladas de lajas de pizarra con la cara exterior perfectamente trabajada, mientras que la interior es recibida con una masa arcillosa (escasos); un segundo que comprende muros de factura normal, con ambas caras bien trabajadas, levantados mediante superposición de hiladas de lajas de pizarra (foto 5) (es el más abundante); un tercero que agrupa muros levantados a base de grandes sillares de arenisca y «porfiroide» muy bien escuadrados y labrados (escasos) (foto 6).



Foto 5.—Vista parcial de algunas de las estructuras circulares y cuadrangulares.



Foto 6.—Detalle de un muro de sillares de arenisca en los que se observan marcas de los cinceles metálicos utilizados para su elaboración.

En cuanto a la tipología de las estructuras, se diferencian claramente dos grupos (fig. 5, foto 5); las de planta circular u oblonga, y las cuadrangulares. Las primeras, con muros de aparejo de pizarra, corresponden a la ocupación más antigua del poblado, mientras que las segundas, algunas de ellas con sillares, corresponden a los momentos de mayor auge de la ocupación romana. Algunas de las estructuras circulares se vieron remodeladas en época romana, con añadidos de muros longitudinales y estructuras cuadrangulares, constituyendo estructuras complejas de tipo «casa patio».

En cuanto a los sistemas de cubrición, las únicas evidencias localizadas hasta el momento, son agujeros de poste próximos a las esquinas interiores de una estructura rectangular, y un gran número de gruesas lajas de pizarra perforadas en un extremo, que probablemente sirvieron de contrapeso en techumbres vegetales, así como finas lajas de pizarra atravesadas por clavos de hierro, que aparecen en el exterior de las estructuras.

Entre los elementos accesorios de infraestructura destacan varios tramos de escaleras, calles pavimentadas con grandes losas y arcilla apisonada, aceras, un canal cubierto y pasantes en los muros. Los elementos estructurales de uso doméstico más comunes son los hogares, limitados por bloques alargados de pizarra, con losas de pizarra y/o placas de tégula, apareciendo puntualmente alacenas y bancos en el interior de las estructuras.

Los elementos pétreos encontrados en el Castro de San Chuis son muy variados, destacando una cabeza labrada en granito, muy tosca, que representa un posible Hermes, así como varias piezas de arenisca con cazoletas de pequeño tamaño y líneas repiqueteadas. También se han encontrado fragmentos de gran tamaño de un posible dintel de piedra decorado con pequeñas cazoletas y líneas entrelazadas. El resto de los elementos pétreos lo constituyen numerosos fragmentos de molinos de tipo circular y barquiforme, de granito, y dos piedras con cazoleta de arenisca, de gran tamaño.

Como hecho a destacar dentro de las técnicas de elaboración de elementos pétreos, podemos mencionar la existencia de marcas muy claras de cinceles metálicos en los sillares de arenisca de las estructuras del barrio alto y en algunos umbrales de pizarra.

5. RESULTADOS

A la vista de todo lo anteriormente expuesto, en el Castro de San Chuis concurren varios aspectos que permiten verificar y contrastar debidamente nuestra hipótesis de trabajo. Así, observamos una explotación total del medio geológico en el que se sitúa el poblado, utilizándose tanto los materiales que afloran en el mismo, como otros más alejados de éste.

Entre los primeros, o materiales autóctonos, destacan por su mayor volumen las pizarras, en lajas y bloques, que se utilizan para levantar la mayoría de las estructuras de hábitat (defensas y construcciones interiores). Probablemente estos materiales proceden de las obras de acondicionamiento del sustrato (explanaciones, aterrazamientos, fosos) realizados previamente a la edificación, dado que no observamos la presencia de restos de antiguas canteras en las proximidades.

Especial mención merecen los sillares perfectamente escuadrados de arenisca y «porfiroide», también autóctonos, utilizados en una época más avanzada del poblado en la construcción de determinadas estructuras, y en los que se observan claramente las huellas de los cinceles metálicos utilizados en su ejecución. Algunos de estos sillares, los que componen una esquina, se encuentran redondeados, logrando un cuarto de cilindro.

Lajas de pizarra de poco espesor aparecen perforadas e incluso atravesadas por clavos de hierro, rodeando estructuras y en su interior, lo que nos hace pensar en su utilización como elementos de cubrición, sirviendo de refuerzo a techumbres vegetales, claramente constatadas por los restos antracológicos encontrados en el interior de algunas estructuras.

También constatamos el empleo de pizarras en la adecuación del espacio interior, tanto del poblado (pavimentos, aceras, canales, escaleras), como de las estructuras (hogares, bancos, alacenas, umbrales).

Otros materiales autóctonos hallados en el Castro son los numerosos fragmentos de cuarzo que aparecen formando pequeñas acumulaciones en

determinadas estructuras, siempre próximos a pequeños filones que afloran en el sustrato.

Finalmente, dentro de los materiales autóctonos, destacan dos piedras de gran tamaño con una cazbleta, ejecutadas en «porfiroide» aparecidas a nivel del suelo en el interior de dos estructuras complejas.

Los materiales geológicos aportados al poblado por sus habitantes, o materiales alóctonos, están integrados por cantos rodados fluviales y bloques de granito. Los cantos y bloques rodados son de cuarcita, alcanzando centiles métricos, y su funcionalidad en el poblado nos es desconocida, apareciendo algunos de ellos formando parte de los cimientos de muros y defensas, mientras que otros se distribuyen tanto en el interior como en el exterior de las estructuras sin una funcionalidad concreta. Dado su tamaño, el esfuerzo realizado para subirlos al Castro debió ser considerable, lo que implica el conocimiento de técnicas de transporte específicas y una clara estructuración social.

Los bloques de granito proceden del cercano emplazamiento de rocas ígneas de Linares, y se emplearon en la elaboración de piedras de molino, tanto barquiformes (más antiguas) como circulares (romanas). Su presencia, bastante numerosa en el Castro, nos habla del desarrollo de una agricultura cerealística, en los alrededores del poblado, durante la ocupación romana, que obligaría a la roturación de los terrenos más llanos cercanos a éste, con la consiguiente pérdida de suelo después de su abandono, hacia los siglos III y IV.

La existencia de materiales graníticos en el Castro nos indica la realización por sus habitantes de unos desplazamientos para el aprovisionamiento de materiales rocosos de hasta 4,5 km., que es la distancia máxima a la que se encuentra el granito de Linares. Tanto el volumen de este material, como el de los cantos rodados, precisaría que esos desplazamientos fuesen colectivos, utilizándose, como en el caso de los cantos, sistemas de transporte específicos.

Todo esto nos indica un conocimiento de las propiedades de las rocas del entorno del poblado por parte de sus habitantes, discriminando los materiales exfoliables que producen lajas (pizarras), de los de textura granular y homogénea fácilmente escuadrables (areniscas y «porfiroi-

des»), ambos propios para la construcción, y situados en el recinto del propio poblado. El granito es utilizado para la realización de elementos de fricción (piedras de molino), dadas sus características texturales (textura granoblástica homogénea) y de tenacidad y dureza, con objeto de obtener un mejor rendimiento (duración/coste).

El conocimiento del medio geológico alcanza su mayor apogeo en la época romana, concretamente entre los siglos I a III, en la que el Castro ejerce un claro control del territorio relacionado con la explotación y vigilancia militar de los cotos mineros cercanos (ROLDAN, 1983). En efecto, en esa época se desarrollan en la zona de Allande extensas explotaciones auríferas, testimoniadas tanto por la toponimia cercana (Valle-

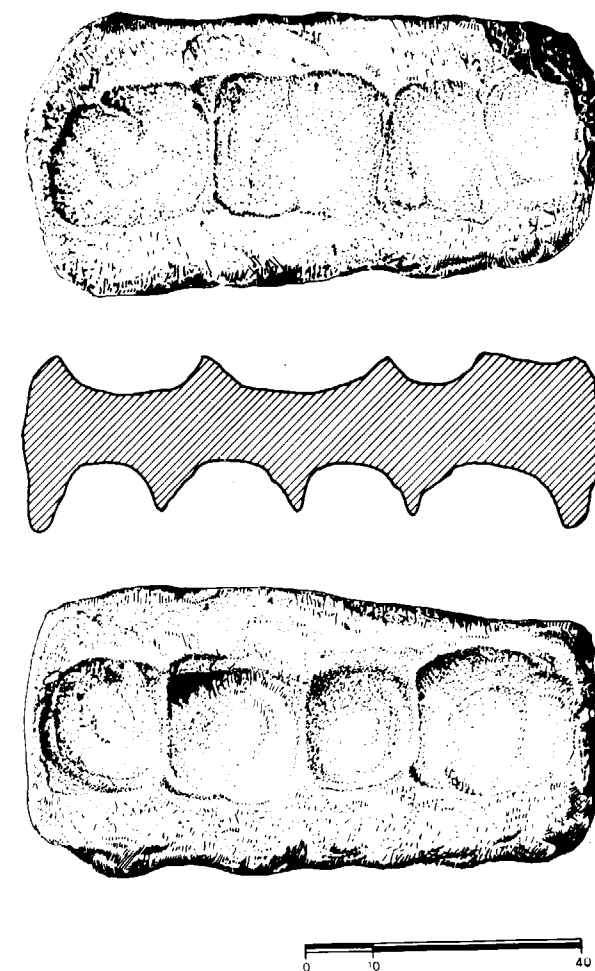


Figura 6.—Mortero de Fresnedo (según SANCHEZ-PALENCIA, 1984-85).

dor, por ejemplo), como por la existencia de enormes cortas en la montaña, caso del Bachicón de Fresnedo, y por el hallazgo en las proximidades de esa explotación de una piedra de cuarcita con cuatro cazoletas en cada cara, denominada «mortero» (fig. 6), utilizada como elemento fundamental de un sistema de canales para el enriquecimiento del mineral aurífero (SANCHEZ-PALENCIA, 1984-1985).

Por todo ello, y volviendo a la hipótesis inicial, podemos afirmar que en la época en que se desarrolla el Castro de San Chuis, existía entre los pobladores indígenas de la zona del Narcea, un cierto conocimiento del medio geológico y sus características, conocimiento que se ve claramente superado por el de los romanos, que introducen elementos geológicos nuevos en los hábitats indígenas (sillares escuadrados, molinos circulares de granito), a la vez que aprovechan sistemáticamente el territorio, explotando las numerosas minas auríferas existentes en la zona, utilizando para ello complejos sistemas de beneficio del mineral. En este contexto, el Castro de San Chuis se muestra como un asentamiento de gran magnitud, desde el cual, y dadas sus especiales características descritas en el presente trabajo, se ejercería un control total del territorio, destacando la relación que se observa entre las formas de hábitat y el medio geológico.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a todos los que colaboraron en los trabajos de excavación en el Castro de San Chuis; a Gema Adán y Elías Carrocera por su ayuda en los trabajos de campo; y a José Arroyo, Luis M. Mata y Federico Ramírez, que delinearon las figuras.

REFERENCIAS

- BELLO DIEGUEZ, J. M.; CRIADO BOADO, F., y VAZQUEZ VARELA, J. M. (1982): *Megalitismo y medio físico en el Noroeste de la Península Ibérica: Estado de la cuestión y perspectivas*. Zephyrus, XXXIV-XXXV, pp. 109-118.
- BLAS CORTINA, M. A. de (1983): *La Prehistoria reciente de Asturias*. Estudios de Arqueología Asturiana, núm. 1, 278 pp., Oviedo.
- BLAS CORTINA, M. A. de (1984): *El Megalitismo en Asturias: Consideraciones sobre el estado actual de la investigación*. Portugalia, IV-V, pp. 63-70.

CARROCERA FERNANDEZ, E. (1988): *El Valle del Navia en época prerromana y romana*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo, 640 pp.

CARROCERA FERNANDEZ, E., y JORDA PARDO, J. F. (1984): *Aproximación al conocimiento del hábitat y del territorio castreños*. Arqueología Espacial, 5, pp. 7-20.

ESPARZA ARROYO, A. (1984): *Los castros de Zamora occidental y Tras-os-Montes oriental: Hábitat y cronología*. Portugalia, IV-V, pp. 131-146.

ESPARZA ARROYO, A. (1986): *Los castros de la Edad del Hierro del noroeste de Zamora*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Diputación Provincial de Zamora, 416 pp.

FERNANDEZ BUELTA, J. M. (1949): *El Castro de La Escrita o de Riu de Castro (Boal)*. BIDEA, núm. 8, 121-127.

GARCIA BELLIDO, A., y URÍA RIU, J. (1940): *Avance a las excavaciones del Castellón de Coaña*. Revista de la Universidad de Oviedo, núm. 2, pp. 105-131.

GARCIA BELLIDO, A. (1941): *El Castro de Coaña y algunas notas sobre el posible origen de esta cultura*. AEA, núm. XIV-42.

GARCIA BELLIDO, A. (1942a): *El Castro de Coaña (nuevas aportaciones)*. AEA, núm. XV-48, pp. 216-244.

GARCIA BELLIDO, A. (1942b): *El Castro de La Escrita*. AEA, núm. XV-49.

GARCIA BELLIDO, A. (1942c): *El Castro de Pendia*, AEA, núm. XV-49, pp. 288-306.

IGME (1981): *Mapa geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. 9. Cangas del Narcea, 2.ª ed.*, Madrid.

JORDA CERDA, F. (1983): *Nueva guía del Castro de Coaña (Asturias)*. Guías de Arqueología Asturiana, 1, pp. 31, Oviedo.

JORDA CERDA, F.; MANZANO HERNANDEZ, M. P.; JORDA PARDO, J. P.; GONZALEZ-TABLAS, F. J.; CARROCERA FERNANDEZ, E., y BECARES PEREZ, J. (1989): *El Castro asturiano de San Chuis*. Revista de Arqueología, núm. 95, pp. 38-48, y núm. 96, p. 64.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, a escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid.

MANZANO HERNANDEZ, M. P. (1985): *Aportaciones al estudio de la Cultura Castreña en el Occidente asturiano: La cerámica del Castro de San Chuis*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca, 157 pp.

MARCOS, A. (1973): *Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercínica del Occidente de Asturias (NO de España)*. Trabajos de Geología, núm. 6.

MARCOS, A.; MARTINEZ, F. J.; JULIVERT, M., y PULGAR, J. A. (1980): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 50. Cangas del Narcea*. Segunda Serie. Primera ed., IGME, Madrid.

MARCOS, A.; PULGAR, J. A., y MARTINEZ, F. J. (1980):

Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 26. Boal. Segunda serie. Primera ed., IGME, Madrid.

MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1980): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 11. Luarca*. Segunda serie. Primera ed. IGME, Madrid.

MARTINEZ FERNANDEZ, J., y JUNCEDA AVELLO, J. M. (1969): *El Castro de Mohías (Coaña)*. Zephyrus, XIX-XX, pp. 178-181.

MARTINEZ GARCIA, E. (1981): *La Geología y el Relieve de Asturias*. Enciclopedia Temática de Asturias, t. 10, pp. 57-124.

MAYA, J. L. (1984): *Hábitat y cronología de la Cultura Castreña en Asturias*. Portugalia, IV-V.

MAYA, J. L. (1989): *Los castros en Asturias*. Biblioteca Histórica Asturiana (VI Centenario), núm. 21. Silverio Cañada, ed., Gijón, 174 pp.

ROLDAN HERVAS, J. M. (1983): *El ejército como factor de romanización en Asturias*. Indigenismo y romanización en el Conventus Asturianum, Ministerio de Cultura y Universidad de Oviedo. Madrid.

SANCHEZ-PALENCIA RAMOS, F. J. (1979): *Römischer Goldberg im Nordwestern Spanien*. Der Anschnitt, 2-3, pp. 37-61.

SANCHEZ-PALENCIA RAMOS, F. J. (1983): *Explotaciones auríferas en el Conventus Asturum*. Indigenismo y Romanización en el Conventus Asturum. Ministerio de Cultura y Universidad de Oviedo. Madrid.

SANCHEZ-PALENCIA RAMOS, F. J. (1984-85): *Los «Morteros» de Fresnedo (Allande) y Cecos (Ibias) y los lavaderos de oro romanos en el noroeste de la Península Ibérica*. Zephyrus, XXXVII-XXXVIII, pp. 349-359.

SUAREZ, O. (1971): *Petrología de los afloramientos de Linares (Pola de Allande, Asturias)*. Studia Geologica Salmanticensis, II, pp. 178-181.

VAZQUEZ VARELA, J. M., y VIDAL ROMANI, J. R. (1975): *Prospecciones arqueológicas en el Castro de Nostián: Estudio petrológico*. I Jornadas de Metodología Aplicada a las Ciencias Históricas. Universidad de Santiago, pp. 59-63.

VAZQUEZ VARELA, J. M. (1983): *La territorialidad de la Cultura Castreña: Una primera aproximación metodológica*. II. Seminario de Arqueología del Noroeste. Madrid, pp. 97-102.

VAZQUEZ VARELA, J. M.; BELLO DIEGUEZ, J. M., y CRIADO BOADO, F. (1983): *Megalitismo y medio edafológico en el Noroeste Peninsular*. VI Reunión do Grupo Español de Trabajo de Cuaternario. Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, núm. 5, pp. 47-54.

VIDAL ROMANI, J. R., y VAZQUEZ VARELA, J. M. (1979): *Conocimiento geológico del hombre prehistórico*. XV Congreso Nacional de Arqueología, pp. 11-18.

ZAMARREÑO, I. (1983): *Estratigrafía del Paleozoico en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España, IGME, pp. 117-191.

Original recibido: Junio de 1990.

Original aceptado: Julio de 1990.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Mineralogía de la Facies de las Cuestas en la zona de Tudela de Duero. (Valladolid. Cuenca del Duero).

Por M. POZO (*) y S. LEGUEY (*)

RESUMEN

El estudio mineralógico de 60 m. de materiales sedimentarios en afloramientos de la zona central de la cuenca del Duero, pone de manifiesto la existencia de tres episodios con asociaciones mineralógicas características.

