



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 102

Marzo - Abril 1991

NUMERO 2



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 102

Número 2

Marzo - Abril 1991

boletín geológico y minero

15/04/91

1 AGO. 1991

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

Sumario

Geología	M. NAVIDAD y A. BARNOLAS: El magmatismo (Ortoneises y volcanismo del Ordovícico Superior) del Paleozoico de los Catalánides	3
	A. MARCOS GONZALEZ: Aportaciones al conocimiento de la evolución geológica reciente del Bajo Gállego en las proximidades de Zaragoza.	19
	J. BAHAMONDE y C. NUÑO: Características geológicas del sinclinal de Santa María de Redondo (Zona Cantábrica, Palencia)	35
	A. APARICIO, J. M. BRELL y B. GUARAS: El metamorfismo hercínico de la Sierra de la Demanda (provincias de Logroño y Burgos)	56
Aguas subterráneas	F. X. MONTSERRAT I REBULL: Evolución y comportamiento de sustancias nitrogenadas procedentes de fertilizantes agrícolas, en un acuífero libre	63
Geoquímica	S. DEL BARRIO MARTIN: Estudio e investigación de un espectrómetro de emisión de plasma ICP aplicado a la prospección geoquímica multi-elemental. Parte II: Selección de líneas analíticas: Estudio de interferencias	76
Rocas industriales y ornamentales	B. CALVO, J. MENDUÑA y J. L. PARRA: Ensayo metodológico para el estudio de las propiedades de granitos meteorizados	111
Estudio de minerales y rocas	M. SUAREZ, J. A. DIEZ TORRES, M. AÑORBE, J. NAVARRETE y J. M. MARTIN POZAS: Mineralogía de arcillas en el Sector Central de la Cuenca del Duero	124
Información	J. M. LOPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XVIII: Pedro Subiela	135
	C. J. DABRIO: Resumen de las actividades del Grupo Español del Terciario con motivo de su primer Congreso (CONGET'91)	140
	Noticias y Notas bibliográficas	141

**DIRECCION, REDACCION
Y PUBLICACION**

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid

Teléfono 441 70 67

**ADMINISTRACION, DISTRIBUCION
Y SUSCRIPCION**

Doctor Fleming, 7, 2.º - 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

Reforzamiento del pie del Deslizamiento de Pont de Bar (Lérida), frente a la socavación fluvial con muro anclado.

(Foto F. J. Ayala Carcedo)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 232 - 91 - 020 - 2

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

El magmatismo (Ortoneises y volcanismo del Ordovícico Superior) del Paleozoico de los Catalánides.

Por M. NAVIDAD (*) y A. BARNOLAS (**)

RESUMEN

En el presente trabajo se caracterizan petrológica y geoquímicamente las rocas metavolcánicas del Ordovícico Superior de los Catalánides (Gavarres y Guillerries) y los ortoneises de las Guillerries. Estos últimos se encuentran en disposición estratiforme en materiales metasedimentarios cuya edad supuesta es Proterozoico Superior o Cámbrico Inferior.

Las rocas metavolcánicas están constituidas por metarriolitas masivas y tobas dacítico-riolíticas con abundante mezcla de material fragmentario. Corresponden a un volcanismo explosivo subaéreo y de carácter freatomagmático. Sus caracteres geoquímicos lo definen como los términos ácidos de una secuencia calcoalcalina de procedencia cortical emplazada post-colisionalmente dentro de un contexto extensivo. El modelo de REE indica que se trata de fundidos poco fraccionados procedentes de la fusión de una corteza reciclada.

Los «Ortoneises de las Guillerries» corresponden a leuconeises biotíticos con granate. Sus caracteres geoquímicos los caracterizan como metagranitos aluminicos de procedencia cortical. Sus espectros geoquímicos (elementos incompatibles y REE) presentan pautas análogas a los de las rocas metavolcánicas e indican que se trata de fundidos de procedencia cortical de baja alcalinidad emplazados en un contexto anorogénico.

La ausencia de correlación geoquímica y de pautas de fraccionación entre metavolcanitas y ortoneises descarta la idea de una fuente común para ambos.

Palabras clave: Geoquímica, Ordovícico Superior, Volcanismo ácido, Ortoneis, Cambro-Ordovícico, Catalánides, España.

ABSTRACT

This paper is aimed at characterizing petrologically and geochemically the Upper Ordovician metavolcanics and the Guillerries orthogneisses of the Catalanides area. The Guillerries orthogneisses have a sheet arrangement between metasediments from Upper Proterozoic or Lower Cambrian inferred Age.

The metavolcanics consist of massive meta-rhyolites and dacites as well as rhyolitic tuffs and other pyroclastic rocks. They represent at least one episode of explosive and phreatomagmatic subaerial volcanism. Geochemically these volcanics are the evolved terms of a post-collision, extensional calc-alkaline magmatic series. REE patterns suggest that magmas were derived through little fractionation from a recycled source.

The Guillerries orthogneisses are garnet-bearing biotitic leucogneisses. Geochemically they are similar to aluminous granites of crustal origin. Incompatible elements and REE patterns are analogous to the other metavolcanics this suggesting that they also are low-alkalinity melts of crustal provenance, formed in an anorogenic regional setting.

The lack of geochemical correlation and fractionation lines between metavolcanics and orthogneisses rejects any possibility for a common source.

Key words: Geochemical analysis, Upper Ordovician, Acid volcanism, Orthogneiss, Cambro-Ordovician, Catalanides, Spain.

INTRODUCCION

En el Ordovícico Superior de la zona axial pire-

naica y de los Catalánides se reconocen, aunque con un desarrollo muy desigual en los distintos afloramientos, rocas volcánicas y volcanoclásticas (metavolcanitas), así como rocas metasedimentarias detríticas con un alto contenido en clastos de origen volcánico.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid.

(**) División de Geología y Geofísica. ITGE. Ríos Rosas, número 23. 28003 Madrid.

En el Pirineo se han descrito metavolcanitas básicas en el domo de Pierrefite (DAGALLIER, 1973; BOIS et POUIT, 1976), ácidas en los Aspres (MENGEL, 1907; CAVET, 1957; LAUMONIER et GUITARD, 1986) y ambos tipos en la región de Ribes de Freser (ROBERT et THIEBAUT, 1976; MARTI et al., 1986).

En los Catalánides (fig. 1), la existencia de materiales volcansedimentarios de esta edad es conocida desde fecha reciente, y han sido descritos y estudiados en los macizos de Gavarres y Guilleries y en los pequeños afloramientos de las Pedritxes y Mataró (BARNOLAS et al., 1980; JULIVERT y MARTINEZ, 1980; DURAN et al., 1984). La existencia de materiales metasedimentarios del Ordovícico Superior está comprobada en otros macizos paleozoicos de este segmento hercínico: Barcelonés (ALMERA, 1898) y Montseny (FAURA y SANS, 1913). Aunque la sucesión litoestratigráfica es poco conocida en estos macizos, la presencia de materiales volcánicos parece más reducida.

En el sector septentrional de los Catalánides (Gavarres y Guilleries) las rocas metavolcánicas corresponden a metadacitas y metarriolitas con abundante mezcla de material fragmentario. Estratigráficamente se encuentran intercaladas en el tramo inferior de una serie grauvaco-pelítica (BARNOLAS et al., 1980), que ha sido datada con restos faunísticos como Caradoc-Ashgill VILLAS et al., 1987). Estas rocas metavolcánicas han sido interpretadas por DURAN et al. (1984) (Catalánides), y por MARTI et al. (1986) (Pirineo oriental), como representantes de un volcanismo de tipo orogénico dentro de un contexto de intraplaca.

CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

Los macizos de las Guilleries y Gavarres son los más septentrionales de los Catalánides (fig. 1). Al norte de los mismos el Paleozoico desaparece bajo el Terciario de la cuenca surpirenaica, mientras que hacia el sur aflora el plutón granítico tardihercínico de los Catalánides. Se encuentran separados entre sí por materiales paleógenos y neógenos, y compartimentados por fracturas de dirección NO-SE.

Macizo de las Gavarres

El macizo de las Gavarres está situado en el extremo nord-oriental de los Catalánides (fig. 1). Está formado por una potente serie metasedimentaria de edad paleozoica, y por materiales graníticos que se distribuyen al sur del macizo y en las proximidades de Montnegre (fig. 2).

En la serie paleozoica se pueden distinguir tres grandes grupos de unidades litoestratigráficas. El grupo inferior está formado por materiales no datados, probablemente del Cámbrico y/u Ordovícico. El grupo intermedio está formado por materiales del Ordovícico Superior, y el grupo superior por materiales del Silúrico y Devónico Inferior.

Los materiales del grupo inferior han sido denominados por BARNOLAS y GARCIA-SANSEGUNDO (in press) «Serie Heterolítica Inferior de las Gavarres». Consisten en metapelitas y metasamitas, en alternancias rítmicas decimétricas a milimétricas, que incluyen esporádicamente intercalaciones métricas a decamétricas de cuarcitas y mármoles. En parte son correlacionables con la Serie de Jujols, del Pirineo Oriental, sensu CAVET (1957).

Sobre la «Serie Heterolítica inferior de las Gavarres», y sin que exista discordancia angular entre los mismos, se disponen los materiales del segundo grupo considerado. Estos corresponden en edad al Ordovícico Superior reconociéndose cuatro unidades litoestratigráficas (BARNOLAS y GARCIA SANSEGUNDO, in press) (fig. 3).

Los materiales del Silúrico y Devónico Inferior (fig. 3) se encuentran en escamas cabalgantes sobre la Serie Heterolítica Inferior (fig. 2).

Macizo de las Guilleries

En el macizo de las Guilleries se reconocen dos series estratigráficas paleozoicas muy diferenciadas, que se hallan separadas entre sí por una fractura de dirección N 70°, que lo divide en dos sectores (fig. 4).

En el sector meridional aflora la serie aparentemente más antigua. Aunque no existe hasta la fecha ningún elemento de datación sobre la mis-

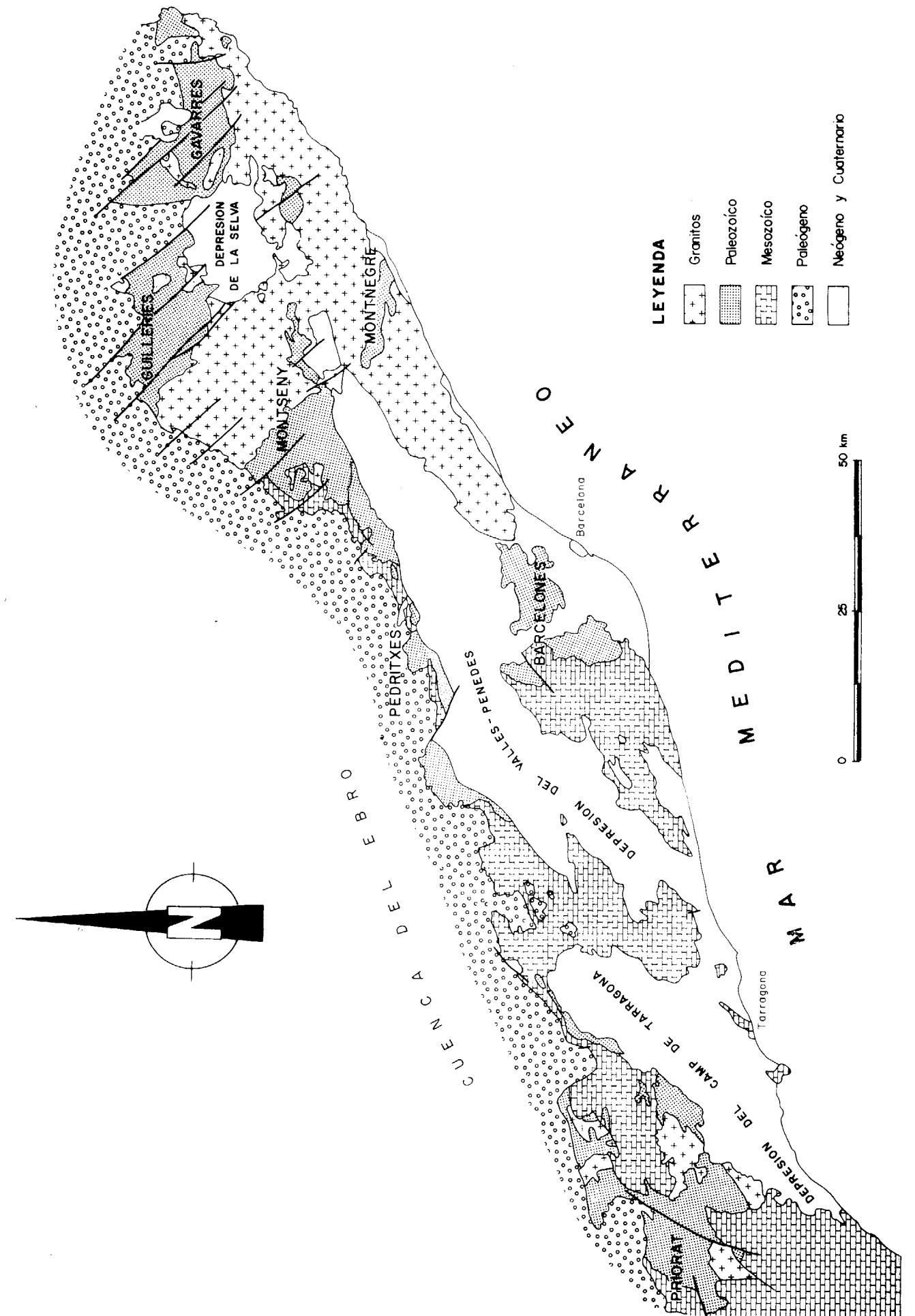


Figura 1.—Esquema geológico de los Catalánides con la localización de los macizos hercínicos.

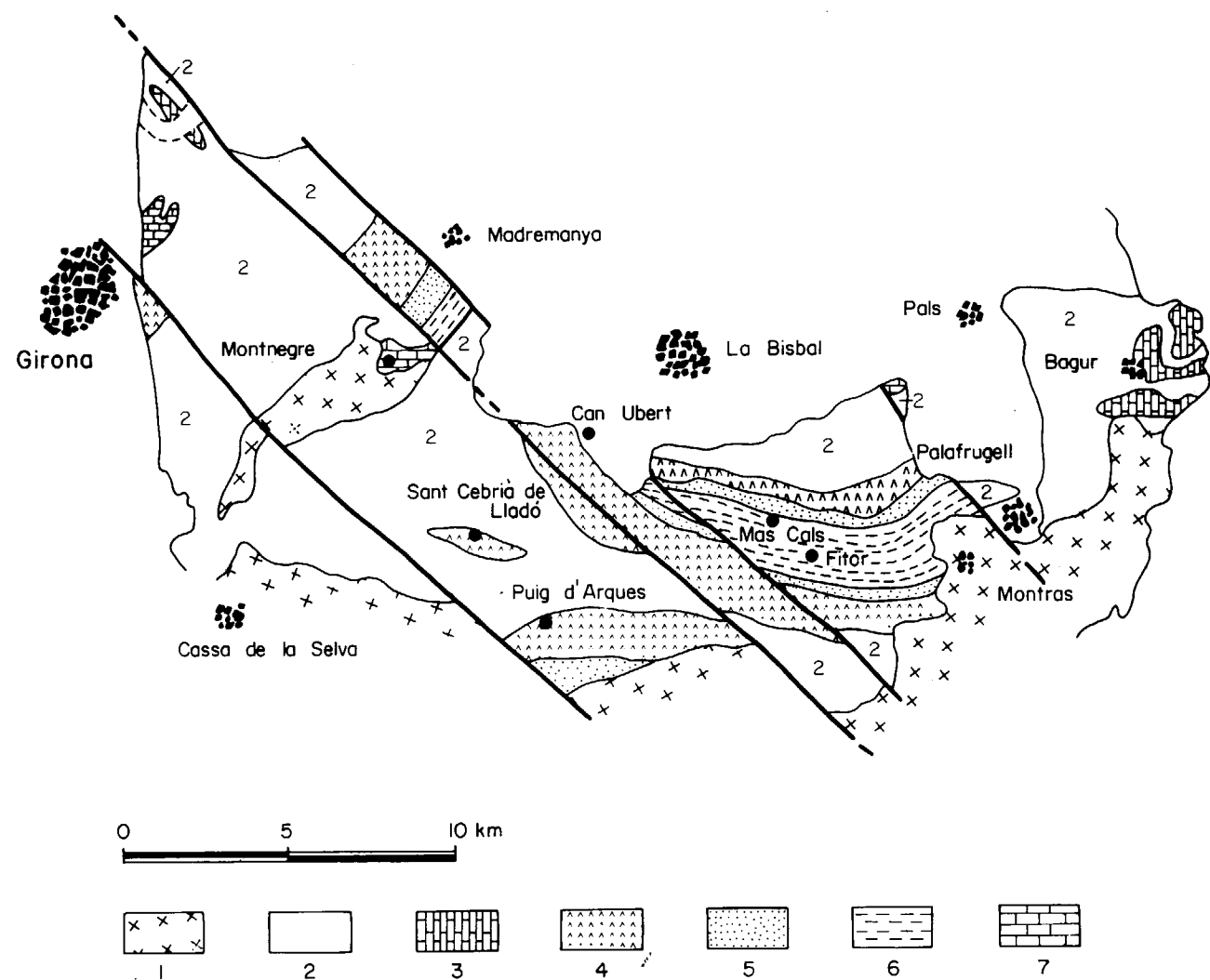


Figura 2.—Esquema geológico de las Gavarres (modificado de BARNOLAS y GARCIA SANSEGUNDO, in press, 1986).
 Leyenda: 1, Granitos tardihercínicos; 2, Serie Heterolítica inferior de las Gavarres; 3, Calizas de Bagur y Sant Julià de Ramis; 4, Conglomerados de Sant Cebrià de Lladó y Vulcanitas ácidas de Els Metges; 5, Limolitas y calizas de Mas Cals; 6, Lutitas de Fitor; 7, Ampelitas y calizas del Silúrico y Devónico Inferior.

ma, se le supone una edad Proterozoico Superior o Cámbrico Inferior, por comparación con la edad atribuida a la «Serie de Canaveilles», del Pirineo Oriental (LAUMONIER, 1988), con la que guarda una cierta analogía. Está formada por un potente paquete de metasedimentos («Serie de las Guilleries»), que incluyen tres intercalaciones de ortoneises («Ortoneises de las Guilleries»), así como algunos niveles de ortoanfibolitas en disposición estratiforme. Todo el conjunto tiene estructura monoclinale y buzamiento regional hacia

el sur de la S_0 , S_1 y S_2 , que son subparalelas. El metamorfismo regional que afecta a todo este conjunto es de baja presión, reconociéndose desde la isograda de la sillimanita-feldespato potásico, en las zonas más profundas, hasta la isograda de la biotita en los tramos superiores (VAN DER SIJF, 1951; BARNOLAS et al., 1983-84; DURAN, 1985).

En el sector septentrional afloran materiales similares a los descritos para el macizo de las Gavarres:

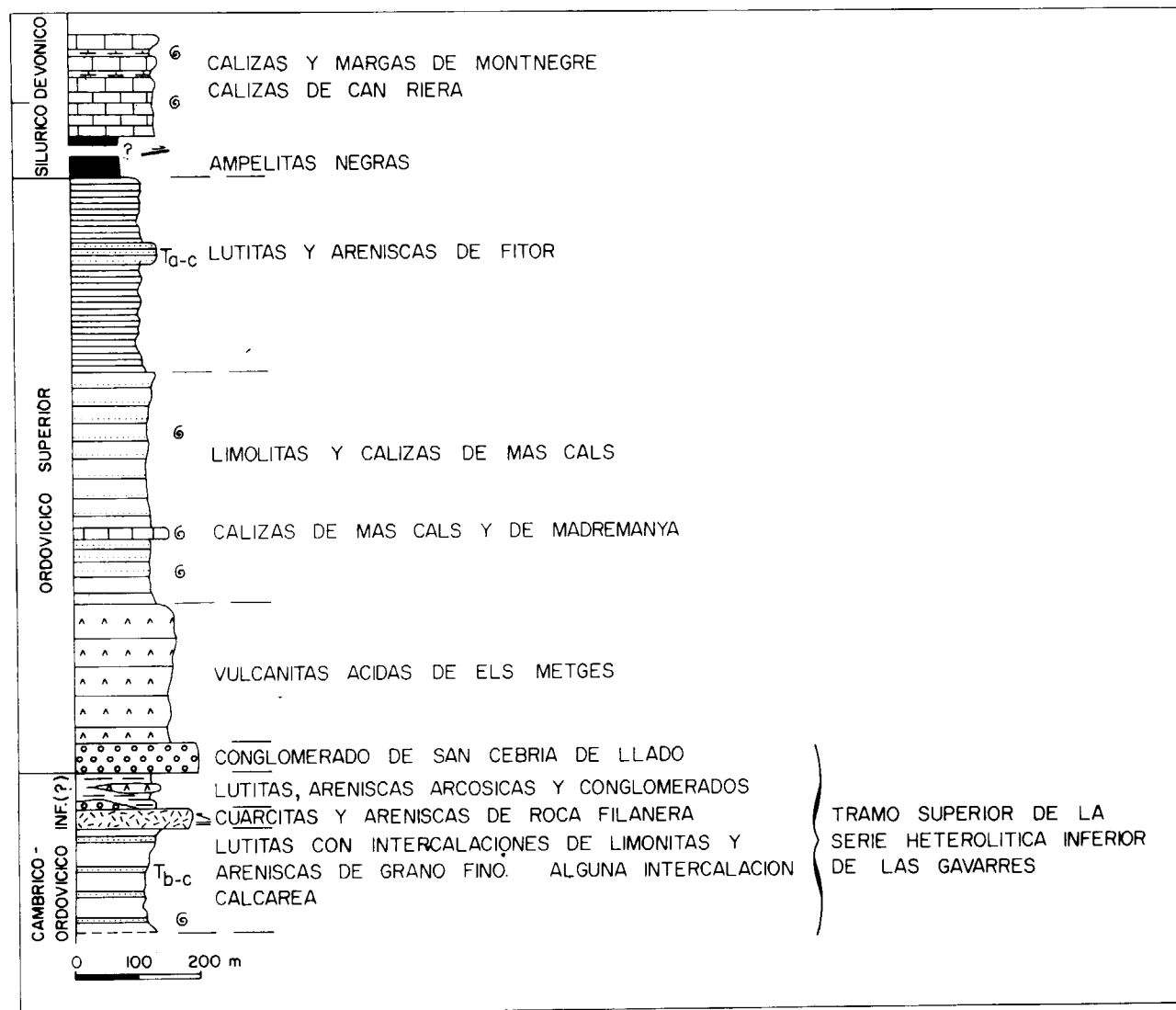


Figura 3.—Columna estratigráfica sintética del Ordovícico Superior de las Gavarres (modificado de BARNOLAS y GARCIA SANSEGUNDO, in press, 1986).

- Serie heterolítica de las Gavarres.
- Serie del Ordovícico Superior (BARNOLAS et al., 1980, 1983-84; DURAN, 1985; VILLAS et al., 1987).
- Silúrico y Devónico Inferior (DURAN, 1985).

CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS METAVOLCANICAS

Los afloramientos más representativos se en-

cuentran en el macizo de las Gavarres, en las proximidades de la localidad de Mas Cals y en las cercanías de Sant Cebrià de Lladó (fig. 2). Se encuentran sobre el metaconglomerado basal del Ordovícico Superior con una potencia aproximada de 300 m. En algunos puntos, como en Mas Cals, este conglomerado no se observa apoyándose las metavulcanitas sobre la Serie Heterolítica inferior de las Gavarres. La secuencia metavolcánica, donde aparece mejor desarrollada, está fundamentalmente formada por una alternancia de materiales piroclásticos (tobas y

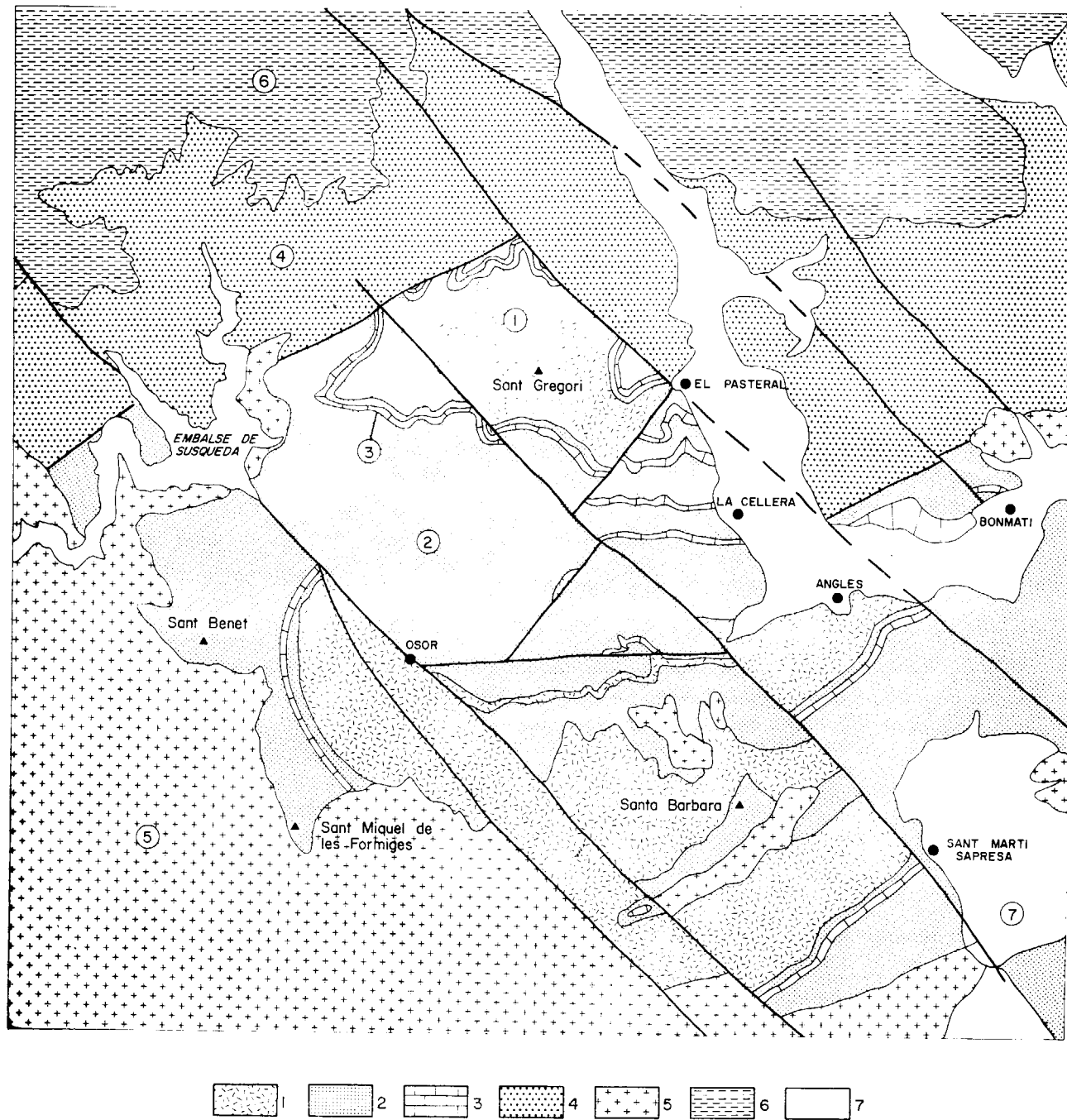


Figura 4.—Esquema geológico de las Guilleries (modificado de BARNOLAS et al., 1983-84). 1, Neises de las Guilleries; 2, Serie metasedimentaria de las Guilleries; 3, Niveles de mármoles; 4, Serie superior (ankimetamórfica); 5, Granitos; 6, Paleógeno; 7, Neógeno y Cuaternario.

cineritas) y niveles masivos subordinados situados preferentemente en la base, parte intermedia y techo de la secuencia. Son frecuentes, asi-

mismo, los niveles de naturaleza volcanoclástica en continuidad con los de tipo piroclástico. Los tramos formados por material fragmentario

(piroclástico y volcanoclástico) presentan con relativa frecuencia estructuras relictas como gradaciones positivas, imbricaciones entre facies con diferente tamaño de grano (tobas y cineritas) y laminaciones dentro de los niveles de grano más fino. Los tramos masivos están formados por riolitas muy homogéneas que presentan ocasionalmente en la base niveles de brechas con abundantes sulfuros; son frecuentes dentro de ellos las laminaciones de flujo formando cierto ángulo con la esquistosidad regional y las estructuras de desvitrificación. Estos niveles no presentan continuidad lateral.

Aspectos petrológicos

Se describen a continuación:

1. Metariolitas masivas.
2. Materiales fragmentarios.

Dentro del segundo grupo se han distinguido en base a criterios texturales y mineralógicos los materiales piroclásticos de los volcanoclásticos.

1. Metariolitas masivas

Son de color rosa-violáceo y presentan estructuras de alteración en forma de «anillos de Liesegang». Ocasionalmente se observan fenocristales de cuarzo que destacan en una matriz muy homogénea de grano muy fino.

Petrográficamente son rocas cuya matriz está formada exclusivamente por cuarzo bien en forma de pequeños microlitos orientados o bien como un agregado criptocristalino recrystalizado. Con luz natural se observan a veces texturas relictas de desvitrificación perlítica o esferulítica y una laminación composicional definida por la mayor concentración de agregados micáceos, circonatos y opacos.

2. Materiales fragmentarios

Rocas piroclásticas

Engloban tobas de carácter ignimbrítico y cineritas. Su mineralogía corresponde a la de términos dacítico-riolíticos.

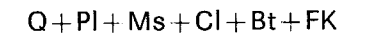
Metatobas ignimbríticas

Macroscópicamente están formadas por una ma-

triz de color gris verdoso sobre la que destacan pequeños cristales (0 a 2 mm.) de cuarzo y feldespato, fragmentos pizarrosos y estructuras de tipo ignimbrítico deformadas y orientadas paralelamente a la esquistosidad principal.

Petrográficamente presentan una textura porfiroclástica foliada. La foliación está definida por un agregado clorítico moscovítico con lamelas de biotita incipiente.

Su asociación mineralógica está formada por:



y como accesorios: apatito, circón, ilmenita, pirita y leucoxeno.

La matriz constituye la parte esencial de estas rocas. Está formada por un agregado micro-criptocristalino cuarzo-feldespático con abundante moscovita; destacan en él esferulitos de albita policristalina.

Incluidos en la matriz aparecen fenocristales y fragmentos: Los fenocristales son de pequeño tamaño (1-1,5 mm.) y presentan los caracteres típicos de cristales subvolcánicos: corrosiones, vacuolas y un elevado grado de fracturación, variable, de unas rocas a otras. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa ácida (An 5-8) maclada polisintéticamente, anubarrada y alterada a un agregado clorítico sericítico que encierra en ocasiones clinzoisita y carbonatos; biotita y feldespato potásico. Este último componente no siempre está presente como fenocristal, aparece preferentemente en los niveles situados en la parte superior de la secuencia, presenta una transformación incipiente a albita en damero, siendo en ocasiones perítico o micropegmatítico.

Entre los fragmentos son frecuentes los tipos con textura pizarrosa formados por sericita y opacos, posibles representantes de cenizas; estructuras de tipo fluidal miméticas con la foliación formadas por sericita y carbonatos posibles pseudomorfos de antiguos «shards» vítreos y clastos ocasionales de pizarra y cuarcita.

Entre los accesorios hay que destacar la frecuente presencia de apatito, bien como fenocristal corroído o bien con un hábito tabular incluido en los fenocristales de cuarzo y plagioclasa; son frecuentes, asimismo, los cristales de ilmenita ameboide.

Metacineritas

Corresponden a niveles de grano muy fino con marcada pizarrosidad. Su color varía desde niveles oscuros biotítico a otros más claros cuarzo-feldespáticos que incluyen frecuentemente porfiroclastos en proporción muy restringida. Son frecuentes en estos niveles las laminaciones de espesor milimétrico que muestran variaciones composicionales (láminas formadas por micas esencialmente) y las imbricaciones con mayor tamaño de grano.

Los niveles claros están compuestos por un agregado criptocristalino de cuarzo o cuarzo-sericítico, formado posiblemente a partir de la recristalización de un vidrio anterior. Engloba agregados filíticos formados por mica blanca y carbonatos.

Los niveles más oscuros están compuestos esencialmente por moscovita y biotita, esta última define la esquistosidad visible. Son niveles de potencia muy reducida (3-10 cm.) intercalados entre los tobáceos o en tránsito lateral con ellos.

Rocas volcanoclásticas

Bajo esta denominación se engloban materiales fragmentarios de procedencia imprecisa (CAS & WRIGHT, 1987), con estructura generalmente tobácea, definida por el predominio de fragmentos líticos y de cuarzo. Macroscópicamente son de color ocre y en su matriz predominan abundantes clastos (0-2 mm.) de cuarzo y plagioclasa. Sus caracteres estructurales son análogos a los que presentan los tipos piroclásticos, por lo que su diferenciación en el campo es problemática.