Episodio detrítico. Constituido por materiales detríticos aleuríticos (llanura de inundación) con desarrollo de paleosuelos hidromórficos a techo. Asociación mineralógica: cuarzo - feldspatos - filosilicatos (illita - caolinita - vermiculita).

Episodio de transición. Predominan los materiales arcillosos con materia orgánica (ambiente pantanoso). Destaca en su base el desarrollo de paleosuelos ácidos sulfatados. Asociación mineralógica: filosilicatos (illita - esmectita dioctaédrica caolinita - interestratificados) - cuarzo - calcita - (\pm yeso \pm jarosita \pm goethita).

Episodio carbonático. Caracterizado por el buen desarrollo de los carbonatos y presencia de yesos (lacustre - palustre a playa - lake), sometidos en diverso grado a procesos edáficos y diagenéticos. Asociación mineralógica: dolomita - calcita - filosilicatos (illita - sepiolita - esmectita - paligorskita - caolinita - clorita) - yeso.

Se interpretan como minerales heredados la illita, caolinita y clorita, la esmectita heredada y de transformación, y como minerales neoformados la sepiolita y paligorskita.

Se establece una relación entre las asociaciones de minerales de la arcilla y las litofacies presentes con el fin de conocer mejor la evolución sedimentaria y postsedimentaria de estos materiales.

Palabras clave: Cuenca del Duero, Ambientes lacustres, Paleosuelos, Mineralogía de la arcilla.

ABSTRACT

The mineralogical study of sedimentary materials (60 m.) from the Central Duero Basin, point out three stages with characteristic mineralogical assemblages:

Detrital stage: Detrital silts (Flood plain) with development of hydromorphic paleosols at top. Mineralogical assemblage: quartz - feldspar - phyllosilicates (illite - kaolinite - vermiculite).

Transitional stage: Detrital clays with organic matter (marshy environment). It's remarkable the development of an acid sulphate paleosol at bottom. Mineralogical assemblage: phyllosilicates (illite - dioctahedral smectite - kaolinite - mixed layers) - quartz - calcite - (\pm gypsum - jarosite - goethite).

Carbonate stage: Characterized by a good carbonate development with conspicuous gypsum (lacustrine-paludine to playa-lake) submitted to pedogenic and diagenetic processes in several degree. Mineralogical assemblage: dolomite - calcite - phyllosilicates (illite - sepiolite - smectite - palygorskite - kaolinite - chlorite) - gypsum.

Illite, kaolinite and chlorite are interpreted as inherited minerals, smectite both as inherited and transformation mineral whilst sepiolite and palygorskite are neof ormation minerals.

Results let us to establish a relation between clay mineralogy assemblages and litofacies.

Key words: Duero Basin, Lacustrine environments, Paleosols, Clay mineralogy.

(*) Departamento de Q. A., Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. 28049 Madrid.

INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es el de caracterizar la mineralogía de materiales terciarios continentales de edad Miocena en el sector de Tudela de Duero (Valladolid). Los aproximadamente 60 m. de serie estudiados pertenecen en su mayoría a la Facies de las Cuestas (PORTERO et al., 1982), donde se incluyen los materiales correspondientes al «horizonte de las cuestas» descrito por HERNANDEZ PACHECO (1915). Antecedentes recientes de trabajos mineralógicos en materiales de esta facies se recogen en POZO y CARAMES (1983), POZO y LEGUEY (1984) y POZO et al. (1985) en afloramientos situados al oeste y sur de los estudiados.

En esta facies la secuencia sedimentaria está constituida predominantemente por facies carbonáticas correspondientes a ambientes lacustres de salinidad variable que se apoyan sobre un episodio aluvial siliciclástico. La existencia de fases expansivas y retractivas en los ambientes lacustres propician la implantación de procesos edáficos y diagenéticos que inciden de manera especial en la mineralogía de la arcilla, hecho por el que se enfatiza el estudio en detalle de la evolución de estos minerales, con el fin de establecer una relación entre éstos y las diversas litofacies.

LOCALIZACION Y DESCRIPCION DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS

El trabajo de campo se ha realizado en la zona de Tudela de Duero, al oeste de la ciudad de Valladolid, donde afloran relativamente bien los materiales correspondientes a la «Facies de las Cuestas».

En base a criterios litológicos se han diferenciado tres unidades informales (detrítico-carbonática, yesífero-carbonática y carbonática), que se han estudiado en afloramientos cuya situación se muestra en la figura 1.

Las tres series estudiadas representan en su conjunto la sucesión de materiales sedimentarios pertenecientes a las «Facies de las Cuestas», en la zona de Tudela de Duero. Es de destacar que el tramo basal de la unidad detrítico-carbonática contiene los términos más altos de la Unidad Ca-

bezón (DEL OLMO et al., 1982), mientras que las calizas karstificadas a techo de la unidad carbonática incluye los términos basales de la «Facies del páramo inferior».

I) UNIDAD DETRITICO-CARBONATICA

La serie litológica (V), representativa de esta unidad, se localiza en un pequeño cerro cortado por la carretera que une las poblaciones de Tudela de Duero y Villabáñez (Km. 5-6). Este afloramiento muestra, de base a techo, el paso de materiales siliciclásticos a carbonáticos a través de un episodio de transición lutítico, habiéndose efectuado un corte NE-SO en el que se han muestreado 18 m. de serie.

II) UNIDAD YESIFERO-CARBONATICA

La columna (M), representativa de esta unidad, se ha levantado en la zona superior del Pico de la Mambla de Tudela, cerro localizado al norte de la población de Tudela de Duero. La serie litológica presenta en su base bancos de yesos que fueron explotados antaño, mediante la técnica de «cámaras y pilares». En este afloramiento se han muestreado 10,5 m. de serie, según un corte NO-SE.

III) UNIDAD CARBONATICA

La serie (VQ), representativa de esta unidad, se ubica en las proximidades de la población de Villavaquerín, concretamente en la desviación que asciende al páramo, en el kilómetro 13,5 de la carretera de Tudela de Duero a la localidad mencionada. La columna se ha levantado a partir de un corte con orientación N 290° E, en el que se han muestreado 30,5 m. de serie.

METODOLOGIA EXPERIMENTAL

El análisis mineralógico de las muestras se ha realizado mediante difracción de rayos X, tanto para la muestra total pulverizada y homogeneizada a tamaños inferiores a 63 μ m, como para la fracción inferior a 2 μ m obtenida por dispersión y sedimentación. El estudio y caracterización mi-

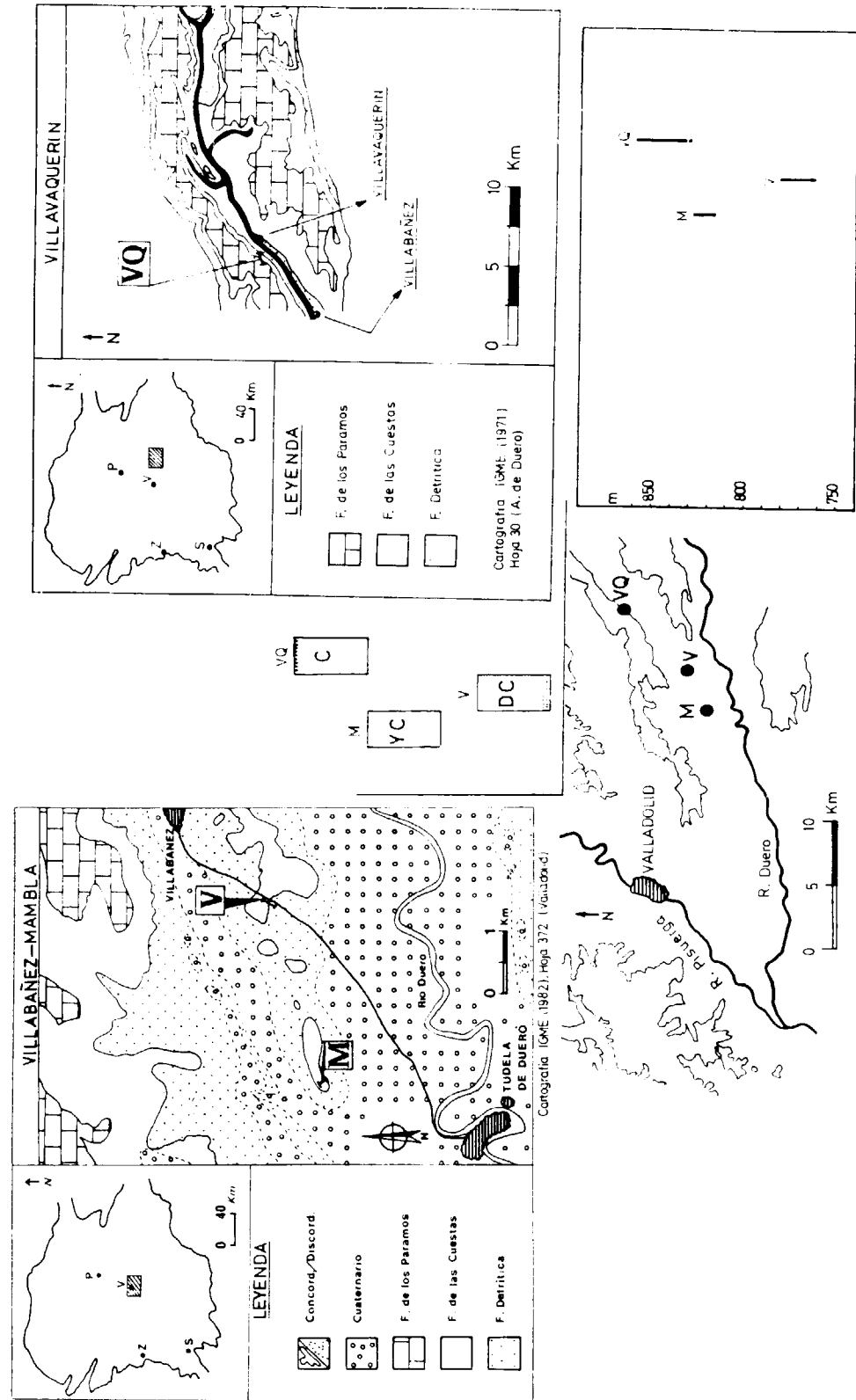


Figura 1.—Localización de los afloramientos estudiados y posición topográfica. D. C. Unidad detrítico-carbonática. Y. C. Unidad yesifero-carbonática. C. Unidad carbonática.

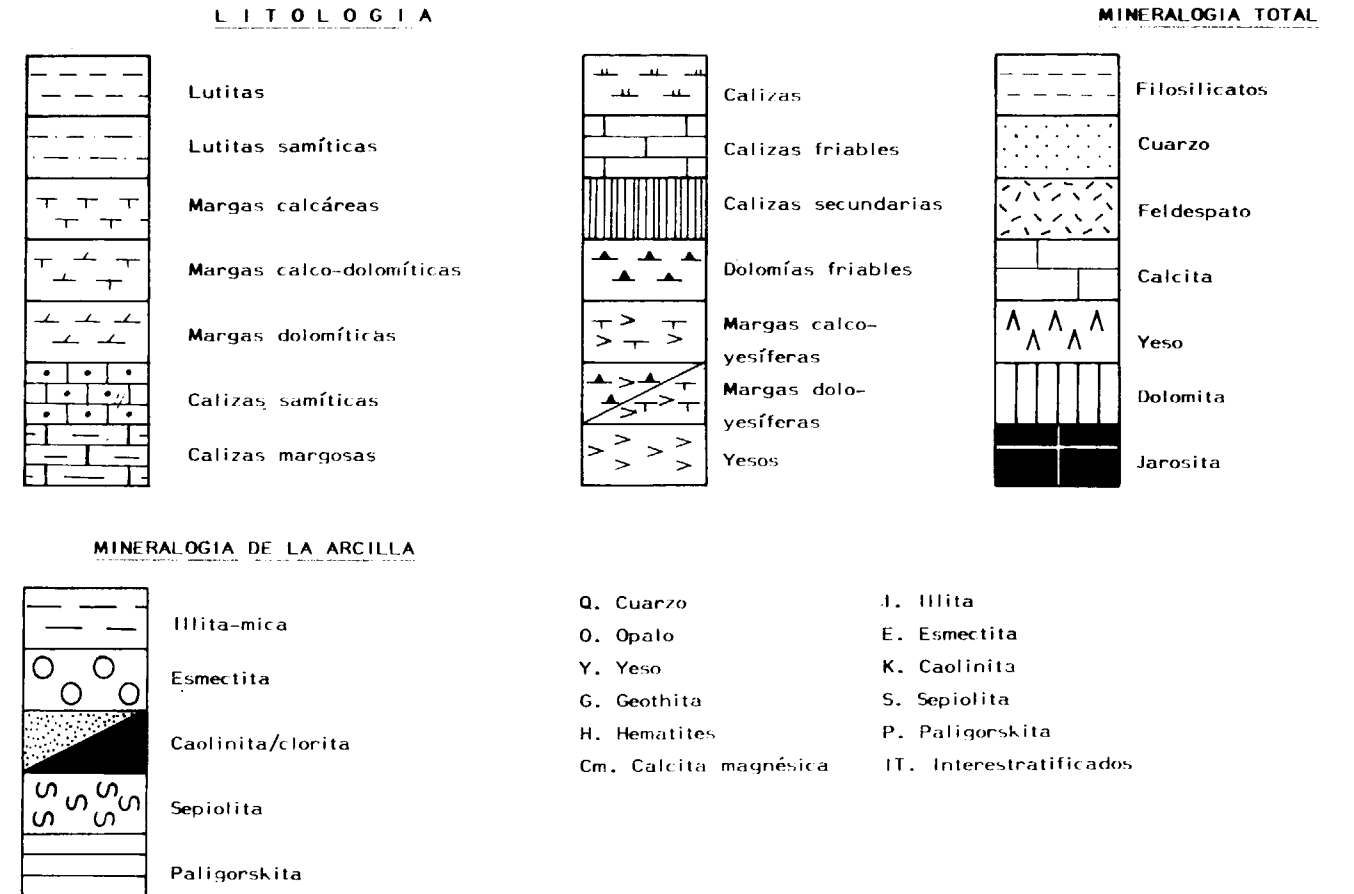
SÍMBOLOS

- | | |
|--------------------|--------------------------------|
| ⊗ Foraminíferos | ⊕ Cristales de yeso |
| △ Ostrácodos | ⊖ Moldes de yeso |
| ∅ Gasterópodos | ⊗ Seudomorfos de yeso |
| ⊙ Carofitas | ⊕ Rosetas |
| ⊙ Opérculos | ⊕ Cementación/recristalización |
| ⊙ Restos vegetales | ⊗ Rasgos edáficos |
| ⊙ Vertebrados | ● Nodulación |
| ⊙ Bioturbación | ⊗ Cicatrices internas |
| | ⊙ Cantos blandos |
| ⊙ Geodas | ∇ Desección |
| ⊙ Materia orgánica | ⊗ Abombamientos |
| ⊙ Laminación | Fe Tintes ferruginosos |
| ⊙ Geodas | △ Marmorización |
| | ⊙ Disyunción prismática |

neralógica de la fracción arcilla se ha realizado a partir de agregados orientados homoionizados en Mg^{2+} mediante tres lavados con disolución 1N de $MgCl_2$. El exceso de cloruros se eliminó lavando tres veces con agua destilada/etanol (V/V). Para la caracterización de las fases expansibles los agregados orientados Mg^{2+} se solvataron en atmósfera saturada de etilenglicol durante 48 horas. Asimismo, en muestras seleccionadas se procedió a tratamientos térmicos con el fin de constatar la existencia de fases cloríticas. Con el fin de dilucidar el carácter di o trioctaédrico de los minerales de la arcilla presente se procedió a la medida del espaciado d (060) en las condiciones propuestas por DESPRAIRES (1983).

Los difractogramas se han obtenido con un difractor Philips 1040, utilizando radiación $K\alpha$ de cobre y filtro de níquel. Las condiciones de trabajo fueron 20 mA y 40 Kv, con una velocidad de barrido de $1^\circ/\text{min}/\text{cm}$. de papel. La estimación cuantitativa de los minerales presentes se ha efectuado utilizando los poderes reflectantes propuestos por SCHULTZ (1964). En los agregados

LEYENDA



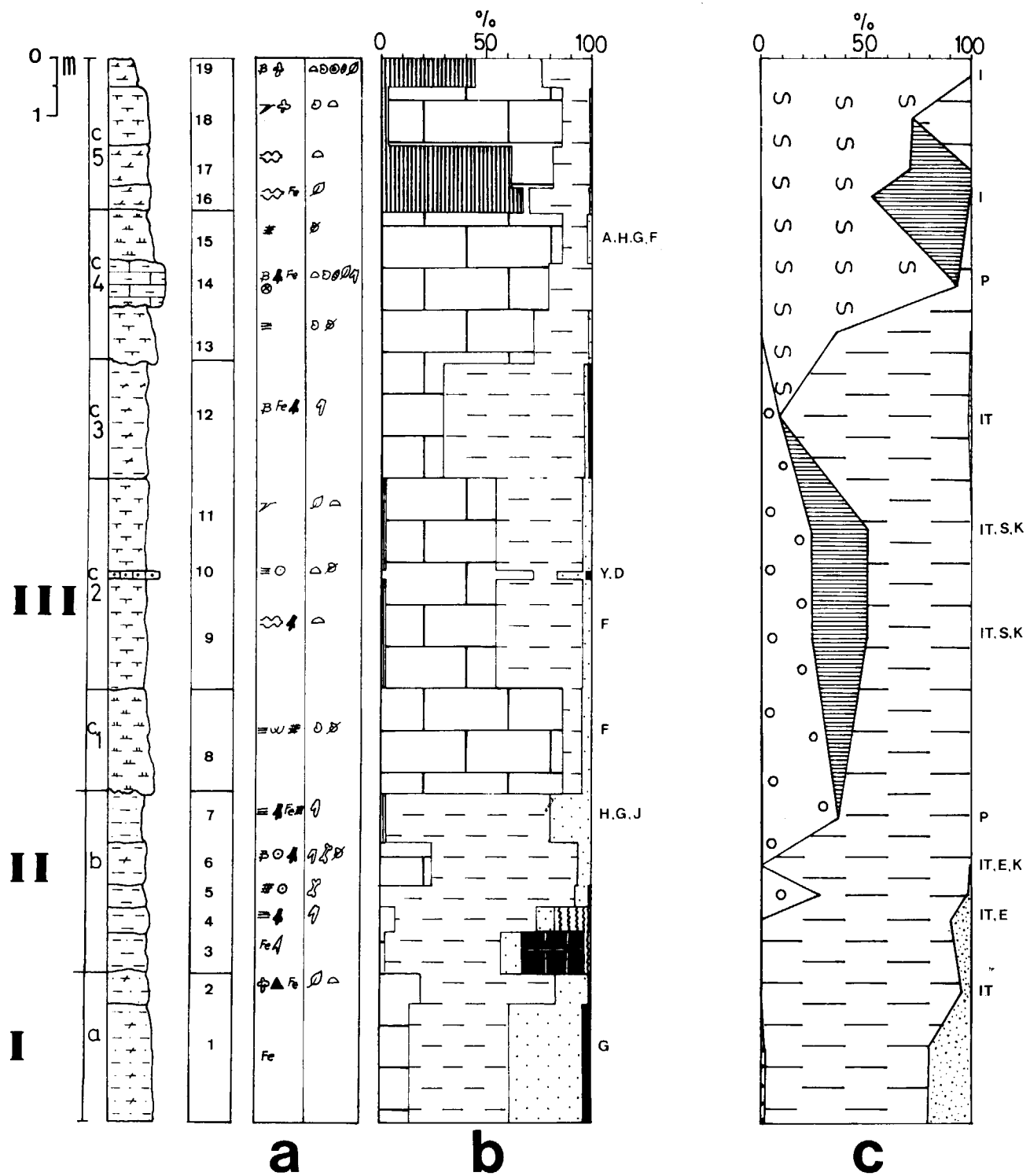


Figura 2.—Unidad detrítico-carbonática (serie de Villabáñez). a) Columna litológica. b) Mineralogía global. c) Mineralogía de la arcilla.

orientados los poderes reflectantes utilizados fueron los propuestos por BARAHONA (1974) y VAN DER MAREL (1966).

En muestras con illita y/o esmectita se han determinado los índices de cristalinidad según KUBLER (1968) y BISCAYE (1965), respectivamente, sobre muestras orientadas solvatadas en etilenglicol. En los restantes minerales de la arcilla, bien por su escaso contenido o por no existir referencias al respecto, se ha optado por emplear el término subjetivo «ordenamiento», como orientativo de la agudeza del pico diagnóstico, considerándose equivalente en la mayoría de los casos a cristalinidad.

FACIES Y ASOCIACIONES MINERALOGICAS

I) UNIDAD DETRITICO-CARBONATICA

La columna litológica se muestra en la figura 2a, habiéndose diferenciado en la misma tres tramos de base a techo.

Los resultados del estudio mineralógico se muestran en la figura 2b y c para la muestra total y fracción arcilla (< 2 µm), respectivamente. En base a criterios mineralógicos, y especialmente de la asociación de los minerales de la arcilla se han diferenciado diversas facies que originan entre sí secuencias sedimentológicas.

a) Tramo inferior

Constituido en su base por 2,6 m. visibles de aleuritas a aleuritas samíticas de color amarillo ocre a rojizo con rasgos paleoedáficos variables (carbonatación, bioturbación, etc.), que pasan a techo a un nivel verdoso con rasgos de hidromorfismo (marmorización).

Facies aleurítica
(illita — caolinita ± vermiculita)

Predominan en porcentaje similar los filosilicatos y terrigenos (cuarzo + feldespatos), con escasa proporción de carbonatos (calcita).

Dentro de los minerales de la arcilla predomina la illita, con porcentajes superiores al 70 por 100, en la que se observa una progresiva degradación

a techo con pérdida de cristalinidad (índice de Kubler=6 a 9). La caolinita puede alcanzar el 20 por 100, decreciendo su cristalinidad a techo (nivel marmorizado), donde, además, desaparece la vermiculita (fig. 3a, b).

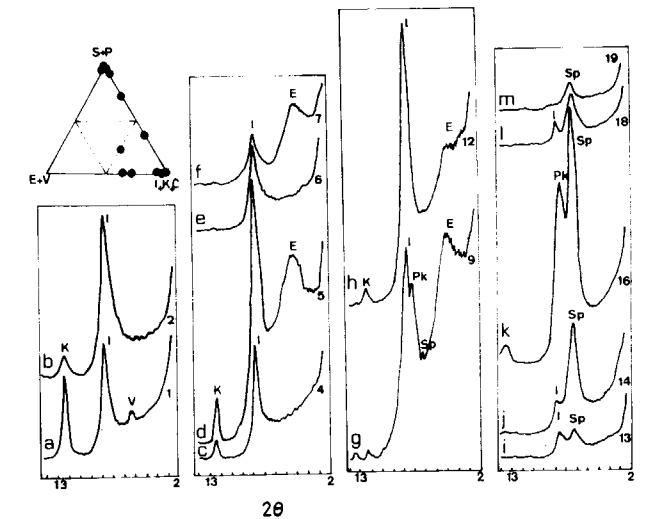


Figura 3.—Unidad detrítico-carbonática. Diagramas de rayos X y triángulo composicional. Muestras orientadas y solvatadas con etilenglicol (fracción < 2 µm.). Sp. Sepiolita. Pk. Paligorskita. Ve. Vermiculita. C. Clorita. E. Esmectita. I. Illita.

b) Tramo Medio

Sobre los materiales anteriores se disponen en alternancias 3 m. de lutitas verdes a negras (carbonosas), con pasadas terrigenas más claras y restos de vertebrados. Destaca en la base el desarrollo de encostramientos ferruginosos con yesos intersticiales y a techo la existencia de rizocreciones con rellenos de oxihidróxidos de hierro.

Facies lutítico-carbonosa
(illita ± esmectita ± caolinita ± interestratificados)

Predominan los filosilicatos con cuarzo y calcita subordinados, destacando en su base la presencia de hematites, goethita, jarosita y yeso asociados a encostramientos ferruginosos.

En la mineralogía de la arcilla permanece la illita como componente mayoritario (65-90 por 100), destacando en algún nivel su cristalinidad (IK=4 a 7) (fig. 3c). La caolinita muestra, en gene-

ral, un notable descenso tanto en contenido como en ordenamiento, llegando a desaparecer en los niveles superiores de esta facies (fig. 3e, f). Lo más destacable es la aparición de esmectita dioctaédrica ($d_{000}=1,50 \text{ \AA}$), de carácter beidellítico (POZO y LEGUEY, 1987), que puede alcanzar el 35 por 100, observándose alternancias de niveles con illita degradada e interestratificados irregulares illita-esmectita que pasan en el nivel suprayacente a esmectitas con índice de Biscaye entre 0,4-0,5 (fig. 3d, f).

c) Tramo Superior

Constituyen su base 1,8 m. de calizas margosas friables de color marrón oscuro a rojizas con base ligeramente erosiva, laminación grosera enfatizada por finas intercalaciones carbonosas y frecuentes restos de fósiles, entre los que destacan los gasterópodos. Por encima se observan 3,5 m. de margas verdes con ostrácodos dispersos, que pueden intercalar niveles laminados de calcarenitas con cuarzo, de poca potencia y escaso desarrollo lateral. Estas margas pasan transicionalmente a 2 m. de lutitas carbonatadas también verdes caracterizadas por presentar, especialmente a techo, rizocrecciones con rellenos ferruginosos. Con base erosiva sobre los materiales anteriores se disponen 2,7 m. de calizas margosas friables a margas similares a las descritas en la base de este tramo, pero con intercalaciones de bancos calcáreos compactos de tono beige, contacto basal irregular y frecuentes rasgos paleoedáficos. Culmina este tramo con 2 m. de carbonatos friables predominantemente dolomíticos con fósiles (ostrácodos, gasterópodos, opérculos, carofitas) y rasgos variables de somerización.

1) Facies de calizas margosas con fósiles e intercalaciones carbonosas (minerales de la arcilla degradados)

Constituida por carbonatos (calcita) con escasa proporción en filosilicatos y cuarzo.

2) Facies de margas verdes (illita - paligorskita - esmectita)

En proporciones similares se presentan la calcita y los filosilicatos con indicios de dolomita, fel-

despatos y cuarzo, mineral este último que se incrementa notablemente en las intercalaciones calcareníticas donde se ha detectado, además, yeso detrítico.

Con proporción en illita inferior a los tramos anteriores (50 por 100), lo más destacable en la mineralogía de la arcilla es la presencia de paligorskita en porcentajes del 25 por 100, mientras que la esmectita, en contenido similar, muestra peor cristalinidad que en el tramo medio, con un índice de Biscaye de 0,29. En indicios, caolinita y sepiolita (fig. 3g).

3) Facies de lutitas verdes carbonatadas (illita - esmectita - caolinita)

Se caracteriza por un elevado contenido en filosilicatos con calcita subordinada y cuarzo y feldespatos en escaso contenido.

En la mineralogía de la arcilla predomina la illita (90 por 100), con un índice de Kubler de 6. La esmectita en contenido inferior al 10 por 100 muestra escasa cristalinidad, mientras que la caolinita algo desordenada no supera el 5 por 100 (fig. 3h).

4) Facies calcárea fosilífera (sepiolita - illita)

Predomina la calcita con escaso contenido en cuarzo e indicios de hematites, goethita, feldespatos y aragonito.

La mineralogía de la arcilla se caracteriza por la aparición de sepiolita, que puede alcanzar el 95 por 100, acompañada de illita. Esta sepiolita se presenta de manera muy diferente, según se trate de niveles fosilíferos friables donde se muestra incipiente (fig. 3i), o de intercalaciones calcáreas con rasgos paleoedáficos, donde presenta buen ordenamiento (fig. 3j), en ambos casos con illita degradada.

5) Facies dolomítico-calcárea (sepiolita - paligorskita ± illita)

Los carbonatos (calcita y/o dolomita) son predominantes, con escasa proporción de filosilicatos e indicios de cuarzo.

La mineralogía de la arcilla está constituida fundamentalmente por sepiolita y paligorskita (figu-

ra 3k), observándose la progresiva desaparición de la paligorskita a techo, donde la sepiolita aparece acompañada de illita degradada (fig. 3l), o sola (fig. 3m).

dos se muestra en la figura 4a, habiéndose diferenciado tres tramos de base a techo.

Los resultados obtenidos en el estudio mineralógico se muestran en la figura 4b y c, para la muestra total y fracción arcilla (< 2 μm), respectivamente.

II) UNIDAD YESIFERO-CARBONATICA

La columna litológica con los niveles estudia-

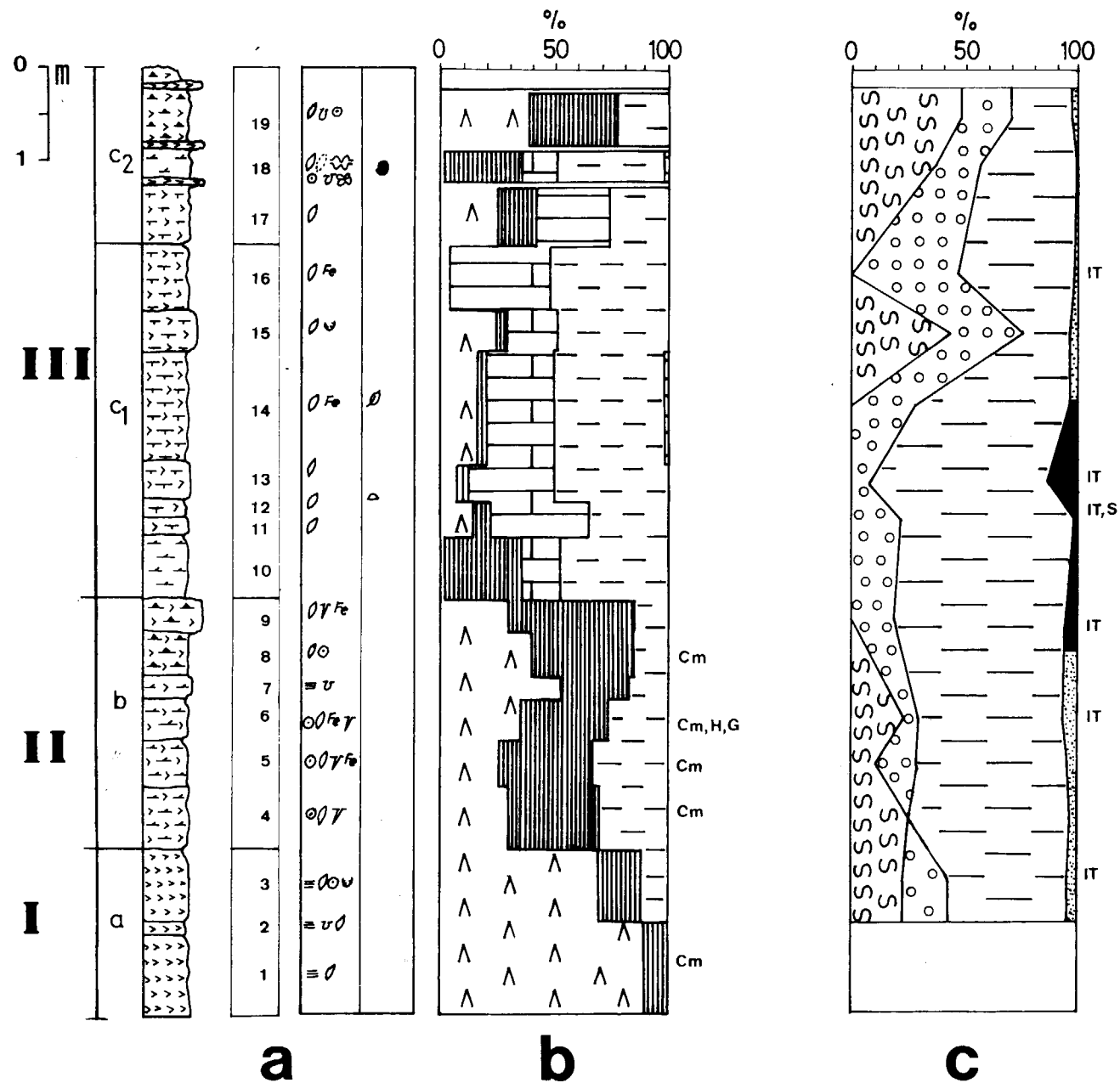


Figura 4.—Unidad yesífero-carbonática (serie de la Mambla). a) Columna litológica. b) Mineralogía global. c) Mineralogía de la arcilla.

a) Tramo Inferior

Constituido por 1,80 m. visibles de yesos sacaroideos laminados, donde predominan los cristales lenticulares de tamaño inferior a 1 mm., con evidencias de disolución y recristalización, que ocasionalmente se acumulan en zonas preferentes. A techo destaca la presencia de finas intercalaciones verdosas de carácter dolomítico.

Facies de yesos lenticulares laminados

Se caracteriza mineralógicamente por su elevado contenido en yeso con dolomita subordinada y escasa proporción de filosilicatos, en indicios calcita magnesiana.

En la mineralogía de la arcilla destaca la presencia de illita, sepiolita, esmectita y caolinita en finas intercalaciones margosas a techo del tramo (fig. 5a).

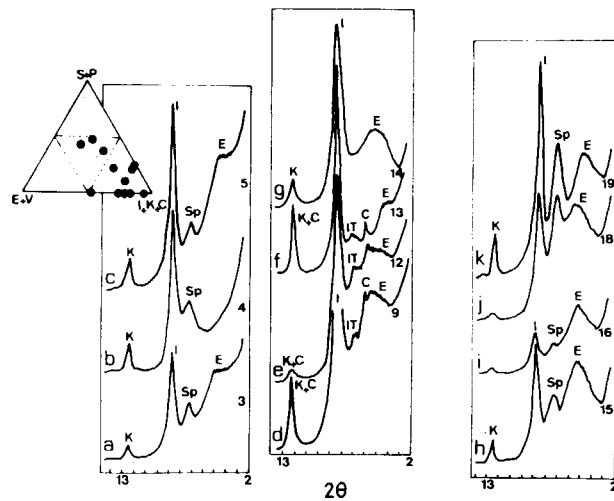


Figura 5.—Unidad yesifero-carbonática. Diagramas de rayos X y triángulo composicional. Muestras orientadas y solvatadas con etilenglicol (fracción < 2 μm.).

b) Tramo Medio

Se compone de 2,65 m. de margas dolomíticas gris verdosas a cremas, con abundantes cristales de yeso lenticular, pudiendo incluir, además, otros de tamaño mayor y maclados con frecuentes tinciones ferruginosas. Los niveles son masivos, destacando cierta laminación en aquellos con mayor contenido en yesos.

Facies de margas dolomíticas verdes con yesos lenticulares y macrocristales maclados (illita - sepiolita - esmectita - caolinita)

Muestra una mineralogía constituida por yeso, dolomita y filosilicatos, componente este último que decrece en contenido a techo del tramo donde inversamente el carbonato presenta su mayor porcentaje. En indicios, calcita magnesiana.

Dentro de los minerales de la arcilla, la illita es el componente mayoritario (50-70 por 100), con índice de Kubler entre 4 y 6. La esmectita en contenidos que pueden alcanzar el 20 por 100, muestra escasa cristalinidad (fig. 5b). En porcentaje similar se detecta sepiolita y subordinada la caolinita (5 por 100) (fig. 5b y c).

c) Tramo Superior

Formado por 6,5 m. de margas calcáreas con predominio de los tonos verdes a verde grisáceos, dispersos yesos lenticulares y maclados, que ocasionalmente tienden a acumularse. Con cierta frecuencia se detectan restos o impresiones vegetales, tinciones ocreas y en indicios ostrácodos. A techo los niveles son más claros (blanco grisáceos), con predominio de los términos dolomíticos y yesos en proporción variable a veces como pseudomorfos en calcita, destacando, además, la existencia de pavimentos de yesos maclados, que se disponen paralelos a la estratificación.