Petrográficamente son, al igual que aquéllos, de textura porfiroclástica, diferenciándose por el predominio de fragmentos de cuarzo anguloso en una proporción elevada frente a la matriz.

La matriz está formada por un agregado microcristalino de cuarzo y mica blanca en la que se observan con frecuencia laminaciones, mostrando una S_0 microplegada mimética con la esquistosidad principal.

Incluyen porfiroclastos y fragmentos de otras rocas. Entre los primeros hay que destacar los cuarzoes angulosos y policristalinos y, en proporción menor, los cuarzoes corroídos y las plagioclasas. Entre los fragmentos destacan: agre-

gados poliminerales de cristalización subvolcánica formados por cuarzo, turmalina, apatito y circon, sólo presentes en este tipo de facies; agregados micáceos con marcada pizarrosidad y esferulitos de albita policristalina. Estos últimos pueden interpretarse como restos de cenizas y lapillis, lo cual indicaría la fuerte influencia volcánica que este tipo de facies presenta.

Son frecuentes también en estos materiales los contenidos elevados de sulfuros y óxidos que se concentran sobre los fragmentos, llegando incluso a soldarlos; lo cual es característico en facies de cristalización subvolcánica con alto contenido en volátiles.

De los datos anteriormente señalados se puede deducir que estos materiales «volcanoclásticos» podrían interpretarse como facies de carácter freatomagmático originadas por un mecanismo de extrusión altamente favorecido por un elevado contenido en volátiles.

CARACTERÍSTICAS DE LOS ORTONEISES

Los afloramientos de ortoneises son escasos en el sector septentrional de los Catalánides, localizándose exclusivamente en el macizo de las Guilleries.

Forman cuerpos de pequeña extensión de leuconeises biotíticos que se disponen como *sills* dentro de una serie metasedimentaria formada, fundamentalmente, por esquistos, niveles de mármoles, rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas («Serie de las Guilleries»).

Macroscópicamente son de aspecto leucocrático homogéneos y con una fuerte estructuración marcada por la biotita; en zonas de fuerte deformación presentan una estructura milonítica.

Petrográficamente son de textura granoblástica o milonítica cuando se encuentran deformados.

Su asociación mineral está formada por:



Los minerales accesorios apenas están presentes, y cuando aparecen son ilmenitas y ocasionalmente monazita. Entre los minerales secundarios son frecuentes la clorita y sagenita a partir de la biotita, y moscovita histerógena.

La plagioclasa es de composición ácida, y el feldespato potásico constituye un agregado granoblástico junto al resto de los componentes. Los granates son idioblásticos, no presentan inclu-

siones, no se encuentran zonados y su composición es esencialmente almandino (cuadro I). Corresponden a granates típicamente magmáticos.

CUADRO I
Composición de granates

MUESTRA NF-63. ITGE						
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35.52	36.05	35.78	36.27	35.90	36.05
TiO ₂	0.04	0	0.02	0.07	0.01	0.06
Al ₂ O ₃	21.39	21.22	21.41	21.19	21.00	21.64
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0.08	0	0.04	0
FeO	34.49	34.98	34.40	35.04	34.59	35.01
MnO	5.93	6.34	6.32	6.43	6.43	5.82
MgO	0.62	0.68	0.65	0.62	0.60	0.62
CaO	0.41	0.46	0.46	0.41	0.42	0.55
TOTAL	98.40	99.74	99.12	100.03	98.99	99.75
Pt Si IV	5.85	5.90	5.86	5.92	5.92	5.85
Pt Al IV	0.15	0.10	0.14	0.08	0.08	0.15
T site	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Pt Al VI	4.00	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99
Pt Ti VI	0	0	0	0.01	0	0.01
Pt Cr	0	0	0.01	0	0.01	0
Pt Fe ⁺³	0	0	0	0	0	0
O site	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Pt Fe ⁺²	4.75	4.79	4.71	4.78	4.77	4.75
Pt Mn ⁺²	0.83	0.88	0.88	0.89	0.90	0.80
Pt Mg	0.15	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15
Pt Ca	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.10
A site	5.80	5.92	5.82	5.89	5.89	5.80
Pt O	23.72	23.87	23.75	23.85	23.84	23.73

Lab. Microsonda. París II (Camebax y Sx 50).

Los tipos miloníticos se caracterizan por la presencia de lentes de cuarzo, marcando la foliación y porfidoblastos de microclina, frecuentemente policristalinos.

CARACTERES GEOQUÍMICOS

La interpretación geoquímica de las rocas metavolcánicas y de los ortoneises se ha realizado a partir del estudio de sus elementos mayores, trazas y tierras raras, si bien en estas últimas sólo se ha dispuesto de dos espectros obtenidos a partir de una metavolcanita y de un ortoneis.

Los análisis químicos figuran en los cuadros II, III, y corresponden a rocas metavolcánicas (cuadro II, núms. 1 al 7), rocas volcanoclásticas (cuadro II, núms. 8, 9, 10) y ortoneises (cuadro III, núms. 1, 2); también se han utilizado para este estudio análisis tomados de la bibliografía de rocas procedentes del área estudiada (DURAN et al., 1984).

Desde el punto de vista geoquímico, la finalidad del presente trabajo se dirige a establecer el quimismo original del volcanismo Ordovícico y su ámbito de generación dentro del contexto geodinámico.

CUADRO II
Rocas metavolcánicas

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73,06	69,12	75,23	68,50	67,76	71,43	63,18	72,58	76,84	68,58
TiO ₂	1,78	0,64	0,17	0,59	1,65	0,68	0,76	0,54	0,48	0,85
Al ₂ O ₃	14,16	14,40	13,58	14,74	16,53	14,63	15,08	14,86	13,34	13,58
Fe ₂ O ₃	0,61	2,09	1,43	2,61	1,47	1,13	3,68	2,49	1,09	1,72
FeO	0,21	2,17	0,23	1,89	1,50	2,22	4,97	0,81	0,39	6,59
MnO	0,01	0,06	0,02	0,06	0,04	0,06	0,07	0,02	0,02	0,07
MgO	0,01	0,70	0,24	0,62	1,25	0,49	2,42	0,59	0,27	1,81
CaO	2,78	0,83	0,23	1,71	0,27	0,14	0,75	0,10	0,09	0,26
Na ₂ O	0,38	2,88	4,72	2,72	4,00	2,19	2,81	0,59	1,97	1,43
K ₂ O	0,68	3,78	1,36	3,97	2,23	2,86	2,21	3,16	2,57	1,98
H ₂ O ⁺	6,07	2,70	2,59	2,15	2,89	3,76	3,41	4,42	2,51	3,00
H ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	0,01	0,13	0,03	0,14	0,19	0,13	0,11	0,01	0,04	0,13
TOTAL	99,76	99,50	99,83	99,70	99,78	99,72	99,45	100,17	89,61	100,00
Ba	239	1.460	513	1.175	1.316	810	434	481	714	508
Ce	64	113	29	64	76	56	82	45	45	50
Ga	17	25	21	22	30	24	38	20	18	11
La	51	119	21	58	48	65	40	61	21	36
Nb	41	20	10	30	47	18	16	21	19	12
Rb	40	140	76	135	92	126	96	140	132	84
Sr	27	140	265	175	314	122	88	45	74	44
Th	21	17	9	15	10	14	11	18	14	11
Y	49	47	47	45	48	45	47	45	43	47
Zr	580	261	109	270	436	348	313	168	215	259
Nd							40,45			
Sm							9,71			
Eu							1,36			
Gd							8,40			
Dy							8,26			
Er							4,67			
Yb							4,30			
Lu							0,81			

En cuanto a los cuerpos de ortoneises que aparecen incluidos en la serie más antigua (Proterozoico Superior o Cámbrico Inferior) plantean una problemática basada en la existencia de una fuente común para ambos tipos de manifestaciones magmáticas, así como su contemporaneidad, hipótesis que han sido anteriormente apuntadas en DURAN et al. (1984). La falta de dataciones geocronológicas impiden llegar a conclusiones definitivas; sin embargo, los datos geoquímicos obtenidos no parecen avalar estas hipótesis.

Rocas metavolcánicas

Considerando la naturaleza de los materiales es-

tudiados, con predominio de rocas piroclásticas, los mecanismos hidrotermales que acompañan a este tipo de emisiones (carácter hidromagmático) y las alteraciones secundarias (diagenéticas y metamórficas), el estudio geoquímico se ha basado principalmente en los elementos traza y REE por ser los que menos se han movilizad y los mejor controlados (WINCHESTER & FLOYD, 1977; HENDERSON, 1984).

El carácter geoquímico del volcanismo Ordovícico se puede deducir a partir de las relaciones Zr/TiO₂ — Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977); las proyecciones de las rocas estudiadas en los diagramas de la figura 5 indican que se trata de una serie de tipo calcoalcalino, de carácter áci-

CUADRO III
Ortoneises

	1	2
SiO ₂	74,77	75,23
TiO ₂	0,14	0,17
Al ₂ O ₃	12,46	13,58
Fe ₂ O ₃	1,92	1,43
FeO	0,30	0,23
MnO	0,02	0,02
MgO	0,14	0,24
CaO	0,56	0,23
Na ₂ O	2,87	4,72
K ₂ O	5,23	1,36
H ₂ O ⁺	0,57	2,59
H ₂ O ⁻	nd	nd
P ₂ O ₅	0,13	0,03
TOTAL	99,11	99,83
Ba	638	910
Ce	95	76
Ga	28	24
La	46	nd
Nb	12	42
Rb	232	157
Sr	50	57
Th	20	22
Y	59	nd
Zr	169	252
Nd	43,40	—
Sm	10,71	—
Eu	0,76	—
Gd	9,41	—
Dy	10,00	—
Er	5,96	—
Yb	6,00	—
Lu	1,09	—
Ap	0,28	0,06
Il	0,26	0,31
Mt	0,62	0,30
Or	30,50	7,73
Ab	23,97	38,42
An	1,90	0,91
Hy	0,23	0,38
C	2,71	7,70
Q	36,59	40,26
Hm	1,47	1,17
TOTAL	98,54	97,24

do, formada esencialmente por términos dacíticos y riolíticos que presentan una ligera desviación hacia el campo alcalino.

En relación con el ámbito geodinámico de generación del volcanismo Ordovícico, los contenidos en elementos trazas y los espectros normalizados obtenidos a partir de estos y de las tierras

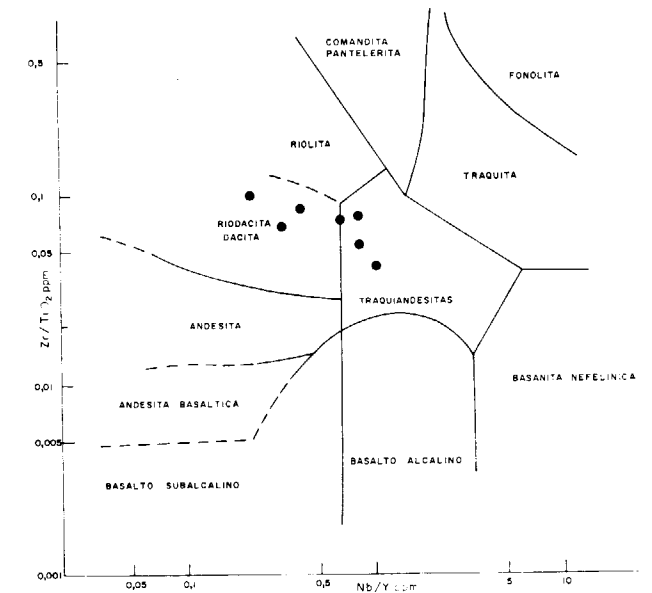


Figura 5.—Diagrama Zr/TiO₂-Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977).

raras indican su procedencia cortical y su emplazamiento en un contexto extensivo.

Estas conclusiones se deducen al comparar rocas de composición granítica procedentes de diferentes ámbitos geodinámicos (PEARCE et al., 1984), con los términos ácidos de esta secuencia volcánica. Como puede observarse (fig. 7), las relaciones que presentan Y, Nb y Rb en las rocas estudiadas coincide con el campo definido para los granitos procedentes de ámbitos de intraplaca. Por otra parte, respecto a la relación SiO₂-Nb (fig. 6) (PEARCE & GALE, 1977) se proyectan

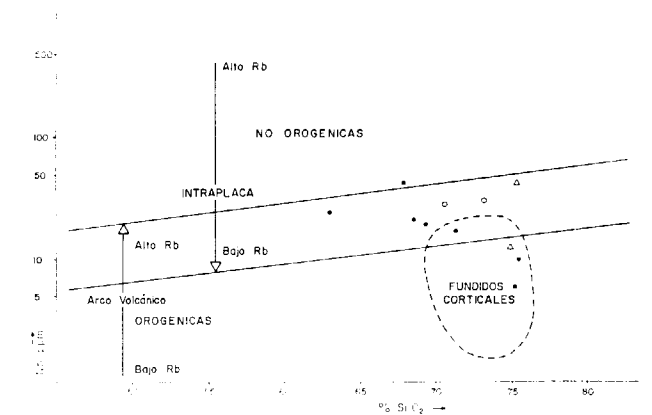


Figura 6.—Diagrama SiO₂-Nb (PEARCE & GALE, 1977). Puntos: Dacitas; Círculos: Riolitas; Triángulos: Ortoneises.

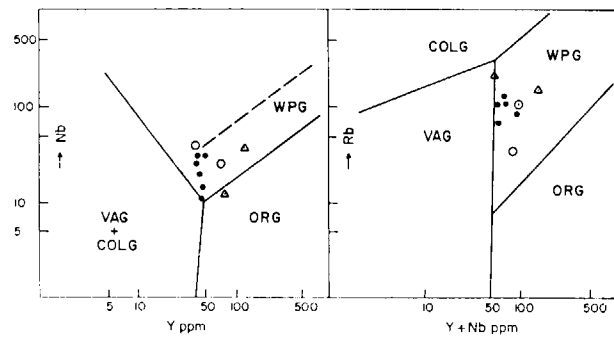


Figura 7.—Diagramas Y-Nb; Y+Nb-Rb (PEARCE et al., 1974). Puntos: Dacitas; Círculos: Riolitas; Triángulos: Ortoneises. COLG: Granitos colisionales; WPG: Granitos de intraplaca; ORG: Granitos de Ridge oceánico.

en el límite entre los campos orogénico y anorogénico, pudiendo interpretarse, como veremos más adelante (espectros REE) como términos con bajos contenidos en rubidio más afines a los tipos anorogénicos originados a partir de fundidos corticales. Esta misma conclusión se confirma sobre el diagrama de THIEBLEMONT & CABANIS (1990) (fig. 8).

A partir de los contenidos de los elementos incompatibles y REE normalizados a la composición teórica de un granito de fondo oceánico (PEARCE et al., 1984), se han obtenido espectros (fig. 9) caracterizados por una marcada anomalía negativa de Nb y algo menor de Ba en relación al Rb y Th, lo cual es característico en magmas félsicos de origen cortical (THOMPSON et al., 1982); lo mismo sucede respecto a los elementos de baja incompatibilidad, en los que también se observa una anomalía positiva del Sm respecto al Zr, Y, Yb. Comparando sus contenidos y sus pautas de comportamiento con las de otros espectros graníticos se observa una gran analogía con los modelos obtenidos a partir de granitos procedentes de ámbitos orogénicos (Chile-IV) y granitos de tipo tardicolisional intruídos en cuencas de tipo *back-arc* (Oman III). Se puede pensar, por tanto, que este volcanismo que se emplaza dentro de un contexto ya extensivo (Ordovícico Superior) representa magmas post-colisionales procedentes de una fusión cortical.

Respecto al significado petrogenético de estos magmas, los espectros obtenidos a partir de la

normalización de los elementos incompatibles y REE al modelo condritico de THOMPSON et al., 1982, y WAKITA et al., 1971 (fig. 10), caracterizan a estas metavolcanitas como tipos con contenido moderno en elementos incompatibles

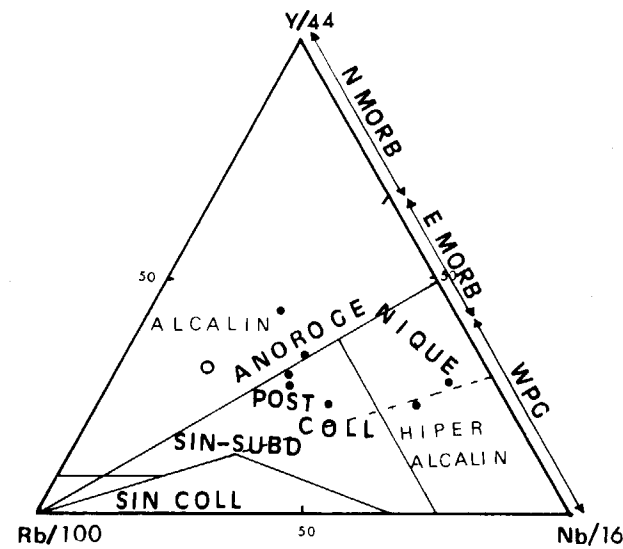


Figura 8.—Diagrama de THIEBLEMONT & CABANIS (1990). Puntos: Metavolcanitas ordovícicas; Círculos: Ortoneises.

Ba/La=10.8, y LREE (Lan=117) y ligeramente enriquecidos en HREE. Sus espectros corresponden a modelos poco fraccionados Ba/La=10.82 (La/Lu)_n=4.91, caracterizados por una pequeña anomalía en Eu (Eu/Eu*)_n=0.45 respecto a las REE y por una marcada anomalía del Sr respecto al Rb y Ba en relación con los incompatibles. Ambas anomalías se explican, por una fraccionación de la plagioclasa y del apatito, con escasa participación de la biotita. Es también llamativo el elevado contenido de circonio encontrado en estas rocas, probablemente originado por la presencia en la fuente de una importante cantidad de circón heredado.

Rocas arcaicas con espectros similares a los obtenidos, caracterizados por LREE=100-200, variable anomalía negativa de Eu y ligero enriquecimiento de las HREE, han sido interpretados por CONDIE, 1981, en granitos sudafricanos, y JOLLY, 1987, en riolitas Huronianas, como representantes de fundidos, originados a partir de una

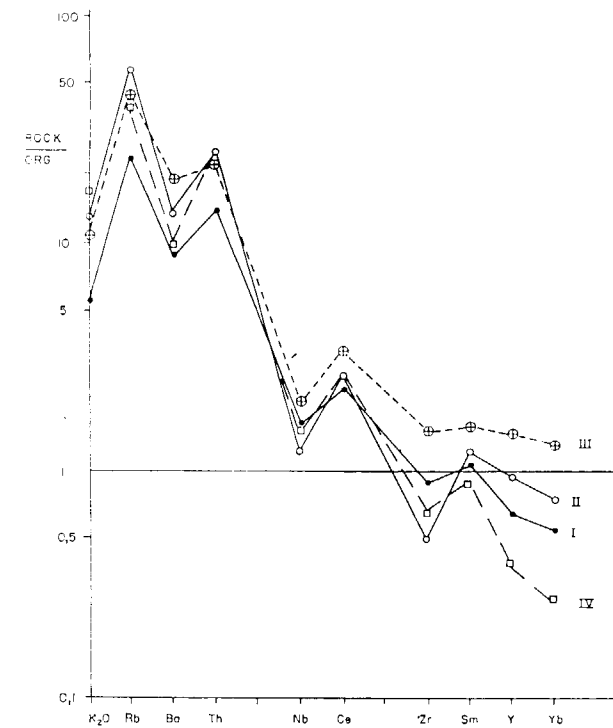


Figura 9.—Espectros de elementos incompatibles normalizados a un granito de Ridge oceánico (ORG) (PEARCE et al., 1984). I. Metavolcanitas ordovícicas; II. Ortoneises félsicos (Guilleries); III. Granitos intrusivos en corteza continental adelgazada (Oman); IV. Granitos de margen activo (Chile).

fuelle ya empobrecida en elementos incompatibles bajo condiciones deficitarias en agua. HANSON (1978) señala el aumento en HREE como característico de modelos poco fraccionados originados por fusión de corteza sin la participación de granate como fase residual.

Es importante considerar, sin embargo, el efecto que producen las alteraciones hidrotermales tardimagmáticas en este tipo de anomalías. Procesos de albitización y cloritización hidrotermal secundarios (HUMPRIS, 1984) originan también la precipitación de LREE con el subsecuente enriquecimiento de HREE; asimismo se produce un descenso del contenido en Eu y aumento de Lu con respecto al Yb, lo que también se observa en estos espectros.

Ortoneises

Los análisis químicos de los ortoneises figuran en el cuadro II, y corresponden a cuerpos situados en diferentes niveles estratigráficos de la serie metasedimentaria (núms. 1, 2).

Se caracterizan por valores de SiO₂=75 por 100 y álcalis=8 por 100, con una relación K₂O/Na₂O > 1. Esta relación se invierte en los cuerpos más deformados situados hacia el techo de la serie que han sido afectados por procesos de albitización y pérdida de álcalis. Contienen corindón normativo, por lo que pueden considerarse como tipos aluminicos.

Al comparar el quimismo de estas rocas con los términos más ácidos de las metavolcanitas ordovícicas no se observan diferencias importantes entre ambos; sin embargo, difieren en sus contenidos de trazas y REE. Por otra parte, al proyectar los elementos traza de ambas series en los diagramas binarios K₂O-Rb, Zr-Nb, Zr-Ti₂O (fig. 11 a, c), no se observan pautas de correlación lineal clara entre ambas, por lo que es difícil pensar en un proceso de fraccionación único para la génesis de ambos tipos de rocas. Sin embargo, la proyección de los ortoneises en los diagramas de PEARCE et al., 1984 (figs. 7, 11b) y THIEBLEMONT & CABANIS (1990) (fig. 8), sitúan a estos metagranitos en el campo definido para tipos de baja alcalinidad emplazados en dominios no orogénicos.

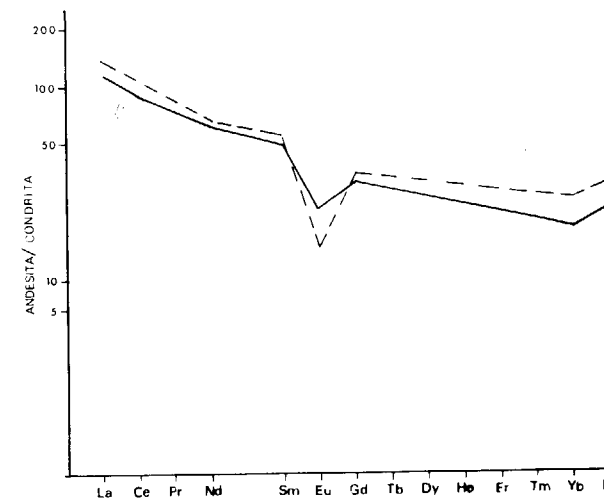


Figura 10.—Espectro de tierras raras (WAKITA et al., 1971).

Los espectros deducidos para los ortoneises a partir de su normalización al modelo ORG (PEARCE et al., 1984) (fig. 9) se ajustan a los modelos obtenidos para granitos intrusivos en ámbitos postcolisionales, encontrándose respecto a las rocas metavolcánicas enriquecidos en los elementos incompatibles y presentando marcadas anomalías negativas en Nb y Zr.

La normalización de sus REE y elementos traza al modelo condritico de THOMPSON et al. (1982) y WAKITA et al. (1971) (fig. 10) define a los ortoneises como tipos ligeramente enriquecidos en elementos incompatibles ($Ba/La=13.7$) en LREE [(La) $n=137$] y HREE [(Eu) $n=29.8$] con respecto a las metavolcanitas ácidas. Su espectro de REE corresponde también a un modelo poco fraccionado (La/Lu) $n=4.41$, con anomalía negativa de Eu (Eu/Eu^*) $n=0.23$.

El carácter aluminico de estos ortoneises y las fuertes anomalías negativas de sus espectros relativos al Nb y Sr indican que se trata de fundidos corticales. Por otra parte, la escasa fraccionación de su espectro de REE y sus altos contenidos en HREE se explican probablemente considerándolos como fundidos primarios en los que se han fraccionado las fases accesorias (monacita, circón, xenotina).

CONCLUSIONES

Las rocas volcánicas del Ordovícico Superior de los Catalánides constituyen una secuencia en la que alternan coladas masivas dacítico-riolíticas, rocas piroclásticas formadas por tobas y cenizas

con caracteres ignimbríticos y rocas volcanoclásticas de origen hidromagmático.

Corresponden a un volcanismo explosivo, fundamentalmente subaéreo, y de carácter hidromagmático, probablemente depositado en cuencas intrac continentales de tipo *back-arc*.

Geoquímicamente corresponde a una secuencia calcoalcalina formada por términos ácidos dacitas y riolitas. Los tipos dacíticos se caracterizan por contenidos moderados de los elementos incompatibles y de las LREE y altos en HREE; sus espectros aparecen poco fraccionados y presentan ligera anomalía negativa de Eu.

Los ortoneises de edad imprecisa son intrusivos en diferentes niveles de una serie metasedimentaria pre-ordovícica. Corresponden a leuconesises biotíticos que presentan granate esporádico y en los que los minerales accesorios son muy escasos. Geoquímicamente corresponden a metagranitos aluminicos y sus espectros normalizados son análogos a los de las metavolcanitas, aunque enriquecidos respecto a ellas. Se caracterizan también por contenidos moderados de los elementos incompatibles y elevados en LREE y HREE. Sus espectros son también poco fraccionados y con una ligera anomalía negativa en Eu.

Metavolcanitas y ortoneises presentan composiciones análogas, y ambos tipos de manifestaciones magmáticas proceden de fundidos corticales de carácter postcolisional que se han emplazado en un contexto extensivo.

En principio lo más razonable sería interpretar ambos tipos de manifestaciones como comagmáticas; sin embargo, la ausencia de pautas de correlación entre sus elementos y de fraccionación entre los respectivos espectros descarta la hipótesis de una fuente común para ambos tipos de magmas.

La ausencia de datos geocronológicos impide establecer por el momento una relación temporal entre ambos tipos de manifestaciones magmáticas. No obstante, tanto su atribución al mismo ámbito de generación como sus analogías geoquímicas sugieren un parentesco magmático.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha realizado como acción

complementaria para el Proyecto «Síntesis Geológica del Pirineo y de las cuencas de antepaís: Aquitania y Ebro», que se elabora según un Convenio Marco de colaboración establecido entre el BRGM (Francia) y el ITGE (España).

REFERENCIAS

- ALMERA, J. (1898): *Compte-rendu de l'excursion du mardi, 4 Octobre, à Castellbisbal et à Papiol*. Bull. Soc. Géol. Fr., 3eme sér., 26, pp. 766-788.
- BARNOLAS, A., y GARCIA SANSEGUNDO, J. (in press., 1986): *Caracterizació estratigràfica i estructural del Paleozoic de les Gavarres*. Llibre Homenatge a Faura i Sans. Servei Geològic de Catalunya.
- BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J., y PALLI, L. (1983-84): *Hoja y Memoria núm. 333 (Santa Coloma de Farners), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª Serie (MAGNA)*, IGME, Madrid.
- BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A., y SOUBRIER, J. (1980): *Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres*. Acta Geológica Hispánica, XV, 1, pp. 9-13.
- BOIS et POUIT (1976): *Les minéralisations de Zn-Pb de l'anticlinorium de Pierrefitte: un exemple de gisements hydrothermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées Centrales*. Bull. B. R. G. M., 2eme ser., sec. 2, núm. 6, pp. 543-567.
- CAS, R. F. A. & WRIGHT, J. (1987): *Volcanic Successions. Modern and ancient*. Ed. Allen & Unwin, 528 pp.
- CAVET, P. (1957): *Le Paleozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre*. Bull. Soc. Carte Geol. France, 55/254, pp. 303-518.
- CONDIE, K. C. (1981): *Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archean granites*. In: *Archean Geology*. Geological Society of Australia. Spec. Publ. 7, pp. 469-480.
- DAGALLIER, G. (1973): *Sur le cycle volcano-sédimentaire de l'Ordovicien terminal à Fe, Zn, Pb de la région de Pierrefitte-Nestalas*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 276, pp. 273-276.
- DURAN, H. (1985): *El Paleozoico de Les Guilleries*. Tesis doctoral. Univ. Autònoma de Barcelona, 243 pp., inédita.
- DURAN, H.; GIL IBARGUCHI, J. I.; JULIVERT, M. & UBACH, J. (1984): *Early Palaeozoic and volcanism in the Catalanian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean)*. IGCP Project 5, Newsletter, núm. 6, pp. 33-43.
- FAURA Y SANS, M. (1913): *Síntesis estratigràfica de los terrenos primarios de Cataluña*. Mem. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. IX, pp. 5-202.
- HANSON, G. N. (1978): *The application of Trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of Granitic composition*. Earth and Planetary Sci. Letter, 38, pp. 26-43.

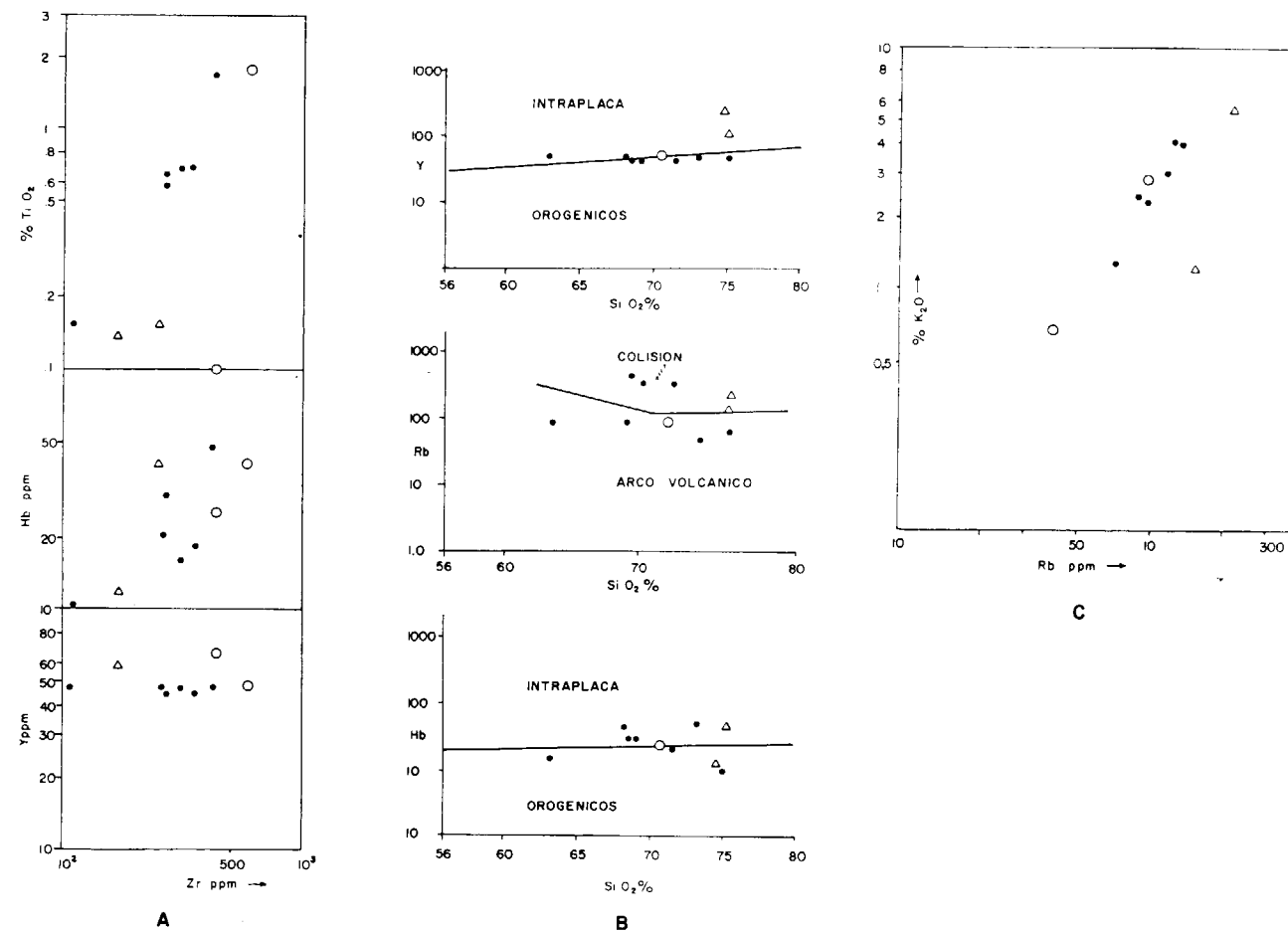


Figura 11.—Diagramas de correlación lineal: A) Zr/Y, Nb, TiO₂; B) SiO₂/Nb, Rb, Y (PEARCE et al., 1984); C) K₂O/Rb.

HENDERSON (1984): *Rare earth element geochemistry*. Ed. Elsevier, 510 pp.

HUMPRIS, S. (1984): *The mobility of the rare earth elements in the crust*. In: *Rare earth element geochemistry*. Henderson. Elsevier, 510 pp.