1) Facies de margas calcáreas verdes con yesos lenticulares y macrocristales maclados (illita - esmectita - caolinita - clorita - interestratificados - sepiolita)

En la mineralogía total predominan los filosilicatos con carbonatos y yesos subordinados e indicios de cuarzo. Dentro de los carbonatos destaca la progresiva disminución en el contenido en dolomita y los elevados porcentajes de calcita.

Como en la facies anterior, la illita es el componente mayoritario de los minerales de la arcilla, con índices de Kubler entre 3 y 8. La esmectita muestra contenidos variables que pueden alcanzar el 50 por 100, con escasa cristalinidad en los niveles inferiores de esta facies, donde se asocia a caolinita, clorita e interestratificados irregulares (fig. 5d, e, f, g). A techo la esmectita mues-

tra mejor cristalinidad (IB=0,40 a 0,66) (fig. 5i), destacando de forma ocasional la presencia de sepiolita, que puede alcanzar el 40 por 100 (figura 5h).

2) Facies de margas dolomíticas blancas con yesos lenticulares (illita - sepiolita - esmectita - caolinita)

Predominan los carbonatos (dolomita) con proporción variable de filosilicatos y yeso.

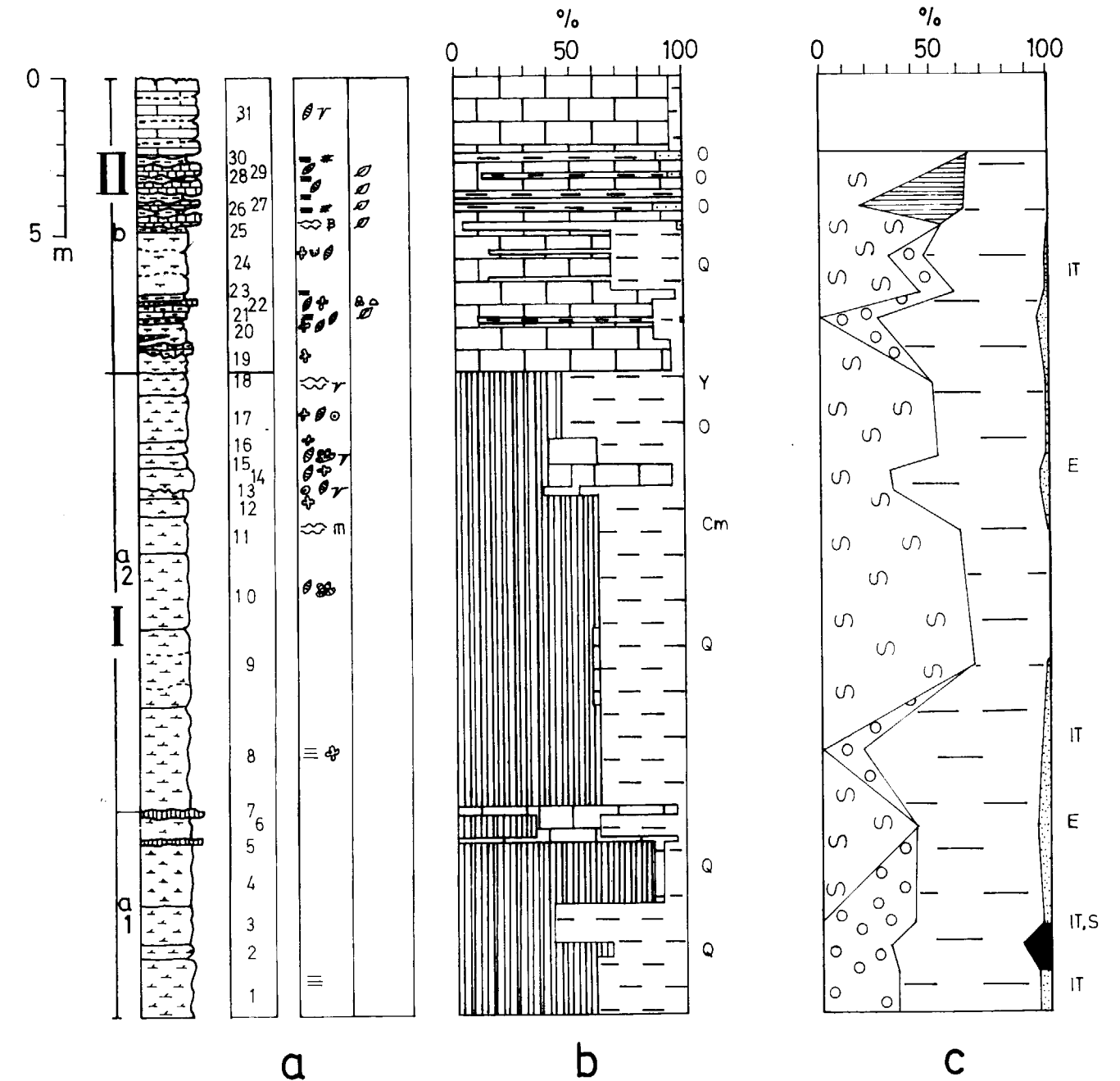


Figura 6.—Unidad carbonática (serie de Villavaquerin). a) Columna litológica. b) Mineralogía global. c) Mineralogía de la arcilla.

En los minerales de la arcilla destaca la presencia de sepiolita, que se incrementa progresivamente a techo, donde puede alcanzar el 50 por 100. Inversamente, decrecen los contenidos en esmectita e illita, con porcentajes inferiores al 5 por 100 de caolinita (fig. 5j, k).

III) UNIDAD CARBONATICA

La columna litológica elaborada se muestra en la figura 6a, habiéndose diferenciado dos tramos de base a techo.

Los resultados obtenidos en el estudio mineralógico se muestran en la figura 6b y c, para la muestra total y fracción arcilla (< 2 µm), respectivamente.

a) Tramo Inferior

Constituido por 21 m. de alternancias de margas dolomíticas blanco crema a verdosas, con laminación en los términos basales y masiva a techo, donde se observa, además, un progresivo in-

cremento de la cementación calcítica y de los pseudomorfos de yeso en calcita.

Mineralógicamente, se caracteriza por el predominio en dolomita con porcentajes en filosilicatos importantes y calcita subordinada, que se presenta de forma esporádica. En indicios, ópalo C-T y calcita magnesiana.

En la mineralogía de la arcilla se ha observado una ritmicidad en las asociaciones que se han agrupado en dos subtramos, de base a techo.

1) Subtramo I

(illita - esmectita - caolinita ± sepiolita ± ± clorita)

Se caracteriza en sus niveles basales por la existencia de alternancias de margas dolomíticas con cierta laminación paralela, en las que predomina la illita (60 por 100), con cristalinidad muy variable (IK=3-10), porcentajes importantes de esmectita (30-40) y caolinita subordinada que puede alcanzar el 10 por 100, con buen ordenamiento en niveles donde la illita muestra su mejor cristalinidad. En indicios, sepiolita y clorita (figura 7a, b, c).

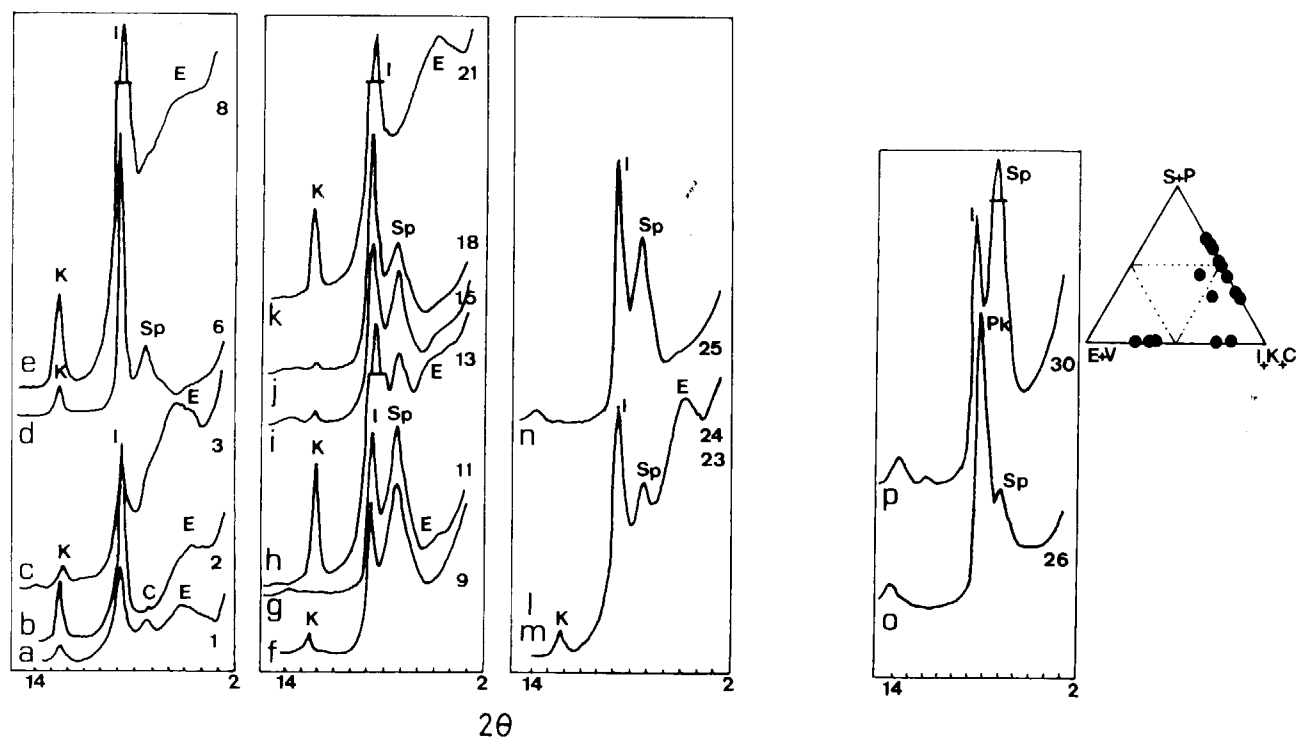


Figura 7.—Unidad carbonática. Diagramas de rayos X y triángulo composicional. Muestras orientadas y solvatadas con etilenglicol (fracción < 2 µm.).

El paso a niveles masivos de margas dolomíticas con intercalaciones de calizas recristalizadas trae como hecho más significativo la presencia de sepiolita, que, con buen ordenamiento, alcanza el 40 por 100, observándose asimismo una disminución en el contenido de illita y caolinita, así como la desaparición de la esmectita (fig. 7d).

2) Subtramo II

(illita - sepiolita - esmectita - caolinita)

Como en el subtramo anterior, muestra en su base margas dolomíticas en alternancias con laminación grosera, en las que predomina la illita (80 por 100) con índice de Kubler de 5,5, y en menor proporción esmectita (20 por 100), con escasa cristalinidad y caolinita con buen ordena-

miento (fig. 7e). Superiormente, se pasa a margas dolomíticas masivas con rasgos de desecación variables y episodios esporádicos de calizas recristalizadas, donde la sepiolita es el mineral de la arcilla mayoritario (65 por 100) (figura 7f, g, i, j). La illita muestra contenidos del 30-40 por 100, inferiores a los del nivel basal, y con peor cristalinidad (IK=5,5-8), pudiendo ser mayoritaria en niveles donde es notable el incremento en contenido y ordenamiento de la caolinita (fig. 7h).

b) Tramo Superior (calcáreo)

Formado por 9,5 m. de calizas y margas calcáreas de tono crema a verdosas, con pseudomorfos

POT	% MEDIO	MINERALOGIA TOTAL (%)	FILO (%)	MINERALOGIA DE LA ARCILLA	AMBIENTES
30 m.		C ₇₀ Q ₄	5-98	Sp-I-(Pk-Em)	Lacustre + Karstificación
		C ₁₀ D ₅₄	5-55	I-Sp-(Em-K-CI)	Lacustre (Llanuras de fangos)
10 m.		C ₁₆ D ₂₆ Y ₂₅ Q _{1d}	15-52	I-Em-Sp-(K-CI)	Lacustre-playa-lake. (Lago salino, llanuras de fangos con yesos).
		D ₁₄ Y ₈₀	5-10		
18 m.		C ₅₅ D ₁₄ Q ₃ Ft _{1d}	5-67	I-Pk-Sp-Em	Lacustre-palustre. Ciénagas + paleosuelos
		C ₇ D _{1d} Q ₉ Ft _{1d} (Y, J, G)	55-92	I-Em-(K-IT)	
		C ₂₀ Q ₁₅ Ft _{1d}	65	I-K-Ve	Llanura de inundación + paleosuelos.
		C ₁₄ Q ₃₅ Ft ₄	48		

Figura 8.—Cuadro sintético de los resultados obtenidos. 1 (Q). Cuarzo. 2 (Ft). Feldespato. 3. Filosilicatos. 4 (C). Calcita. 5 (D). Dolomita. 6 (Y). Yeso. (J). Jarosita. (G). Goethita. (Sp). Sepiolita. (Pk) Palikorskita. (I) Illita. (Em). Esmectita. (K). Caolinita. (CI). Clorita. (Ve). Vermiculita.

de yesos, encostramientos y cementaciones calcíticas, por lo que se aprecian diversos grados de compacidad. Intercalados se observan niveles centimétricos de lutitas laminadas verdes a marrones, con restos vegetales. A techo los carbonatos se hacen más compactos (recristalización), con fenómenos de karstificación variables.

Mineralógicamente, está constituido por materiales en los que predomina la calcita, con proporción variable de filosilicatos y cuarzo subordinado. El estudio de las lutitas asociadas a estas margas y calizas recristalizadas pone de manifiesto tres asociaciones de minerales de la arcilla, que, de base a techo, se relacionan a continuación.

1) Illita - caolinita - esmectita

Predomina la illita (70 por 100), con índice de Kubler de 7, con esmectita (25 por 100) de escasa cristalinidad (IB=0,26) y caolinita (5 por 100) bien ordenada (fig. 7k).

2) Illita - sepiolita - esmectita - (caolinita)

Permanece la illita como mineral predominante (50 por 100) (IK=6-8), destacando la presencia de sepiolita, que puede alcanzar el 45 por 100. La esmectita (15 por 100) disminuye con respecto a la asociación anterior, mostrando deficiente cristalinidad (IB=0,30). En escaso contenido caolinita (fig. 7l, m).

3) Sepiolita - illita - paligorskita

Destaca la sepiolita como componente mayoritario, pudiendo alcanzar el 65 por 100 con buen ordenamiento (fig. 7p), acompañada ocasionalmente de paligorskita (fig. 7o) y con illita en contenidos inferiores a las asociaciones previas (35 a 45 por 100) (fig. 7n, p).

En la figura 8 se representan los valores medios composiciones de la mineralogía de las tres unidades estudiadas, incluyéndose las asociaciones de minerales de la arcilla y los ambientes inferidos en base a estos resultados y criterios de campo.

DISCUSION

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la existencia de tres episodios con rasgos mineralógicos y sedimentológicos característicos. Los episodios diferenciados tienen un sentido sedimentológico, pero también sedimentoquímico. Desde el punto de vista del primero, hacen alusión a la evolución en la vertical de Facies aluviales a lacustres (s.l.), con un episodio de transición entre ambos de carácter fluvio-lacustre-pantanosos, hecho observado por diversos autores en la zona central de la cuenca del Duero (SANCHEZ DE LA TORRE, 1982; DEL OLMO et al., 1982; POZO et al., 1984, entre otros). Desde un punto de vista sedimentoquímico, reflejan cambios importantes en el quimismo de los diversos ambientes, lo que se manifiesta en la mineralogía, con cambios notables en el tipo y proporción de los minerales presentes, especialmente de aquellos pertenecientes a la fracción arcilla. Así, la evolución de los minerales de la arcilla muestra, de base a techo, un incremento progresivo de los procesos de transformación y neoformación, que coinciden con el carácter más confinado de los ambientes. Estos episodios muestran globalmente una evolución desde asociaciones con predominio de los minerales heredados (episodio detrítico) hacia otros donde los minerales asociados a procesos de transformación y neoformación adquieren relevancia (episodio de transición y carbonático).

Los episodios detrítico y transicional, así como la base del episodio carbonático, se encuadran en la unidad detrítico-carbonática. El episodio carbonático se completa en la vertical con las unidades yesífero-carbonática y carbonática. El episodio detrítico se caracteriza por el predominio de los minerales heredados. Así, en el nivel siliciclástico basal abunda el cuarzo, los feldspatos y las micas (moscovita y biotita), destacando en los minerales de la arcilla la illita y caolinita, con escasa proporción de vermiculita, que se atribuye a la alteración de fases cloríticas (ROSS, 1975), citadas en facies similares de la cuenca del Duero (CORROCHANO et al., 1986).

Tras la deposición del sedimento (llanura de inundación) y en un estado inicial, la existencia de drenaje con circulación de aguas ligeramente ácidas y oxidantes, trae como consecuencia la al-

teración de los minerales más lábiles (biotita y clorita), que se degradan progresivamente y actúan como precursores de otros filosilicatos 2:1 a través de interstratificados irregulares (THOREZ, 1985). El hierro, liberado fundamentalmente de la biotita, se presenta inicialmente como fase geliforme, que por recristalización da lugar a goethita (PYE, 1983), lo que justifica el tono ocre-rojizo de estos materiales, interpretándose como el resultado de procesos edáficos de rubefacción (BOWN y KRAUS, 1981), pudiéndose producir posteriormente fenómenos de carbonatación post-deposicional.

La implantación de condiciones más restringidas con encharcamiento y escaso drenaje origina la formación de paleosuelos hidromórficos de tipo «seudogley», que se desarrollan a techo de los niveles detríticos. Esto trae como consecuencia unas condiciones favorables para la disolución de minerales detríticos y consiguiente concentración de elementos solubles disueltos en medio acuoso, dando como resultado un incremento del pH (basificación). En estas condiciones en la que los carbonatos (calcita) están presentes, se propicia la inestabilidad de la illita-mica que se degrada en sucesivos estadios, con incipiente desarrollo de interstratificados irregulares illita-esmectita. Asimismo, los feldspatos que desaparecen en este nivel, se alterarían en las condiciones previamente citadas a illita o esmectita (CALVIN et al., 1981).

Sobre el anterior se dispone un episodio constituido por materiales de transición a ambiente lacustre, donde los niveles carbonáceos presentes muestran contenidos en materia orgánica fácilmente oxidable entre 0,5-1,7 por 100 y abundante contenido palinológico (POZO et al., 1984). En este ambiente de carácter pantanoso, con saturación de agua y escaso drenaje, se propicia el proceso de transformación de illita a esmectita dioctaédrica de alta carga tetraédrica (beidellita) a través de interstratificados irregulares illita-esmectita. La esmectita mencionada es característica como producto de la alteración de illita-mica en áreas pobremente drenadas (BORCHARDT, 1977), adquiriendo su mejor desarrollo en presencia de carbonatos.

En la zona estudiada destaca en la base de este episodio la presencia de yeso, jarosita y oxihidróxidos de hierro, fundamentalmente goethita, aso-

ciados a encostramientos ferruginosos, que indican la actuación de procesos edáficos similares a los descritos por BUURMAN (1975), con una secuencia que pone de manifiesto la implantación de paleosuelos ácidos o pseudoácidos sulfatados (DONER and LYNN, 1977; WAGNER et al., 1982), donde la génesis de yeso y jarosita sería secundaria (POZO y LEGUEY, 1987).

El episodio carbonático muestra cierta complejidad como corresponde a ambientes lacustres someros con salinidad y basicidad variables, que van de palustre-lacustre con buen desarrollo de carbonatos y margas en la zona basal del episodio a complejos asimilables a «playa-lake» superiormente con predominio de la dolomita y los yesos, culminando en ambientes lacustres de baja salinidad, sobre cuyos materiales se sobrepone un proceso de karstificación. Las variaciones periódicas en el nivel de los lagos considerados, más la implantación de procesos edáficos (paleosuelos) y diagenéticos (dolomitización, dedolomitización, neoformación de arcillas), configuran las diversas facies de este episodio y sus asociaciones mineralógicas. Mineralógicamente, destaca el predominio de los carbonatos, especialmente de la dolomita con desarrollo variable de los yesos y de la calcita, presente esta última tanto en calizas lacustres-palustres como en calizas secundarias ligadas a dolomita. En la mineralogía de la arcilla el hecho más significativo es el buen desarrollo de la paligorskita, y, especialmente, de la sepiolita. La paligorskita se ha observado preferentemente en materiales margosos del tramo inferior de este episodio. La sepiolita, con una más amplia distribución, muestra un mejor desarrollo asociada a materiales con rasgos de somerización, donde los procesos de dolomitización o dedolomitización juegan un papel importante como fuente del Mg^{2+} necesario, hecho observado en otras series de la cuenca del Duero por POZO y LEGUEY (1984) y POZO et al. (1985). La génesis de estos minerales fibrosos estaría en relación con procesos de neoformación similares a los descritos por POZO et al. (1986) y POZO y MARTIN DE VIDALES (1989), en facies similares donde los componentes geliformes juegan un papel importante (POZO et al., 1990).

El incremento brusco o aparición de illita, caolinita o clorita asociadas a margas o lutitas se interpreta como resultado de la entrada periódica

de aportes que introducen minerales heredados.

La disposición de las diversas asociaciones mineralógicas diferenciadas permiten establecer secuencias que se inician con materiales conteniendo minerales heredados y finalizan en niveles con rasgos de somerización conteniendo minerales de neoformación.

El origen del Mg^{2+} y Ca^{2+} , tan abundantes en los materiales estudiados, estaría en relación con materiales fundamentalmente mesozoicos, que orlan la cuenca en la zona norte (Cordillera Cantábrica), oeste (Rama castellana de la Cordillera Ibérica) y sur (Sierra de Pradales-Honrubia), en los que son frecuentes las calizas, calizas dolomíticas y dolomías. Es más, la experiencia de uno de los autores de este trabajo (M. P. R.) en sondeos profundos de la zona central de la cuenca,

permite afirmar que los materiales mesozoicos predominantemente dolomíticos están también bajo los sedimentos terciarios. Los procesos de disolución de estos carbonatos y la movilización por aguas superficiales y especialmente subterráneas de los constituyentes en fase acuosa, fundamentalmente CO_3H^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} , evolucionaría hacia las zonas distales de los sistemas de abanicos aluviales, donde podrían llegar enriquecidas en Mg^{2+} , dado que parte del Ca^{2+} se puede fraccionar en el trayecto, en forma de paleosuelos calcimorfos. Un modelo similar fue propuesto por EUGSTER y SURDAM (1973), en la formación Green River (U. S. A.), y MEGIAS et al. (1982) en la cuenca del Tajo. A menor escala, y de forma más local, no se puede descartar la contribución del Mg^{2+} liberado de las biotitas y capas brucíticas de cloritas de los materiales detríticos que aparecen citados en diversos puntos de la cuenca.

Los diferentes procesos observados, con la mineralogía característica de los mismos, se recoge en la figura 9.

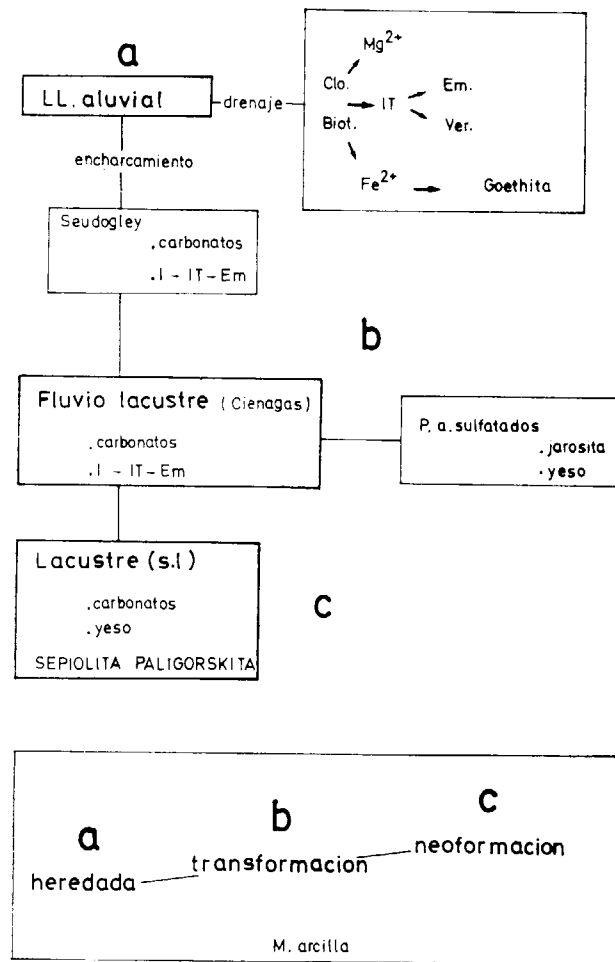


Figura 9.—Cuadro esquemático de los procesos observados y ambientes sedimentarios asociados.

REFERENCIAS

- BARAHONA, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Secr. Publ., núm. 49, 398 pp.
- BISCAYE, P. E. (1965): *Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic and adjacent seas and oceans*. Bull. Geol. Soc. Am., 76, 803-832.
- BORCHARDT, G. A. (1977): *Montmorillonite and other smectite minerals*. In: *Mineral in soil environments* (Ed. J. B. Dixon and J. B. Weed), 293-330, Soil Sci. Soc. of America. Madison, USA.
- BOWN, T. M., and KRAUS, M. J. (1981): *Lower Eocene alluvial paleosols. (Willwood formation, northwest Wyoming, USA) and their significance for paleoecology, paleoclimatology and basin analysis*. Paleogeog., Paleoclim. and Paleoecon., 34, 1-30.
- BUURMAN, P. (1975): *Possibilities of paleopedology*. Sedimentology, 22, 289-298.
- CALVIN, W.; MACK, G. H., and SUTTNER, L. J. (1981): *Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates*. Sedim. Petrol., 51, 151-164.
- CORROCHANO, A.; FERNANDEZ, B.; RECIO, C.; BLANCO, J. A., y VALLADARES, I. (1986): *Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la cuenca del Duero*. Est. Geol. Salman., XXII, 93-110.

DEL OLMO, P.; GUTIERREZ ELORZA, M., y MOLINA, E. (1982): *Hoja y Memoria núm. 372 (Valladolid). 2.ª serie (MAGNA) (1:50.000)*. Serv. Publ. Min. Ind. y Energ. (ITGE).

DESPRAIRES, A. (1983): *Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium application as l'étude des sédiments*. Clay Minerals, 18, 165-175.

DONER, H. E., and LYNN, W. C. (1977): *Carbonate, Halide, Sulfate and Sulfide Minerals*. In: *Minerals in Soil Environments* (Ed. J. A. Dixon and S. B. Weed), 75-98. Soil Sci. Soc. of America. Madison, USA.

EUGSTER, H. P., and SURDAM, R. C. (1973): *Depositional environment of the Green River formation of Wyoming: A preliminary report*. Bull. Geol. Soc. Am., 84.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1915): *Geología y paleontología del Mioceno de Palencia*. Junta. Ampl. Estud. Inv. V. Cient. Com. Inv. Paleo. y Prehist., núm. 5.

KUBLER, D. (1968): *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années*. Bull. Cen. Rech. Pau SNPA, 2, 385-397.

MEGIAS, A. G.; LEGUEY, S., y ORDOÑEZ, S. (1982): *Interpretación tectosedimentaria de la génesis de fibrosos de la arcilla en series detríticas continentales (cuenca del Duero y de Madrid), España*. V Cong. Latinoamericano de Geología, II, 427-439 (Argentina).

PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J., y VARGAS, I. (1982): *Síntesis del terciario continental de la cuenca del Duero*. Temas Geol. Min., ITGE, 6, 11-37.

POZO, M., y CARAMES, M. (1983): *Sobre la existencia de minerales fibrosos de la arcilla en el sector central de la cuenca del Duero (Facies Cuesta)*. Bol. Soc. Esp. Min., 7, 51-58.

POZO, M.; CARAMES, M., y FONOLLA, F. (1984): *Estudio mineralógico, geoquímico y paleontológico de los materiales de transición de facies fluviales a evaporíticas en el sector central de la cuenca del Duero*. Rev. Mat. Proc. Geol., 2, 95-113.

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»*

en el sector meridional de la cuenca del Duero. Bol. Soc. Esp. Min., 8, 247-255.

POZO, M., y LEGUEY, S. (1984): *Estudio mineralógico y geoquímico de las facies Cuesta en el sector suroccidental de la cuenca del Duero*. I Congreso Español de Geología, t. II, 267-283.

POZO, M., y LEGUEY, S. (1987): *Génesis de jarosita en paleosuelos de las facies centrales de la cuenca del Duero*. Bol. Soc. Esp. Min., 10-1, 110.

POZO, M.; LEGUEY, S., and MEDINA, J. A. (1990): *Sepiolite and palygorskite genesis in Carbonate lacustrine environments (Duero Basin, Spain)*. Chem. Geol., 84, 290-291.

POZO, M., y MARTIN DE VIDALES, J. L. (1989): *Condiciones de formación de paligorskita-sepiolita en litofacies dolomíticas de la cubeta de Piedrabuena. Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Est. Geol., 45, 177-193.

POZO, M.; MARTIN DE VIDALES, J. L.; MEDINA, J. A., y LEGUEY, S. (1986): *Evolución de los minerales de la arcilla de tipo esmectita-paligorskita en materiales carbonáticos del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Bol. Soc. Esp. Min., 9, 31-42.

PYE, K. (1983): *Red beds*. In: *Chemical sediments and geomorphology* (Ed. A. S. Goudie and K. Pye), 227-263. Academic Press, London (UK).

ROSS, G. I. (1975): *Experimental alteration of chlorites into vermiculite by chemical oxidation*. Nature, 255, 133-134.

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

THOREZ, J. (1985): *Argillogenesis and the Hydrolysis Index*. Miner. et Petrog. Acta, 29-A, 313-338.

VAN DER MAREL, H. W. (1966): *Quantitative analysis of clay minerals and their mixtures*. Contrib. Min. Petrol., 12, 96, 138.

WAGNER, D. P.; FANNING, D. S.; FOSS, J. E.; PATTERSON, M. S., and SNOW, P. A. (1982): *Morphological and Mineralogical features related to sulfide oxidation under natural and disturbed land surfaces in Maryland*. In: *Acid sulfate weathering*. Soil. Sci. Soc. of America, 109-125.

Original recibido: Abril de 1990.

Original aceptado: Mayo de 1990.

INFORMACION

Noticias

JORNADAS SOBRE LA INDUSTRIA MINERA EN LOS PAISES DEL ESTE DE EUROPA

Durante los días 3, 4 y 5 del mes de octubre se desarrollaron en el Ministerio de Industria y Energía las «Jornadas sobre la Industria Minera en los Países del Este de Europa», organizadas por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España en colaboración con el Club Español de la Minería, a las que asistieron ponentes de los siguientes países: Alemania Oriental, Bulgaria, Checoslovaquia, Hungría, Polonia, Rumanía, URSS y Yugoslavia, además de los representantes de la CEOE y de EUROMETAUX.

Las sesiones de apertura y clausura corrieron a cargo, respectivamente, del Secretario General de la Energía y Recursos Minerales y del Subsecretario del Ministerio de Industria y Energía, además del resumen y conclusiones que expuso el Director General de Minas y de la Construcción.

Durante el desarrollo de las Jornadas, además de la información dada por los ponentes en temas de minería, se puso de manifiesto la necesidad de innovación y transferencia tecnológica, así como la preocupación por los temas de carácter medioambiental que todos los países muestran una gran sensibilidad, todo ello debe servir de referencia para el nuevo diseño de la Europa capaz de abarcar todos los campos, desde el industrial y financiero al de formación y cultural; y, por supuesto, la industria minera, en la que se presentan nuevos mercados y nuevas competencias.

DOCUMENTACION OBTENIDA EN PROSPECCIONES DE RECURSOS DEL SUBSUELO

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España tiene, entre otros, el importante objetivo de difundir la información geológica que se genera en nuestro país.

En este sentido, durante 1989 el Director General del ITGE, D. Emilio Llorente, creó una Comisión con profesionales especialistas para el asesoramiento en el desarrollo

En el acto de clausura, el Subsecretario del Ministerio de Industria y Energía manifestó, entre otras cosas, que el MINER muestra un gran interés tanto por los temas mineros como por los de carácter medioambiental, y en este sentido dijo que se había puesto en marcha un Programa para la creación de una base industrial, tecnológica y energética medioambiental cuyo objetivo es el de facilitar la respuesta al reto de la competitividad, que la variable medioambiental plantea en la industria española a corto y medio plazo.

Finalmente, el Subsecretario dijo que el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, al organizar estas Jornadas, en colaboración con el Club Español de la Minería, cumple con uno de los objetivos de su Plan Estratégico, al incrementar su receptividad a las necesidades de la Industria Minera, dando apoyo informativo a la Dirección General de Minas y de la Construcción.

En relación con la preparación y organización de las Jornadas el Secretario General de la Energía y Recursos Minerales felicitó al Instituto Tecnológico GeoMinero de España y al Club Español de la Minería por su feliz iniciativa, y, en este sentido, hay que destacar, entre otras, la afectuosa felicitación expresada por la Junta Directiva de CONFEDEM por la preparación, organización y desarrollo de las Jornadas, así como por su visión de futuro y el éxito alcanzado.

de un proyecto de difusión de la documentación obtenida en prospecciones de recursos del subsuelo realizadas por diversas compañías y entidades.

La realización del citado proyecto dio lugar a una serie de documentos, distribuidos por cuencas sedimentarias, que componen trece grandes volúmenes, con un total de

208 planos geológicos y 180 de posición de líneas sísmicas, además de una memoria explicativa.

Para una mayor difusión de los documentos mencionados, el ITGE entregó los trece volúmenes a las Bibliotecas de todas las Facultades y Secciones de Geología y a las Escuelas Técnicas Superiores de Ingenieros de Minas, además esta documentación, que se encuentra a la venta en

el Instituto, puede ser consultada gratuitamente en su Centro GeoMinero de Información y Documentación.

El éxito alcanzado con la realización de este proyecto hay que agradecerlo a REPSOL EXPLORACION, que ha cedido toda su documentación, y de forma especial a ENRESA, que lo ha financiado, así como a la Comisión encargada de su desarrollo.

MASTER EN TECNOLOGIA HIDROGEOLOGICA

Organizado por:

INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA y ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS DE MADRID.

Se impartirá en horario de tarde, del 7 de enero al 15 de noviembre de 1991.

PRESENTACION

A lo largo de sus veinticuatro años de dilatada experiencia, el Curso Internacional de Hidrogeología Aplicada se situó en primera línea, en la formación de especialistas en el campo de las aguas subterráneas, y en el reciclado y formación permanente de estos profesionales.

Ahora, con el objetivo de formar hidrogeólogos para el siglo XXI, y con el reto de contribuir en la tarea común del V Centenario, se ha dado un decisivo paso adelante, con la creación de tres Cursos de ESPECIALIDAD que, juntos, conforman la titulación de MASTER.

Las titulaciones de Especialista y de Master lo son por la Universidad Politécnica de Madrid.

La profunda renovación se orienta hacia el previsible desarrollo y demanda futura de estas técnicas, y se basa en el elevado nivel alcanzado por la hidrogeología en España.

La estructura sigue siendo la de Areas, de la que ha sido pionero el Curso Internacional de Hidrogeología Aplicada, y que permite a los profesionales en ejercicio atender a su reciclado, sin un alejamiento prolongado de su lugar de residencia. La superación de las pruebas de aptitud, de las áreas individuales, permite obtener el DIPLOMA correspondiente. La integración de las áreas, que constituyen cada Curso de Especialidad, permite alcanzar la titulación de ESPECIALISTA en: TECNOLOGIA HIDROGEOLOGICA APLICADA, TECNOLOGIA NUMERICA E INFORMATICA EN HIDROGEOLOGIA o TECNOLOGIAS ESPECIALES EN HIDROGEOLOGIA.