JOLLY, W. (1987): *Geology and geochemistry of Huronian rhyolites and low-Ti continental tholeiites from the Thesalon region, Central Ontario*. Can. J. Earth Sci., 24, páginas 1360-1385.

JULIVERT, M., y MARTINEZ, F. (1980): *The Paleozoic of the Catalanian Coastal Ranges (NW Mediterranean)*. In: IGCP Project núm. 5, Newsletter, 2, pp. 124-128.

LAUMONIER, B. (1988): *Les groupes de Canaveilles et de Jujols («Paleozoïque inférieur») des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement Cambrien de les séries*. Hercynica, 1988, IV, 1, pp. 25-38.

LAUMONIER, B., et GUITARD, G. (1986): *Le Paleozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de Synthèse*. C. R. Acad. Sci. Paris, 302 (II), pp. 473-478.

MARTI, J.; MUNOZ, J. A., et VAQUER, R. (1986): *Les roches volcaniques de l'Ordovicien supérieur de la région de Ribes de Freser-Rocabruna (Pyrénées Catalanes). Caractères et signification*. C. R. Acad. Sci. Paris, 266, pp. 657-659.

MENGEL (1907): *Contribution a l'étude de l'Ordovicien supérieur des Pyrénées-Orientales*. Bull. Soc. agr., sc. et litt., P.-O., t. XLVIII, pp. 351-366.

PEARCE, J. A. & GALE, G. H. (1977): *Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry*

of associated igneous host rocks. In: *Volcanic in ore-genesis*. Geol. Soc. London Publ., 7, pp. 14-24.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984): *Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks*. Journal of Petrol., 25, 4, pp. 956-983.

ROBERT, J. F., et THIEBAUT, J. (1976): *Decouverte d'un volcanisme acide dans le Caradoc de la région de Ribes de Freser (prov. de Gerona)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 282, pp. 2049-2050.

THIEBLEMONT & CABANIS (in press): *Utilization d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides*. Bull. Soc. Geol. France.

THOMPSON, R. N.; DICKIN, A.; GIBSON, S. L. & MORRISON (1982): *Elemental Fingerprints of Isotopic contamination of Hebridean Palaeocene Mantle-derived magmas by Archaean Sial*. Contrib. Miner. Petrol., 79, pp. 159-168.

VAN DER SIJ, J. (1951): *Petrography and Geology of Montseny Guillerries*. Uitgeverij «Excelsior» S-Gravenhage, 98 pp.

VILLAS, E.; DURAN, H. & JULIVERT, M. (1987): *The Upper Ordovician Clastic Sequence of the Catalanian Coastal Ranges and its Brachiopod Fauna*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 174 (1), pp. 55-74.

WAKITA, H.; REY, P. & SCHMIDT (1971): *Cosmochemistry of the rare Earth: Meteoric studies*. In: *Rare Earth element Geochemistry*. Henderson Elsevier, 509 pp.

WINCHESTER & FLOYD (1977): *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., 20, pp. 325-343.

Original recibido: Junio de 1990.
Original aceptado: Diciembre de 1990.

Aportaciones al conocimiento de la evolución geológica reciente del Bajo Gállego en las proximidades de Zaragoza.

Por A. MARCOS GONZALEZ (*)

RESUMEN

El estudio geológico detallado de las márgenes del río Gállego a su paso por el término municipal de Zaragoza ha proporcionado datos de la evolución reciente del cauce fluvial, la cual está siendo alterada actualmente por acciones humanas. Dichos cambios se han manifestado con el encajamiento del río en los últimos decenios, el cual ha propiciado la aparición o incremento de los riesgos geológicos en la zona, así como el descubrimiento de nuevos afloramientos de depósitos cuaternarios «antiguos». Estos últimos, que podrían pertenecer a un ciclo de sedimentación fluvial anterior al actual, muestran huellas de actividad neotectónica.

Palabras clave: Geomorfología, Sedimentación fluvial, Cambios dinámica fluvial, Riesgos geológicos, Neotectónica, Cuaternario, Bajo Gállego, Cuenca del Ebro.

ABSTRACT

Current research on Gállego river margins in the vicinity of Zaragoza (Spain), has provided relevant data regarding present evolution of the referred fluvial stream. It has also contributed to achieve a deeper knowledge of human activities imposed on the environment. These changes have basically determined the narrowness of the river during the last decades therefore increasing the existing geological risks present in the area. A final contribution of this study is the discovery of unknown outcrops of «ancient» Quaternary deposits, affected by neotectonic activity, which could be related to previous fluvial episodes.

Key words: Geomorphology, Fluvial sedimentation, Fluvial dynamics, Geological risks, Neotectonics, Quaternary, Gállego downstream, Ebro Basin.

1. INTRODUCCION

El presente estudio surge de la necesidad de un detallado conocimiento geológico-geomorfológico de las márgenes del río Gállego a su paso por el término municipal de Zaragoza, como base a su posterior regeneración ambiental. Para ello, el Servicio de Medio Ambiente del Excelentísimo Ayuntamiento de Zaragoza financió un estudio ambiental (MARCOS GONZALEZ et al., 1989) cuyas principales aportaciones se incluyen en el presente trabajo.

La zona de estudio ocupa una estrecha franja a ambos lados del cauce del río Gállego, aproximadamente desde el entorno de la Cartuja de Aula Dei hasta el puente de la autopista A-2.

En la figura 1 se sitúan los límites exactos de la misma, así como su contexto geológico.

Los objetivos de este trabajo son aportar una cartografía detallada de las características geológico-geomorfológicas del entorno del río Gállego, analizar estas características y comprobar su relación con los procesos que actúan en la zona, tanto naturales como antrópicos.

2. CONTEXTO GEOLOGICO Y CARACTERÍSTICAS DEL AREA DE ESTUDIO

Geológicamente el área de Zaragoza forma parte de la Depresión Terciaria del Ebro. Dentro de ella, el río Gállego ocupa un amplio valle fluvial constituido exclusivamente por depósitos cuater-

(*) INYPSA. General Díaz Porlier, 49. 28001 Madrid.

narios, en el que el río discurre de norte a sur y desemboca en la margen izquierda del Ebro a su paso por la capital aragonesa (fig. 1).

El citado valle (sector sur del Bajo Gállego) se instala a favor de un profundo surco existente en los materiales circundantes e infrayacentes (Terciario margo-yesífero). Este surco condiciona el espesor de los sedimentos cuaternarios, los cuales alcanzan, para la zona estudiada, potencias del orden de 60-70 metros, según datos recientes aportados por diversos autores (SANCHEZ NAVARRO et al., 1988; BRIZ, 1989). Esta gran potencia de los depósitos cuaternarios hace suponer la existencia de más de un ciclo sedimentario, lo cual queda patente al aflorar, en el área estudiada, secuencias de materiales detríticos sensiblemente diferentes a los que componen los depósitos más recientes (terrazas y barras) del río Gállego.

Como consecuencia de lo anterior, las características geológicas y geomorfológicas de la zona de estudio presentan gran homogeneidad, resumiéndose las mismas en los siguientes puntos:

- Los materiales presentes son exclusivamente sedimentarios detríticos, originados por aportes fluviales durante el Cuaternario.
- El relieve está condicionado por estos depósitos del río Gállego y se estructura en una serie de terrazas encajadas, configurando una sucesión de superficies planas que descienden escalonadamente hacia el cauce del río desde ambas márgenes.
- Los procesos geológicos que se producen en la zona son los desbordamientos del cauce del Gállego en crecidas (inundaciones), la erosión sobre las márgenes y el cauce por la acción combinada de las aguas y de la grave-

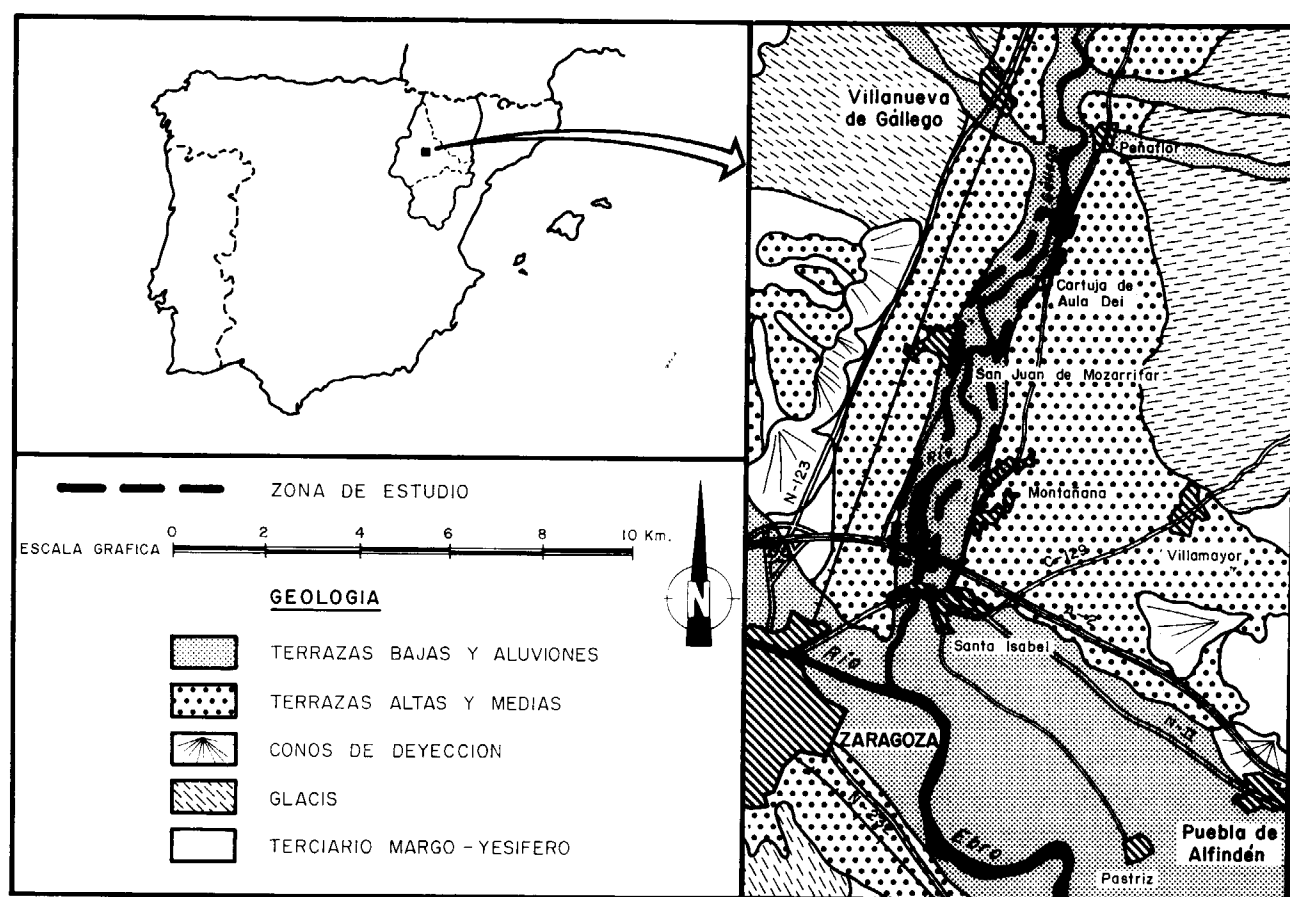


Figura 1.—Encuadre geográfico y geológico de la zona de estudio. Base geológica modificada de ALBERTO GIMENEZ et al. (1984).

dad, y los procesos de disolución y hundimiento que sufren los materiales yesíferos infrayacentes a los depósitos cuaternarios.

Asimismo, se deben destacar las intensas alteraciones antrópicas que sufre la zona (vertederos incontrolados y graveras), dada su gran influencia en los procesos naturales de la dinámica fluvial.

3. METODOLOGIA

La etapa inicial de este trabajo puso de manifiesto la escasa información bibliográfica existente sobre la zona de estudio, que se reduce a trabajos de ámbito regional o de otras temáticas diferentes a la aquí tratada (RIBA, 1970; GEOCISA, 1974; INTECSA, 1974; SIERRA et al., 1974; MENSUA e IBAÑEZ, 1977; ZUIDAM, 1980; ALBERTO GIMENEZ et al., 1984; IGME, 1985; MARTINEZ GIL et al., 1985, 1988; AYALA CARCEDO et al., 1987), no existiendo cartografía de detalle de la Geología del entorno analizado en este trabajo.

Por consiguiente, el proceso de obtención de datos se ha basado casi exclusivamente en la observación «in situ» (campañas de campo) y en el análisis de la fotografía aérea. Durante agosto de 1988 se llevó a cabo un vuelo fotogramétrico de la zona de estudio a escala 1:12.000, el cual sirvió para obtener una cartografía topográfica base a escala 1:2.000, así como para la fotointerpretación geológico-geomorfológica. Las campañas de toma de datos se realizaron durante el mes de noviembre de 1988.

Todos los datos obtenidos se reflejaron en una serie de mapas geológico-geomorfológicos a escala 1:2.000 (MARCOS GONZALEZ et al., 1989), los cuales han servido de base para la realización de la cartografía que se incluye en la figura 2. Simultáneamente, la información obtenida se contrastó con la aportada por la fotointerpretación de otros dos vuelos fotogramétricos, a escala 1:33.000 (1957) y 1:18.000 (1977), con el fin de observar los posibles cambios recientes en la evolución del río Gállego y sus depósitos.

4. LITOESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en la zona de estudio se pueden agrupar en dos asociaciones litológicas, si bien ambas son secuencias de depósitos fluviales cuaternarios como se ha mencionado anteriormente. Dichas asociaciones son:

4.1. MATERIALES CUATERNARIOS «ANTIGUOS»

Se trata de secuencias granodecrecientes de base a techo compuestas de conglomerados (heterométricos), areniscas, limos y arcillas. Estas últimas presentan en ocasiones color gris negrozco, lo que podría indicar contenidos en materia orgánica. La potencia visible de la serie no sobrepasa los 1,5 metros y aparece siempre en pequeños afloramientos aislados.

Estos afloramientos presentan direcciones y buzamientos diferentes entre sí, observándose asimismo frecuentes deformaciones (arqueamientos y fracturas) en ellos. Su distribución geográfica se limita exclusivamente al cauce actual del río Gállego, apareciendo solamente aguas abajo del azud próximo a la Cartuja de Aula Dei. En la figura 2 se aprecia con mayor detalle su distribución, en la figura 3 se representan dos columnas estratigráficas, y en la figura 4 se aprecia una falla en uno de estos afloramientos.

Todos estos datos ponen de manifiesto el marcado contraste que presentan estos materiales con los depósitos de terraza que los cubren, por lo que aquí se les ha dado la denominación de «antiguos» para diferenciarlos del resto de los materiales cuaternarios.

4.2. MATERIALES DE LA SECUENCIA EN PROCESO DE FORMACION

Estos materiales, cuyos afloramientos abarcan la práctica totalidad de la zona de estudio, se pueden agrupar en:

4.2.1. Depósitos subactuales

Se incluyen aquí los materiales que integran las terrazas recientes ya consolidadas y que han

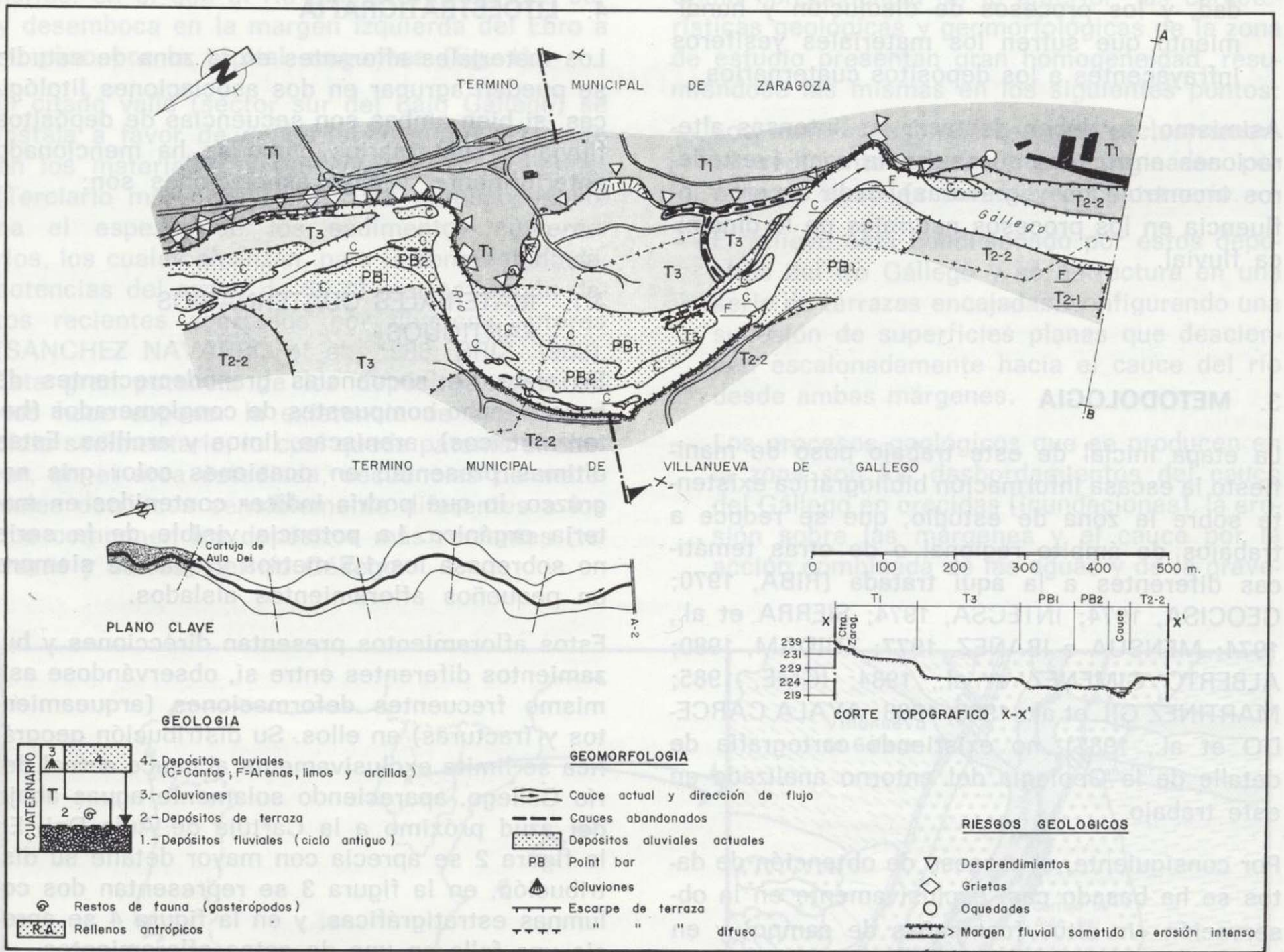


Figura 2 A.—Mapa geológico-geomorfológico de la zona de estudio: sector Norte. Se incluye corte topográfico transversal al cauce y la leyenda común a toda la cartografía.

sufrido el encajamiento del río en ellas. Corresponden a las terrazas T1 y T2 (esta última con dos subniveles) de la zona de estudio (fig. 2), y se componen de materiales areno-limosos sobre gravas poligénicas, con un contenido variable de matriz limoarenosa, sumando espesores totales de 2 a 4 metros. La estructura de los niveles de gravas está dominada por la estratificación cruzada, apareciendo las zonas más arenosas como lentejones intercalados.

Estos depósitos de terraza presentan restos de fauna (conchas de gasterópodos), que son especialmente abundantes en la terraza T1, en el extremo norte de la zona de estudio, y en la T2 (subnivel T2-2), en el «galacho» grande. La loca-

lización exacta de estos restos se ha indicado en la figura 2.

4.2.2. Depósitos actuales

Bajo esta denominación se engloban los materiales del cauce, barras y *point-bars* del río Gállego, así como los pertenecientes a la terraza T3. Se trata mayoritariamente de gravas, con cantos de diversas litologías (granito, cuarcita y otras rocas metamórficas), generalmente de tamaños grandes (centil de 30 cm.) y bien redondos. No suelen presentar matriz y localmente aparecen imbricados. Todas estas características apuntan a la alta capacidad energética del medio

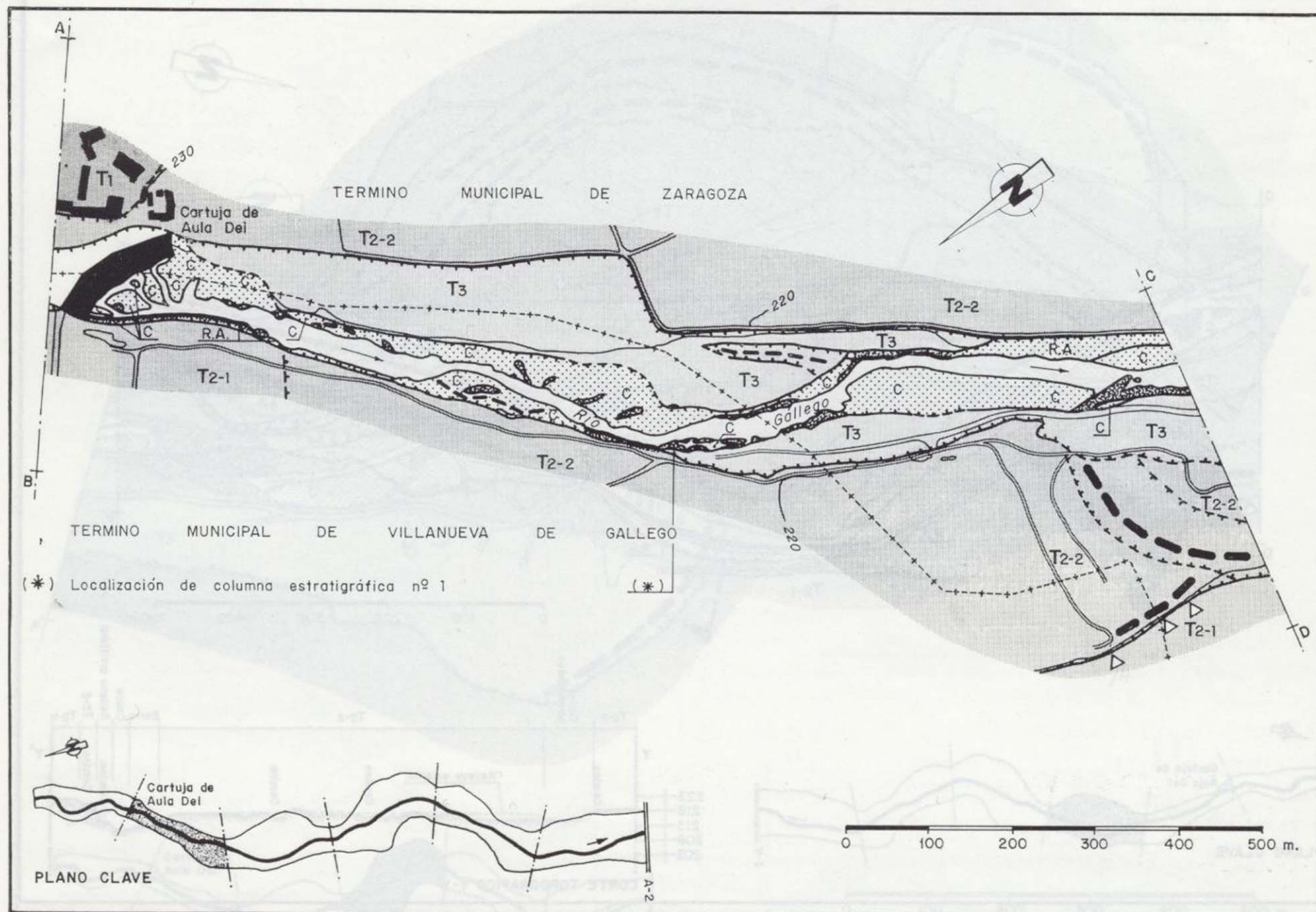


Figura 2 B.—Mapa geológico-geomorfológico de la zona de estudio: sector de la Cartuja de Aula Dei. Se indica la situación de la columna estratigráfica núm. 1 de la figura 3. Véase leyenda en figura 2 A.

de depósito (crecidas). Los materiales finos (arcillas, limos y arenas) aparecen esporádicamente y siempre asociados a zonas de remansos fluviales o sobre áreas deprimidas de la terraza T3, a donde llegarían en los períodos de crecidas. La disposición de los depósitos de la secuencia descrita respecto a los infrayacentes materiales cuaternarios «antiguos» es variable, aunque siempre es discordante con ellos. Esto se debe a la deformación y fragmentación que presentan dichos materiales «antiguos».

5. GEOMORFOLOGIA

Las formas del relieve dominantes en la zona de estudio son las terrazas fluviales, las cuales

han sido cartografiadas a nivel regional por diversos autores (MENSUA e IBAÑEZ, 1977; ZUIDAM, 1980). Dichos autores definen cuatro niveles principales de terrazas y diversos subniveles de las mismas. En el sector analizado de las márgenes del Gállego se han observado dos de esos niveles, los más bajos, que se encuentran encajados, en oposición a las terrazas altas que se encuentran colgadas sobre los relieves de materiales terciarios que delimitan el valle. El cauce fluvial, de dirección NNE-SSO, discurre encajado en la terraza más baja y es de tipo sinuoso, evolucionado del tipo meandriforme, con canal principal único y altamente condicionado por las acciones humanas sobre sus márgenes.

El área analizada en el presente trabajo posee un suave desnivel hacia el sur de 28 metros, para

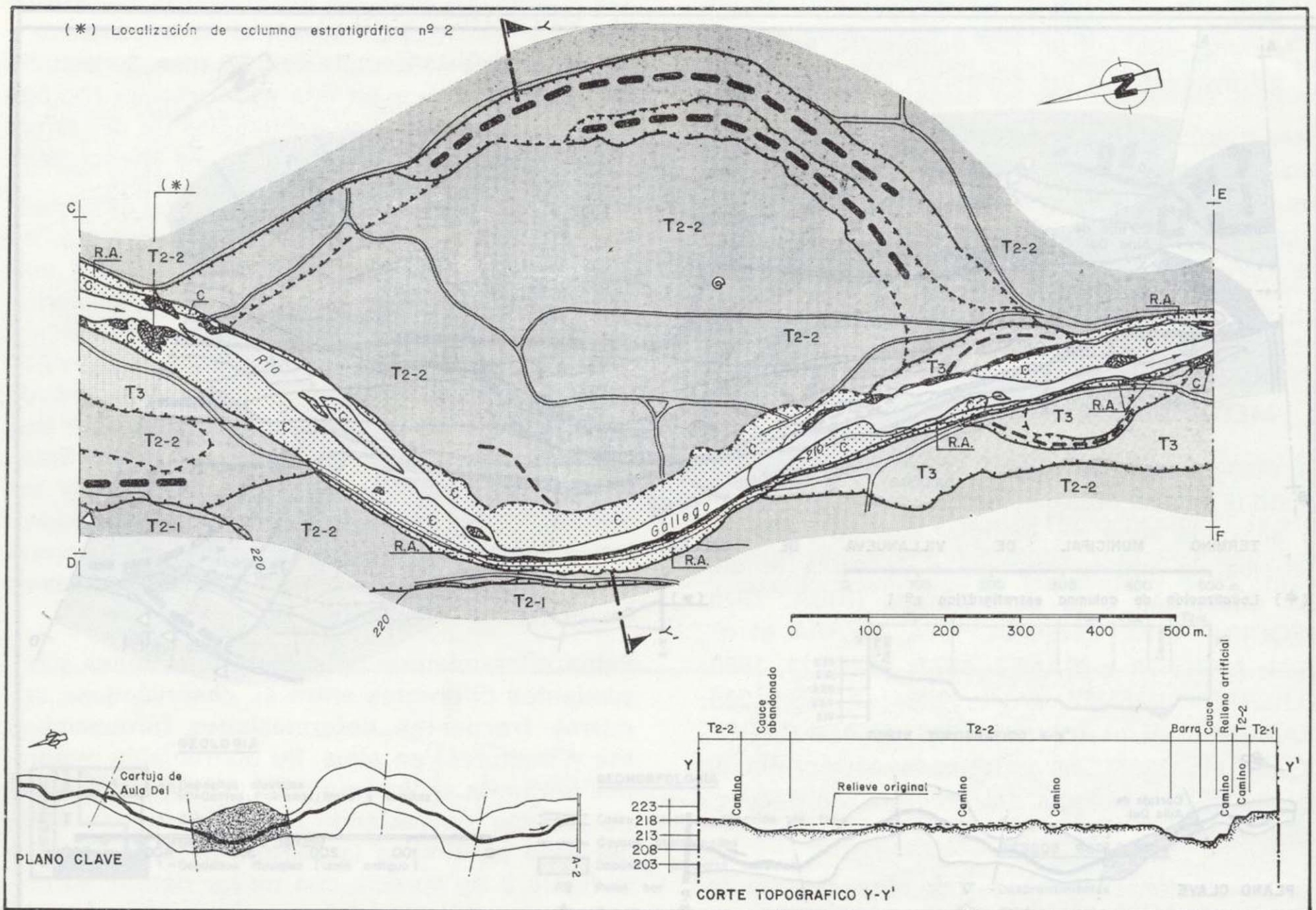


Figura 2 C.—Mapa geológico-geomorfológico de la zona de estudio: sector Centro-Norte. Se indica la situación de la columna estratigráfica núm. 2 de la figura 3, y se incluye corte topográfico transversal al cauce. Véase leyenda en figura 2 A.

el nivel del lecho del río (cota 224 m. en el extremo norte y 196 m. en el extremo sur). Dicha diferencia de cota se produce a lo largo de 7,5 kilómetros (lineales), lo que da una pendiente general de menos del 5 por 100. Asimismo, cada nivel de terraza presenta una mínima inclinación en dirección al cauce del río.

El estudio de las formas del relieve muestra la existencia de dos sectores de características morfológicas sensiblemente diferentes: las terrazas subactuales y las formas activas actualmente.

A continuación se comentan en mayor detalle las características de dichas formas del relieve.

5.1. TERRAZAS SUBACTUALES

En el ámbito de estudio se han observado dos terrazas claramente diferenciadas, que corresponden a los niveles inferiores de terrazas encajadas del valle del Gállego, y cuyas edades se remontan al Pleistoceno (T1) y al Holoceno (T2), según diversos autores (CALVO PALACIOS, 1979; ZUIDAM, 1980, y GUTIERREZ ELORZA y PEÑA MONNE, 1989). En la figura 2 se han situado estas terrazas, numerándose de más antigua a más moderna, así como los subniveles existentes de las mismas. Sus características generales dentro de la zona de estudio son:

5.1.1. Terraza alta (T1)

Su altitud oscila entre 230 y 241 m. para el área

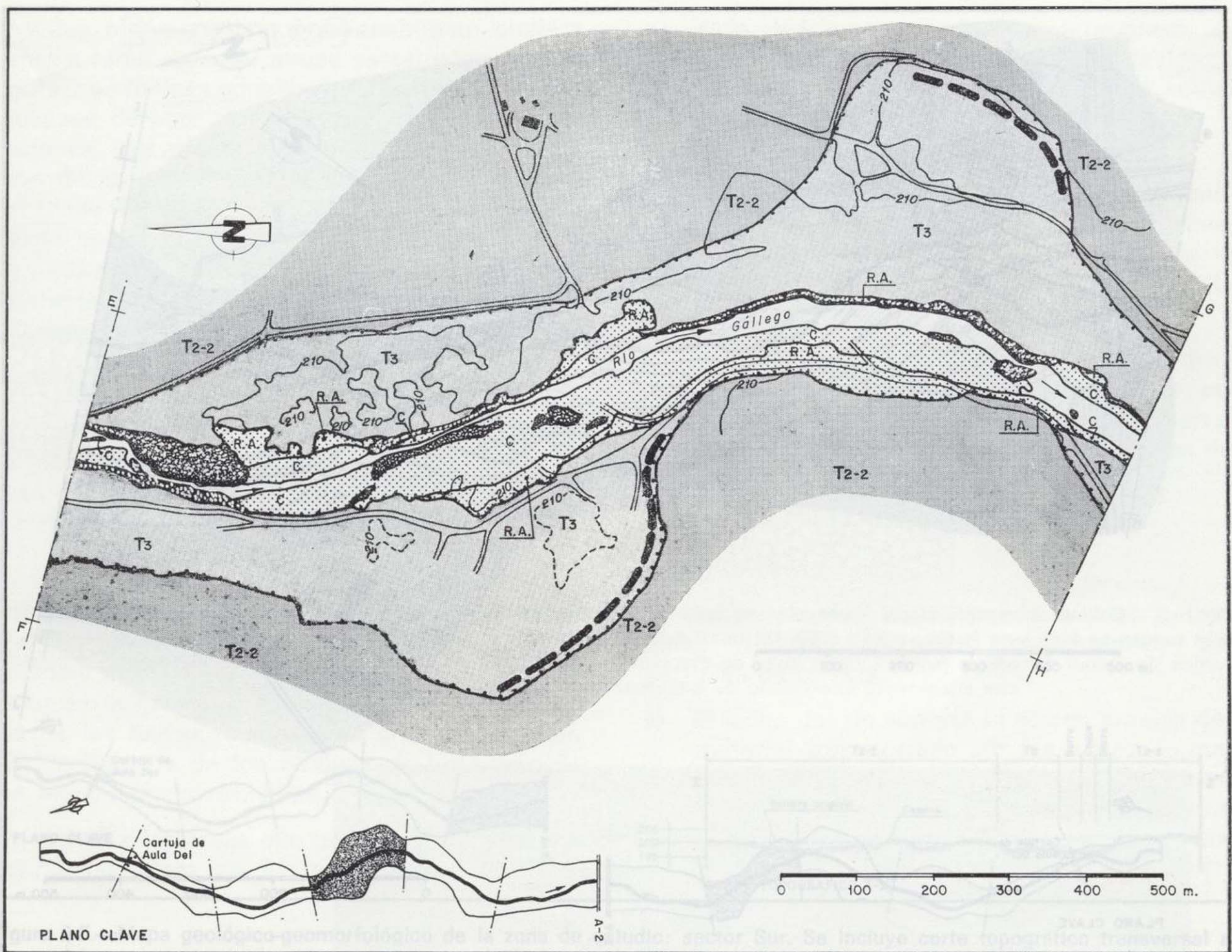


Figura 2 D.—Mapa geológico-geomorfológico de la zona de estudio: sector Centro-Sur. Véase leyenda en figura 2 A.

analizada, mostrando un abrupto escarpe en el extremo norte de la zona. Este nivel se corresponde con la terraza T3 en la clasificación de MENSUA e IBAÑEZ (1977) y con la T2 de ZUIDAM (1980). Se extiende aguas arriba de la Cartuja de Aula Dei y únicamente en la margen izquierda del río.

5.1.2. Terraza media (T2)

Presenta dos subniveles: T2-1, que va de 220 a 225 m., y T2-2, desde 198 m. hasta 227 m. Ambos subniveles corresponden a la terraza T1 de ZUIDAM (1980) y, respectivamente, a las terrazas T2 y T1 de MENSUA e IBAÑEZ (1977). El subnivel T2-1 aparece en el sector norte y únicamente en

la margen derecha del río. Por el contrario, T2-2 se extiende por toda la zona de estudio, ocupando la mayor parte de la superficie de terrazas existente en las márgenes del Gállego.

5.2. FORMAS ACTIVAS

Estas morfologías, que se relacionan con los procesos de sedimentación, erosión y encajamiento del río Gállego, son las siguientes:

5.2.1. Terraza en formación (T3)

Se agrupan aquí una serie de superficies que

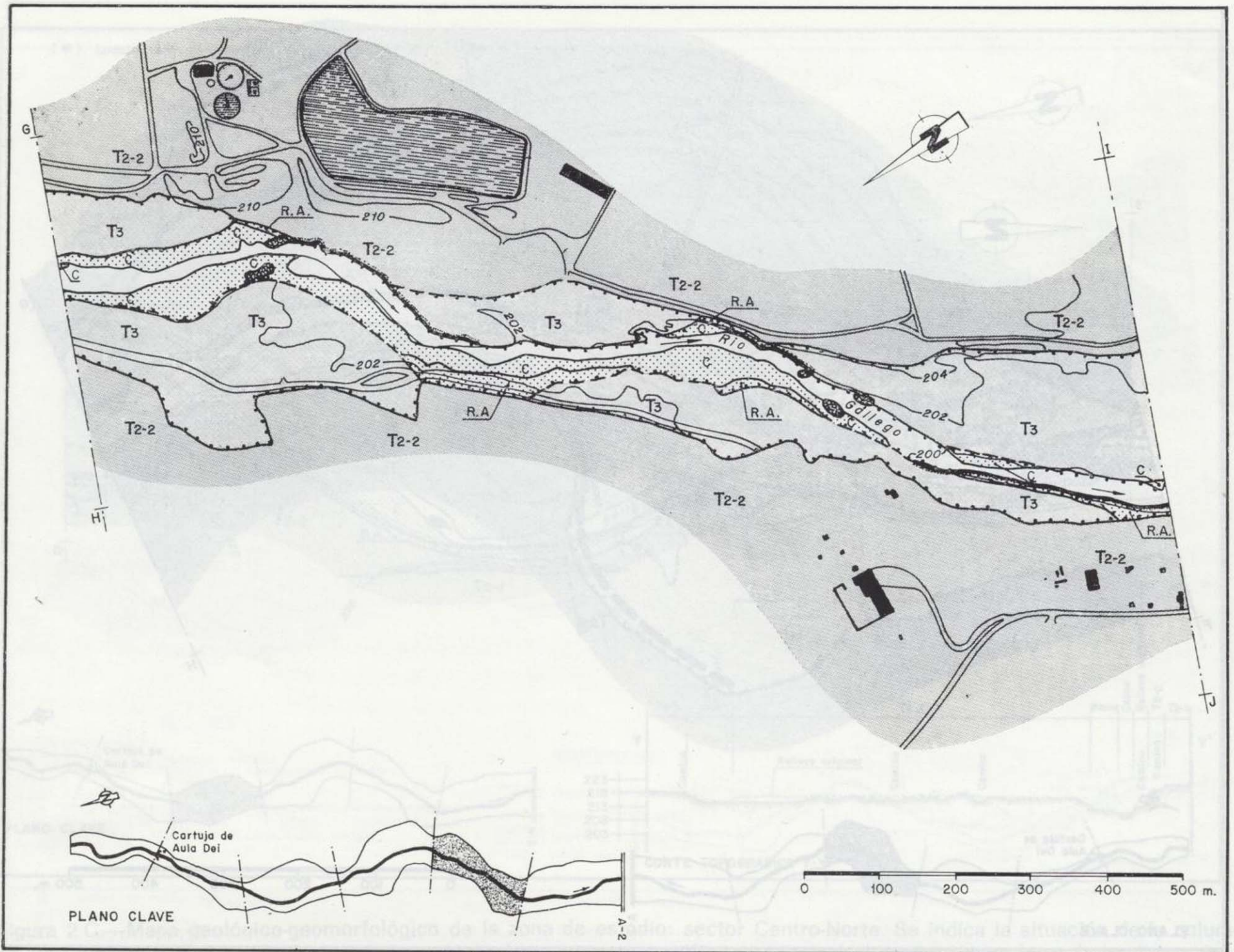


Figura 2 E.—Mapa geológico-geomorfológico de la zona de estudio: sector de La Montañanesa. Véase leyenda en figura 2 A.

configuraron en su día la llanura aluvial del río y que, debido a la aceleración del proceso de encajamiento, han ido quedando elevadas respecto al cauce. Se trata de áreas reducidas y aisladas, distribuidas a todo lo largo de la zona de estudio, y que presentan diferentes grados de elevación respecto al nivel del cauce, siendo ésta más importante aguas abajo del azud situado en las proximidades de la Cartuja de Aula Dei.

5.2.2. Depósitos asociados al cauce

Son de dos tipos:

a) *Point-bars*. Se trata de acumulaciones de gravas en las márgenes progradantes de los

meandros. Se superponen en fases sucesivas según va evolucionando el arco fluvial (en el Gallego se identifican dos secuencias recientes, ver fig. 2). En la zona de estudio aparecen exclusivamente aguas arriba de la Cartuja de Aula Dei, sector donde el río todavía conserva su dinámica meandriforme original.

b) Barras laterales y centrales. Son acumulaciones de gravas, y muy ocasionalmente de granulometrías finas (arena, limo), situadas a lo largo de todo el cauce y alternativamente en las márgenes derecha e izquierda. Las barras laterales, que son muy alargadas, ocupan una importante superficie en las inmediaciones del cauce, mientras que las centra-

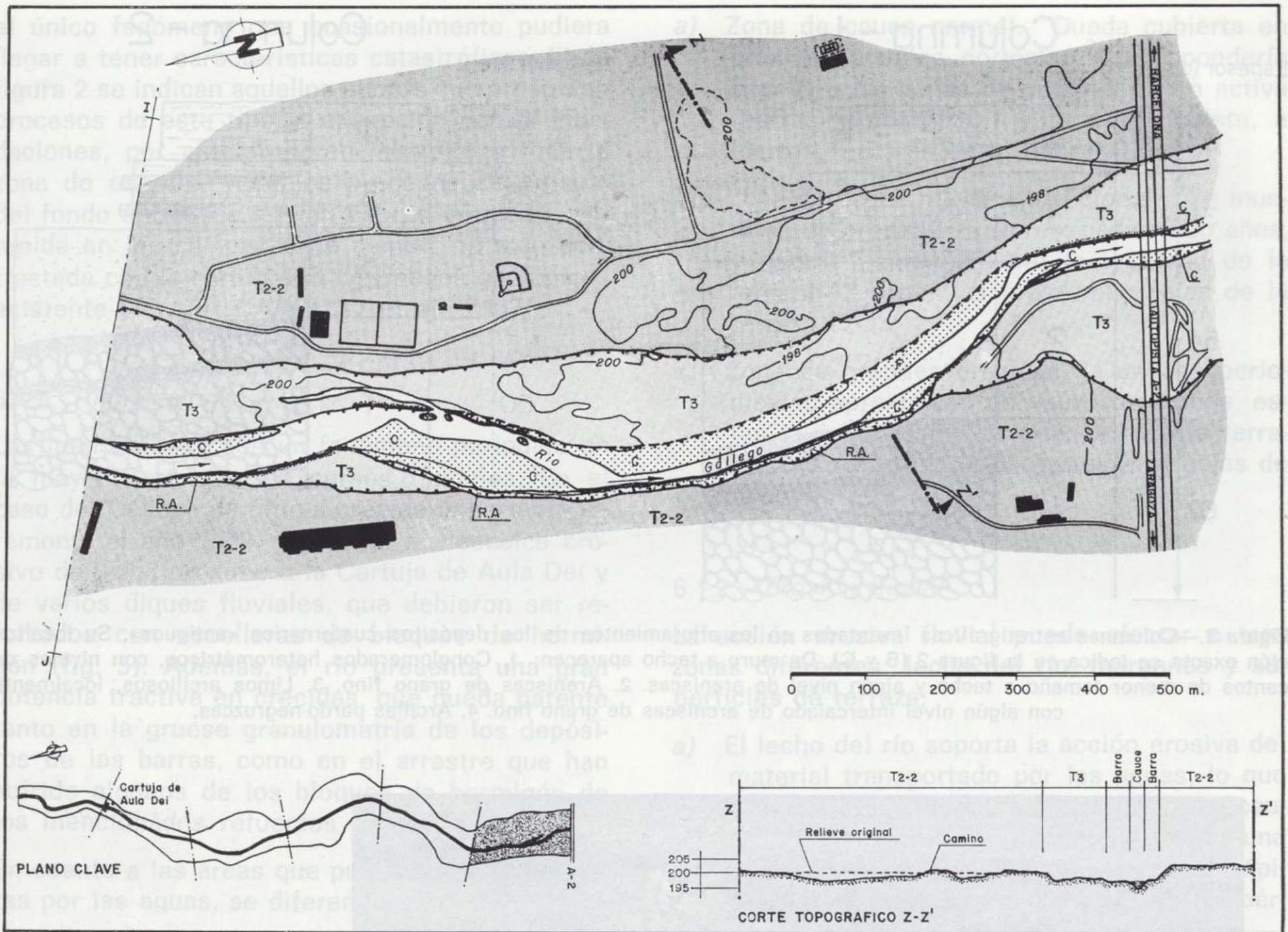


Figura 2 F.—Mapa geológico-geomorfológico de la zona de estudio: sector Sur. Se incluye corte topográfico transversal al cauce. Véase leyenda en figura 2 A.

les poseen una extensión muy reducida. En algunos puntos aislados estas barras han comenzado a ser erosionadas, lo que denota la rápida evolución del proceso de encajamiento que está sufriendo el río Gállego.

5.2.3. Conos de derrubios

Se encuentran asociados a los escarpes de las terrazas subactuales (T1, T2-1 y T2-2), y son de reducido tamaño. Se originan por procesos de erosión gravitacionales (deslizamientos y caídas de bloques), situándose los más importantes de estos depósitos al pie del escarpe de la terraza T1.

5.2.4. Meandros abandonados

Son varios los retazos de antiguos cauces que

pueden observarse en la zona de estudio. Su situación y época de abandono quedan patentes tanto por su morfología (depresiones lineales paralelas a escarpes de terraza), como por su asociación, en numerosos casos, a antiguos diques fluviales ahora integrados en las terrazas. Estas formas son un testigo de la intensa dinámica de divagación lateral del Gállego hasta tiempos recientes.

6. PROCESOS Y RIESGOS GEOLOGICOS

Son numerosos los procesos geológicos que han afectado o afectan al área estudiada. A continuación destacaremos dos tipos de ellos: Procesos generadores de riesgos geológicos y fenómenos deformativos internos.

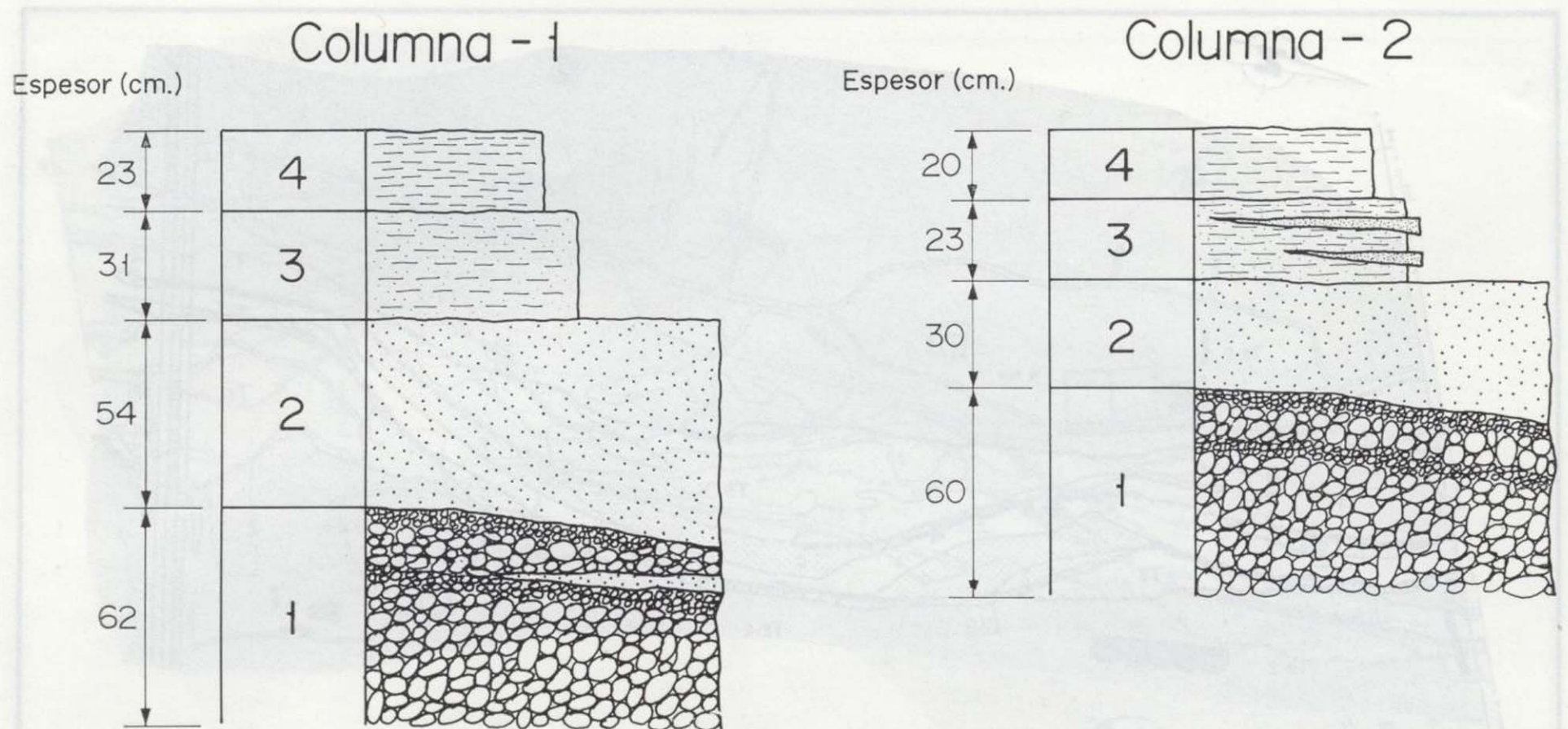


Figura 3.—Columnas estratigráficas levantadas en los afloramientos de los depósitos cuaternarios «antiguos». Su localización exacta se indica en la figura 2 (B y C). De muro a techo aparecen: 1. Conglomerados heterométricos, con niveles de cantos de menor tamaño a techo y algún nivel de areniscas. 2. Areniscas de grano fino. 3. Limos arcillosos, localmente con algún nivel intercalado de areniscas de grano fino. 4. Arcillas pardo-negruzcas.

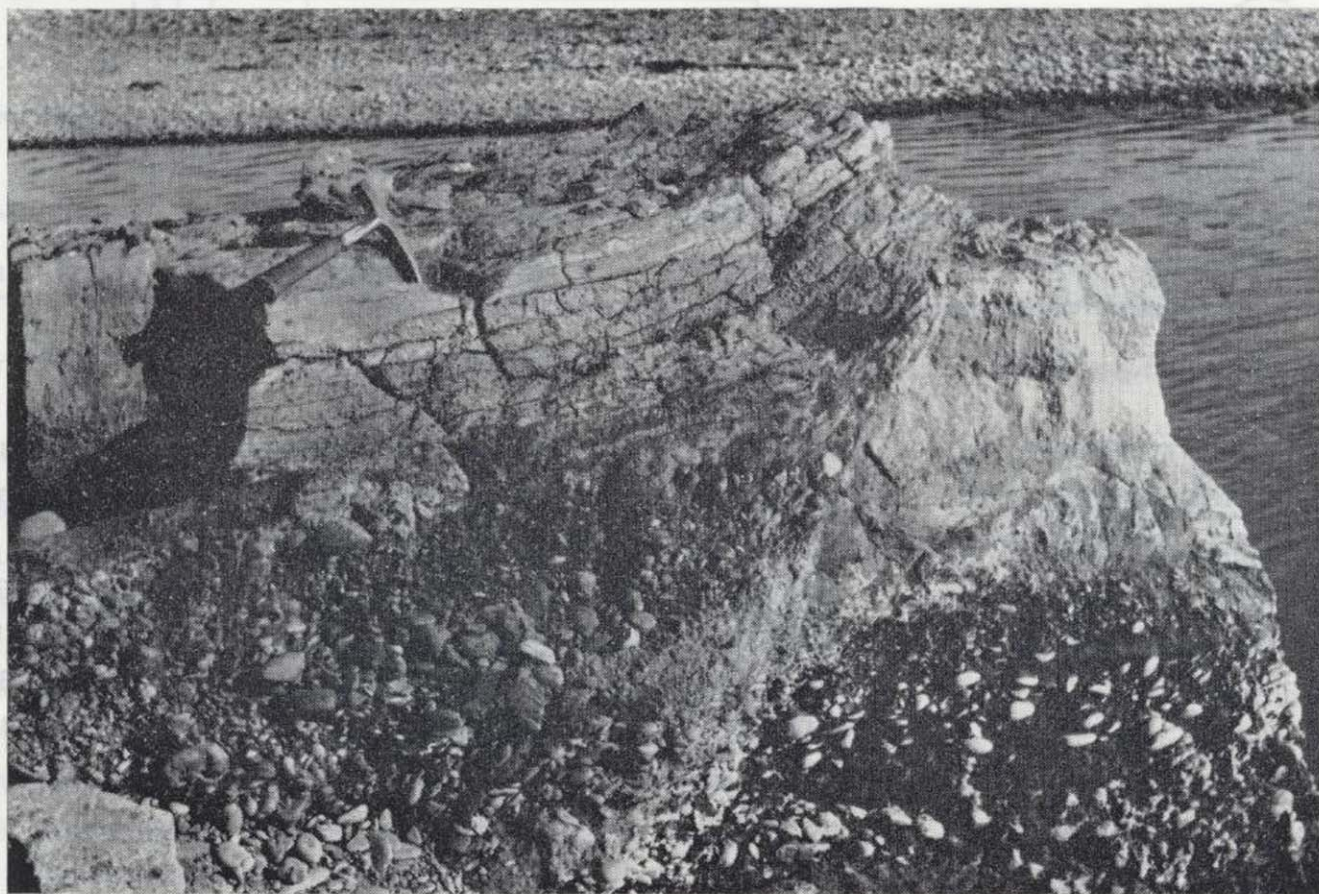


Figura 4.—Detalle de uno de los afloramientos de depósitos cuaternarios «antiguos», que muestra los efectos (falla) de las deformaciones ocurridas en la zona de estudio.

6.1. PROCESOS GENERADORES DE RIESGOS GEOLOGICOS

De entre los diversos fenómenos naturales que pueden producir pérdida de vidas o haciendas, aparecen en el área estudiada las inundaciones,

la erosión fluvial, los deslizamientos y caídas de bloques y los hundimientos.

Sin embargo, y debido a las condiciones geológicas del entorno, estos procesos presentan una moderada peligrosidad, siendo las inundaciones

el único fenómeno que ocasionalmente pudiera llegar a tener características catastróficas. En la figura 2 se indican aquellos puntos que presentan procesos de este tipo, a excepción de las inundaciones, por afectar potencialmente a toda la zona de estudio, y de los procesos de erosión del fondo del cauce fluvial. Esta información, obtenida en las campañas de campo, ha sido contrastada con la cartografía de riesgos geológicos existente (AYALA CARCEDO et al., 1987).

6.1.1. Inundaciones

Las inundaciones son un fenómeno periódico en la mayor parte de los cursos fluviales. En el caso del Gállego, la última crecida importante se remonta al año 1979, y produjo el descalce erosivo del azud próximo a la Cartuja de Aula Dei y de varios diques fluviales, que debieron ser reforzados con escolleras de bloques de hormigón (fig. 5). Además, el río presenta una gran potencia tractiva en crecidas, que queda patente tanto en la gruesa granulometría de los depósitos de las barras, como en el arrastre que han sufrido algunos de los bloques de hormigón de los mencionados refuerzos del azud (fig. 6).

En cuanto a las áreas que puedan quedar cubiertas por las aguas, se diferencian:

- a) Zona de cauce normal. Queda cubierta en crecidas anuales normales. Correspondería (fig. 2) a las zonas de sedimentación activa (barras y *point-bars*) y, ocasionalmente, a ciertos sectores de la terraza T3.
- b) Zona de cauce mayor excepcional. Se inundaría en crecidas mayores, cada cinco años, y estaría compuesta por la totalidad de la terraza T3 y por las áreas más bajas de la terraza T2-2.
- c) Zona de grandes crecidas. Con una periodicidad aproximada de veinticinco años, estas inundaciones afectarían a toda la terraza T2-2, así como a las partes más bajas de T2-1.

6.1.2. Erosión fluvial

La acción erosiva fluvial puede afectar a tres zonas diferentes: lecho del río, márgenes y superficies de terraza.

- a) El lecho del río soporta la acción erosiva del material transportado por las aguas, lo que fomenta el progresivo encajamiento del cauce. Ultimamente este proceso ha sufrido una aceleración, ya que las actuaciones antrópicas en los márgenes han producido una pér-



Figura 5.—Vista del azud próximo a la Cartuja de Aula Dei, en la que se aprecia el recalce aplicado al mismo tras la crecida del año 1979.



Figura 6.—Panorámica de un sector de la zona de estudio, aguas abajo del azud próximo a la Cartuja de Aula Dei, en la que se aprecian los bloques de hormigón arrastrados desde el azud por las crecidas del río Gállego.

dida de sinuosidad en el río, lo que incrementa la energía tractiva de las aguas al aumentar la pendiente del cauce (MARCOS GONZALEZ et al., 1989).

Esta erosión anómala del fondo del cauce es la que ha propiciado el afloramiento de los materiales cuaternarios «antiguos» (fig. 7) descritos en el apartado de litoestratigrafía, los cuales no aparecen en las fotografías aéreas de 1957 y 1977. El proceso descrito se desarrolla únicamente en el tramo comprendido entre el azud próximo a la Cartuja de Aula Dei y la desembocadura del Gállego en el Ebro, ya que aguas arriba del azud los procesos antrópicos no han sido tan intensos.

- b) Las márgenes fluviales sufren la acción erosiva de las aguas en las zonas convexas de los meandros debido a la acción de la fuerza centrífuga. Este proceso es muy acusado en los escarpes de la terraza T1 colindantes con el cauce del Gállego, en los que el río erosiona su base fomentando los desplomes.
- c) Las superficies de terraza, excepcionalmente, se ven afectadas por la erosión fluvial en épocas de grandes crecidas, lo que produce el arrastre de los materiales de las capas superficiales de las terrazas.

6.1.3. *Deslizamientos y caídas de bloques*

Estos procesos afectan solamente a los escarpes de terraza más abruptos, los cuales aparecen en las terrazas T1 y T2-1. El talud de T1 presenta, además, grandes grietas y oquedades (fig. 2), que pueden dar lugar a desprendimientos de bloques de gran tamaño.

6.1.4. *Hundimientos*

Estos fenómenos tienen dos posibles orígenes: por una parte, el arrastre de materiales finos (limos y arcillas) por corrientes de aguas subterráneas, puede originar cavidades en el interior de los depósitos cuaternarios; y, por otra, la disolución de niveles yesíferos del sustrato terciario propicia el colapso de los niveles superiores. La primera de las causas de los hundimientos se observa en el extremo sur de la zona de estudio (proximidades de la autopista A-2), donde los depósitos arcillosos son más frecuentes, si bien su repercusión morfológica es de reducida importancia. Por el contrario, las disoluciones de los yesos terciarios presentan una distribución regional y podrían haber afectado a los niveles inferiores de los depósitos cuaternarios, lo que explicaría algunas de las deformaciones que éstos presentan.

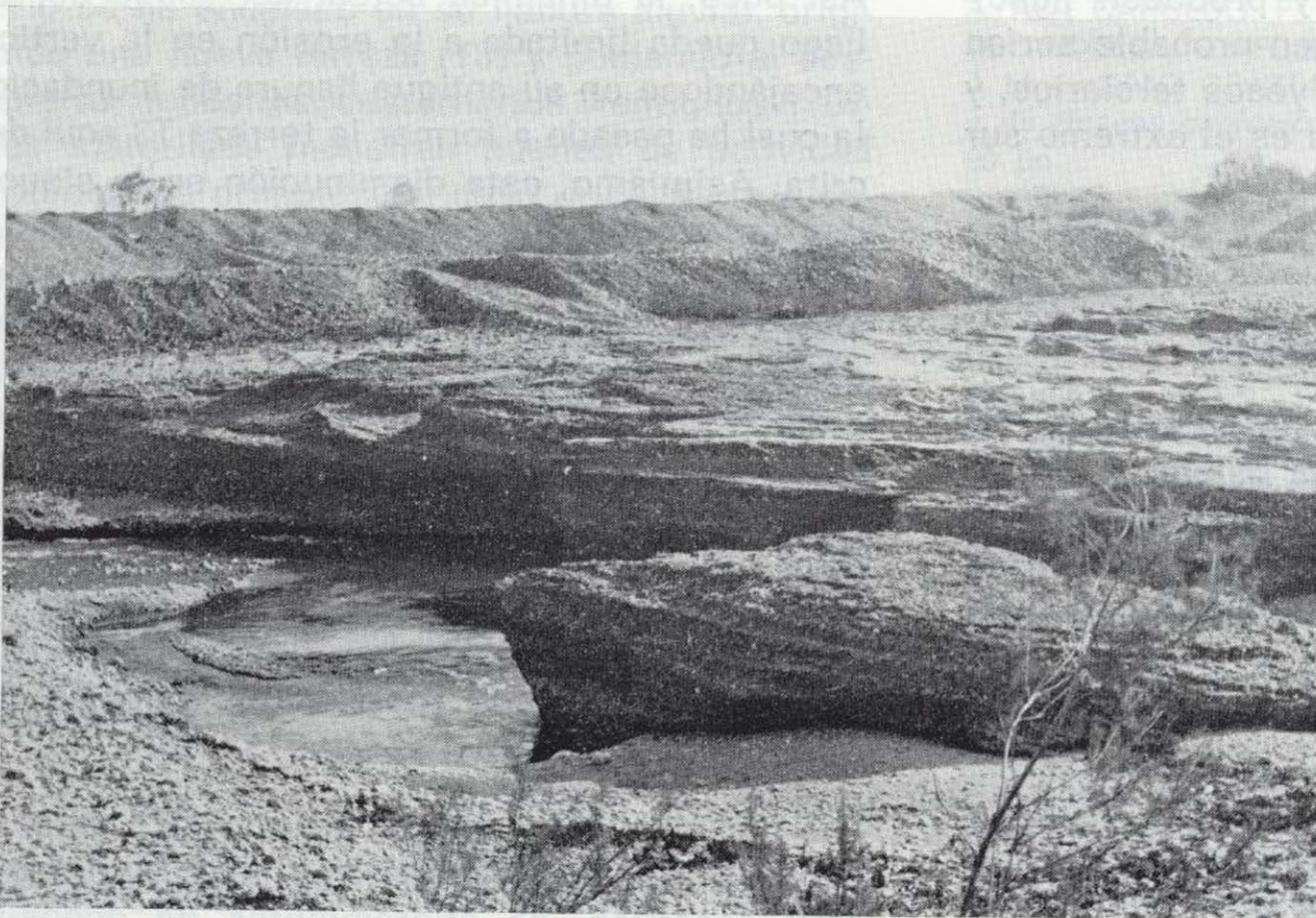


Figura 7.—Detalle de un sector del afloramiento más extenso de los depósitos cuaternarios «antiguos», en el que se está encajando el río Gállego.

6.2. FENOMENOS DEFORMATIVOS INTERNOS

La existencia de deformaciones recientes en el área de Zaragoza ha sido citada por diversos autores (ZUIDAM, 1980; GUTIERREZ et al., 1983 y 1986; SIMON GOMEZ y SORIANO JIMENEZ, 1985 y 1986; RODRIGUEZ VIDAL, 1986, y AYALA CARCEDO et al., 1987), los cuales aportan diversos orígenes de las mismas:

- a) Colapsos kársticos. Originados por la disolución de los niveles yesíferos del sustrato terciario, estos procesos generarían el hundimiento de los materiales cuaternarios suprayacentes.
- b) Procesos halocinéticos de carácter domático. Producirían el abombamiento de los depósitos cuaternarios por el ascenso de los niveles plásticos terciarios.
- c) Perforaciones diapíricas. Tendrían efectos similares a los de la halocinesis, pero más acusados, ya que los diapiros podrían llegar a perforar los materiales cuaternarios.
- d) Fracturación distensiva. Produce familias de fallas normales que afectan a los depósitos cuaternarios, en especial a las terrazas medias (a nivel regional). Esta actividad neotectónica se extendería hasta el Pleistoceno

y posiblemente afectara al Holoceno (SIMON GOMEZ y SORIANO JIMENEZ, 1985; GUTIERREZ et al., 1986).

Todos estos procesos pueden haber actuado sobre los depósitos cuaternarios del área estudiada, ya que estos materiales presentan huellas de haber sufrido dichos fenómenos deformativos. Los depósitos cuaternarios «antiguos» son los que presentan mayores huellas de dicha actividad (fallas, arqueamientos, compartimentación de los afloramientos, diversidad de direcciones y buzamientos entre ellos, etc.), y, aunque no es posible determinar el origen exacto de las mismas, podrían deberse a la combinación de los movimientos halocinéticos o diapíricos del sustrato yesífero con una fase de actividad neotectónica. Es importante destacar que en ninguno de los puntos en que estos fenómenos son visibles en la zona de estudio las deformaciones afectan a los depósitos de terraza suprayacentes, lo que indica que estos procesos actuaron, como muy tarde, antes de la sedimentación de la terraza T1, por lo que su datación correspondería al Plioceno o al Pleistoceno temprano.

Además de estas deformaciones, como se ha comentado en el apartado 6.1, se observan otros procesos activos actualmente que afectan a toda

la secuencia de materiales, y producen hundimientos de tipo local. Su origen probable serían los colapsos kársticos de los yesos terciarios, y la zona más afectada por ellos es el extremo sur del área de estudio.

7. DISCUSION Y CONCLUSIONES

De todos los datos expuestos anteriormente, así como de otros referentes a la dinámica del río Gállego (MARCOS GONZALEZ et al., 1989), se llega a la diferenciación de las siguientes fases del proceso evolutivo reciente de la geología de la zona de estudio:

- Dinámica fluvial meandriforme (hasta los años 60).
- Alteración antrópica de la dinámica meandriforme y encajamiento del río Gállego (desde los años 60 en adelante).

Durante el Pleistoceno y el Holoceno, el río Gállego en el tramo analizado presentó una dinámica típicamente meandriforme, en la que predominaba la divagación lateral sobre los procesos de encajamiento del cauce.