La culminación de las tres titulares da acceso a la de MASTER EN TECNOLOGIA HIDROGEOLOGICA.

OBJETIVOS

Los objetivos fundamentales son los siguientes:

- Conseguir una formación eminentemente práctica, reduciendo las explicaciones teóricas a las indispensables para completar los conocimientos básicos necesarios, adquiridos en los Centros de Enseñanza.
- Conseguir la capacitación adecuada de aquellos técnicos que necesitan adquirir, por la índole de su trabajo, los conocimientos impartidos en el Curso, en alguna de sus áreas.
- Formar especialistas altamente cualificados en Hidrogeología, capaces de participar en los trabajos de investigación, captación, protección y gestión de las aguas subterráneas.

CONSEJO DE DIRECCION

Ilmo. Sr. Director del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Ilmo. Sr. Director de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

Ilmo. Sr. Director de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Ilmo. Sr. Subdirector de Doctorado, Investigación y Desarrollo, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

COMISION ORGANIZADORA Y DOCENTE

Director:

D. RAFAEL FERNANDEZ-RUBIO.—Dr. Ingeniero de Minas. Catedrático de Hidrogeología, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

Subdirectores:

D. ADOLFO ERASO ROMERO.—Dr. en Ciencias Geológicas. Profesor Titular de la Cátedra de Hidrogeología, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. ALFREDO IGLESIAS LOPEZ.—Dr. Ingeniero de Minas.

Jefe de la Sección de Sistemas Informáticos de la Dirección de Planificación y Control de Gestión, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Profesor Asociado del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. AGUSTIN NAVARRO ALVARGONZALEZ.—Dr. Ingeniero de Minas. Director de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Jefe de Prácticas:

D. CARLOS RUESTRA FUERTES.—Ingeniero Técnico de Minas. Area de Laboratorios y Técnicas de Apoyo, del Instituto GeoMinero de España.

Directores de Areas:

D. JULIAN ALONSO MARTINEZ.—Ingeniero de Minas. Profesor Titular del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. ENRIQUE CHACON OREJA.—Dr. Ingeniero de Minas. Catedrático de Estadística del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. JAVIER ELORZA TENREIRO.—Dr. Ingeniero de Minas. Profesor Titular del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. ADOLFO ERASO ROMERO.—Dr. en Ciencias Geológicas. Profesor Titular de la Cátedra de Hidrogeología del Departamento de Ingeniería Geológica, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. RAFAEL FERNANDEZ-RUBIO.—Dr. Ingeniero de Minas. Catedrático de Hidrogeología, del Departamento de Ingeniería Geológica, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. FELIPE GARCIA BERRIO.—Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos. Jefe del Area de Hidráulica, de EPTISA.

D. ANGEL GONZALEZ ASENSIO.—Ldo. en Ciencias Geológicas. Jefe de Proyectos de la Dirección de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

D. JOSE FRANCISCO GONZALEZ FERNANDEZ.—Ingeniero de Minas. Jefe del Servicio de Sondeos, Transporte y Labores Mineras del Area de Laboratorios y Técnicas de Apoyo, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

D. FELIX HERAS GARCIA.—Ingeniero de Minas. Profesor Titular del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. ALFREDO IGLESIAS LOPEZ.—Dr. Ingeniero de Minas.

Jefe de la Sección de Sistemas Informáticos de la Dirección de Planificación y Control de Gestión, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Profesor Asociado del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. PALOMA IGLESIAS LOPEZ.—Lic. en Ciencias Geológicas. Jefe de Proyectos de GEOMECANICA Y AGUAS, S. A.

D. LUIS LOPEZ GARCIA.—Dr. Ingeniero de Caminos. Master en Recursos Hidráulicos. Consultor.

D. JUAN ANTONIO LOPEZ GETA.—Ingeniero de Minas. Jefe del Servicio de Desarrollo Tecnológico de la Dirección de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

D. CAYETANO LUCENA BONNY.—Ingeniero de Minas. Director Técnico de GEOMECANICA Y AGUAS, S. A.

D. ALFONSO MALDONADO ZAMORA.—Dr. Ingeniero de Minas. Catedrático de Geofísica, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

D. BORJA MARTI VALLBONA.—Dr. Ingeniero Agrónomo. Jefe del Departamento de Recursos Hidráulicos, de INTECSA.

D. PEDRO MARTIN BOURGON.—Dr. Ingeniero de Minas. Ingeniero del Departamento de Emplazamientos, de la Dirección de Ingeniería de ENRESA.

D. AGUSTIN NAVARRO ALVARGONZALEZ.—Dr. Ingeniero de Minas. Director de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental, del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

D. SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA.—Ldo. en Ciencias Geológicas. Jefe del Departamento de Hidrogeología, de C. G. S.

D. CARLOS RUESTRA FUERTES.—Ingeniero Técnico de Minas. Area de Laboratorios y Técnicas de Apoyo del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

D. ANGEL VALVERDE GONZALO.—Dr. Ingeniero Agrónomo. Catedrático de Topografía y Teledetección del Departamento de Explotación de Minas, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

CURSO DE ESPECIALIDAD

TECNOLOGIA HIDROGEOLOGICA APLICADA

Duración: Enero - Abril 1991 — 32 Créditos.

Director: **D. AGUSTIN NAVARRO ALVARGONZALEZ**

AREA I

HIDROGEOLOGIA BASICA APLICADA

DIRECTOR: **D. AGUSTIN NAVARRO ALVARGONZALEZ**

Fecha: 7-18 enero — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Introducción a la hidrogeología, acuíferos y sistemas subterráneos.—Movimiento del agua en un medio poroso. Parámetros hidráulicos.—El sistema acuífero: Identificación, recursos, descargas.—Importancia de las aguas subterráneas en España. Principales acuíferos.—Técnicas de prospección y captación: geología, geofísica, captación, ensayo de bombeo.—Calidad del agua. Hidroquímica. Intrusión marina.—Explotación de acuíferos. Coste del agua. Legislación. Gestión y conservación.—Técnicas especiales. Recarga artificial. Modelización.

AREA II

METODOLOGIA DE LA INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA

DIRECTOR: **D. SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA**

Fecha: 21 enero-1 febrero — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Objetivos.—Programación y planificación de proyectos de investigación hidrogeológica.—Estudios preliminares regionales y locales.—Investigación hidrogeológica en diversos ámbitos: Formaciones detríticas. Formaciones ígneas y metamórficas. Formaciones volcánicas. Formaciones kársticas.—Inventario y base de datos.—Cartografía hidrogeológica.—Ejemplos prácticos.

AREA III

CAMPAMENTO DE HIDROGEOLOGIA

DIRECTOR: **D. ANGEL GONZALEZ ASENSIO**

Fecha: 4-8 febrero — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Geología aplicada a la hidrogeología.—Cortes, estratigrafía y tectónica.—Fotogeología aplicada.—Cartografía hidrogeológica.—Identificación de formaciones acuíferas.—Identificación de cierres impermeables.—Identificación de áreas de recarga, bordes y áreas de descarga. Funcionamiento de acuíferos.

AREA IV

HIDROLOGIA DE SUPERFICIE

DIRECTOR: **D. FELIPE GARCIA BERRIO**

Fecha: 11-22 febrero — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Precipitación y evapotranspiración.—Geomorfología de ríos y cuencas.—Escorrentia: ciclo y componentes.—Hidrometría: métodos y equipos de aforos.—Relaciones río - acuífero.—Análisis de hidrogramas. Determinación de la escorrentía subterránea.—Estadística aplicada a la hidrología.—Regulación de aguas superficiales.—Estudio hidrológico de una cuenca.

AREA V

HIDRODINAMICA SUBTERRANEA APLICADA

DIRECTOR: **D. ALFREDO IGLESIAS LOPEZ**

Fecha: 25 febrero - 8 marzo — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Principios y conceptos básicos en hidrodinámica. Tipos de acuíferos y parámetros característicos.—Redes de flujo. Mapas piezométricos.—Ecuaciones fundamentales.—Hidráulica de pozos en acuíferos libres, confinados y semiconfinados. Régimen permanente.—Hidráulica de pozos en acuíferos libres, confinados y semiconfinados. Régimen transitorio.—Análisis de niveles en recuperación.—Casos particulares. Barreras y drenaje diferido.—Modelos de afectaciones y modelos de flujo radial.—Estudio de la conexión hidráulica entre río y acuífero. Modelos de relación río - acuífero.—Estudio de la calidad hidrodinámica de pozos de captación de aguas subterráneas.—Propuestas de investigación y desarrollo.

AREA VI

TECNICAS GEOFISICAS EN HIDROGEOLOGIA

DIRECTOR: **D. ALFONSO MALDONADO ZAMORA**

Fecha: 11-22 marzo — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

La geofísica como auxiliar del hidrogeólogo.—Conceptos fundamentales en prospección geoeléctrica.—Teoría e interpretación de los sondeos eléctricos verticales (SEV).—Estudios regionales y puntuales mediante la técnica de SEV.—Calicatas eléctricas: formaciones kársticas.—Testificación e interpretación de diagratías geofísicas.—Método de polarización inducida en hidrogeología.—El sondeo electromagnético transitorio y su aplicación a la determinación de estructuras profundas y contactos agua dulce - agua salada.—Método electromagnético, en el dominio de la frecuencia y del tiempo. Comparación con el método de corriente continua.—Otras técnicas (sísmica de refracción y reflexión de alta resolución, gravimetría, magnetometría, etc.).

AREA VII**METODOS DE CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS**DIRECTOR: **D. JOSE FRANCISCO GONZALEZ FERNANDEZ**

Fecha: 1-12 abril — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Introducción a los métodos de captación de aguas subterráneas.—Perforación a percusión.—Perforación a rotación con circulación directa.—Perforación a rotación con circulación inversa.—Rotoperforación.—Control hidrogeológico de sondeos.—Limpieza y desarrollo de sondeos. Tratamientos. Corrosión e incrustaciones.—Equipamiento de sondeos.—Dimensionado de sondeos. Pliego de condiciones.

AREA VIII**CALIDAD Y CONTAMINACION DEL AGUA**DIRECTOR: **D. JUAN ANTONIO LOPEZ GETA**

Fecha: 15-26 abril — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Normas de calidad para los usos del agua.—Contaminación agrícola, industrial y urbana.—La intrusión marina en acuíferos costeros.—Los mapas de orientación al vertido de residuos sólidos.—Modelos matemáticos de calidad.—El tratamiento de datos de calidad. Redes de vigilancia.—Aguas minero-medicinales.—Legislación y situación actual española.—Estudio de casos prácticos.

CURSO DE ESPECIALIDAD**TECNOLOGIA NUMERICA E INFORMATICA EN HIDROGEOLOGIA**

Duración: Abril - Junio 1991 — 18 Créditos

Director: **D. ALFREDO IGLESIAS LOPEZ****AREA IX****INFORMATICA APLICADA A LA HIDROGEOLOGIA**DIRECTOR: **D. FELIX HERAS GARCIA**

Fecha: 29 abril - 10 mayo — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Introducción a la informática.—Sistemas operativos y lenguajes de programación.—Sistemas PC y periféricos.—Paquetes de programas estándar: Hojas de cálculo. Base de

datos. Paquetes gráficos.—Paquete de apoyo informático a la hidrogeología. PAI.—Paquete integrado de manejo de recursos. MARE.—Aplicaciones de paquetes estándar a problemas hidrogeológicos.

AREA X**SISTEMAS DE INFORMACION**DIRECTOR: **D. ALFREDO IGLESIAS LOPEZ**

Fecha: 13-17 mayo — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Introducción y conceptos en sistemas de información.—Sistemas físicos. Vocabulario y términos de referencia: Unidades centrales: Main Frame', Mini, PC. Sistemas periféricos.—Sistemas lógicos. Vocabulario y términos de referencia: Sistemas operativos y lenguaje de programación. Software' de base.—Comunicaciones. Redes de área local. Consultas a bancos de datos.—Bases de datos (BD).—Sistemas de almacenamiento en disco óptico (SAD).—Sistemas de información geográfica (SIG).—Metodología para la planificación de sistemas de información.

AREA XI**METODOS NUMERICOS APLICADOS A LA HIDROGEOLOGIA**DIRECTOR: **D. JULIAN ALONSO MARTINEZ**

Fecha: 20-24 mayo — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Introducción a los métodos numéricos.—Análisis numérico.—Derivación e integración numérica. Aplicaciones.—Resolución de ecuaciones.—Métodos matriciales.—Resolución de sistemas.—Métodos de diferencias finitas. Aplicación a la modelización de acuíferos.—Introducción al método de elementos finitos.—Aplicación a la modelización de acuíferos.

AREA XII**ESTADISTICA APLICADA A LA HIDROGEOLOGIA**DIRECTOR: **D. ENRIQUE CHACON OREJA**

Fecha: 27 mayo - 7 junio — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Introducción y conceptos básicos.—Estudio de distribuciones.—Correlación y regresión.—Modelo lineal.—Series temporales.—Modelos estocásticos en hidrogeología.—Geo-

estadística aplicada a la hidrogeología.—Análisis multivariante.

AREA XIII**TELEDETECCION APLICADA A LA HIDROGEOLOGIA**DIRECTOR: **D. ANGEL VALVERDE GONZALO**

Fecha: 10-14 junio — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Introducción. Objetivo y desarrollo de la teledetección.—Bases físicas y medios perturbadores.—Niveles. Vectores y sensores.—Verdad terreno.—Tratamiento de imágenes.—Aplicaciones a la hidrogeología.

AREA XIV**MODELOS EN HIDROGEOLOGIA**DIRECTOR: **D. CAYETANO LUCENA BONNY**

Fecha: 17-28 junio — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Modelos matemáticos de simulación directa. Balance de flujos. Condiciones en los límites. Régimen permanente. Métodos prácticos de resolución.—Régimen transitorio. Discretización del tiempo. Métodos prácticos de resolución.—Resolución de problemas especiales.—Utilización práctica de modelos de simulación. Planteamiento y resolución de problemas concretos.—Modelos de transporte.—Ejemplos de utilización.—Modelos precipitación - escorrentía.—Modelos de elementos finitos.

CURSO DE ESPECIALIDAD**TECNOLOGIAS ESPECIALES EN HIDROGEOLOGIA**

Duración: Septiembre - Noviembre 1991 — 18 Créditos

Director: **D. ADOLFO ERASO ROMERO****AREA XV****PROBLEMAS DEL AGUA EN LA MINERIA**DIRECTOR: **D. RAFAEL FERNANDEZ - RUBIO**

Fecha: 16-20 septiembre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

El agua en los pozos de mina.—El agua en galerías y rampas de minas.—El agua en la minería subterránea.—El agua en la minería a cielo abierto.—Problemas especia-

les: Biomina, lixiviación.—Energía hidrogeotérmica.—Recarga artificial de acuíferos.

AREA XVI**HIDROGEOLOGIA EN LAS OBRAS PUBLICAS**DIRECTOR: **D. PEDRO MARTIN BOURGON**

Fecha: 23-27 septiembre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Introducción a la hidrogeología en las obras públicas.—Ensayos de permeabilidad.—Ensayos especiales.—Drenajes. Taludes.—Pantallas. Pantallas continuas. Muros de hormigón.—Problemas del agua en presas, ferrocarriles y carreteras.—Cimentaciones.—Técnicas especiales.

AREA XVII**HIDROGEOLOGIA DE FORMACIONES ESPECIALES: KARST, MEDIOS FISURADOS Y MEDIOS DE BAJA PERMEABILIDAD**DIRECTOR: **D. ADOLFO ERASO ROMERO**

Fecha: 30 septiembre - 4 octubre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Hidrogeología del karst.—Procesos de karstificación.—Aspectos geomorfológicos e hidrogeológicos.—Fenómenos de disolución. Mecanismos.—Formaciones fisuradas.—Cuantificación de la anisotropía. Metodología.—Programas de cálculo e investigación.—Aplicaciones.—Formaciones de baja permeabilidad.—Problemas y ensayos tipo.

AREA XVIII**MODELIZACION DE ALMACENAMIENTOS DE RESIDUOS RADIATIVOS**DIRECTOR: **D. JAVIER ELORZA TENREIRO**

Fecha: 7-11 octubre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Introducción a la modelización. Planteamiento del problema.—Tipos de modelos: Probabilísticos y determinísticos.—Toma de datos.—Modelos de flujo de agua subterránea.—Modelos de transporte de radionucléidos.—Toma de datos y calibración de parámetros.—Revisión de ejemplos.

AREA XIX**IMPACTO AMBIENTAL EN HIDROGEOLOGIA**DIRECTORA: **D. PALOMA IGLESIAS LOPEZ**

Fecha: 14-18 octubre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Impacto ambiental. Definición y conceptos.—Evaluación del impacto ambiental. Metodología y fases.—Impacto sobre las aguas superficiales, subterráneas y los ecosistemas.—Corrección del impacto ambiental.—Impacto hidrológico: Cantidad y calidad. Eutrofización y contaminación.—Corrección del impacto ambiental en hidrogeología. Planificación de la explotación y actividades. Perímetros de protección. Asesoramiento y control.—Restauración de espacios ambientales afectados por labores mineras.—Abandono de minas.—Emplazamiento y clausura de instalaciones nucleares.

AREA XX**TECNOLOGIA DEL CONTROL EN HIDROGEOLOGIA**DIRECTOR: **D. CARLOS RIESTRA FUERTES**

Fecha: 21-25 octubre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Sistemas de control en hidrogeología.—Tipos de controles: climático, piezométrico, hidrométrico, de calidad, y de usos del agua.—Dispositivos de control: clásicos y nuevas tecnologías.—Planificación del control en hidrogeología.—Control espacial y puntual. Redes de control.—Diseño, objetivos y análisis de redes de control.—Redes automáticas de control: dispositivos, comunicaciones y bases de datos.

AREA XXI**ECONOMIA Y LEGISLACION DEL AGUA**DIRECTOR: **D. BORJA MARTI VALLBONA**

Fecha: 28-31 octubre — Horas lectivas: 20 — Créditos: 2

PROGRAMA

Usos y aplicaciones del agua.—Usos del agua en España.—Costo y valor del agua.—Economía del agua.—Optimización del uso del agua.—Legislación. Ley de Aguas y Reglamento.—Las concesiones y los usuarios.