El resultado de dicha evolución fue la formación de las terrazas T1 y T2, ricas en meandros abandonados y con superficies de gran extensión, lo que prueba la intensidad que llegó a alcanzar la mencionada dinámica meandriforme.

Este proceso natural se vio bruscamente interrumpido en la década de los 60, por el fortísimo incremento de las acciones humanas (extracciones de gravas y vertidos de residuos industriales) sobre el cauce y las márgenes del río Gállego. Dichas actividades sobre el cauce fluvial coinciden con el auge industrial del área zaragozana durante los años 60, que propició el aumento en la extracción de materias primas (gravas) para la construcción y el vertido incontrolado de residuos industriales. Dicha interrupción de la dinámica natural queda de manifiesto al contrastar las fotografías aéreas de 1957 y toda la cartografía topográfica existente desde 1806 hasta 1959, con fotografías aéreas de 1977 y 1988, ya que las primeras muestran numerosas curvas fluviales y meandros abandonados, así como una amplia llanura de inundación; mientras que las segundas presentan un río mucho más rectilíneo y con escasa llanura de inundación.

Así pues, la dinámica actual del cauce del Gállego queda limitada a la erosión en la vertical, encajándose en su antigua llanura de inundación, la cual ha pasado a formar la terraza T3 aquí descrita. Asimismo, esta disminución en la sinuosidad del río y su encajamiento han generado la intensificación de ciertos fenómenos naturales, dando lugar a un aumento de los riesgos geológicos en la zona, como son los de inundación y erosión en general, al haberse aumentado la capacidad tractiva de sus aguas. Esto queda patente en el caso del azud próximo a la Cartuja de Aula Dei, que ha sido descalzado en su base por una reciente crecida (1979). Posteriormente a la crecida se situaron bloques de hormigón en su base para reforzarla, pero éstos también son arrastrados por las aguas (figs. 5 y 6).

Los mencionados cambios de dinámica en el río han hecho posible la aparición, bajo las terrazas aquí descritas, de afloramientos de depósitos cuaternarios «antiguos». Estos materiales, cuya edad no ha podido ser determinada, pero que por su posición estratigráfica son anteriores al Pleistoceno tardío, presentan unas características sensiblemente diferentes a los depósitos de las terrazas que los cubren. Esto podría significar que, aun siendo de origen fluvial, dichos materiales pertenecen a un ciclo sedimentario anterior al de terrazas encajadas (Pleistoceno-actual). Se trataría de una fase, anterior a la actual, de relleno del profundo surco en el sustrato terciario que es el valle del Gállego. Así pues, el valle podría haberse ido rellenando de depósitos en dos o más ciclos de sedimentación fluvial, tal y como exponen los modelos de LEOPOLD y MILLER (1954) y SCHUMM (1977). El actual río habría excavado los depósitos del último ciclo llegando a dejar al descubierto algunos afloramientos del ciclo anterior.

Dichos materiales reflejan procesos de deformación reciente, cuyo origen puede ser diverso, como se ha mencionado en el apartado 6.2 de este trabajo. De todos modos, parecen quedar patentes las huellas de actividad neotectónica en la zona, de una edad anterior al Holoceno, y que sería de tipo distensivo.

En definitiva, se puede concluir que la dinámica del río Gállego ha sido fuertemente alterada por acciones humanas y, como consecuencia de ello,

el río se ha encajado en su llanura aluvial, originando una nueva terraza (T3) y poniendo al descubierto depósitos cuaternarios «antiguos». Dichos materiales muestran huellas de actividad neotectónica preholocena cuyo origen podría deberse a una reciente fase distensiva, unida a procesos cinéticos relacionados con la plasticidad del terciario margo-yesífero infrayacente (diapirismo, colapsos kársticos, etc.).

El río Gállego continúa su encajamiento actualmente, ya que los depósitos cuaternarios «antiguos» se ven excavados por un cauce fluvial que se encuentra imposibilitado para divagar lateralmente debido a las intensas acciones humanas que se lo impiden (graveras y vertederos incontrolados).

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece su colaboración a las siguientes personas y entidades: Al Servicio de Medio Ambiente del Excelentísimo Ayuntamiento de Zaragoza, por su cooperación y autorización a la publicación de este trabajo. A la Cátedra de Hidrogeología de la Facultad de Ciencias Geológicas de Zaragoza, y en especial a F. J. Martínez Gil, J. L. Briz Velasco y J. A. Sánchez Navarro, por su asesoramiento y por facilitar documentación sobre la zona. Al Departamento de Edafología de la Estación Experimental de Aula Dei, por facilitar información y documentación sobre el área de estudio. A S. Almunia, del Instituto Tecnológico de Aragón, por facilitar la consulta de la base de datos de GEOARA. A F. Sicilia y a F. Rosano, por la delineación de las figuras. A J. T. Vázquez Garrido, por sus comentarios al borrador de este trabajo. A M. D. Servert Martín, por su colaboración y asesoramiento en la redacción y mecanografía definitivas.

REFERENCIAS

ALBERTO GIMENEZ, F.; GUTIERREZ ELORZA, M.; IBAÑEZ MARCELLAN, M. J.; MACHIN GAYARRE, J.; PEÑA MONNE, J. L.; POCÓVI JUAN, A., y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1984): *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la Región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Universidad de Zaragoza. Estación Experimental de Aula Dei. Zaragoza, 217 pp.

AYALA CARCEDO, F. J.; RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.; PRIETO ALCOLEA, C.; FUENTE MARTIN, P. de la; RUBIO AMO, J. M., y SANZ CONTRERAS, J. L. (1987): *Mapa geotécnico y de riesgos geológicos de la ciudad de Zaragoza*, IGME, 99 pp.

BRIZ VELASCO, J. L. (1989): *Algunos datos sobre la Hidrogeología del acuífero aluvial del Bajo Gállego*. Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Zaragoza, 7 pp. Informe inédito.

CALVO PALACIOS, J. L. (1979): *Algunas características del subsuelo zaragozano en relación con el crecimiento de la ciudad*. Actas III Reun. Nac. Grupo Esp. Trabajo Cuaternario (Zaragoza, 1977). Instituto de Geografía Aplicada, CSIC. Madrid, 97-106.

GEOCISA (1974): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 32 (Zaragoza) del Mapa de rocas industriales nacional a escala 1:200.000*. IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.

GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L. (1989): *Depresión del Ebro*. In: *Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000* (A. PEREZ-GONZALEZ, P. CABRA y A. MARTIN SERRANO, Coords.), IGME, 129-139.

GUTIERREZ, M.; SIMON, J. L., y SORIANO, A. (1983): *Tectónica cuaternaria en el área de La Almunia (Provincia de Zaragoza)*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 5:421-428.

GUTIERREZ, M.; SIMON, J. L., y SORIANO, M. A. (1986): *Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro*. Bol. Geol. Min., 97 (1):9-21.

IGME (1985): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 32 (Zaragoza) del Mapa Hidrogeológico Nacional a escala 1:200.000*. IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.

INTECSA (1974): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 32 (Zaragoza) del Mapa Geotécnico Nacional a escala 1:200.000*. IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.

LEOPOLD, L. B., y MILLER, J. P. (1954): *A postglacial chronology for some alluvial valleys in Wyoming*. U. S. Geol. Surv. Water-Supply Pap., 1261, 90 pp.

MARCOS GONZALEZ, A.; LOPEZ LOPEZ, A.; LEY VEGA DE SEOANE, C., y RIVAS MATOS, C. (1989): *Estudio de regeneración de las márgenes del río Gállego en el término municipal de Zaragoza*. INYPSA. Servicio de Medio Ambiente del Excelentísimo Ayuntamiento de Zaragoza, 3 vols., Informe inédito.

MARTINEZ GIL, F. J.; MUÑOZ, A., y SANCHEZ, J. A. (1985): *Las aguas subterráneas en el entorno de Zaragoza*. In: *Seminario del Agua en Aragón*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 323-369.

MARTINEZ GIL, F. J.; MUÑOZ, A.; SANCHEZ, J. A., y MIGUEL, J. L. de (1988): *Aprovechamiento hidrogeológico de los excedentes de regadío*. Riegos y drenajes, 19:49-60.

MENSUA, S., e IBAÑEZ, M. J. (1977): *Terrazas y glaciés del centro de la depresión del Ebro*. Mapas y memoria ex-

plicativa. III Reun. Nac. Grupo Trabajo Cuaternario. Departamento de Geografía de la Universidad de Zaragoza, 18 pp.

RIBA, O. (1970): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 32 (Zaragoza) del Mapa de Síntesis Geológica Nacional a escala 1:200.000*. IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.

RODRIGUEZ VIDAL, J. (1986): *Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza)*. Bol. Geol. Min., 97 (1): 3-8.

SANCHEZ NAVARRO, J. A.; GASCON MARCO, B., y MARTINEZ GIL, F. J. (1988): *La contaminación por nitratos en el acuífero aluvial del Bajo Gállego: Distribución y evolución*. In: *Estudio hidrogeológico provincial: Bajo Jalón, Bajo Huerva y Bajo Gállego*. Diputación Provincial de Zaragoza. Informe inédito.

SCHUMM, S. A. (1977): *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York, 338 pp.

SIERRA, J.; ORTIZ, A.; BURKHALTER, J., y CASTELLO, R. (1974): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 32 (Zaragoza) del Mapa Metalogenético Nacional a escala 1:200.000*. IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.

SIMON GOMEZ, J. L., y SORIANO JIMENEZ, A. (1985): *Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza*. Actas I Reun. Cuaternario Ibérico. Lisboa, vol. II, 329-343.

SIMON GOMEZ, J. L., y SORIANO JIMENEZ, A. (1986): *Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro Basin, Spain*. Geol. Mag., 123 (1): 45-57.

ZUIDAM, R. Van (1980): *Un levantamiento geomorfológico de la región de Zaragoza*. Geographicalia, 6:103-134.

Original recibido: Junio de 1990.

Original aceptado: Diciembre de 1990.

Características geológicas del sinclinal de Santa María de Redondo (Zona Cantábrica, Palencia).

Por J. BAHAMONDE (*) y C. NUÑO (**)

RESUMEN

La Zona Cantábrica, la más externa del cinturón orogénico Varisco del NO de la Península Ibérica, se caracteriza por presentar una potente sucesión carbonífera, estrechamente relacionada y afectada por los procesos tectónicos hercínicos, y por presentar una deformación superficial, donde las principales cuencas sedimentarias se generaron según un modelo de cuenca de antepaís. El carácter altamente subsidente de estas depresiones (*foredeep*) y la proximidad a una zona continental con importantes relieves, da lugar al depósito de sucesiones muy potentes en tiempos relativamente cortos (0.5 m. x 1.000 años), que van a producir su relleno según una secuencia característica.

Un buen ejemplo de ello lo constituye la cuenca de La Pernía, situada en la Unidad del Pisuerga-Carrión, la más oriental de la Zona Cantábrica, constituyendo el sinclinal de Santa María de Redondo el sector nororiental de la misma. Sus reducidas dimensiones, así como las buenas condiciones de afloramiento, permiten reconocer la litología, facies sedimentarias y geometría de algunos de los cuerpos sedimentarios que lo componen. Dicha sucesión, correspondiente al Westfaliense D-Estefaniense A y de 2.500 m. de espesor, se ordena en cuatro secuencias deposicionales cuyos límites coinciden con discordancias angulares: la basal presenta una morfología en cuña muy acusada, al rellenar un paleorelieve previo, litológicamente es de carácter brechoide y olistolítico en un sector proximal, pasando lateralmente a tener una organización megaturbidítica; la segunda está constituida por alternancias (lutita/arenisca) con un ordenamiento turbidítico, correspondiendo las dos finales a la colmatación de la cuenca por la progradación de un sistema deltáico de dominio mareal, con niveles de carbón en su parte superior.

Palabras clave: Zona Cantábrica, Carbonífero, Sinclinal de Redondo, Pisuerga-Carrión, Cordillera Cantábrica, Palencia.

ABSTRACT

The Cantabrian Zone, the most outward NW Iberian Peninsula Variscan orogenic belt area, is characterised by showing a thick carboniferous sequence, close related and affected by Hercynian tectonic processes, and by presenting a surface deformation, where the main sedimentary basins were generated as a *foreland basin* model. These depressions (*fore-deep*) highly subsident character and the vicinity to a continental area with significant reliefs give rise to the deposit of very thick sequences in relatively short times (0.5 ml/1,000 years) and these ones cause their fill according to a characteristic sequence.

A good example is shown in La Pernia basin, located in Pisuerga-Carrión Unit, the most eastern area in the Cantabrian Zone, being the Redondo syncline the north-eastern sector into that basin. That syncline limited dimensions, as well as the good outcrops, allow the identifying of the lithology, sedimentary facies and geometry of some sedimentary bodies that make up the syncline. Such Westphalian D-Stephanian A sequence is 2,500 m. thick, and is set in 4 depositional sequences whose boundaries coincide with angular unconformities: the lowest shows a very marked wedge morphology, by filling of a previous paleorelieve, has a breccial and olistolithic character in a proximal sector and laterally passes to a megaturbiditic organization; the second one is constituted by turbiditic alternations (mudstone/sandstone), and the last two sequences belong to the basin fill due to progradation of a tidal dominated deltaic system, with coal layers in the upper section.

Key words: Cantabrian Zone, Carboniferous, Redondo Syncline, Pisuerga-Carrión, Cantabrian Mountains, Palencia.

(*) ITGE. Unidad Territorial de Asturias. Plaza de España, 6. 33007 Oviedo.

INTRODUCCION

SITUACION Y RASGOS GEOLOGICOS

La zona estudiada se localiza geográficamente al S del Puerto de Piedras Luengas (Palencia), al N de Cervera de Pisuerga, comprendiendo los valles altos del río Pisuerga (fig. 1).

Geológicamente forma parte de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), que corresponde al sector más externo del Macizo Hespérico, en el NO de la Península Ibérica. Más concretamente, el Sinclinal de Santa María de Redondo está situado en la cuenca carbonífera de La Pernía, dentro de

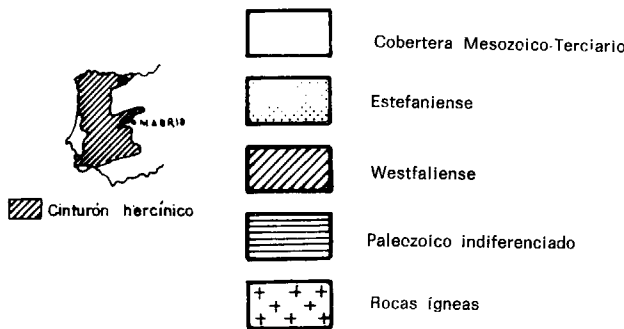
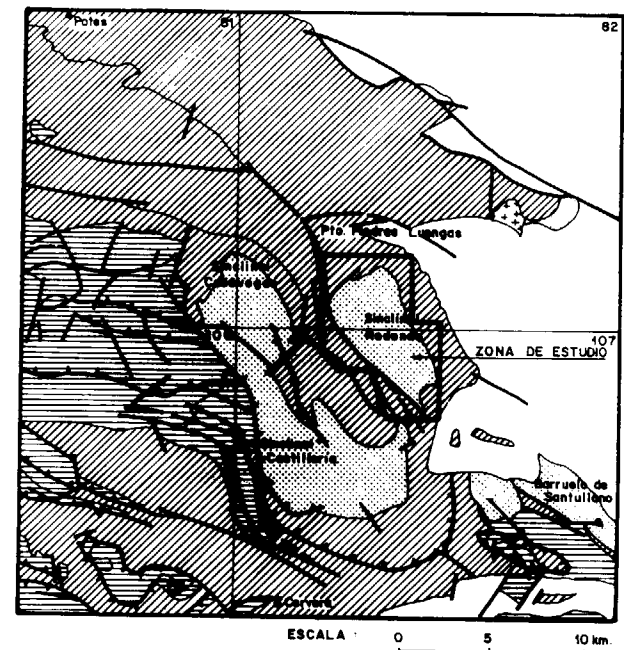
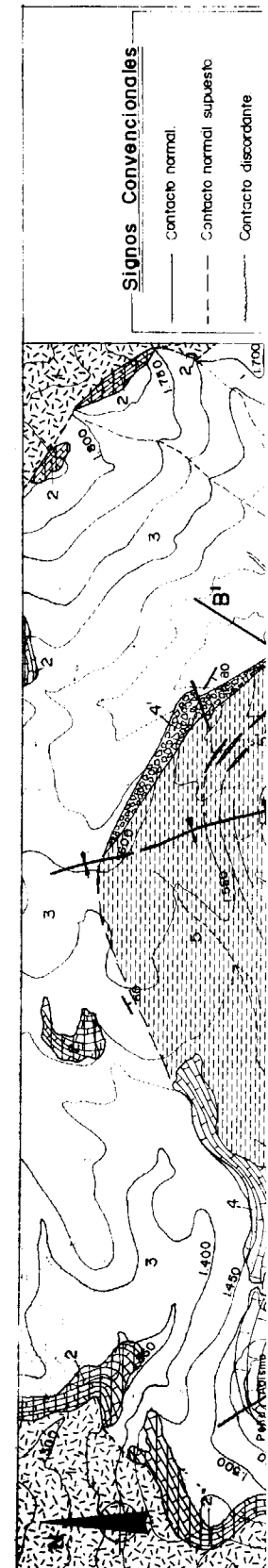


Figura 1.—Situación geológica del área de estudio.

la denominada Región del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971) o más recientemente Unidad del Pisuerga-Carrión (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987). Esta cuenca está constituida por tres sinclinales: uno meridional o de Castillería, otro noroccidental o de Casavegas, y el de Redondo, que ocupa el sector nororiental, representando el área de Barruelo, su prolongación suroriental.

ANTECEDENTES

El primer estudio importante sobre esta zona se debe a NEDERLOF y DE SITTER, en 1957, que establecieron las bases estratigráfica, cartográfica y tectónica, y es el punto de partida de la mayor parte de trabajos posteriores. NEDERLOF (1960) estudió más detalladamente el Carbonífero Superior de los valles altos del río Pisuerga. VAN GINKEL (1959) realizó importantes aportaciones cronoestratigráficas en todo el área de La Pernía, en base al contenido en fusulínidos de las calizas. VAN DE GRAAFF (1971) estudió la sucesión Westfallense de los tres sinclinales, interpretándola como la superposición de tres sistemas deltáicos altamente destructivos, que progradan desde el S y SO. DE SITTER y BOSCHMA (1966) prestaron especial atención a la estratigrafía y a la geología estructural, poniendo de manifiesto la estrecha relación entre tectónica y sedimentación. HEWARD y READING (1980) citan al Sinclinal de Redondo como ejemplo de movimientos laterales importantes, por fallas regionales de *strike slip*, en la Cordillera Cantábrica. Más recientemente, MARTINEZ GARCIA et al. (1983) recopilan y sintetizan varios de sus trabajos anteriores, proponiendo divisiones en nuevas unidades geológicas para al Región del Pisuerga-Carrión, de escasa aceptación posterior. WAGNER es quizá el autor con una bibliografía más amplia sobre el Carbonífero de la zona palentina, y más concretamente, del área de La Pernía, pudiendo destacar entre sus trabajos: WAGNER (1955), WAGNER y WARKER (1971); WAGNER et al. (1977); WAGNER et al. (1984) y WAGNER y WINKLER PRINS (1985); todos ellos constituyen una aportación inestimable al conocimiento de la Geología de esta región. Es quizá en WAGNER et al. (1984) el que sirve de síntesis para toda la parte S de esta cuenca. Trabajos recientes son los de RODRIGUEZ FERNANDEZ



ción del Pisuerga-Carrón (JURADICAMENTE UNIDAD DEL CARBÓNIFERO) Y DE CASAVEGAS, Y EL DE RE-
 BARRUELO, SU PROLONGACIÓN SUR-

importante sobre esta zona se
 DE SITTER, en 1957, que es-
 es estratigráfica, cartográfica
 punto de partida de la mayor
 posteriores. NEDERLOF (1960)
 damante el Carbonífero Super-
 altos del río Pisuerga. VAN
 en todo el área de La Perña,
 FF (1971) estudió la sucesión
 tres sinclinales, interpretan-
 posición de tres sistemas del-
 destructivos, que programan
 SITTER y BOSCHMA (1966)
 atención a la estratigrafía y
 tural, poniendo de manifiesto
 ción entre tectónica y sedi-
 Y READING (1980) citan al
 do como ejemplo de movi-
 mportantes, por fallas regio-
 en la Cordillera Cantábrica.
 MARTINEZ GARCIA et al.
 sintetizan varios de sus tra-
 poniendo divisiones en nue-
 cas para el Región del Pi-
 escasa aceptación posterior.
 el autor con una bibliografía
 Carbonífero de la zona pa-
 retamente, del área de La
 destacar entre sus trabajos:
 WAGNER y WARKER (1971);
 PRINS (1985); todos ellos
 tación inestimable al cono-
 (1984) el que sirve de sínte-
 S de esta cuenca. Trabajos
 RODRIGUEZ FERNANDEZ

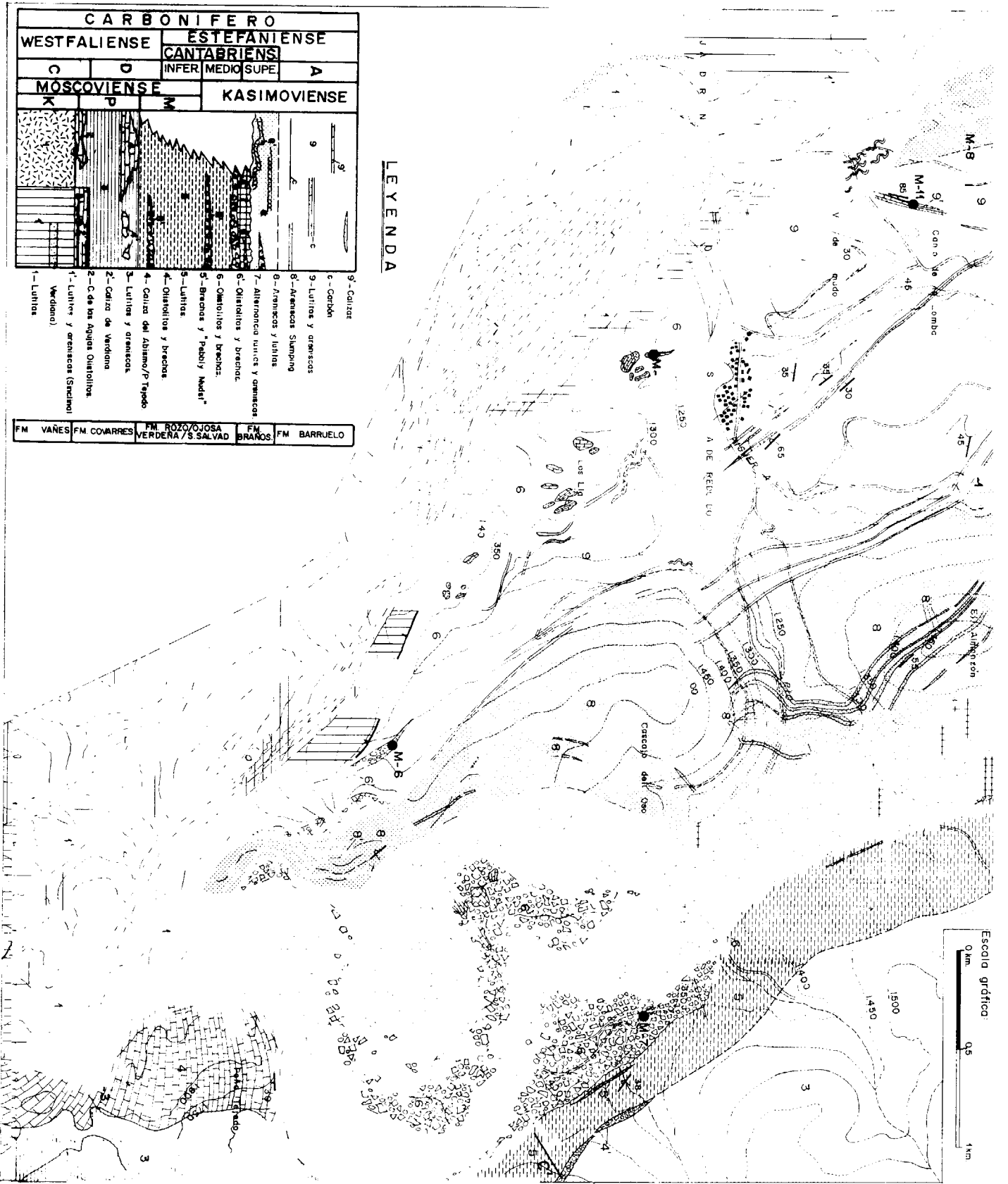
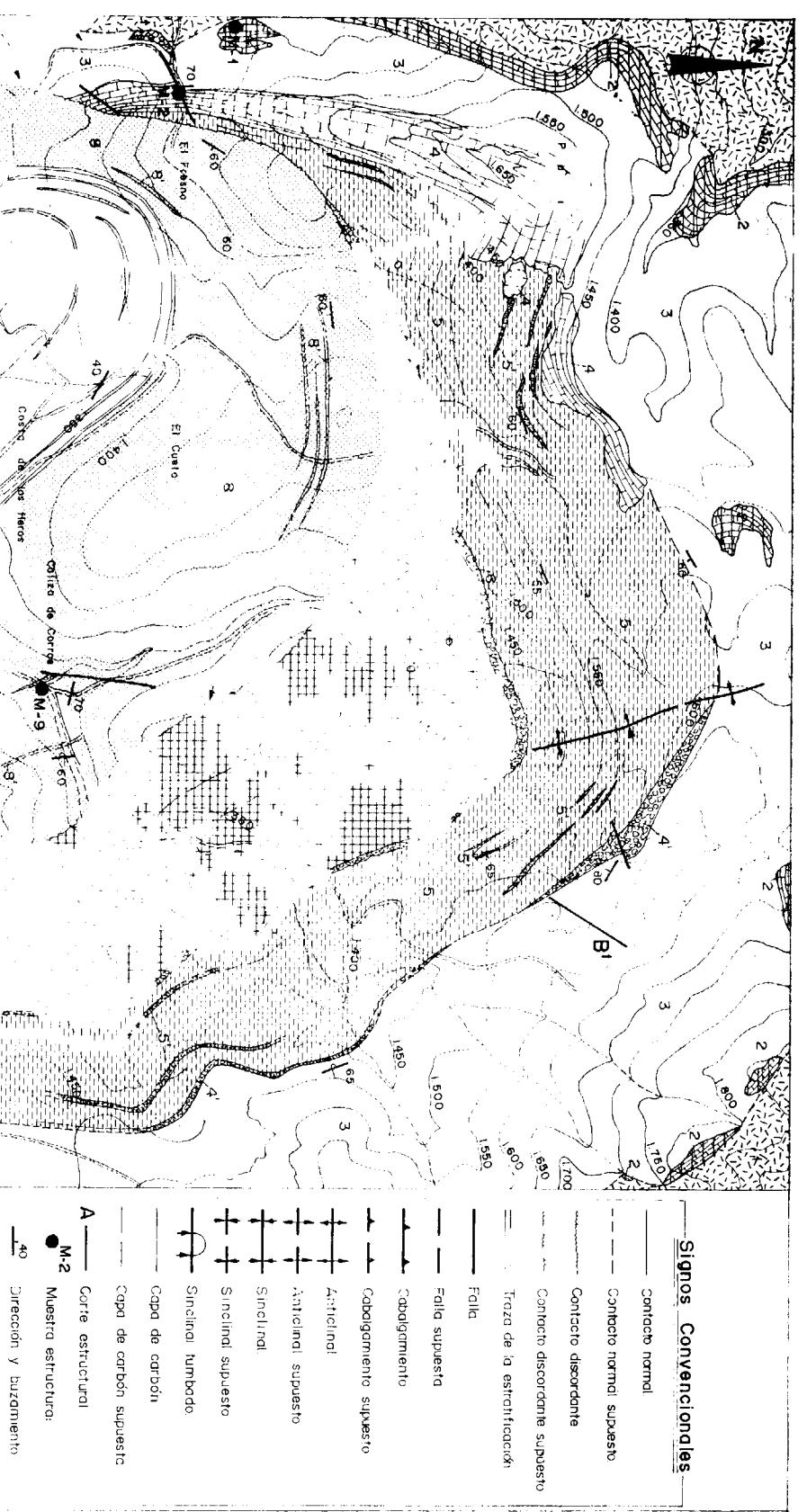


Figura 2.—Cartografía geológica de la zona estudiada, y situación de las muestras micropaleontológicas.

et al. (1987), que completa el trabajo anterior en su parte septentrional, y RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987), que proponen un esquema general de correlación entre las distintas unidades litoestratigráficas de la Unidad del Pisuerga-Carrión, considerándolas «cuñas clásticas» separadas por discordancias, relacionadas genéticamente con el emplazamiento de mantos; estableciendo también los rasgos fundamentales de la estructura y proponen un modelo de evolución tectono-sedimentaria general. Por último, caben destacar estudios referidos a las cuencas de Casavegas y Castillería (LEYVA et al., 1987, y LEYVA et al., 1988), dentro del Plan de Investigación de Cuencas Carboníferas del ITGE.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

En el esquema geológico de la zona (fig. 2) puede observarse que los materiales westfalienses están separados de los cantabrienses y estefanienses por la discordancia Leónica, definida por WAGNER y WINKLER PRINS (1970). Los primeros son improductivos, de ambientes marinos abiertos, de plataforma interna, externa y talud. Los otros representan una macrosecuencia de somerización desde ambientes de plataforma con sedimentación turbidítica en la base, a ambientes generadores de carbón en su parte superior.

La sucesión westfaliense está constituida por las formaciones *Vañes* y *Covarres*. La primera, contemplada muy parcialmente en el mapa geológico, comprende los materiales situados por debajo del primer horizonte carbonatado (Caliza de las Agujas). Fue definida por VAN DE GRAAFF (1971), quien separó dos miembros, uno basal, constituido por una sucesión arenoso-pelítica de origen turbidítico, y otro superior, eminentemente lutítico, al que asignó un origen ligado a procesos de deslizamiento masivo.

La segunda está constituida por dos potentes niveles calcáreos: Caliza de las Agujas, en la base, y Caliza del Abismo, en el techo; entre ambas se encuentra un tramo siliciclástico de espesor variable, entre 50 y 1.000 m. VAN DE GRAAFF (1971) introdujo este nombre de Fm. Covarres para este conjunto de materiales, que en sectores más meridionales de La Pernía corresponde a la Fm. Vergaño, debido al carácter turbidítico que presenta en este sinclinal, en contraste con el

carácter fluvio-deltaico en el resto. A esta formación pueden asimilarse un conjunto de materiales, eminentemente carbonatados, que afloran en el sector suroccidental del mapa.

WAGNER y WARKER (1971) definieron en el sinclinal de Casavegas y de Castillería las formaciones Rozo/Ojosa o Verdeña/San Salvador, considerándolas ausentes en el sinclinal de Redondo. En este trabajo se pone de manifiesto la existencia de un conjunto de materiales situados entre la Fm. Covarres y la sucesión cantabriense, aflorantes en el sector N de la cartografía, que, dada su posición estratigráfica, deben asimilarse a esas formaciones.

La sucesión cantabriense-estefaniense la constituyen las formaciones *Brañosera* y *Barruelo*. La primera, definida por WAGNER et al. (1977), corresponde a un conjunto de materiales terrígenos de 800 a más de 1.000 m. de potencia. Su límite inferior está definido por un horizonte continuo, aunque de espesor variable, constituido por brechas y bloques calcáreos olistostrómicos. El techo lo define la aparición de la primera capa de carbón. Cabe destacar su carácter discordante, así como la presencia de una discordancia intraformacional. La Fm. Barruelo es un conjunto de materiales terrígenos con capas de carbón, y un espesor próximo a los 800 m.

En la parte suroccidental del mapa geológico se localizan un conjunto de escamas de trazado NNE-SSO, en las que afloran las formaciones *Vañes* y *Vergaño*. La primera es una sucesión lutítica con potentes intercalaciones de areniscas litareníticas, y la segunda tiene una parte basal de alternancias de lutitas, areniscas y calizas, y otra superior eminentemente carbonatada, de carácter masivo y biohermal hacia el N, y estratificada con intercalaciones detríticas, hacia el S. En la banda situada más al N aflora la Fm. *Brañosera*, con abundantes acumulaciones brechoideas y grandes olistolitos calcáreos (Peña del Moro).