AREA XXII**GESTION DEL AGUA**DIRECTOR: **D. BORJA MARTI y D. LUIS LOPEZ GARCIA**

Fecha: 4-15 noviembre — Horas lectivas: 40 — Créditos: 4

PROGRAMA

Planificación hidrológica. Conceptos y secuencia.—Planificación hidrológica en España.—Gestión de recursos. Regulación.—Sistemas de recursos hidráulicos.—Operaciones de manejo de recursos.—Utilización conjunta.—Modelos de gestión.—Sobreexplotación.—Gestión de la calidad.

Notas bibliográficas**GEOLOGIA GENERAL**

900565. **Glosario geológico.** CABEZAS MENA, J. *Subsuelo* (1990), núm. 7, 29-31, esp., bibl. ITGE.
* Glosario, Geología.

GEOLOGIA REGIONAL

900543. **Geología del corte del gaseoducto entre Sollube y Amorebieta, Bizkaia.** ABALOS, B. *Kobie* (1989), núm. 18, 97-104, 4 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.
* Corte geológico, Cretácico, Terciario, Geometría, Microtectónica, Pliegue, Falla inversa, Sinclinal, Región cantábrica, Provincia Alava.

ESTRATIGRAFIA

900452. **Precisiones cronoestratigráficas sobre la Formación Escucha en el sector noroeste de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental.** QUEROL, X., y SOLE DE PORTA, N. *Acta Geol. Hisp.* (1989), vol. 24, núm. 2, 73-82, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Corte geológico, Albiense, Sedimentación deltáica, Análisis polínico, Maestrazgo, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

900471. **Estratigrafía del Jurásico de la Península Ibérica.** COMAS-RENGIFO, M. J. Coord. *Cuad. Geol. Iber.* (1989), núm. 13, 277 pp., esp., bibl. ITGE.
* Jurásico, Península Ibérica.

900472. **Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios.** GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A. C.; MARTIN ALGARRA, A.; MOLINA, J. M.; RUIZ ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. *Cuad. Geol. Iber.* (1989), núm. 13, 35-52, 30 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Discontinuidad, Jurásico, Megaciclo sedimentario, Variación nivel, Paleogeografía, Zona Bética, Zona Prebética, Zona Subbética.

900473. **Datos bioestratigráficos de las facies radiolaríticas del Jurásico del Subbético Medio.** O'DOHERTY, L.; AGUADO, R.; SANDOVAL, J., y MARTINEZ GALLEGU, J. *Cuad. Geol. Iber.* (1989), núm. 13, 53-65, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Bioestratigrafía, Jurásico, Fauna radiolaria, Asociación fósil, Biofacies, Zona Bética, Zona Subbética.

900474. **El Jurásico de Mallorca, Islas Baleares.** ALVARO, M., et al. *Cuad. Geol. Iber.* (1989), núm. 13, 67-120, 64 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Escala estratigráfica, Jurásico, Fauna ammonites, Sedimentación margen continental, Medio margen continental, Bioestratigrafía, Paleogeografía, Baleares, Isla Mallorca.

900475. **Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional.** SALAS, R. *Cuad. Geol. Iber.* (1989), núm. 13, 121-157, 40 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Malm, Jurásico Sup., Berriasiense, Megaciclo sedimentario, Plataforma carbonatada, Litofacies, Tectónica sin-sedimentaria, Variación nivel, Cadena Costero Catalana, Macizo Ibérico.

900477. **Caracterización bioestratigráfica del Lías en San Felices, Prepirineo Meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores.** COMAS, M. J.; GOY, A.; MELENDEZ, G.; MILLAN, M.; NAVARRO, J. J., y POCOVÍ, A. *Cuad. Geol. Iber.* (1989), núm. 13, 175-184, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Bioestratigrafía, Jurásico Inf., Fauna ammonites, Fauna braquiópodos, Corte geológico, Provincias Zaragoza, Huesca, Pirineos españoles.

900479. **Ensayo de correlación de las sucesiones del Oxfordiense-Barremiense de la región Vasco-Cantábrica basado en macrosecuencias deposicionales: implicaciones paleogeográficas.** PUJALTE, V.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 199-215, 27 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Jurásico Sup., Cretácico Inf., Megaciclo sedimentario, Diacronismo, Sedimentación continental, Región cantábrica.

900482. **La marge Sud-Ouest d'Iberie pendant le Jurassique Supérieur, Oxfordien-Kimmeridgien: essai de reconstruction géobiologique.** MARQUES, B., y OLORIZ, F.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 251-263, 14 ref., fr., res. esp., ing. bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Jurásico Sup., Paleoecología, Fauna ammonites, Fauna cefalópodos, Placa, Margen continental, Algarve, Portugal.

900483. **Correlaciones bioestratigráficas en el Toarciense de la Península Ibérica.** ELMÍ, S.; GOY, A.; MOUTERDE, R.; RIVAS, P., y ROCHA, R.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 265-277, 20 ref., esp., res. ing., fr., bibl. ITGE.

* Correlación, Biostratigrafía, Toarciense, Fauna específica, Fauna ammonites, Macizo Ibérico, Zona Bética, Portugal.

900498. **Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Ballera, Zona Axial, Pirineos centrales españoles.** GARCIA-LOPEZ, S.; GARCIA-SANSEGUNDO, J., y ARBIZU, M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 33-35, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Emsiense, Eifeliense, Caliza, Fauna braquiópodos, Fauna conodontos, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

900506. **Conodontos de la Zona Ordovicicus, Ashgill, en la Caliza Urbana, Corral de Calatrava, Ciudad Real.** SARMIENTO, G. N.

Geogaceta (1990), núm. 7, 54-55, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Biostratigrafía, Ashgill, Fauna conodontos, Fauna específica, Caliza, Provincia Ciudad Real.

900509. **Cavidades kársticas con relleno de Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior, Subbético Externo; Sierra de Estepa, provincia de Sevilla.** CASTRO, J. M.; CHECA, A., y RUIZ ORTIZ, P. A.

Geogaceta (1990), núm. 7, 61-63, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Calloviense, Oxfordiense, Paleokarst, Morfología disolución, Relleno kárstico, Hardground, Zona Subbética, Zona Bética, Provincia Sevilla.

900515. **Reconocimiento del Cenomaniense Medio y Superior en el Prebético de Murcia: Los rudistas de la Sierra del Cuchillo.** PHILIP, J., y MARTIN CHIVELET, J.

Geogaceta (1990), núm. 7, 76-77, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cenomaniense, Plataforma carbonatada, Fauna rudista, Zona Prebética, Zona Bética, Provincia Murcia.

900517. **Conodontos del Paleozoico Gomáride, Rift Septentrional, Marruecos. Nota preliminar.** RODRIGUEZ CAÑERO, M. R.; MAATE, A., y MARTIN ALGARRA, A.

Geogaceta (1990), núm. 7, 81-83, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Caliza, Pizarra, Fauna conodonto, Di-

versidad especie, Silúrico Sup., Devónico Sup., Rift, Marruecos.

900522. **Presencia de Serravaliense marino en la cuenca de Níjar, Cordillera Bética, España.** SERRANO, F.

Geogaceta (1990), núm. 7, 95-96, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Langiense, Serravaliense, Mioceno Medio, Sedimentación marina, Medio pelágico, Biostratigrafía, Fauna foraminífero, Zona Bética, Provincia Almería.

900539. **The «wealden» of central Basque-Cantabrian region, Villaro Formation: Petrology and stratigraphic correlation with the Western formations.** GARCIA-GARMILLA, F.

Koble (1989), núm. 18, 35-49, 47 ref., ing., res. esp., baq., bibl. ITGE.

* Wealdense, Neocomiense, Sedimentación fluvio-lacustre, Variación nivel, Regresión, Pizarra, Arenisca, Limonita, Estructura sedimentaria, Paleogeografía, Región cantábrica, Provincias Vizcaya, Santander.

GEOMORFOLOGIA

900500. **Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero.** GRACIA, F. J.; NOZAL, F.; PINEDA, A., y WOUTERS, P. F.

Geogaceta (1990), núm. 7, 38-39, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Superficie erosión, Neotectónica, Caliza, Mioceno Medio, Mioceno Sup., Plioceno, Cuenca Duero.

900520. **Submedios asociados a un sector intermareal de la ría de Huelva.** BORREGO, J.; MORALES, J. A., y PENDON, J. C.

Geogaceta (1990), núm. 7, 90-91, 2 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Medio-marea, Medio-salobre, Canal de marea, Marisma salada, Regresión, Variación nivel, Provincia Huelva.

900530. **Peña Cabarga: Un karst singular en peligro.** GARCIA CODRON, J. C.

Geogaceta (1990), núm. 7, 148-149, esp., bibl. ITGE.

* Paleokarst, Caliza, Medio arrecifal, Aptiense, Provincia Santander.

900553. **Formación de topografía rítmica en el delta del Ebro.** FALQUES, A.

Rev. Geofis. (1989), vol. 45, núm. 2, 143-156, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Playa, Barra, Ripple mark, Corriente marina, Variación espacial, Refracción ola alto fondo, Delta, Río Ebro, Provincia Tarragona.

GEOLOGIA MARINA

900458. **Estudio mediante sismica de reflexión de un grupo de estructuras submarinas situadas al norte y sur del Archipiélago Canario.** DAÑOBEITIA, J. J., y COLLETTE, B. J.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 147-163, 34 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Levantamiento sísmico, Sísmica reflexión, Perfil geofísico, Flexura, Vulcanismo submarino, Margen continental, Terciario, Canarias, Atlántico Nordeste.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

900534. **Reciclado y recuperación de metales.** ROMAN ORTEGA, F.

Ind. mín. (1989), núm. 294, 5-15, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Residuo, Reciclado, Materia prima, Metal sustancia, Recuperación secundaria, CEE.

900545. **Evaluación y cuantificación de la calidad de las aguas fluviales de Bizkaia.** G. DE BIKUÑA, B.; DOCAMPO, L., y BENITO, I.

Kobie (1985), núm. 18, 147-156, 14 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Análisis factorial, Análisis componente principal, Variación espacial, Calidad agua, Agua superficie, Contaminación, Propiedad físico-química, Materia orgánica, Red hidrográfica, Provincia Vizcaya.

900558. **La Agencia Europea del Medio Ambiente.** RODRIGUEZ, J. I.

Rev. MOPU (1990), núm. 374, 26-30, esp., bibl. ITGE.

* Institución, Cooperación internacional, Protección medio ambiente, CEE.

900559. **Defensa y regeneración del litoral.** ROJO, I.

Rev. MOPU (1990), núm. 374, 42-46, esp., bibl. ITGE.

* Línea costa, Reacondicionamiento, Conservación, Control erosión, Dique de contención.

PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

900453. **Los lagos salinos interiores (atalásicos) con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica.** ANADON, P.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 83-102, 128 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleolimnología, Lago salado, Cenozoico, Paleoecología, Salinidad, Fauna foraminíferos, Fauna ostrácodos, Fauna moluscos, España.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

900497. **Los múridos del Pleistoceno Medio de Atapuerca, Burgos, España. Distribución estratigráfica.** GIL, E.

Geogaceta (1990), núm. 7, 31-32, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Múridos, Miomorfa, Diente, Biometría, Pleistoceno Medio, Provincia Burgos.

900516. **Estudio de unas trazas icnológicas en el Cretácico Inferior de San Vicente de Robres, La Rioja.** DIAZ, E.; PINA, C. M., y PONCE, P.

Geogaceta (1990), núm. 7, 78-80, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ichnitas, Fauna dinosaurio, Biometría, Caliza, Cretácico Inf., Provincia Logroño.

900523. **Los castores del Mioceno Inferior de la Cuenca del Ebro. Sector Centro-Occidental.** ALDANA, E. J.

Geogaceta (1990), núm. 7, 97-98, 2 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sciuromorpha, Diente, Chalicomys castorinus, Biometría, Mioceno Inf., Cuenca Ebro, Provincia Huesca.

900568. **Estudio paleontológico de los micromamíferos del Mioceno Inferior de Fuenmayor, La Rioja.** MARTINEZ SALLANOVA, J.

Ins. Est. Riojanos (1987), 99 pp., 59 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Insectívora, Chiroptera, Rodentia, Sciuromorpha, Gliroidae, Lagomorpha, Biometría, Diente, Biostratigrafía, Mioceno Inf., Medio fluvial, Tafonomía, Provincia Logroño.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

900518. **Características de la pared en foraminíferos aglutinados, Textularia laevigata d'Orbigny, del Mioceno del Penedés, Depresión Prelitoral Catalana.** PORTA, J.; CIVIS, J., y MACPHERSON, I.

Geogaceta (1990), núm. 7, 84-87, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Textulariina, Textulariidae, Textularia laevigata d'Orbigny, Test, Dato RX, Dato MEB, Mioceno, Provincia Barcelona.

900561. **Microfósiles en San José del Valle.** ORTIZ ROMERO, M.

Subsuelo (1989), núm. 5, 17-24, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Perisphinctida, Phylloceratida, Belemnoidea, Belemnitidae, Echinoidea, Jurásico, Cretácico Inf., Roca carbonatada, Provincia Cádiz.

900569. **Sobre varios géneros de escleractinias fósiles del Cretácico Catalán.** REIG ORIOL, J. M.

Barcelona: J. M. Reig Oriol (1989), 49 pp., 27 ref., esp., res. ing., fr., bibl. ITGE.

* Escleractinia, Taxón nuevo, Hexacoralla, Cretácico, Cataluña.

PALEOBOTANICA

900527. **Hallazgo y recuperación de un tallo de helecho gigante en el Carbonífero de la Cuenca Ciñera-Matalana, León.** PARICIO CARDONA, J.

Geogaceta (1990), núm. 7, 144-145, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sigillaria, Lycopsida, Estefaniense, Provincia León.

TECTONICA

900486. **Análisis estructural de las venas yesíferas del Cenozoico de Arnedo, La Rioja.** MARTIN, C.

Geogaceta (1990), núm. 7, 5-6, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica salífera, Pliegue, Pliegue flexura, Filón, Yeso, Lineación, Geometría, Mioceno, Oligoceno, Cuenca Ebro, Provincia Logroño.

900488. **Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride, Sierra Nevada, Cordilleras Béticas.** GALINDO, J., y GONZALEZ LODEIRO, F.

Geogaceta (1990), núm. 7, 9-10, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Diaclasa, Extensión tectónica, Tensión, Microtectónica, Geometría, Sierra de los Filabres, Complejo Nevado-Filábride, Alpujarras, Zona Bética.

900493. **Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español, S. C. E.** CAPOTE, R.; DE VICENTE, G., y GONZALEZ CADADO, J. M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 20-21, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Orogenia alpina, Deformación polifásica, Deformación de fractura, Acortamiento corteza, Falla activa, Falla inver-

sa, Neotectónica, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

900499. **Estructuras alpinas internas al Paleozoico del Manto de Gavarnie, Pirineo Central.** RIOS, L. M.; GALERA, J. M., y BARETTINO, D.

Geogaceta (1990), núm. 7, 36-37, 12 ref., res. ing., bibl. ITGE.

* Manto, Cabalgamiento, Falla, Orogenia Alpina, Compresión tectónica, Primario, Primario Inf., Pirineos españoles, Provincia Huesca.

900507. **Nuevos datos y modelo genético sobre brechas jurásicas generadas en relación con fallas transcurrentes, Subbético Externo. Provincia de Córdoba.** MOLINA, J. M., y RUIZ ORTIZ, P. A.

Geogaceta (1990), núm. 7, 56-58, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Brecha tectónica, Falla transcurrente, Paleogeografía, Jurásico, Zona Subbética, Zona Bética, Provincia de Córdoba.

900508. **Paleofosa tectónica con relleno de Ammonítico Rosso del Jurásico Superior, Subbético Externo; provincia de Córdoba.** RUIZ ORTIZ, P. A.; CHECA, A., y MOLINA, J. M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 59-60, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Calloviense, Titónico, Caliza, Tectónica zócalo, Paleokarst, Paleorelieve, Fosa tectónica, Ammonítico Rosso, Zona Subbética, Zona Bética, Provincia Córdoba.

900511. **Estructura geológica en el borde oriental del Anticlinalorio de Bilbao.** ARANGUREN, A.; CUEVAS, J.; EGUILUZ, L., y TUBIA, J. M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 68-70, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Anticlinalorio, Cabalgamiento, Falla inversa, Cinemática, Geometría, Cretácico, Provincia Vizcaya.

900513. **Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión.** ABALOS, B.; EGUILUZ, L., y APALATEGUI, O.

Geogaceta (1990), núm. 7, 71-72, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Unidad tectónica, Aloctonía, Roca metamórfica, Milonita, Zona cizallamiento, Orogenia cadoniana, Orogenia Pan-africana, Precámbrico Sup., Precámbrico, Provincias Badajoz, Córdoba.

900514. **El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la Orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas.** ABALOS, B., y EGUILUZ, L.

Geogaceta (1990), núm. 7, 73-75, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectonometamorfismo, Aloctonía, Cinemática, Cizallamiento, Condición presión-temperatura, Unidad tectónica, Orogenia Pan-Africana, Provincias Badajoz, Córdoba.

900521. **Valor de la deformación dúctil asimétrica en el ortogneis de Lubrín, Manto de Bédar-Macael, Complejo Nevado-Filábrides, Béticas.** SOTO, J. I.; GARCIA DUENAS, V., y MARTINEZ MARTINEZ, J. M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 92-94, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Deformación dúctil, Deformación finita, Ortogneis, Fábrica, Elípticidad, Cizallamiento, Milonitización, Manto, Distribución estadística, Sierra de los Filabres, Zona Bética, Provincia Almería.

900566. **Evolución tectónica de un sector del borde N de la Cadena Ibérica, provincia de Teruel.** CASAS SAINZ, A. M.