EDAD DE LAS FORMACIONES

La edad de la Fm. *Vañes* fue establecida como Kashisiense (VAN DE GRAAFF, 1971). La Fm. *Covarres* fue datada por VAN GINKEL (1965) como Moscoviense Superior: Podolskiense para la Ca-

liza de las Agujas y Myaschoviense Inferior para la del Abismo, siendo Peña Tejedo de una edad intermedia entre ambas. Las formaciones Roza y Ojosa son de edad Westfaliense D Superior y Cantabriense Inferior, y representan los primeros depósitos posteriores a la discordancia Leónica. Una de las intercalaciones carbonatadas de la Fm. Ojosa (Caliza de Lores: sinclinal de Casavegas) fue designada como estratotipo del Cantabriense (WAGNER y WARKER, 1971), correspondiendo al Myaschoviense faunas encontradas en otras intercalaciones calcáreas. La Fm. Brañosa es de edad Kasimoviense, perteneciente, por tanto, al Cantabriense Superior. A la Fm. Baruelo, WAGNER y WINKLER-PRINS (1970) le asignaron una edad Cantabriense Superior para la base y Estefaniense A para el techo.

En este trabajo se han recogido un total de once muestras en las distintas calizas aflorantes, cuyo contenido faunístico ha sido estudiado por la doctora Elisa VILLA OTERO, de la Universidad de León. La edad de las mismas oscila entre el Myachkovsky Inferior (M_1 y M_2), a la parte baja del Kasimoviense (M_{10} y M_{11}). La muestra M_9 , que corresponde a la «Caliza de Corros», no aportó datos. Sin embargo, VAN GINKEL (1965) reconoció en este horizonte asociaciones faunísticas pertenecientes a la Zona de Protriticites, precisando, además, en una revisión posterior, que la edad más probable correspondería al Kasimoviense más bajo (VAN GINKEL y VILLA, en ejecución). De estos datos se desprende que, aunque las muestras de edad más antiguas parecen haber sido recogidas hacia la parte externa del sinclinal, en el resto no existe una clara correspondencia entre muestras más jóvenes y muestras más próximas al núcleo. Tal disposición podría ebedecer al hecho de que la sedimentación incluyese abundantes bloques alóctonos. Sin embargo, hay que señalar que todo este material, de posición más o menos caótica, pertenece a una distribución de edades no muy amplia, lo que indicaría que los bloques pertenecen a niveles estratigráficos próximos, situados en la parte superior de la sucesión Westfaliense.

TECTONICA

La Unidad del Pisuerga Carrión constituye, desde un punto de vista tectónico, la cuenca de

antepaís del sector noroccidental de la cadena hercínica Ibérica (RODRIGUEZ FERNANDEZ et al., 1986). La deformación se caracteriza por haberse producido en condiciones relativamente superficiales, con un predominio de la tectónica tangencial, donde las estructuras más importantes son los mantos y los pliegues genéticamente relacionados con éstos (BASTIDA et al., 1984). En total se han realizado tres cortes estructurales (fig. 3), en los que se observa que la sucesión estratigráfica carbonífera ha sido afectada tanto por las orogenias Hercínica como Alpina, produciendo la primera una deformación más intensa, configurando la estructura general, mientras que la segunda la modificó, reactivando estructuras anteriores.

TECTONICA HERCINICA

La estructura más importante es el sinclinal de Santa María de Redondo, que presenta una morfología compleja. El hecho de plegar a una sucesión con dos discordancias angulares, hace que la traza del eje se desplace de una unidad litoestratigráfica a otra, variando su morfología. La acción de fallas inversas tardihercínicas o alpinas invierten buena parte de su flanco oriental. Si tenemos en cuenta la parte superior de la sucesión, el sinclinal presenta una charnela única, con un plano axial ligeramente inclinado hacia el SO y un flanco oriental más tendido. En las unidades inferiores, su morfología es más compleja, con charnela múltiple de trazas NNO-SSE, con un ligero desplazamiento de la unidad inferior a la intermedia (ver mapa geológico). El flanco occidental está cabalgado en la mayor parte de su trazado. Cabe también destacar la presencia de un anticlinal en el flanco occidental que pudiera estar relacionado con el emplazamiento de alguno de los cabalgamientos de traza NO-SE.

En el borde suroccidental del mapa destaca la presencia de un sinclinal tumbado de traza NO-SE, inclinándose su plano axial hacia el SO, quedando cortado, en su prolongación meridional, por un cabalgamiento. Se puede observar que la zona de charnela coincide con el brusco acuñaamiento del paquete calcáreo que forma su núcleo. Los cabalgamientos tienen una importancia regional mayor que los pliegues y, probablemente, ambos estén genéticamente relacionados. En

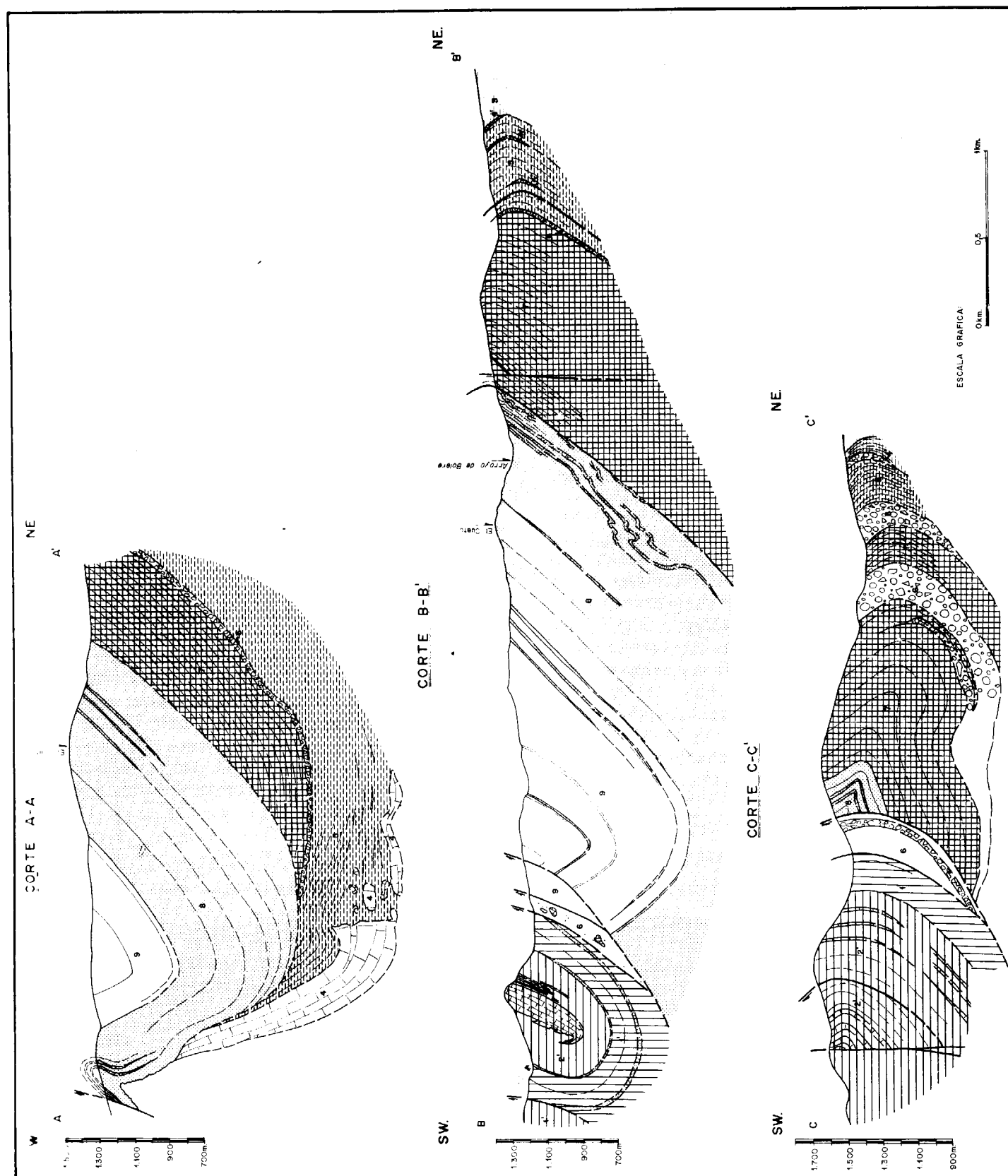


Figura 3.—Cortes estructurales.

el plano geológico (fig. 2) se representa un conjunto de cuatro cabalgamientos de trazado NO-SE, que confluyen en una única superficie de despegue, fuera ya del área cartografiada. Tanto este hecho como su morfología nos hacen pensar que en su conjunto constituyen un apilamiento de escamas (*duplex*).

Los cabalgamientos más importantes son el más occidental y el más oriental, descritos por VAN DE GRAAFF (1971) como fallas regionales: *Tremaya Fault* y *Redondo Fault*, respectivamente. Como estructuras directamente relacionadas con ellos cabe citar, en el alóctono relativo, la presencia de numerosos pliegues menores (pliegues parásitos), próximos a la superficie de cabalgamiento; destacando los existentes en el sector occidental, al O del Val de Bermuda, y los relacionados con el cabalgamiento más nororiental. Por otra parte existen pequeños trenes de pliegues en otras localidades, que pueden estar relacionados con algunas fracturas de trazado E-O.

La disposición replegada de los gruesos niveles areniscosos de la mitad inferior del miembro intermedio de la Fm. Brañosera corresponden a estructuras de acomodación durante el plegamiento. Su posición a techo de una discordancia que separa dos conjuntos litoestratigráficos con una disposición espacial diferente (ver cortes, fig. 3) supone que dicha discordancia se comporte como una superficie de despegue, con una respuesta a la deformación distinta en cada uno de los conjuntos. Estructuras similares han sido descritas por ALONSO (1985), en la base de sucesiones discordantes plegadas, dispuesta sobre basamentos previamente deformados.

TECTONICA ALPINA

Su influencia más importante corresponde a la inversión de gran parte del flanco oriental del Sinclinal de Redondo, los buzamientos oscilan entre 20° (en las proximidades de Cascaja del Oso) y 70°, siendo el buzamiento medio de 40°-50° siempre en posición invertida. Los buzamientos en el otro flanco (serie normal) oscilan entre subverticales a 35°-40°. La separación entre serie normal y serie invertida está definida por una falla subvertical, de trazado aproximado N-S, de escaso desplazamiento. Su origen estaría relacionado con el rejuego alpino de un conjunto de

fracturas inversas de trazado NO-SE, situadas ligeramente al NE, fuera ya de la zona estudiada. La orientación del Sinclinal de Redondo hizo que sólo se viera afectada esa parte, pudiendo haberse producido también en esta época el reapretamiento de los sinclinales.

DISCORDANCIAS

Regionalmente, y en el período de tiempo que comprende la sucesión carbonífera estudiada, se ha descrito la discordancia «Leónica», situada en la base del Westfaliense D Superior-Cantabriense. En el Sinclinal de Redondo esta discordancia estaría situada en la base de la Fm. Brañosera, que separa las formaciones westfalienses (Vañes, Covarres, Roza y Ojosa) de las cantabrienses-estefanienses (Brañosera y Barruelo). Asimismo, se ha cartografiado una nueva discordancia intraformacional en la Fm. Brañosera, que separa el miembro intermedio del superior.

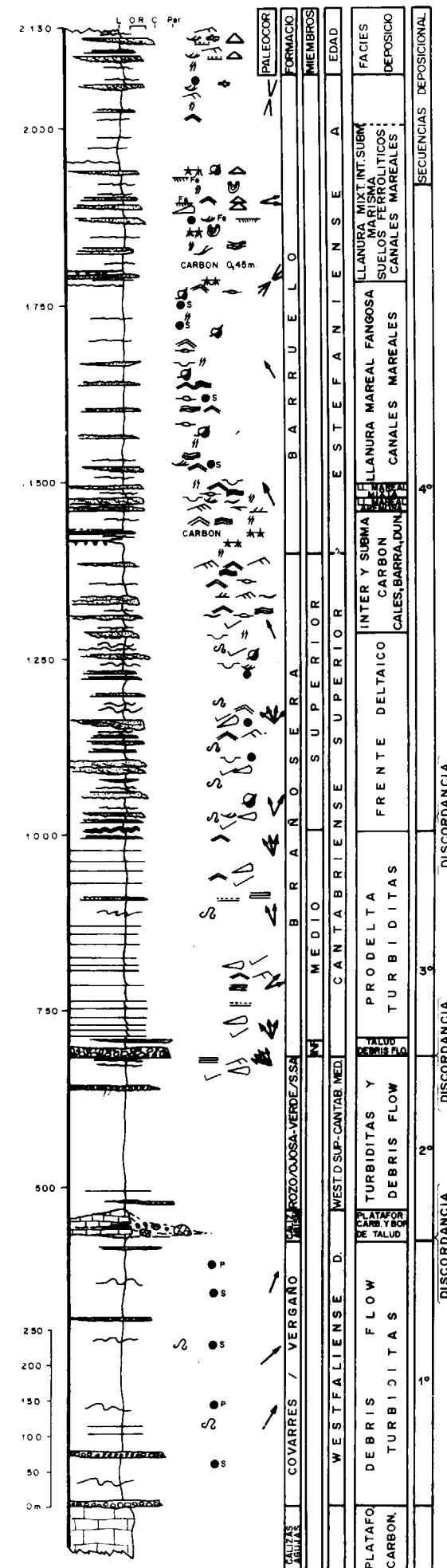
ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) y RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) consideran que las discordancias descritas como regionales en la UPC no tienen un carácter tan generalizado, siendo de tipo progresivo, de importancia y área de influencia localizada. Las más importantes estarían relacionadas con el emplazamiento de determinadas unidades alóctonas (mantos), o bien con el rejuego de estructuras de menor entidad (pliegues o fallas), lo que condicionará su magnitud. En todos los casos se desprende una contemporaneidad entre la actividad tectónica y la sedimentación, típica de cuencas de antepaís o *foreland basin*.

ESTRATIGRAFIA

A partir de columnas estratigráficas parciales hemos establecido una serie general del sinclinal (fig. 4), en la que aparecen representadas las distintas formaciones:

FORMACION COVARRES-VERGAÑO

El miembro basal, o Caliza de las Agujas, está constituido por un nivel discontinuo que llega a tener 400 m. de espesor, formado por un conjun-



to de bancos carbonatados bioconstruidos con depresiones intermedias rellenas por acumulaciones bioclásticas (VAN DE GRAAFF, 1971). Texturalmente son mudstone, wackestone y, más raramente, packstone bioclásticas. Hacia el N (puerto de Piedras Luengas) pierde su continuidad, llegando a tener un aspecto caótico de bloques, que para VAN DE GRAAFF (1971) representan olistolitos deslizados de la plataforma carbonatada. Su continuación hacia el S es problemática: en la parte occidental se acuña, pasando a bloques aislados y brechas, mientras que en la parte oriental parece corresponder con Peña Tejedo. En la zona meridional del mapa geológico se individualiza una banda eminentemente carbonatada, asimilable a la Fm. Vergaño. En el sector suroriental (Collado Verdiana) las calizas están estratificadas y alternan con materiales detríticos finos, mientras que en la rama noroccidental, que constituye el núcleo de un sinclinal tumbado, aparece un conjunto masivo de calizas con morfologías biohermales o bioconstrucciones que sufren rápidos acuñamientos laterales. En una sección realizada en el sector NO se han separado los siguientes tramos:

- A) 50 m. Lutitas con fauna marina en la base (braquiópodos y crinoideos), nódulos dispersos de siderita e intercalaciones limolíticas poco importantes. En la parte central se encuentran areniscas en capas menores de 0.5 m. de espesor, masivas o con laminación paralela y ripples en el techo, ordenadas según una secuencia estratocreciente. Por encima se intercala una acumulación lumaquéllica de fósiles, bioclastos e intraclastos en una matriz fangosa, gradada, de base erosiva, de 0.6 m. de espesor. La parte superior vuelve a ser lutítica.
- B) 25 m. Areniscas cuarzoareníticas, de grano fino y medio, en capas canaliformes, raramente superiores a 0.6 m., de base erosiva, gradadas y ocasionalmente con cantos blandos y estratificación cruzada en surco, alternando con episodios lutíticos y estratos tabulares, arenoso-limosos, centimétricos con laminación paralela y ripples de corriente en el techo. El tramo termina con un

Figura 4.—Serie estratigráfica general del Sinclinal de Santa María de Redondo.

nivel lumaquéllico similar al del tramo inferior.

- C) 50 m. Lutitas con escasas intercalaciones de areniscas litarenitas y sublitareníticas de grano fino y muy fino, en capas tabulares, inferiores a 0.3 m., de base neta planar con *prod cast.* e internamente gradadas, con laminación paralela y ondulada de ripples de corriente en el techo.
- D) 25 m. Poco visible, de naturaleza lutítica.

El Miembro superior lo constituyen las calizas del Abismo, con un espesor máximo de 100 m., en el que separamos los siguientes tramos:

- 1) 15 m. Calizas wackestone bioclásticas y pelotoidales, bioturbadas y cemento esparítico.
- 2) 15 m. Intercalación terrígena intermedia, que lateralmente se acuña. Litológicamente, son lutitas fangosas, lutitas margosas y margas, con fauna marina dispersa en algunos niveles y un episodio lumaquéllico y brechoidal similar a los dos inferiores.
- 3) 45 m. Calizas grises packstone bioclásticas e intraclásticas, laminadas con grietas de desecación, de 4 a 5 m. de potencia, siendo el resto de calizas masivas biopelmicríticas y bioturbadas.

Este miembro sufre, en su prolongación oriental, una brusca terminación, pasando a lutitas grisáceas con acumulaciones discontinuas de olistolitos, brechas y megabrechas de bloques y cantos calcáreos. Este hecho supone que, hacia el E y NE, el límite superior de la formación no quede bien definido, al ponerse en contacto dos formaciones lutíticas.

FORMACIONES ROZO/OJOSA O VERDEÑA/SAN SALVADOR

En una serie esquemática (fig. 5), a través del curso del río Pisuerga, alcanza un espesor de 150 m., pudiendo alcanzar potencias superiores a los 400 m. en otras zonas. Litológicamente, está formada por lutitas oscuras homogéneas, con intercalaciones areniscosas tabulares, con una ordenación turbidítica e intercalaciones más finas, discontinuas. Localmente aparecen niveles

lenticulares canaliformes, de base fuertemente erosiva y brechoides, con fragmentos bioclásticos y de lutitas en una matriz fangosa, con espesores métricos más abundantes en la parte superior.

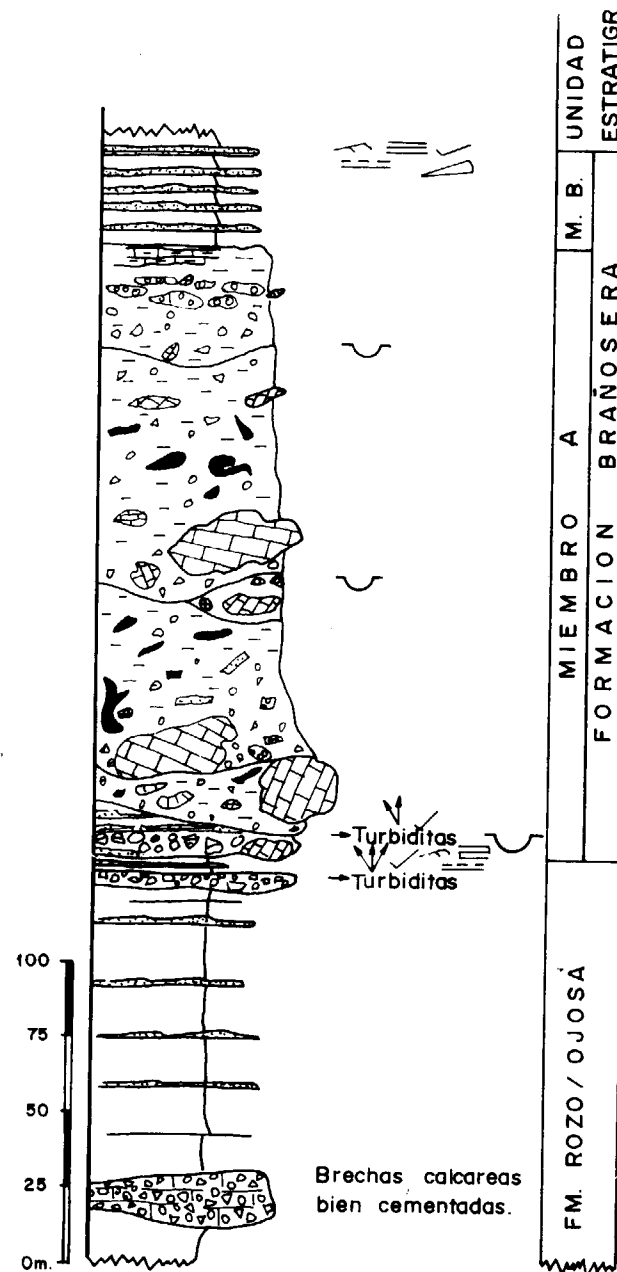


Figura 5.—Serie estratigráfica esquemática de las formaciones Rozo/Ojosa y Brañosera (miembro inferior), en el curso alto del río Pisuerga.

FORMACION BRAÑOSERA

Litológicamente, pueden diferenciarse tres miembros: uno basal olistolítico y brechoidal, otro intermedio de alternancias de arenisca y lutitas; y otro superior lutítico-limolítico, con intercalaciones areniscosas gruesas en la base.

El Miembro basal es horizonte cartográficamente continuo, con variaciones de espesor entre 200 m. en el E a 20 m. en su prolongación septentrional. En el primer caso corresponde a un depósito caótico y desorganizado que engloba bloques de calizas de más de 20 m. de diámetro, fragmentos de capas de areniscas, bloques de alternancias arenisca/lutita, grandes clastos de lutitas y bloques y cantos de brechas calcáreas; todo ello dentro de una matriz fangosa, en ocasiones muy abundante. Su base es fuertemente erosiva, existiendo también cicatrices erosivas muy penetrativas. Hacia el N se adelgaza de forma rápida, presentando una organización gradada (fig. 6), con base planar no erosiva, habiéndose reconocido tres coladas superpuestas. El límite con el Miembro superior es neto.

El Miembro intermedio, denominado por NEDERLOF (1960) *The Gradated Sandstone Formation*, tiene un espesor muy variable, llegando a los 1.000 m. en el sector SE, siendo su potencia media de 350 m. Está constituido por alternancias de lutitas y areniscas, en proporción variable, aunque en su conjunto es próxima a 1 : 10, siendo las areniscas más frecuentes y potentes en la base. Estas son de grano fino a grueso, con una fracción bioclástica; las capas tabulares desde 2 cm. a 50 cm., de base neta planar, con estructuras de impacto y arrastre y techo gradacional, pasando a limolitas microlaminadas y lutitas oscuras con nódulos de siderita. Internamente, tienen un intervalo basal gradado, frecuentemente con bioclastos, otro intermedio con laminación paralela y, ocasionalmente, *convolute*, y el superior con ripples de corriente, que ocasionalmente ocupa más de la mitad del estrato. En la parte superior el techo de las capas es neto y está ondulado por ripples de ola, encontrándose, en ocasiones, fuertemente bioturbado. Son frecuentes las estructuras de deslizamiento y hacia la base acumulaciones brechoides lenticulares.

Hacia el extremo suroriental cabe citar la presencia de otra cuña de megabrechas similar a la

que constituye, en esa localidad, el Miembro inferior, caracterizada por una potencia superior a los 200 m. en su parte más gruesa, y una morfología digitada. En sectores más septentrionales cabe destacar la presencia de dos niveles lenticulares, constituidos por bloques y cantos con superficies enrojecidas y encostramientos de brechas calcáreas, calizas bioclásticas y clastos arcillosos, aislados en una matriz lutítica, uno de ellos conocido como la Caliza de Corros, de unos 15 m. de espesor.

El Miembro superior, denominado por NEDERLOF (1960) *Caldero Sandstone Formation*, mantiene una potencia bastante uniforme en el flanco nor-

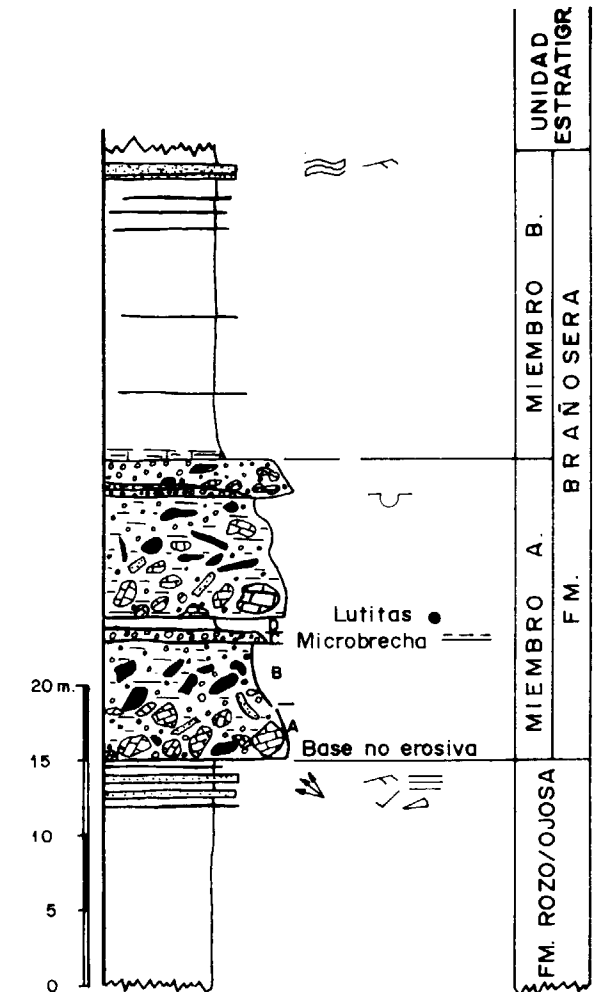


Figura 6.—Serie estratigráfica parcial del Miembro intermedio de la Formación Brañosera en el sector nororiental del mapa.

oriental, siendo de unos 400 m. Se dispone discordantemente, reconociéndose, entre ambos miembros, un tramo de espesor decimétrico, constituido por areniscas cuarcíticas intercaladas en lutitas y limolitas con estructuras de deslizamiento. Pueden diferenciarse dos tramos:

A) 270 m. Areniscas en estratos potentes separados por intervalos lutítico-limosos con alternancias de areniscas de grano fino y medio, moderadamente clasificadas y de naturaleza protocuarcítica. Las capas llegan a superar los 2 m., son canaliformes, base erosiva, poco penetrativa y cicatrices erosivas. Internamente tienen estratificación cruzada en surco de mediana escala, intervalos con laminación paralela muy finos y ripples en el techo, y, en ocasiones, un lag en la base de cantos blandos y fragmentos vegetales. Son también frecuentes los deslizamientos y estructuras de muro (flutes y estrías). Los estratos más finos son, por lo general, tabulares, con frecuentes estructuras de muro, laminación paralela y ripples de ola y corriente en el techo. Esporádicamente se encuentran otras capas lenticulares con techo convexo y ondulado. La bioturbación, en algunos horizontes, es intensa, siendo también frecuentes los restos vegetales finos. En las lutitas se observan intercalaciones limolíticas, laminación ondulante y lenticular. Hacia el N las areniscas potentes pierden espesor.

B) 125 m. La proporción de areniscas se reduce notablemente, aumentando los intervalos con laminación ondulante, lenticular y areniscas en capas finas.

FORMACION BARRUELO

Fue definida por WAGNER et al. (1977); aflora, principalmente, en el flanco oriental del sinclinal de Redondo, con una potencia de 800 m. Diferenciamos los siguientes tramos:

1) 125 m. Su base se sitúa a techo de las dos capas de carbón más importantes de la zona. Se caracteriza por una parte inferior eminentemente lutítica y otra superior con importantes intercalaciones areniscosas con estratificación cruzada en cuña, de pequeña

y mediana escala, laminaciones sigmoidales y ripples de ola.

- 2) 270 m. Lutitas oscuras, con abundantes nódulos sideríticos, entre las que se intercalan areniscas canaliformes de grano fino, de escasa potencia y desarrollo lateral, con estratificación cruzada en surco de mediana escala. Son frecuentes los restos vegetales y la bioturbación. Se observan también acumulaciones lumaquéllicas de fauna marina.
- 3) 200 m. Fundamentalmente areniscoso, apareciendo en su parte media-inferior niveles carbonosos de poca importancia. Son frecuentes los horizontes con raíces.
- 4) 200 m. Constituye una secuencia estrato-creciente. La base es lutítica, con delgadas intercalaciones areniscosas con laminaciones de ripples; en la parte superior estas intercalaciones son gruesas, con estratos canaliformes de base erosiva, conglomerática y estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala.

DESCRIPCION E INTERPRETACION DE FACIES

1. FORMACION COVARRES

1.1. *Facies olistolíticas y brechoides*

Constituyen la prolongación oriental de Peña del Abismo y la septentrional de la Caliza de las Agujas. Está formada por olistolitos calcáreos irregulares, en ocasiones de más de 15 m. de diámetro, brechas y megabrechas desorganizadas o groseramente gradadas, en acumulaciones discontinuas, así como niveles con texturas packstone de grano grueso con estructuras de deslizamiento. Esta facies tiene poca extensión lateral en el primer caso, mientras que en el segundo constituye un nivel discontinuo de bloques carbonatados.

Serían similares a la facies Ilc de VAN DE GRAAFF (1971) (*Isolated limestone blocks...*) y representan un evento de colapso de un margen carbonatado, similar a las *Mud supported megabreccias* (MULLINS y COOK, 1986), transportadas mediante flujos gravitativos de sedimentos, desde los bordes de plataformas carbonatadas ad-

yacentes. En el caso de Peña de las Agujas corresponde a una fragmentación sin un transporte posterior significativo, individualizándose bloques con *aprons* o conos de derrubios adyacentes.

1.2. *Facies carbonatadas*

La Caliza de las Agujas y la Caliza del Abismo están constituidas, fundamentalmente, por calizas grises micríticas, masivas o groseramente estratificadas en capas irregulares con acñaamientos laterales. Texturalmente son mudstone, wackestone y más raramente packstone groseramente estratificadas, de fósiles y bioclastos, siendo los más frecuentes los crinoideos, equinodermos, foraminíferos (fusulinidos, etc.), algas calcáreas, y menos frecuentemente, lamelibranquios, braquiópodos, gasterópodos, briozoos y corales. Se han reconocido rellenos geopetales, birdeselles, grietas de desecación y nódulos de chert.

Estas facies, similares a las Xb y Xc descritas por VAN DE GRAAFF (1971), son características de ambientes submareales someros a intermareales de baja energía, formando montículos o acumulaciones de fango carbonatado y bioclastos. Los rellenos geopetales y birdeselles son una evidencia de este tipo de ambientes (SHINN, 1968). Las grietas de desecación, muy escasas, indicarían cortos episodios de exposición subaérea. Las texturas packstone corresponden a acumulaciones mecánicas de bioclastos, en la base o flancos de las anteriores.

1.3. *Areniscas*

Son cuarzoareníticas a sublitarenitas de grano medio y fino, dispuestas en capas canaliformes, inferiores a 0.6 m. de espesor, de base ligeramente erosiva, masivas o con estratificación cruzada en surco, y cantos blandos en la mitad inferior. Ocasionalmente presentan un intervalo superior con laminación paralela.

Corresponden a canales sumergidos de escasa entidad, de distribución de material terrígeno, en las partes distales de conos deltaicos.

1.4. *Alternancias de lutitas y areniscas*

Son muy abundantes, alternando en proporción variable, aunque son mayoritarias las lutitas. Las areniscas son cuarzoareníticas a sublitareníticas, de grano fino, llegando, en ocasiones, a arena gruesa en la base de los estratos. Las capas son tabulares, por lo general, entre 10 a 15 cm., de base neta y techo gradacional o neto, internamente presentan una ordenación turbidítica, siendo los más frecuentes los tipos Tb-d y Ta-c. La bioturbación y las estructuras de muro son escasas.

Corresponderían a las facies Ib, Id e Ie de VAN DE GRAAFF (1971), pertenecientes a depósitos turbidíticos en sentido amplio, en ambientes de plataforma o prodelta distal, aportados desde sistemas deltáicos, descritos por VAN DE GRAAFF (1971) en áreas más meridionales.

1.5. *Lutitas*

Tienen un desarrollo importante, son lutitas oscuras, con nódulos sideríticos y, localmente, microlaminaciones limo-arenosas con ripples y restos vegetales finos. La bioturbación es escasa, concentrándose en determinados horizontes. Se han reconocido niveles lumaquéllicos, gradados, de fauna marina, con espesores próximos a 1 m., de base planar, ligeramente erosiva y el techo gradacional a lutitas limosas.

Equivaldrían a las facies IIIa de VAN DE GRAAFF (1971), y corresponden a una sedimentación por decantación, por lo general por debajo del nivel medio de acción del oleaje. La coloración oscura, escasa bioturbación, así como el carácter de las facies asociadas, sugieren condiciones de escasa oxigenación y relativa profundidad. Esas condiciones variarían en los horizontes con vida bentónica, hacia ambientes menos restringidos, más ricos en oxígeno, y esporádicamente afectados por tormentas, cuya incidencia en el fondo daría lugar a concentraciones lumaquéllicas (facies Ig de VAN DE GRAAFF). Los niveles microlaminados se generarían en zonas de periódica introducción de material tractivo arenoso, transportado por débiles corrientes desde áreas más proximales.

2. FORMACION BRAÑOSERA

Cada miembro diferenciado se caracteriza por presentar tipos de facies diferentes.

2.1. Facies brechoides

Constituyen la totalidad del Miembro basal, algunos niveles discontinuos del intermedio, y dos horizontes, también discontinuos, en el Miembro superior, uno de ellos conocido como Caliza de Corros. Distinguiremos los siguientes tipos:

2.1.1. Es la de mayor desarrollo, localizándose en el sector suroriental del mapa geológico, formando tramos de hasta 200 m. de potencia (figura 6). Son megabrechas desorganizadas de bloques y clastos heterométricos, desorganizados, en una matriz fangosa abundante. Los bloques mayores, de más de 20 m. de diámetro, son de calizas westfalienses, siendo también frecuentes los fragmentos lutíticos, de areniscas, de alternancias lutitas/areniscas, y de brechas calcáreas. La base es fuertemente erosiva, observándose cicatrices erosivas penetrativas.

Corresponden a las *mud supported megabrechas* de MULLINS y COOK (1986), o a las facies F de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972), depositadas en un sector muy proximal al área fuente. El material fue transportado por flujos gravitativos del tipo *debris flow* cohesivo, en el que los clastos fueron soportados por una matriz fangosa, en relación con la destrucción parcial de materiales situados en áreas más elevadas, por inestabilidades tectónicas o sísmicas. La consolidación de estos materiales permitió la individualización de clastos y bloques, que después de un corto transporte quedaron resedimentados en un fondo fangoso, rellenando un paleorrelieve. El origen de los cantos lutíticos es consecuencia de la progresiva incorporación de fragmentos del substrato arcilloso, erosionados durante el transporte.

2.1.2. Acumulaciones de brechas gradadas, con una extensión lateral de varios kilómetros, dispuestas lateralmente a la facies anterior, en áreas más distales. Presentan una ordenación interna en una secuencia característica, constituida de forma ideal por los siguientes intervalos:

a) Brechas, fundamentalmente de cantos cal-

cáreos menores a 20 cm., disminuyendo hacia el techo el tamaño y concentración. Base no erosiva.

- b) Se caracteriza por la abundancia de cantos, fragmentos lutíticos y arcillosos. El soporte es de matriz.
- c) Calcarenitas gradadas con el límite superior gradual.
- d) Margas, lutitas margosas y lutitas. Su desarrollo es escaso.

Esta ordenación es muy similar a la descrita e interpretada por LABAUME et al. (1983) como megaturbiditas en depósitos del Eoceno Inferior de la Cuenca sud-pirenaica. La gran continuidad lateral que caracteriza a este tipo de depósitos ha sido puesta de manifiesto a escala cartográfica. JOHNS et al. (1981) interpretaron este tipo de depósitos como el producto de una corriente excepcional engendrada por un seísmo capaz de movilizar grandes bloques desde la plataforma, como una colada única, erosionando parcialmente el substrato durante el transporte, arrancando fragmentos lutíticos, incorporados posteriormente en el intervalo b). La fracción de elementos más finos constituye progresivamente una suspensión turbulenta que dará lugar a una corriente de turbidez clásica, cuyo depósito corresponde a los intervalos superiores d) y e) (calcarenita y marga).

2.1.3. Brechas con soporte de matriz en la que los cantos son, por lo general, de pequeño tamaño, dominando los de naturaleza calcárea, lutíticos y bioclastos de fauna marina, en capas lenticulares de base erosiva de hasta 2 m. de espesor. Internamente, presentan una pobre ordenación y clasificación. Esta facies es también relativamente frecuente en los materiales asimilables a las formaciones Roza y Ojosa.

Corresponderían a acumulaciones redepositadas, discontinuas transportadas por *debris flows* o *debris flows cohesivo*, en zonas algo más distales que las anteriores, canalizadas, conectados con cañones submarinos o en forma de *apróns*.

2.2. Areniscas

Se sitúan, fundamentalmente, en la base del Miembro superior. Son areniscas cuarcíticas en

capas potentes, lateralmente discontinuas, con morfologías canaliformes o de base planar y techo convexo, superiores a 1 m. de espesor, amalgamadas o separadas por delgados intervalos lutíticos, constituyendo tramos superiores a 5 m. Son frecuentes las estructuras de muro (flutes y estriás) y las estructuras de deslizamiento. En la parte inferior de los estratos canaliformes existen fragmentos vegetales y numerosos cantos blandos. Internamente presentan estratificación cruzada en surco y planar en cuña.

Representa la zona de tránsito entre una zona de prodelta y cuenca (facies 2.2.1) y las áreas de llanura mareal que constituyen la Fm. Barruelo. En su conjunto son canales y bancos arenosos situados en la parte frontal de un sistema deltáico, en sentido amplio, afectados por procesos de deslizamiento. Constituyen cordones arenosos mareales de mar abierto (*offshore tidal sand ridge*), pertenecientes a la llanura deltáica inferior y frente deltáico de sistemas con dominio mareal. En este caso el frente deltáico representaría un talud que diferenciaría zonas dentro de una misma cuenca. El retrabajamiento del sedimento puede ser la causa del carácter protocuarítico de las areniscas.

2.3. Alternancias de areniscas y lutitas

2.3.1. Forman casi exclusivamente el Miembro intermedio de la formación. Las areniscas son litareníticas, disponiéndose en capas tabulares, por lo general de 5 a 30 cm. de espesor, con base neta planar con estructuras de impacto y arrastre (*groove cast*, *prod cast* y *bounce cast*), el techo es gradual, pasando a limolitas en la parte inferior del miembro, y neto con ripples de ola en la parte superior. Dependiendo del espesor del estrato y de su posición en la serie presentan distintas ordenaciones internas: en la parte inferior se han reconocido secuencias de BOUMA del tipo Ta-e, donde el intervalo gradado basal es bioclástico; en capas más delgadas las secuencias son Tb-e y Tc-e. En la mitad superior los más frecuentes son Ta-c y Tb-c. Se han reconocido estructuras de deslizamiento, pistas y burrow en el techo de los niveles areniscosos, algún resto vegetal flotado en la parte superior del miembro y nódulos sideríticos en los intervalos lutíticos.

Interpretamos esta facies como depósitos turbidíticos en sentido amplio, donde los materiales terrígenos gruesos procederían de sistemas deltáicos. Las estructuras de deslizamiento indican el carácter sinorogénico del depósito, o la existencia de pendientes deposicionales. El progresivo relleno de la cuenca, o descenso de la batimetría, haría que, en la parte superior del miembro, el techo de los estratos areniscosos fuera neto, debido al retrabajamiento por olas, del material fino, tal como lo describen FENTON y WILSON (1985).

2.3.2. Se presentan en el Miembro superior, en relación con las facies areniscosas, formando tramos de orden métrico, que representan un alto porcentaje del espesor total del miembro. Las areniscas son sublitaníticas, con un alto contenido en cuarzo, organizándose en capas tabulares de base neta planar con estructuras de arrastre, impacto y flutes; internamente presentan laminación paralela y ripples de corriente en el techo. Son frecuentes las superficies con una intensa bioturbación y los restos vegetales finos. Las lutitas son de tonos oscuros y ocre, con finas intercalaciones limo-arenosas, discontinuas de ripples. La proporción arenisca/lutita es muy variable, aunque los términos finos son, por lo general, dominantes, llegando a existir tramos superiores a 10 m., casi exclusivamente lutíticos.

Corresponden a desbordamientos laterales, en zonas marginales o laterales entre canales, tal como parece indicarlo las estructuras presentes y su relación con ellas.

3. FORMACION BARRUELO

3.1. Facies carbonatadas

Son muy escasas, solamente se han observado dos niveles, uno a techo de la capa basal de carbón, y otro en un sector occidental, en la parte superior de la sucesión; en ambos casos su espesor es muy reducido, no sobrepasando los 0,6 m. en el primero y los 30-40 cm. en el segundo. Su continuidad lateral es escasa, con frecuentes cambios de espesor. En ocasiones constituyen bafflestones de algas, con abundante fango, existiendo también acumulaciones bioclásticas bien cementadas y acumulaciones lumaquéllicas con matriz fangosa. Además, son fre-

cuentos los braquiópodos, crinoideos, foraminíferos, espículas de esponja, gasterópodos y lamelibranquios.

Representan etapas de colonización carbonatada incipiente en áreas submareales muy someras, en zonas laterales a los aportes terrígenos durante etapas transgresivas poco importantes. Constituyen pequeños parches carbonatados, en los que las algas jugaron un papel importante en su desarrollo y estabilización.

3.2. Facies areniscosas

Distinguimos cuatro tipos:

3.2.1. Areniscas litareníticas de grano fino y muy fino en capas de 0.25 m. a 1.20 m. de espesor, lateralmente discontinuas, de base ligeramente cóncava y poco erosiva, con flutes, cantos blandos y fragmentos vegetales gruesos, e internamente con estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala. El techo es gradacional y en ocasiones está bioturbado por raíces. Son también frecuentes horizontes enrojecidos y con cierto grado de encostramiento. En ocasiones forman la parte basal de secuencias estratodecipientes, asociados a facies de marismas y llanuras mareales mixtas (*mixed flat*).

Interpretamos esta facies como canales mareales muy planos. Los primeros constituyen secuencias de relleno de canal con facies de desbordamiento en áreas situadas en una llanura mareal mixta, próxima a marismas formando parte de la llanura deltáica superior. Ocasionalmente, en los bordes de estos canales, aparecen señales de inestabilidad.

3.2.2. Acumulaciones areniscosas, de 0.5 a 1.5 m. de espesor, aislados entre lutitas. Su morfología es canaliforme, con rápidos acuñamientos laterales, de base ligeramente cóncava y erosiva, con estratificación cruzada en surco, de láminas asintóticas a la base. Cada set y cada lámina está separado por un fino intervalo limoso, con laminaciones de ripples, de ola en el techo.

Presenta marcados caracteres mareales, tales como *muddrapes* e interferencia de ripples en el

techo de las capas, correspondiendo a flujos confinados en pequeños cauces o depresiones muy planas que surcan llanuras mareales fangosas (*mud flat*).

3.2.3. Areniscas cuarcíticas y sublitareníticas, en capas de 0.5 a 1.5 m., de base erosiva y acuñamientos laterales; internamente presenta estratificaciones cruzadas en surco de mediana escala. En ocasiones, en los niveles más altos de la sucesión, las capas están gradadas, con una base conglomerática de cantos cuarcíticos, pizarreros, de lutitas, de carbón y fragmentos vegetales gruesos; hasta arena de grano fino en el techo, y estratificación cruzada en surco.

Las estructuras que presentan, así como la evolución general de la sucesión, indica un carácter fluvial. Dada la rápida evolución y relleno que sufrieron estas cuencas, con presencia de relieves próximos en momentos tectónicamente activos con una red fluvial joven, nos inclinamos a asimilarlos a canales trenzados tipo braided.

3.2.4. Se localizan en la mitad basal de la formación. Son areniscas litareníticas, y más raramente sublitareníticas, de grano fino y medio. Los estratos, por lo general, son inferiores a 0.6 cm., con acuñamientos laterales, de base plana y techo convexo ondulado. Internamente presentan laminación cruzada en cuña, con láminas curvadas y sigmoidales, asintóticas a la base, definidas con finos intervalos de decantación. Se disponen amalgamadas, separados por delgados intervalos lutíticos, constituyendo tramos de hasta 4 m. de espesor, o bien, como capas aisladas menores a 0.5 m. Son también frecuentes las capas lenticulares muy finas con laminaciones de ripples de ola, ripples linguoides con gran variedad de direcciones de migración, restos vegetales finos y horizontes intensamente bioturbados.

Esta facies corresponde a la migración de dunas o megaripples, bien constituyendo llanuras mareales arenosas (*sand flat*) o parte de llanuras mareales mixtas (*mud flat*), barras o formas de lecho migrando de canales mareales planos. La morfología de las capas y de las láminas, la existencia de *mud drappes*, la diversidad de orientación de los ripples linguoides, así como las asociaciones de facies presentes, apoyan esta hipótesis.

3.3. Alternancias areniscas/lutitas

Tiene un amplio desarrollo, presentándose en tramos de hasta varios metros de espesor. Las areniscas se presentan bien en finas capas tabulares con laminación de ripples en el techo y un intervalo de laminación paralela, o bien en capas de techo ondulado, lenticulares, con laminaciones flaser y onduladas de ripples. Son frecuentes las bioturbaciones, restos vegetales flotados y raíces.

Los ambientes más característicos de esta facies son los submareales somero e intermareal, formando parte de la llanura mixta (*mixed flat*) o asociado a canales (desbordamientos) y marismas.

3.4. Lutitas

Representan más del 50 por 100 del espesor total de la formación, llegando a formar tramos potentes, más abundantes en su parte media e inferior. Diferenciamos los siguientes tipos:

3.4.1. Lutitas de tonos grisáceos, con bioturbación por raíces. Aparecen en tramos poco potentes, en relación con las facies canaliformes y carbón. Pueden presentar pequeñas concentraciones de pirita.

3.4.2. Lutitas gris oscuras, homogéneas, con abundantes nódulos sideríticos, dispersos o constituyendo niveles arrosariados. Forman potentes tramos con intercalaciones areniscosas lenticulares de escasa importancia. La bioturbación es moderada.

3.4.3. Lutitas microlaminadas con laminación ondulante y lenticular de ripples. La bioturbación y restos vegetales flotados son abundantes, identificándose el icnogénero *Diplocraterion*. En ocasiones pueden presentar fauna marina (gasterópodos, braquiópodos, etc.) a techo de los niveles carbonosos.

En general esta facies corresponde a una sedimentación por decantación y muy débiles corrientes tractivas. Representan ambientes restringidos de circulación y energía de la llanura mareal fangosa (*mud flat*) y zonas de marisma. La existencia de intervalos con laminación lenticular, presencia de finas láminas arenosas con ripples, niveles con fauna marina, así como la relación

con otros tipos de facies, sugiere que estuvieron sujetos a inundaciones de marea. La subfacies 3.4.1, relacionada con las facies carbonosas, corresponde a áreas con colonización vegetal inter o supramareales. La abundante bioturbación y la presencia del icnogénero *Diplocraterion* está en consonancia con esta interpretación.

3.5. Carbón

Está en relación con las facies lutíticas y especialmente con las 3.4.1. Su desarrollo se produce en llanuras mareales altas o marismas (*tidal marsh*), en ocasiones relacionados con zonas de relleno y abandono de canal. El alto contenido en azufre está de acuerdo con esta interpretación.

PALEOCORRIENTES

Se han medido más de 100 paleocorrientes, principalmente en estructuras lineales. De su estudio podemos realizar las siguientes precisiones (fig. 7):

1. En la Fm. Vergaño-Covarres las direcciones medidas son N 350°-N 170° y N 20°-N 200°. Otros autores como NEDERLOF (1960) y VAN DE GRAAFF (1971) indican procedencias desde el S, depositándose en un abanico de dispersión N 350°-N 20°.
2. En los materiales asimilables a las formaciones Roza y Ojosa los aportes se realizaron desde el SE hacia el NO (N 300°-N 350°).
3. En el Miembro intermedio de la Fm. Brañosa, los aportes van hacia el NO, N y NE, con un abanico de dispersión N 290° a N 50°, siendo el vector medio hacia el NNO (N 340°). En el Miembro superior indican aportes hacia el NNO, con un abanico de dispersión de N 300° a N 355°. También se han registrado en capas delgadas direcciones más o menos perpendiculares a las primeras, correspondientes a facies de desbordamientos, laterales a los aportes principales.
4. En la Fm. Barruelo, las más significativas corresponden a flutes en las capas areniscosas superiores, dando un sentido de aporte hacia el E (N 80°-N 90°). Se han medido también

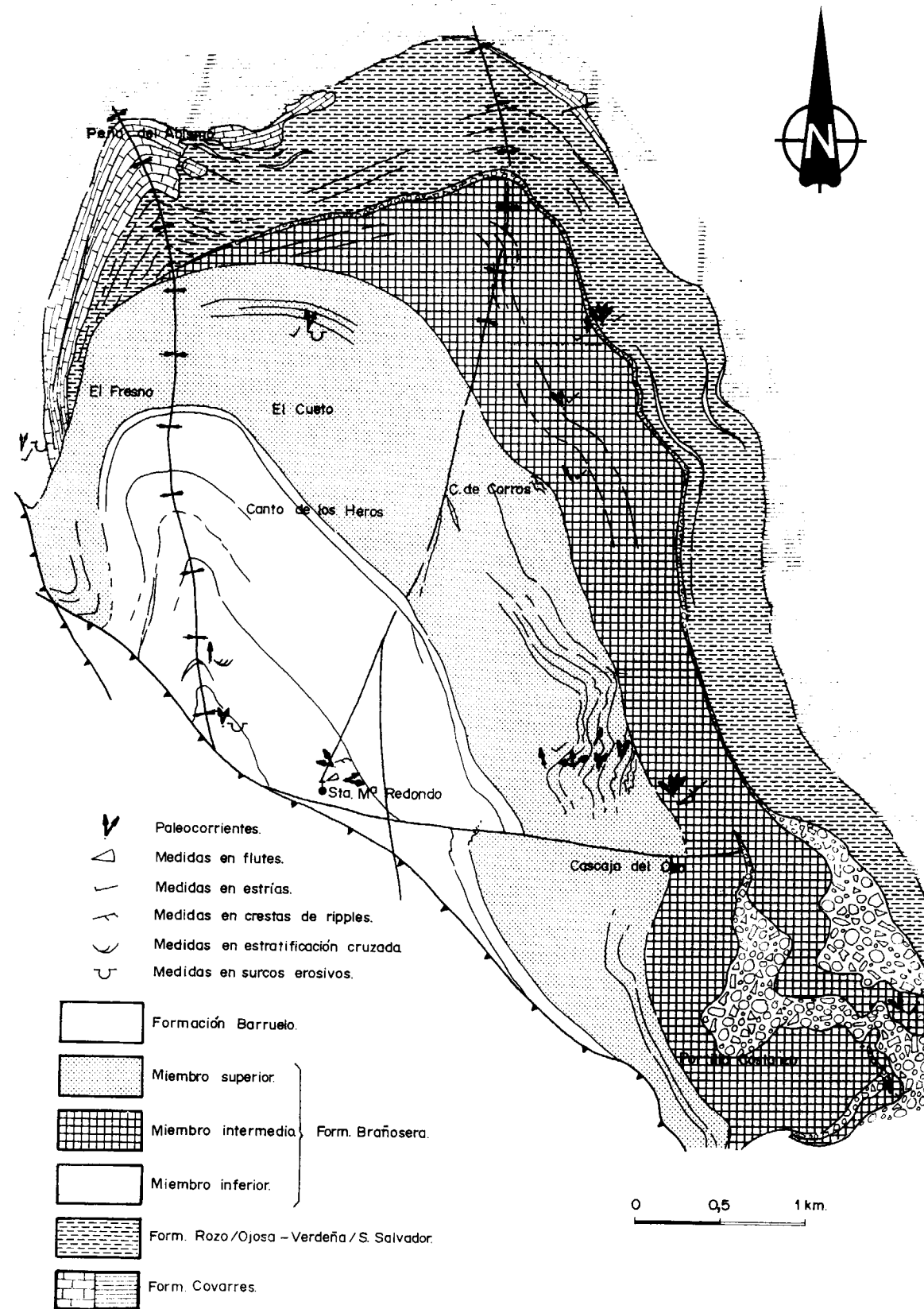


Figura 7.—Esquema de distribución y dirección de paleocorrientes.

crestas de ripples con valores que oscilan entre N 140°-N 320° a N 160°-N 340°, observándose en alguno de ellos un sentido de aporte hacia el N 330°-N 340°.

Como conclusión, podemos decir que en este área, y para el intervalo Westfaliense D-Estefaniense A, los aportes provenían de áreas situadas al S, dispersándose en un abanico N 90° a N 270°.

EVOLUCION Y MODELO SEDIMENTARIO

La Fm. Covarres, según VAN DE GRAAFF (1971), correspondería a las partes distales de prodelta y plataforma de sistemas deltáicos destructivos dominados por la acción del oleaje, que progradarían desde el SO al NE. En este sector nor-oriental (área de Redondo) se formaron depósitos carbonatados, produciéndose posteriormente inestabilidades tectónicas que dieron lugar a importantes slumps y roturas de las plataformas carbonatadas con rápidos acuñamientos laterales, dando lugar a depósitos de talud y borde carbonatado (fig. 8).

Las formaciones Brañosa y Barruelo constituyen un proceso de somerización. El modelo tectónico propuesto condiciona el tipo y la morfología de la cuenca sedimentaria, de la misma forma que el relleno de ésta también está condicionado por el carácter sinorogénico de la sedimentación. El Miembro inferior de la Fm. Brañosa es el producto de un sismoevento múltiple, consecuencia, tal vez, del emplazamiento de un manto, y representa la ruptura o erosión de las plataformas situadas en zonas más meridionales, tal como indican las paleocorrientes, siendo, por tanto, el comienzo o la primera etapa de relleno de un surco o depresión. Corresponde, pues, a una línea tiempo que marca el comienzo de una nueva secuencia deposicional. La morfología de este miembro, con espesores superiores a 350 m. en el sector SE, y un rápido adelgazamiento hacia el N, donde constituye un nivel de espesor bastante uniforme de unos 20 m., supone la existencia de importantes paleorrelieves en una zona proximal. Este carácter proximal-distal viene también determinado por la organización interna del depósito, siendo el área de procedencia de los aportes desde el S, SO y SE.

El Miembro intermedio de la Fm. Brañosa, constituido por una monótona alternancia de lutitas/areniscas con caracteres de sedimentación turbidítica, representa la continuación o segunda etapa del relleno, sin que se haya producido un cambio apreciable en la posición de las áreas fuente. Corresponderían a ambientes marinos, pudiendo considerarse también como la zona de prodelta del sistema deposicional superior. Su límite superior corresponde con una discordancia intraformacional, que actúa como una superficie de despegue. Supone una discontinuidad en la sucesión que marcaría el comienzo de una nueva secuencia en el sentido de VAIL et al. (1977). Por todo ello, en nuestra opinión, este límite debería de marcar la separación entre las dos formaciones, quedando restringida la Fm. Brañosa a los miembros olistolítico y turbidítico.

El Miembro superior se ha depositado en ambientes de frente deltáico y llanura deltáica inferior. Dada la escasa extensión de este tipo de cuencas, la progradación deltáica se produciría directamente sobre las facies turbidíticas de cuenca, originándose gran cantidad de estructuras de deslizamiento, propiciadas también por la existencia de una tectónica activa sinsedimentaria, que produciría pendientes deposicionales altas. Este miembro forma, en su conjunto, una secuencia estrato decreciente, asimilándose las areniscas gruesas de su parte basal a cordones arenosos submareales (*offshore tidal sand ridge*) de sistemas deltáicos con dominio mareal, tal como se han descrito en el delta del golfo de Paúa (FISHER et al., 1969) o el delta del Klang (COLEMAN y WRIGHT, 1975). En este caso el frente deltáico representaría un talud que diferenciaría zonas dentro de una misma cuenca. El resto del miembro marcaría el paso a ambientes mareales, en la llanura deltáica superior. En resumen, podemos decir que corresponde a una zona de tránsito entre las facies del prodelta y las influenciadas por una dinámica mareal. El retrabajamiento del sedimento puede ser la causa del carácter protocuarcítico de las areniscas.

La Fm. Barruelo representaría, exceptuando sus niveles más superiores, la llanura mareal, fangosas, mixtas y arenosas con barras y sistemas de dunas y megarripples surcadas por canales mareales. Los carbones se sitúan en estos ambientes, y corresponden a carbones asociados a

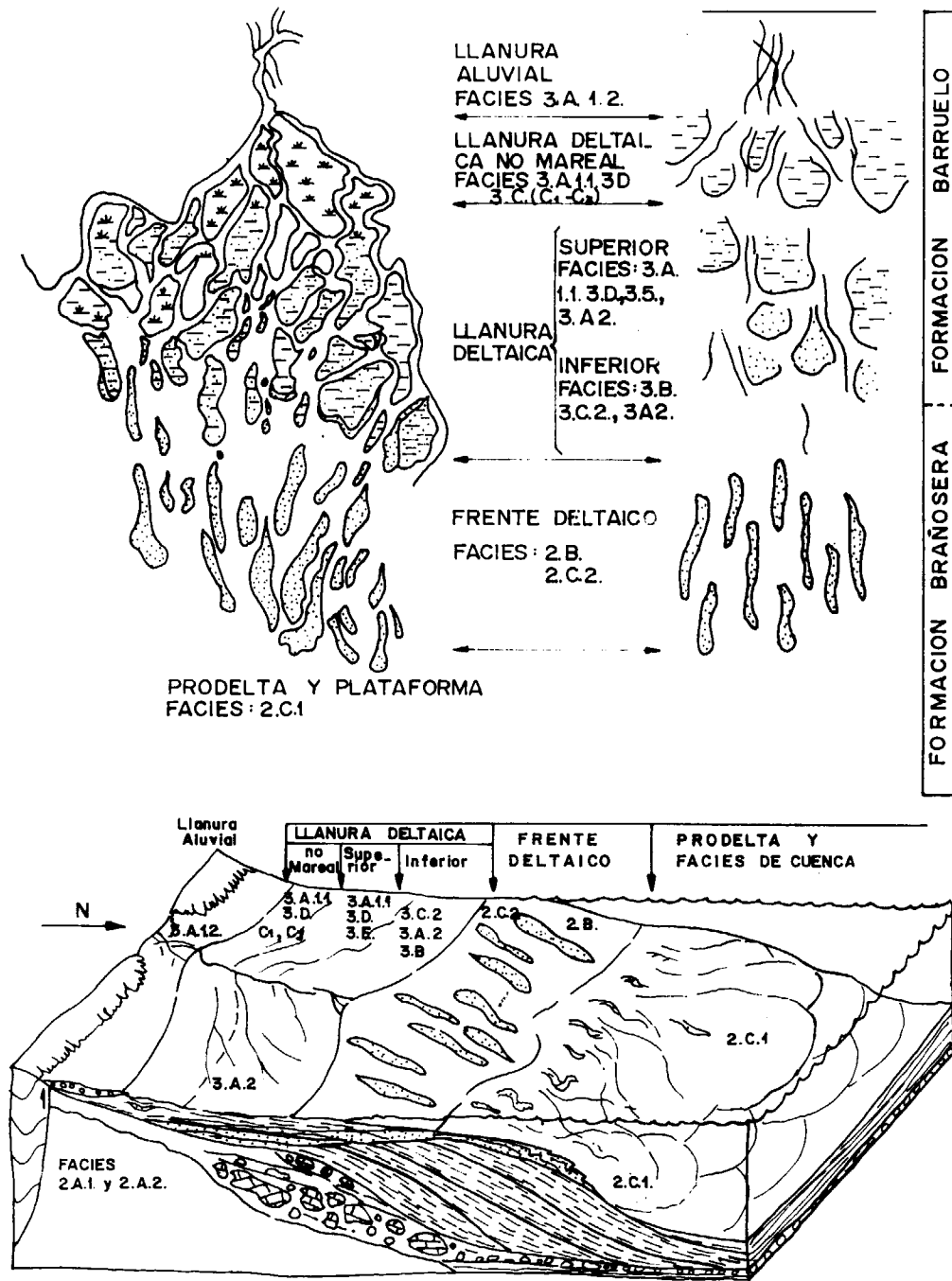


Figura 8.—Modelo sedimentario de las formaciones Brañosa y Barruelo en el área del sinclinal de Redondo. Escala vertical exagerada.

marismas (*delta marsh*) dentro de la llanura deltaica superior; su alto contenido en azufre indica condiciones o ambientes de transición, localizados en áreas marginales. En la parte superior de la formación, los canales areniscosos y con-

glomeráticos corresponden a ambientes fluviales. La tectónica activa existente, con importantes relieves, y una red fluvial joven, con llanuras aluviales cortas, nos inclina a pensar en cursos trenzados de tipo braided.

DISCUSION

El relleno de una depresión de origen tectónico se ha llevado a cabo, en este área, por tres conjuntos litoestratigráficos, eminentemente detríticos, presentando, cada uno de ellos, rasgos sedimentológicos diferentes: acumulación de olistolitos, brechas y megabrechas; alternancias de lutitas/areniscas turbidíticas, y una sucesión correspondiente a la progradación de sistemas deltaicos, con ambientes fluviales en su parte superior. Esta sucesión se presenta con ligeras modificaciones, de forma relativamente frecuente en la Cordillera Cantábrica, pudiera corresponder a la secuencia «tipo» de relleno de una cuenca originada como consecuencia del emplazamiento de un manto en su frente.

La tectónica, cambios eustáticos del nivel del mar, aportes de sedimentos y clima, son los principales factores o eventos que controlan el relleno de una cuenca sedimentaria. La presencia de una tectónica de carácter tangencial muy importante, tanto en este área como en todo su entorno, así como la existencia de discordancias progresivas, no generalizadas, y de carácter local, descritas por ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983), y en este mismo trabajo, indican que tanto el desencadenante como el control sedimentario es tectónico. Algunos de los rasgos estratigráficos presentes, tales como la abundancia de *slumpings*, potentes acumulaciones brechoides y olistolíticas, y la no generalización de los límites de secuencias en el ámbito palentino, otorgan también a la tectónica un protagonismo en este proceso. La existencia de rápidas evoluciones laterales, con acuñaamientos bruscos no transicionales, puesta de manifiesto por la cartografía de facies, indican que la morfología de este tipo de cuencas es de escasa extensión, con bordes bruscos y pendientes deposicionales elevadas.

Una consecuencia de este hecho es la gran variedad y confusión existente en la nomenclatura de las distintas unidades litoestratigráficas en todo el ámbito palentino, en el que se han establecido un gran número de formaciones. En algunas ocasiones, una misma formación recibe distintas denominaciones, mientras que en otras se define como una única formación a un conjunto de materiales de litología y características estratigráficas muy diferentes, en pun-

tos relativamente cercanos. Este problema se ve acentuado por el uso de criterios cronoestratigráficos, y no litológicos, para definir los límites entre ellas.

En nuestro caso hemos adoptado la nomenclatura estratigráfica más aceptada, para no acentuar más este problema. No obstante, creemos conveniente hacer alguna puntualización a este respecto: consideramos más razonable que el Miembro superior de la Fm. Brañosa debería de pertenecer a la Fm. Barruelo, dadas sus semejanzas litoestratigráficas. De esta manera el límite entre ambas formaciones quedaría situado en una discordancia, y separaría conjuntos litoestratigráficos diferentes.

Por otra parte, creemos conveniente realizar en todo el área de La Pernía un análisis secuencial de la sucesión carbonífera, que permitiese la separación y definición de los diferentes procesos sedimentarios, sirviendo de punto de partida para la elaboración de una estratigrafía más sencilla y coherente. Esta necesidad se ve también subrayada por el reconocimiento, en este trabajo, de un conjunto de materiales lutíticos de más de 400 m. de espesor, situados entre las formaciones Covarres y Brañosa, y, por tanto, asimilables a las formaciones Rozo/Ojosa o Verdeña/San Salvador, definidas en otras cuencas adyacentes. Este hecho plantea también graves problemas a la evolución general propuesta por varios autores para la cuenca de La Pernía, ya que la ausencia de estas formaciones en el sinclinal de Redondo implicaría la existencia de una falla sindeposicional (falla de los Llazos), capaz de separar dominios de depósito distintos, ocupando el área de Redondo posiciones de no deposición para el intervalo Westfaliense D Superior-Cantabriense Medio. Su existencia debe suponer, por tanto, un nuevo planteamiento, capaz de explicar la evolución de estas cuencas palentinas, y más concretamente al papel asignado a la falla de los Llazos.

Un comentario aparte merecen las grandes masas calcáreas que constituyen afloramientos aislados entre lutitas, y conocidas como Peña del Abismo y Peña Tejado. La morfología de sus terminaciones laterales no se ajustan a las descritas por diversos autores (BOSELLINI, 1984; KENDALL y SCHLAGER, 1981, etc.), en los bordes de plataformas carbonatadas de otras partes del mundo.

Este hecho nos induce a pensar que estos materiales puedan corresponder a grandes olistolitos, desgajados de la plataforma carbonatada originaria a la que pertenecían, transportados por gravedad, sobre un substrato fangoso, a zonas más profundas, similares a los descritos por TEALE y YOUNG (1987) o PRIOR et al. (1984). La existencia de un fuerte contraste entre los caracteres deposicionales, muy someros en las calizas y relativamente profundos en las lutitas, sin un paso transicional entre ambas, es también un hecho que apoya, aunque no de forma definitiva, esta hipótesis.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el resumen del proyecto «PROSPECCION GENERAL DE LA CUENCA CARBONIFERA DE SANTA MARIA DE REDONDO (PALENCIA)», realizado en 1989 por la Dirección de Recursos Minerales del ITGE, desde la Unidad Territorial de Oviedo. Queremos agradecer a todos nuestros compañeros su ayuda y apoyo. Por otra parte, queremos también manifestar nuestro agradecimiento a aquellas personas que con sus críticas, comentarios, ideas y sugerencias han colaborado de manera inestimable en la elaboración de este trabajo: A Juan Ramón Colmenero, de la Universidad de Oviedo; a Pedro Barba y Luis Pedro Fernández, del ITGE, por sus aportaciones en el campo de la sedimentología; y a Nemesio Heredia y Luis Roberto Rodríguez Fernández, del Servicio de Geología del ITGE, en el campo de la Geología Estructural.