Teruel (1986), núm. 76, 9-25, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica superpuesta, Microtectónica, Geometría, Anticlinal, Cabalgamiento, Neotectónica, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

HIDROGEOLOGIA

900525. **Descripción y resultados preliminares de una red de observación para el control de un regadío con vinazas sobre el acuífero de la llanura manchega.** MARTINEZ PEREZ, S.; SASTRE, A.; LOPEZ CAMACHO, B., y VARELA, M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 101-105, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Calidad agua, Agua subterránea, Sulfato, Contaminación, Abono, Lixiviación, Conductividad eléctrica, Muestreo, Roca carbonatada, Acuífero, Neógeno, Provincia Ciudad Real.

900546. **Caracterización geomorfológica e hidrogeológica de cinco sistemas estuáricos del País Vasco.** VILLATE, F.; FRANCO, J.; RUIZ, A., y ORIVE, E.

Kobie (1989), núm. 18, 157-170, 16 ref., esp., res. ing., baq., bibl. ITGE.

* Medió estuario, Marea, Capa límite, Salinidad, Caudal, País Vasco.

900554. **Concentraciones de arsénico en aguas subterráneas de la región semiárida de Santiago del Estero, Argentina.** GRIMOLIZZI, O. M., y MARTIN, A. P.

Rev. geofis. (1989), vol. 45, núm. 2, 157-168, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Análisis canónico, Regresión estadística, Coeficiente correlación, Tratamiento dato, Análisis químico, Agua subterránea, Arsénico, Calcio, Ión, Medio semiárido, Granito, Potabilidad, Santiago del Estero, Argentina.

900567. **Aportación al conocimiento del régimen fluvial de los ríos Alfambra y Guadalquivir o Turia a su paso por Teruel.** SANCHEZ FABRE, M.; PEÑA, J. L., y MOYA, C.

Teruel (1986), núm. 76, 27-49, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Caudal río, Red hidrográfica, Balance agua superficie, Histograma, Crecida, Estiaje, Variación estacionaria, Provincia Teruel.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

900532. **La Real Escuela de Mineralogía de Madrid, 1789-1808.** RUMEU DE ARMAS, A.

Ind. min. (1989), núm. 287, 7-18, esp., bibl. ITGE.

* Mineralogía, Institución, Enseñanza, Historia, Cronología, Provincia Madrid.

900563. **Etimología mineralógica.** CABEZAS MENA, J.

Subsuelo (1990), núm. 7, 19-20, esp., bibl. ITGE.

* Mineral, Nomenclatura.

MINERALOGIA: SILICATOS

900454. **Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes, provincias de Salamanca y Zamora.** SEBASTIAN, A., y MARTINEZ, F. J.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 103-113, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granate, Grupo granate, Estabilidad, Diagrama equilibrio, Zonación cristal, Difusión, Análisis químico, Fórmula, Metamorfismo fuerte, Retrometamorfismo, Provincias Salamanca, Zamora.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

900476. **Análisis secuencial y sedimentología del Lías en los Pirineos Centrales.** RAMON, X.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 159-173, 17 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Megaciclo sedimentario, Plataforma carbonatada, Variación nivel, Transgresión, Regresión, Hardground, Brecha, Caliza bioclástica, Caliza dolomítica, Jurásico Inf., Pirineos españoles.

900478. **Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte**

occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. ROBLES, S.; PUJALTE, V., y VALLES, J. C.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 185-198, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ciclo sedimentario, Sedimentación marina, Plataforma carbonatada, Medio pelágico, Sedimentación continental, Medio lacustre, Medio fluvial, Variación nivel, Jurásico, Región cantábrica, Provincias Santander, Palencia y Burgos.

900480. **La sedimentación en una rampa carbonatada dominada por tempestades, ensayos de correlación de ciclos y eventos en la ritmita margo-calcárea del Jurásico de Asturias.** VALENZUELA, M.; GARCIA RAMOS, J. C., y SUAREZ DE CENTI, C.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 217-235, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ciclo sedimentario, Secuencia rítmica, Marga, Caliza, Tempestad, Sedimentación marina, Medio talud marino, Hardground, Pizarra no metamórfica, Jurásico Sup., Asturias.

900481. **La plate-forme de l'Algarve au Jurassique Supérieur: Les grandes discontinuités stratigraphiques.** MARQUES, B., y OLORIZ, F.

Cuad. Geol. Iber. (1989), núm. 13, 237-249, 19 ref., fr., res. esp., ing., bibl. ITGE.

* Megaciclo sedimentario, Variación nivel, Transgresión-regresión, Plataforma carbonatada, Discontinuidad, Biostratigrafía, Fauna ammonites, Jurásico Sup., Algarve, Portugal.

900487. **Las facies de areniscas en el Keuper Inferior del Triás Subbético de Alcaudete, Cordillera Bética.** PEREZ LOPEZ, A., y LOPEZ CHICANO, M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 7-8, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arenisca, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Estructura sedimentaria, Ripple mark, Corriente temporal, Keuper, Zona Subbética, Zona Bética, Provincia Jaén.

900489. **Ciclos de compensación en las fosforitas de Horcajo de los Montes, Ciudad Real.** SANTAMARIA, J.

Geogaceta (1990), núm. 7, 11-12, 3 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Roca fosfatada, Fosforita, Lentejón, Estructura sedimentaria, Paleocorriente, Nódulo, Precámbrico, Provincia Ciudad Real.

900491. **La pirólisis Rock-Eval en el caso de las muestras ricas en sales.** CALLABA, A.; CASTAÑO, R. M., y MARFIL, R.

Geogaceta (1990), núm. 7, 16-17, 2 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arcilla, Maduración, Materia orgánica, Pirólisis, Evaporita, Neógeno, Cuenca Tajo, Provincia Madrid.

900492. **Las facies terrígenas del Muschelkalk basal en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica.** PEREZ MAZARIO, F.; ARACIL, E.; HERNANDO, S., y RINCON, R.

Geogaceta (1990), núm. 7, 18-19, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación detrítica, Medio submareal, Medio mareal, Plano costero, Estructura sedimentaria, Estratificación cruzada, Muschelkalk, Provincias Guadalajara, Soria.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

900451. **FUSION: Un programa interactivo para la modelización de magmas graníticos por fusión parcial a partir del contenido en REE.** ORTEGA CUESTA, L. A.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 67-71, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Programa ordenador, Fusión parcial, Magma, Composición granítica, Tierra rara.

900457. **La terminación sur-occidental del batolito de Andorra-Mont Lluís: características petrológicas y geoquímicas.** SOLER, A., y ENRIQUE, P.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 139-146, 23 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Batolito, Granito, Granodiorita, Enclave roca, Roca microganuda, Composición calcoalcalina, Análisis químico, Andorra, Provincia Lérida.

900490. **Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas.** GOMEZ PUGNAIRE, M. T., y MUÑOZ, M.

Geogaceta (1990), núm. 7, 13-15, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Enclave roca, Metapelita, Magma básico, Fusión parcial, Contaminación, Dolerita, Análisis químico, Zona Bética, Provincia Almería.

900496. **Eclogitas de la banda de cizalla Badajoz-Córdoba, suroeste de España. Datos petrográficos y significado geodinámico.** EGUILUZ, L.; ABALOS, B., y GIL IBARGUCHI, J. I.

Geogaceta (1990), núm. 7, 28-30, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Eclogita, Metamorfismo fuerte, Condición presión-temperatura, Zona cizalla, Recristalización, Subducción, Colisión placa, Proterozoico Sup., Primario, Provincias Badajoz, Córdoba.

900502. **Tipología de circón en granitoides de la Cordillera Cantábrica. Implicaciones petrogenéticas.** CORRETGE, L. G.; FERNANDEZ SUAREZ, J.; SUAREZ, O., y GALLÉSTEGUI, G.

Geogaceta (1990), núm. 7, 43-46, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granito, Composición calcoalcalina, Anatexia, Análisis modal, Circón, Nesosilicato, Distribución estadística, Región cantábrica, Arco asturiano.

900503. **The ultrabasic rocks of the Castillo de las Guardas, massif, Sevilla.** DE LA ROSA, J., y CASTRO, A.

Geogaceta (1990), núm. 7, 47-48, 14 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Ultrabasita, Enclave roca, Cumulufídica, Conducción hipovolcánica, Cristalización fraccionada, Gabro, Geobarometría, Análisis químico, Hercínico Sur, Provincia Sevilla.

900547. **Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias.** BELLIDO, F.; GONZALEZ LOPEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y PABLO MACIA, J. G.

Mem. Inst. Geol. Min. Esp. (1987), vol. 101, 157 pp., 26 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mapa geológico, Granito, Granito biotítico, Granito dos micas, Intrusión, Textura, Enclave roca, Metamorfismo contacto, Deformación, Proceso sintectónico, Proceso postectónico, Orogenia hercínica, Provincias La Coruña, Lugo, Asturias.

900551. **O18 values of planktonic-metamorphic series at Cabo Ortegal Complex, Northwestern Spain: petrogenetic implications.** APARICIO, A.; BORSHEVSKY, Y. A.; MEDVEDOVSKAYA, N. I.; NOVITSKY, I. P., y SANCHEZ, V.

Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fís., Quím. Nat. Zaragoza (1989), núm. 44, 183-197, 46 ref., esp., bibl. ITGE.

* Ultrabasita, O18, Granitización, Cabo Ortegal, Provincia La Coruña.

YACIMENTOLOGIA: METALES

900533. **Estudio de las zonas de alteración en las proximidades de Oliva de la Frontera y su relación con las mineralizaciones de W - Sn - Mo.** MORALES ALFEREZ, A.

Ind. min. (1989), núm. 292, 33-37, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Metamorfismo contacto, Alteración hidrotermal, Aureola metamórfica, Mineralización, Tungsteno, Estaño, Molibdeno, Provincia Badajoz.

900548. **De Minería, Metalúrgica y Comercio de Metales, 1450-1610.** SANCHEZ GOMEZ, J.

Mem. Inst. Geol. Min. Esp. (1989), vol. 102, núms. 1-2, esp., bibl. ITGE.

* Histórico, Mina, Castilla La Vieja, León.

YACIMENTOLOGIA: NO METALES

900535. **Los minerales industriales y su relación con la cerámica y el vidrio.** DELGADO MENDEZ, M. A.

Ind. min. (1989), núm. 294, 17-24, esp., bibl. ITGE.

* Sustancia útil, Materia prima, Vidrio, Cerámica, Utilización sustancia.

900537. **Las rocas ornamentales en la Historia natural de Plinio el Viejo.** GEA JAVALOY, R.

Ind. min. (1990), núm. 295, 19-39, 18 ref., esp., bibl. ITGE.

* Histórico, Material ornamentación, Sustancia no metálica.

900564. **Minas Gloria, NO de la provincia de Córdoba, España.** PARRAGA, J. R.

Subsuelo (1990), núm. 7, 21-28, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mina, Filón, Granito, Asociación mineral, Fluorita sustancia, Cuarzo, Yacimiento hidrotermal, Provincia Córdoba.

SUELOS

900459. **Determinación del pH en suelos de carga variable de Galicia.** URRUTIA, M., y GARCIA-RODEJA, E.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 219-228, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Metodología análisis, Suelo, Propiedad química, pH, Electrolito, Galicia.

900460. **Estudio de los principales factores que intervienen en la estabilidad estructural de los suelos de Galicia.** BENITO, E., y DIAZ-FIERROS, F.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 229-253, 42 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Reasención estadística, Simulación, Lluvia, Estructura suelo, Materia orgánica, pH, Textura, Erosión suelo, Galicia.

900461. **Contribución al estudio de suelos de alta montaña, provincia de Teruel. I. Morfología, datos analíticos y clasificación.** PALOMAR, M. L.; HERNANDO, J., y DE LA CRUZ, M. T.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 255-272, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Suelo pardo, Chernozem, Cambisol, Phaeozem, Leptosol, Roca carbonatada, Pedogénesis, Oxido de hierro, Análisis químico, Provincia Teruel.

900462. **Contribución al estudio de suelos de alta montaña, provincia de Teruel. II. Estudio químico y mineralógico. Génesis.** GARCIA-VILLAMIL, M. L.; HERNANDO, J., y DE LA CRUZ, M. T.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 273-289, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Chernozem, Cambisol, Phaeozem, Leptosol, Suelo pardo, Suelo poco desarrollado, Arcilla mineral, Mineral pesado, Análisis químico, Pedogénesis, Dato RX, Provincia Teruel.

900463. **Comparación de diferentes métodos de medida de la estabilidad estructural al agua.** BENITO, E., y DIAZ-FIERROS, F.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 291-302, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Metodología, Suelo, Estructura suelo, Simulación, Lluvia, Galicia.

900464. **Mineralogía de arcillas de los suelos de la Sierra de Ascoy, Cieza, Murcia, y su piedemonte.** ALIAS, J. L.; GARCIA, C., y MARTINEZ, J.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 303-314, esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Leptosol, Calcisol, Rhagosol, Suelo poco desarrollado, Arcilla mineral, Illita, Paligorskita, Smectita, Caolinita, Clorita, Dato RX, Perfil suelo, Roca carbonatada, Provincia Murcia.

900465. **Las reacciones lentas del fósforo en suelos gallegos. 1. Estudio cinético de la adsorción del fósforo.** DE BLAS, E.; GIL, F., y GUITIAN, F.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 315-330, 17 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Fósforo, Adsorción, Difusión, Ecuación matemática, Suelo, Ranker, Podzol, Galicia.

900466. **Las reacciones lentas del fósforo en suelos gallegos. 2. Variación de las isoterms de sorción con el tiempo de contacto.** DE BLAS, E.; GIL, F., y GUITIAN, F.

An. edafol. agrobiol. (1989), vol. 48, núm. 3-4, 343-355, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Fijación ión, Fósforo, Isotherma, Adsorción, Sorción, Factor tiempo, Suelo, Ranker, Podzol, Coeficiente correlación, Galicia.

GEOQUIMICA

900455. **Los basaltos alcalinos subvolcánicos espilitizados de Arándiga, provincia de Zaragoza: estudio mineralógico y geoquímico.** BASTIDA, J.; BESTEIRO, J.; REVENTOS, M. M.; LAGO, M., y POCOVI, A.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 115-130, 37 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Basalto alcalino, Condición hipovolcánica, Sill, Espilitización, Textura, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Norma petrográfica, Diferenciación magmática, Trías, Jurásico Inf., Provincia Zaragoza.

900456. **El vulcanismo básico del Carbonífero Inferior de la Serra de Miramar.** MELGAREJO, J. C., y MARTI, J.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 2, 131-138, 5 ref., cat., res. ing., bibl. ITGE.

* Espilita, Basalto alcalino, Análisis mayores, Análisis

elemento traza, Tectónica intraplaca, Corte geológico, Carbonífero, Carbonífero Inf., Provincia Barcelona.

900504. **Estudio de los contenidos de estroncio en las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior del Noroeste de Cantabria, España.** BRAVO, J. I.

Geogaceta (1990), núm. 7, 49-50, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Roca carbonatada, Dolomitización, Estroncio, Análisis elemento traza, Modelo, Cretácico Inf., Provincia Santander.

900505. **Estudio de determinados elementos traza en rocas carbonatadas del Aptiense, en el área de Novales, Cantabria.** BRAVO, J. I.

Geogaceta (1990), núm. 7, 51-53, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Elemento metálico, Análisis elemento traza, Roca carbonatada, Dolomitización, Análisis grupo, Aptiense, Provincia Santander.

900519. **El sistema geotérmico de la Garriga-Samalús: comparaciones con sistemas hidrotermales fósiles.** CARNALS, A.; ALBERT, J., y AYORA, C.

Geogaceta (1990), núm. 7, 88-89, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sistema geotérmico, Agua termal, Análisis elemento traza, Estroncio, Bario, Génesis yacimiento, Barita sustancia, Fluorita sustancia, Yacimiento hidrotermal, Granodiorita, Norma petrográfica, Cadena Costero Catalana, Provincia Barcelona.

900550. **Tipología de las relaciones iónicas entre los componentes mayoritarios de la salinidad en la red hidrográfica del Ebro.** NAVAS, A., y ALBERTO, F.

Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fis. Quím. Nat. Zaragoza (1989), vol. 44, 169-182, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Agua superficie, Análisis químico, Sulfato, Calcio, Cloro, Sodio, Ión, Precipitación, Cambio iónico, Regresión estadística, Coeficiente correlación, Red hidrográfica, Cuenca Ebro.

FISICA DEL GLOBO

900549. **La corteza terrestre. Energías y sustancias minerales.** MIR AMOROS, J.

Mem. R. Acad. Cienc. Artes Barc. (1989), vol. 49, núm. 5, 168 pp., 23 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Corteza terrestre, Tectónica placas, Energía, Recurso mineral.

900555. **Máximo esfuerzo de cizalla y coeficientes de una ley friccional a partir de una población de mecanismos focales.** LANA, X.

Rev. geofis. (1989), vol. 45, núm. 2, 169-176, 34 ref., esp., bibl. ITGE.

* Esfuerzo de cizalla, Fricción, Mecanismo focal, Sismo, Plano falla, Ecuación matemática.

900557. **Focal mechanisms of selected events of the West-Bohemia earthquake swarm 1985/86 constrained by P-wave amplitudes.** ZAHRADNIK, J., y JANSKY, J.

Rev. geofis. (1989), vol. 45, núm. 2, 217-230, 30 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Ensayo sismo, Momento sísmico, Mecanismo focal, Onda P, Amplitud, Ecuación matemática, Problema inverso, Cuenca de Bohemia.

MAPAS

900531. **Conmemoración del centenario del primer Mapa Geológico de España y exposición de cartografía y documentación histórica.** LLORENTE GOMEZ, E.

Geogaceta (1990), núm. 7, 151-154, esp., bibl. ITGE.

* Histórico, Cronología, Mapa geológico, España, ITGE.

900536. **Esencia de la cartografía geológica y los geólogos cartógrafos.** RIOS GARCIA, J. M.

Ind. min. (1990), núm. 295, 5-11, esp., bibl. ITGE.

* Cartografía, Geología, Papel geólogo.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y 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 serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

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. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

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, tablas 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.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo.

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 diez 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 GEOLOGICO Y MINERO 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 1991 —

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): 4.800 ptas.

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
DATE

FIRMA
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