REFERENCIAS

- ALONSO, J. L. (1985): *Estructura y evolución tectono-sedimentaria de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NO de España)*. Ed. Diputación Provincial de León, 276 pp.
- ALONSO, J. L., y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983): *Las discordancias carboníferas sintectónicas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Significado orogénico. Comte Rendu X Congreso Int. de Estrat. y Geol. del Carbonífero. ITGE.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A., y PULGAR, J. A. (1984): *Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España)*. Bol. Geol. y Minero, XCIII, 19-40.
- BOSELLINI, A. (1984): *Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy*. Sedimentology, 31 (1), 1-27.

ENADIMSA (1979): *Investigación geológica de carbón del Area de San Cebrián, Casavegas. Fase previa*. ITGE (Fondo Documental).

COLEMAN, J. M., y WRIGHT, L. D. (1975): *Modern river deltas: variability processes and sand bodies*. En: M. L. Broussard (ed.): *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geol. Soc., 99-149.

FENTON, M. W., y WILSON, C. J. L. (1985): *Shallow-water turbidites: an example from the Mallacoota beds, Australia*. Sedimentary Geology, 45, 231-260.

FISHER, W. L.; BROWN, L. F.; SCOTT, S. J., y MCGOWEN, J. H. (1969): *Systems in the exploration for oil and gas*. Bureau Econ. Geol., Texas.

GINKEL, A. C. VAN (1959): *The Casavegas section and its fusulinid fauna*. Leidse. Geol. Meded., 24, 705-720, Leiden.

GINKEL, A. G. VAN (1965): *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)*. Leidse Geol. Meded., 34, 12-25.

GRAAFF, V. J. E. VAN DE (1971): *Three Upper Carboniferous, limestone rich high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain*. Leidse Geol. Meded., 46, 157-235, Leiden.

HEWARD, A. P., y READING, H. G. (1980): *Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian Continental strikeslip system, Cantabrian Mountain, Northern Spain*. Spec. Publ. Inst. Ass. Sediment., 14, 105-125.

JOHNS, D. R.; MUTTI, E.; ROSELL, J., y SEGURET, M. (1981): *Origin of a thick, redeposited bed in Eocene turbidites of Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain*. Geology, 9, 161-164.

JULIVERT, M. (1971): *Décollement tectonic in the Hercynian Cordillera of northwest Spain*. Am. Jours. Sci., 270, 1-29.

KENDALL, C. G., y SCHLAGER, W. (1981): *Carbonates and relative changes in sea level*. Mar. Geol., 44, 181-212.

LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEGURET, M., y ROSSELL, J. (1983): *Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocene Inférieur et Moyen sud-pyrénéen*. Bull. Soc. Geol. France, XXV (6), 927-941.

LEYVA, F.; LAZARO, J. M., y FERNANDEZ-PELLO, J. (1987): *Prospección previa de antracitas en el área de La Pernía (Palencia)*, 3 tomos, ITGE (Fondo Documental).

LEYVA, F., y LAZARO, J. M. (1988): *Prospección previa de antracitas en el Sinclinal de Casavegas (Palencia)*. ITGE (Fondo Documental).

LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas*. Geotkt. Forsch., 6, 78-92. Berlín (traducido por J. M. Ríos): *Observaciones respecto a la división de las Variseides de la Meseta Ibérica*. Publ. Ext. Geol. España, V, 149-166, Madrid, 1950.

LOWE, D. R. (1979): *Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits*. SEPM, Sp. Publ., 27, 75-82.

MARTINEZ GARCIA, E.; WAGNER, R. H.; LOBATO, L.; FER-

NANDEZ, L., y ALONSO, J. L. (1983): *El Carbonífero de la región oriental (Pisuerga-Carrión)*. Libro del Carbonífero y Pérmico de España, X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. ITGE, 116-132.

MEIJER, J. VAN DE (1969): *Fossil non calcareous algae from insoluble residues of algal limestones*. Leidse Geol. Med., 44, 235-263.

MULLINS, H. T., y COOK, H. E. (1986): *Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleo-environmental analysis and hydrocarbon exploration*. Sedimentary Geology, 48, 37-79.

MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Memoria della Società Geologica Italiana, 11, 61-199.

NEDERLOF, M. H. (1960): *Structure and Sedimentology of the Upper-Carboniferous of the Upper Pisuerga Valleys, Cantabrian Mountains, Spain*. Leidse Geol. Meded., 24 (2), 603-703, Leiden.

NEDERLOF, M. H., y SITTER, L. U. de (1957): *La cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 68, 1-44, Madrid.

PRIOR, D. B.; BORNHOLD, B. D., y JOHNS, M. W. (1984): *Depositional characteristics of submarine debris flow*. Journal of Geology, 92, 707-727.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; PUJALTE, V.; GARCIA MONDEJAR, J.; MARTINEZ GARCIA, F., y LOBATO, L. (1986): *Memoria explicativa de la Hoja a escala 1:50.000, núm. 72 (Tudanca). Segunda Serie (MAGNA)*. ITGE.

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

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1987): *Evolución tectono-sedimentaria de una cuenca de antepais ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España)*. II Congreso Geológico de España, Simposios, 65-73.

SHINN, E. A. (1968): *Practical significance of birdoreise*

structures in carbonate rocks. Journ. Sed. Petro., 38, 215-223.

SITTER, L. U. DE y BOSCHMA, D. (1966): *Explanation geological map of the Paleozoic of the southern Cantabrian Mountains, 1:50.000. Sherty Pisuerga*. Leidse Geol. Meded., 31, 191-238, Leiden.

TEALE, C. T., y YOUNG, J. R. (1987): *Isolated olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, Southern Italy*. En: Graham y Trotman (Eds.): *Marine Clastic Sedimentology*. J. K. Leggett y G. G. Zuffa, 75-88.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., Jr.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S., III; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N. & HATELID, W. G. (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. In: Clayton, C. E. (Ed.): *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, 26, 49-212.

WAGNER, R. H. (1955): *Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico Superior de Barruelo (Palencia)*. Estudios Geol., 11 (26), 145-202, Madrid.

WAGNER, R. H., y WARKER, W. J. (1971): *The distribution and development of post Leonian strata (upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain*. In: R. H. Wagner (Ed.): *The Carboniferous of Northwest Spain, II. Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 4, 533-601.

WAGNER, R. H.; PARK, R. K.; WINKLER PRINS, C. F., y LYS, M. (1977): *The Post-Leonian Basin in Palencia: A report on the Stratotype of Cantabrian Stage*. In: *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*. Spec. Publ. Geol. Surv. Prague, 89-147.

WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T., y MARTINEZ GARCIA, E. (1984): *Memoria explicativa de la Hoja a escala 1:50.000, núm. 107 (Barruelo de Santullán). Segunda Serie (MAGNA)*. ITGE.

WAGNER, R. H., y WINKLER PRINS, C. F. (1985): *The Cantabrian and Barruelian stratotypes: A seminary of basin development and biostratigraphic information. Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, stratigraphy, palaeontology, tectonics and geochronology)*. Lemos de Sousa, M. J., y Wagner, R. H. (ed.). Reprinted from An. Fae Cienc., Porto, Suppl. 64 (1983), 35-9410.

Original recibido: Abril de 1990.

Original aceptado: Diciembre de 1990.

GEOLOGIA

El metamorfismo hercínico de la Sierra de la Demanda (Provincias de Logroño y Burgos).

Por A. APARICIO (1), J. M. BRELL (2) y B. GUARAS (3)

RESUMEN

Se estudian los principales rasgos del metamorfismo hercínico de los materiales paleozoicos de la Sierra de la Demanda, en base a la caracterización de minerales arcillosos y micáceos. Asimismo, se considera su posible relación con otras áreas cercanas, con caracteres geológicos similares.

Palabras clave: Metamorfismo hercínico, Sierra Demanda (Burgos-Logroño).

ABSTRACT

On the basis of the argillaceous-micaceous minerals of the Paleozoic materials in the Demanda Massif (Spain) the main metamorphic features are defined. The relationship to nearby zones, with similar geological character, is also considered.

Key words: Hercynic metamorphism, Sierra Demanda (Burgos-Logroño).

INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo es la caracterización de los principales rasgos metamórficos hercínicos en la Sierra de la Demanda. El estudio se ha realizado fundamentalmente en base a la determinación de los minerales arcillosos y micáceos en materiales pizarrosos.

La Sierra de la Demanda es un macizo formado principalmente por materiales paleozoicos, y que se sitúa en las provincias de Burgos, Logroño y Soria (fig. 1).

Los rasgos geológicos generales de dicha sierra están sintetizados en COLCHEN (1974) y en los trabajos, principalmente de índole cartográfico, del ITGE (1970, 1980, 1978a, 1978b).

(1) Dpto. de Geología, MNCN-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid.

(2) Dpto. de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(3) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

La Sierra de la Demanda, desde el punto de vista litológico, está formada por una sucesión de materiales que principalmente corresponden a pizarras, areniscas, esquistos, cuarcitas, calizas y dolomías. Estos materiales, estratigráficamente, se distribuyen desde un posible Precámbrico (que está en contacto mecánico con el resto de los materiales), Cámbrico, Ordovícico y Carbonífero (este último discordante sobre los materiales cámbricos y ordovícicos).

Desde el punto de vista estructural, los materiales hercínicos presentan una disposición domática y anticlinorial, limitada por accidentes tectónicos, en los que dominan las fallas inversas y cabalgamientos, siendo el borde N el de mayor ruptura estructural. Las características petroestructurales de los diferentes materiales ponen de manifiesto una anisotropía planar (esquistosidad) con directrices verticalizadas, en materiales pizarrosos y esquistos, íntimamente relacionada con la dinámica cortical desde tiempos prehercínicos hasta la actualidad. Dicha anisotro-

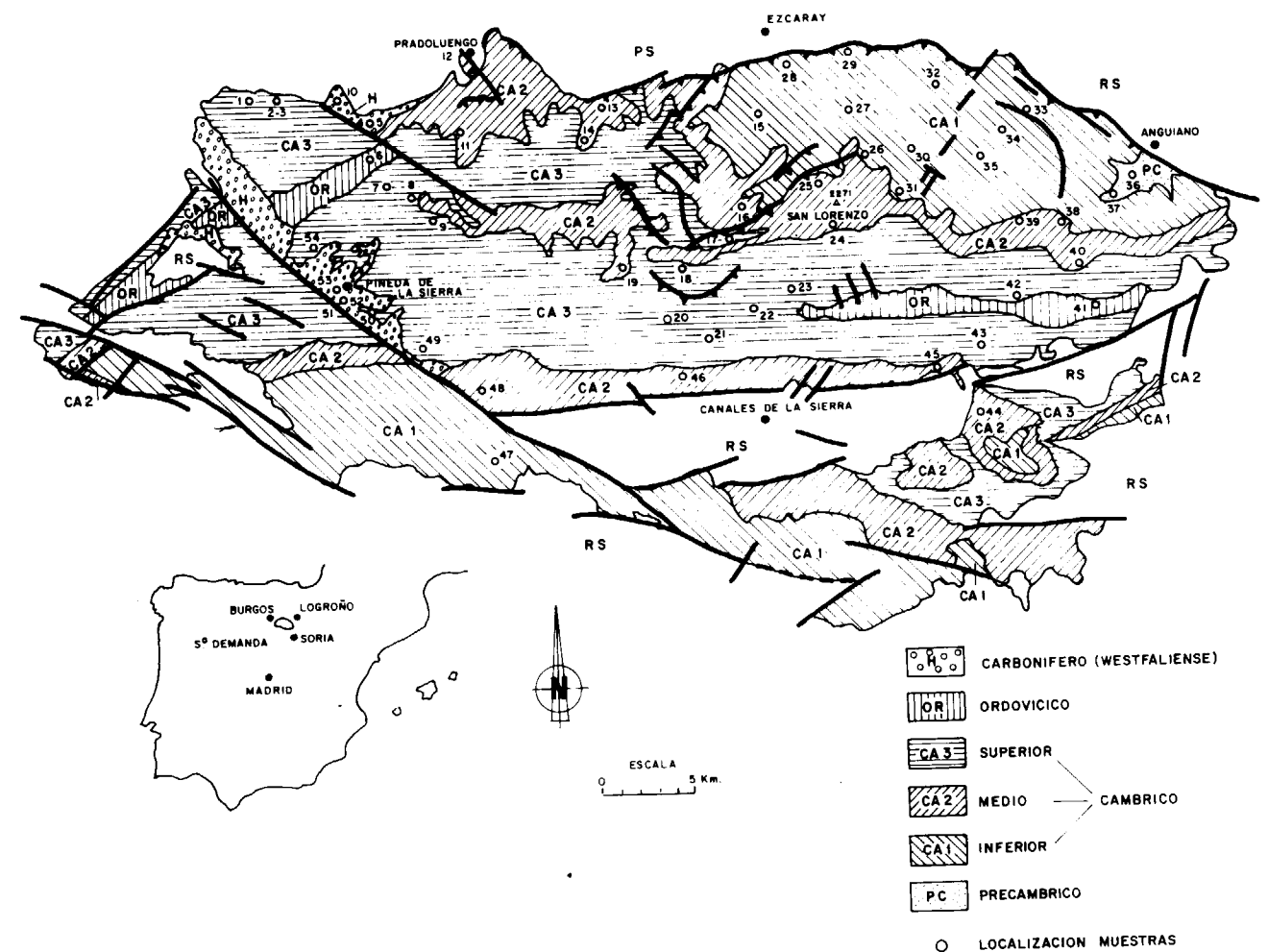


Figura 1.—Esquema geológico de la Sierra de la Demanda, según CONCHEL (1974), e ITGE (1970 y 1980), con la localización de las muestras estudiadas.

pía es altamente penetrativa, y llega a enmascarar las superficies estratigráficas en este tipo de materiales, mientras que en los niveles competentes carbonatados este hecho no queda tan patente. Así, podemos considerar una estrecha relación entre los rasgos petrológicos y estructurales de las distintas rocas que componen la Sierra de la Demanda.

Los escasos afloramientos de rocas ígneas, de carácter filoniano, son concordantes con las directrices generales de la esquistosidad.

La caracterización del metamorfismo en la Sierra de la Demanda, junto al hecho de tratarse, por un lado, de un núcleo hercínico aislado, ro-

deado de materiales mesozoicos y cenozoicos, y por otro el encontrarse próximo a otros macizos hercínicos más extensos y representativos, como el Sistema Central, zonas del Sistema Ibérico y Cordillera Astur-Leonesa, le hace especialmente interesante en cuanto a la evaluación de los procesos metamórficos que le afectan y de su relación con el metamorfismo de los macizos circundantes.

En general, el estudio del metamorfismo se ha realizado a partir de una selección de muestras obtenidas en función de la localización estratigráfica y de la mayor abundancia de los componentes micáceos, aunque en escasas ocasiones,

y ante la falta de materiales más apropiados, se seleccionaron algunas pizarras silíceas (fig. 1). En el Carbonífero, debido a su carácter litológico, sólo pudieron ser seleccionadas dos pizarras en el sector Norte, mientras que en el sector del río Arlanzón se tomaron muestras de areniscas pizarrosas con microclastos de pizarra precarbonífera.

La determinación de sus paragénesis se hizo en base a estudios de difracción, completándose con el análisis óptico. El equipo de difracción y la metodología utilizada es descrita en APARICIO et al. (1988).

PARAGENESIS. INTENSIDAD DEL METAMORFISMO

Las paragénesis obtenidas en las diferentes muestras, en relación con el nivel estratigráfico, se expresan en la tabla 1, incluyendo también los parámetros indicativos más usuales en la determinación del metamorfismo.

Si consideramos las muestras pertenecientes al Precámbrico-Cámbrico-Ordovícico, las paragénesis encontradas resultan similares con cuarzo + ilita ± clorita ± albita ± caolinita. La caolinita está presente en casi todas las muestras en cantidades pequeñas (excepto la muestra 50), mientras una biotita incipiente se observa tan sólo sobre cuatro del total de las muestras pertenecientes a niveles del Cámbrico Superior y Medio. En el Carbonífero (Westfaliense) aparece una asociación mineral con cuarzo + caolinita + ilita, estando ausentes, entre otros, albita, clorita y biotita, salvo como minerales detríticos. No se pudo detectar la presencia de interstratificados de ilita/esmectita, paragonita o pirofilita.

Para la determinación de la intensidad del metamorfismo se usaron los índices de cristalinidad de la ilita (KÜBLER, 1964, 1968) y de agudeza de WEAVER (1960), expresados ambos en la tabla 1. En la figura 2 se han representado gráficamente, según el índice de cristalinidad de la ilita, la totalidad de las muestras analizadas según los niveles estratigráficos a los que pertenecen, observándose la concentración de todas ellas en niveles epizonales, sin diferencias significativas, tanto en muestras pertenecientes al Precámbrico, como al Cámbrico y Ordovícico. En el Car-

bonífero se detecta una mayor fluctuación en función del tamaño del grano de la roca. En las facies más pizarrosas los índices de cristalinidad de KÜBLER toman un valor de 3,5, mientras que en las facies más gruesas se sitúan en unos casos en zonas de anquizona o bien epizonales, según el mayor o menor porcentaje de partículas groseras (índices 3,5 a 5).

Si consideramos los valores medios de los índices de cristalinidad para cada nivel estratigráfico (tabla 2) y dentro del Paleozoico Inferior, los valores máximos se obtienen en el Precámbrico y Ordovícico, aunque las diferencias son reducidas. En este mismo sentido, el índice de agudeza presenta valores máximos en las muestras del Cámbrico Inferior, que son superiores a los del Precámbrico, y éstas, a su vez, superiores a los del Ordovícico. Un débil crecimiento en los valores de la relación $\frac{004}{002}$, que no presenta resultados significativos.

CONDICIONES DEL METAMORFISMO

En los materiales atribuidos al Precámbrico-Cámbrico-Ordovícico la paragénesis más común es la del cuarzo + ilita ± clorita ± albita, que se produce en unas condiciones de 225-310° y 2 Kb (VELDE, 1965; MAXWELL y HOWER, 1967; RAO, 1977). De hecho la esporádica aparición de biotita no detrítica en algunas muestras (65, 45, 15 y 14) nos indica que las condiciones térmicas se encuentran próximas al límite inferior de su estabilidad, $\approx 325^\circ$ (Mc DOWELL y ELDERS, 1980). En ningún caso se han llegado a superar las condiciones de desaparición de la clorita, 350° (Mc DOWELL y ELDERS, 1980).

La no aparición de interstratificados ni pirofilita, que suelen caracterizar la anquizona, posibilita el evaluar las condiciones de temperatura de esta paragénesis en unos 300° (THOMPSON, 1970; HAAS y HOLDAWAY, 1973). La ausencia de paragonita nos aproximaría igualmente a esta temperatura de 300° (VELDE, 1977).

Precisar el ambiente metamórfico que afectó a los materiales carboníferos presenta una mayor

TABLA 1
Paragénesis y parámetros metamórficos de las muestras estudiadas

Nivel cronoestratigráfico	Muestra	Cuarzo	Filosilicatos	Plagioclasa	Mica	Caolinita	Clorita	Índice Kubler	Índice Weaver	060	0010	3.74 2.58		Politipo Moscovita	Índice Paragonitización	Tipo Clorita	
												004	002				
CA ₃	1	21	79	—	58	10	32	2	26	1.491	1.991	0.28	0.35	100%	2MI	0.28	Ripidolita
CA ₃	2	<5	95	—	100	—	—	2.5	32	1.495	1.995	0.32	0.40	100%	2MI	—	—
CA ₃	3	22	78	—	70	14	16	2.5	32	1.497	1.991	0.32	0.48	100%	2MI	0.28	Ripidolita Chamosita
H	4	6	94	—	95	5	—	3.5	6	1.499	1.995	0.36	0.43	100%	2MI	—	?
H	5	9	91	—	100	—	—	3.5	7.7	1.499	1.995	0.25	0.39	100%	2MI	—	—
Or	6	14	86	—	92	Indic.	8	2.5	16	1.502	1.995	0.38	0.33	90%	2MI	—	?
CA ₃	7	28	72	—	94	Indic.	6	2	22	1.502	1.995	0.27	0.60	100%	2MI	—	?
CA ₃	8	26	74	—	65	10	25	2	32	1.499	1.994	0.31	0.41	100%	2MI	—	Chamosita
CA ₃	9	28	72	—	54	20	26	2	28	1.499	1.995	0.34	0.40	100%	2MI	—	Chamosita
H	10	18	82	—	85	15	—	3	9	1.497	1.995	0.32	0.47	100%	2MI	—	—
CA ₂	11	22	78	Indic.	70	8	22	2	28	1.504	1.991	0.28	0.51	100%	2MI	0.28	Ripidolita
CA ₂	12	9	86	5	72	6	22	2.5	30	1.499	1.991	0.30	0.39	100%	2MI	0.28	Ripidolita
CA ₂	13	21	79	—	100	—	—	2.5	11	1.499	1.991	0.38	0.44	100%	2MI	0.28	—
CA ₂	14	23	77	Indic.	90	5	5	3.5	6	1.499	1.991	0.34	0.45	100%	2MI	0.28	?
CA ₁	15	15	79	6	81	7	12	3	10	1.504	1.991	0.40	0.41	100%	2MI	0.28	Sheridanita?
CA ₂	16	17	78	5	80	5	15	2.5	34	1.504	1.991	0.21	0.44	100%	2MI	0.28	Chamosita
CA ₃	17	13	80	7	74	8	18	2.5	12	1.502	1.995	0.29	0.43	100%	2MI	—	Chamosita
CA ₃	18	30	64	6	58	23	19	2	26	1.502	1.995	0.26	0.57	100%	2MI	—	Chamosita Ripidolita
CA ₂	19	21	74	5	75	6	19	2	25	1.502	1.995	0.28	0.43	100%	2MI	—	Chamosita Ripidolita
CA ₃	20	17	83	—	69	10	21	2.5	32	1.499	1.995	0.30	0.40	100%	2MI	—	Ripidolita
CA ₃	21	21	72	7	71	12	17	2.5	21	1.499	1.995	0.30	0.30	80%	2MI	—	Ripidolita
CA ₃	22	24	72	4	78	6	16	2.5	24	1.499	1.991	0.30	0.38	100%	2MI	0.28	Ripidolita Clinocloro
CA ₃	23	12	83	5	76	8	16	2.5	26	1.499	1.991	0.30	0.33	90%	2MI	0.28	Ripidolita Clinocloro
CA ₂	24	10	90	Indic.	79	5	16	2	28	1.506	1.991	0.25	0.32	90%	2MI	0.28	?
CA ₂	25	16	84	—	48	28	24	2	15	1.506	1.995	0.30	0.33	90%	2MI	—	Ripidolita Chamosita
CA ₁	26	15	81	5	70	14	*16	2.5	28	1.502	1.983	0.36	0.43	100%	2MI	0.6	Ripidolita
CA ₁	27	9	91	Indic.	100	Indic.	—	3	34	1.502	1.987	0.22	0.42	100%	2MI	0.25	—
CA ₁	28	18	75	7	92	Indic.	8	2.5	23	1.502	1.988	0.20	0.40	100%	2MI	0.25	?
CA ₁	29	30	60	10	42	30	28	2	30	1.502	1.995	0.34	0.44	100%	2MI	—	Chamosita
CA ₁	30	22	78	—	52	26	22	2.5	32	1.502	1.991	0.33	0.47	100%	2MI	0.25	Chamosita
CA ₁	31	12	88	—	100	—	—	2	28	1.506	1.991	0.19	0.43	100%	2MI	0.28	—
CA ₁	32	4	96	—	85	6	9	2	26	1.506	1.995	0.18	0.53	100%	2MI	—	?
CA ₁	33	12	88	—	100	—	—	2.5	28	1.506	1.987	0.27	0.40	100%	2MI	0.40	—
CA ₁	34	11	89	—	71	13	16	2.5	32	1.504	1.991	0.31	0.48	100%	2MI	0.28	Clinocloro
CA ₁	35	16	84	—	64	18	18	2	28	1.504	1.991	0.31	0.40	100%	2MI	0.28	Clinocloro
CA ₁	36	22	68	10	62	16	22	2.5	21	1.504	1.991	0.30	0.40	100%	2MI	0.28	Clinocloro
PC	37	21	79	—	100	—	—	2.5	22	1.504	1.995	0.30	0.46	100%	2MI	—	—
PC	38	18	77	5	66	14	20	2	22	1.504	1.995	0.29	0.44	100%	2MI	—	Chamosita
CA ₂	39	12	88	Indic.	64	17	19	2.5	26	1.504	1.991	0.25	0.44	100%	2MI	0.28	Ripidolita Chamosita
CA ₂	40	5	95	—	87	5	8	2	22	1.504	1.991	0.32	0.44	100%	2MI	0.28	?
OR	41	8	89	4	70	14	14	2.5	14	1.502	1.995	0.32	0.35	100%	2MI	—	?
CA ₃	42	18	75	7	56	23	21	2.5	12	1.502	1.995	0.40	0.33	90%	2MI	—	Ripidolita
CA ₃	43	12	83	5	69	17	14	2.5	13	1.499	1.995	0.31	0.43	100%	2MI	—	Ripidolita
CA ₂	44	13	87	—	70	15	15	3	14	1.499	1.991	0.28	0.40	100%	2MI	0.28	Clinocloro
CA ₂	45	8	80	12	88	5	7	2.5	24	1.499	1.995	0.24	0.36	100%	2MI	—	?
CA ₂	46	13	87	—	97	3	—	2.5	28	1.499	1.991	0.27	0.40	100%	2MI	0.28	—
CA ₁	47	18	78	7	64	17	19	2.5	23	1.502	1.991	0.30	0.34	90%	2MI	0.28	Chamosita Ripidolita
CA ₂	48	23	77	—	85	15	—	2	26	1.502	1.991	0.23	0.47	100%	2MI	0.28	—
CA ₃	49	11	89	Indic.	64	16	20	2	24	1.499	1.987	0.31	0.38	100%	2MI	0.40	Ripidolita
CA ₃	50	18	77	5	4	89	7	2.5	28	1.499	1.991	0.24	0.44	100%	2MI	0.28	?
H	51	31	69	—	90	10	—	3	7	1.499	1.991	0.26	0.29	80%	2MI	0.28	—
H	52	12	88	—	85	15	—	5	2.5	1.497	1.995	0.24	0.28	80%	2MI	—	—
H	53	11	89	—	73	15	12	5	3	1.497	1.995	0.27	0.25	80%	2MI	—	?
CA ₃	54	13	82	5	74	11	15	2.5	17	1.502	1.995	0.30	0.40	100%	2MI	—	Clinocloro

H: Carbonífero (Westfaliense).
Or: Ordovícico.
CA₃: Cámbrico Superior.

CA₂: Cámbrico Medio.
CA₁: Cámbrico Inferior.
PC: Precámbrico.

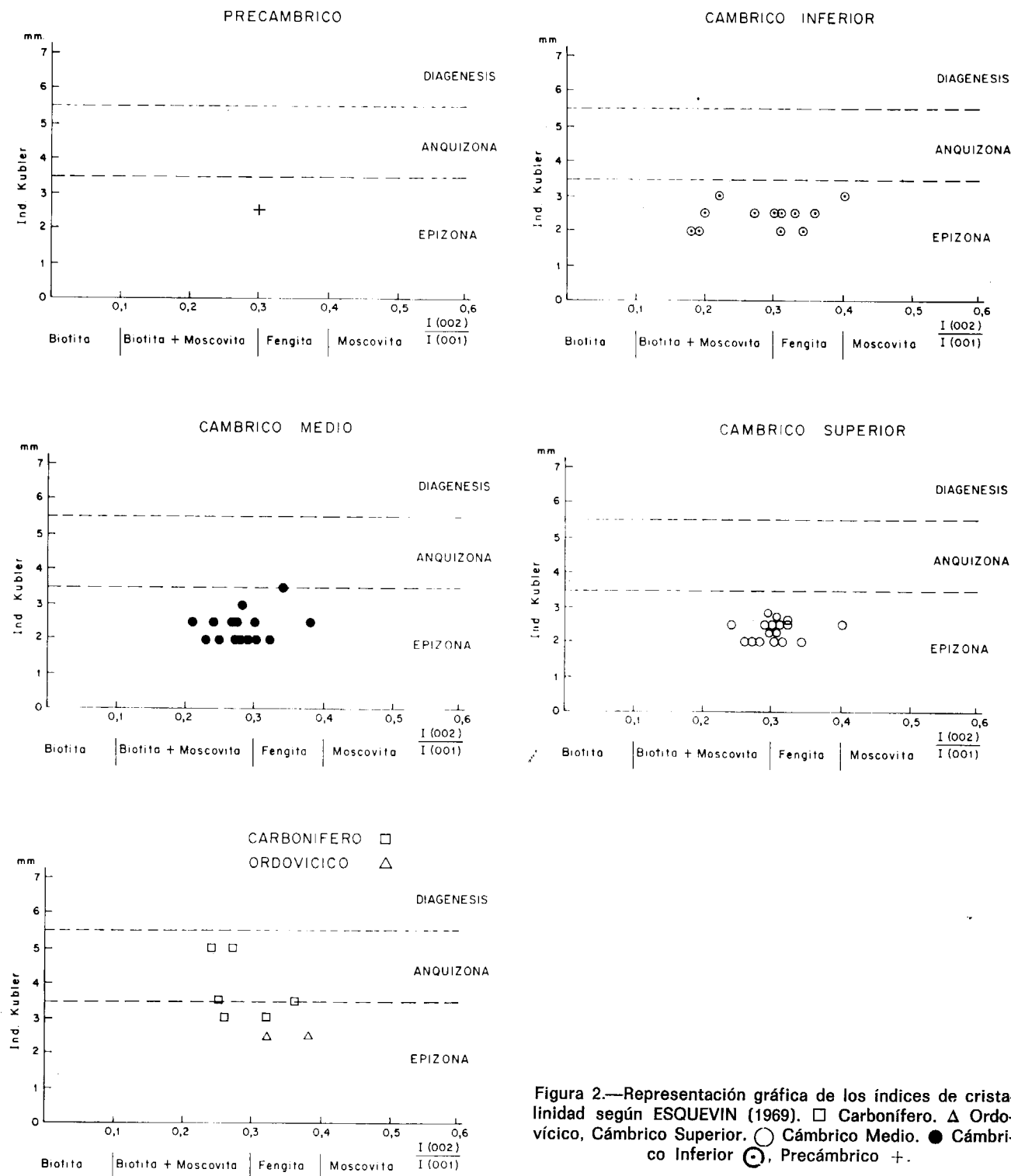


Figura 2.—Representación gráfica de los índices de cristalinidad según ESQUEVIN (1969). □ Carbonífero. Δ Ordovícico, Cámbrico Superior. ○ Cámbrico Medio. ● Cámbrico Inferior ⊙ Precámbrico +.

TABLA 2
Valores medios de los índices de cristalinidad (KUBLER, 1964) y de agudeza (WEAVER, 1960) y los parámetros 3.74/2.58, 0,60 y $\frac{004}{002}$ de la illita

Nivel	Índice de cristalinidad	Índice de agudeza	3,74	0,60	004
			2,58		002
Carbonífero (Westfaliense) ...	3.83	5.86	0.35	1.498	0.28
Ordovícico ...	2.5	15	0.34	1.502	0.35
Cámbrico Superior ...	2.32	23.94	0.41	1.499	0.30
Cámbrico Medio ...	2.41	22.60	0.41	1.502	0.27
Cámbrico Inferior ...	2.41	26.83	0.42	1.503	0.28
Precámbrico ...	2.5	21.05	0.43	1.504	0.30

dificultad a causa de la baja proporción de material arcilloso frente a detriticos más groseros. La ausencia de interestratificados illita/esmectita permite situarlo en unas condiciones térmicas inferiores a 175° (HOWER et al., 1976). Paralelamente podríamos relacionar este dato con la formación de clorita a partir de caolinita, reacción que no llegó a producirse. Sin embargo, la presencia de minerales detriticos hace superponer a la facies anquizonal de esta formación los caracteres del metamorfismo epizonal, como son el politipo de mica (2M1), coexistencia de caolinita y clorita (muestra 53), índice de cristalinidad bajo (muestras 10 y 15), etc. Estas condiciones térmicas estarían de acuerdo con la proposición de BRAUCKMAN (1984), de señalar el comienzo de la anquizona en 145-155°.

DISCUSION

Las condiciones del metamorfismo en la Sierra de la Demanda, deducidas a partir de los materiales pizarrosos paleozoicos, se consideran epizonales, no apreciándose apenas diferencias en su intensidad entre los niveles del Precámbrico, Cámbrico y Ordovícico, si bien el Precámbrico presenta algunas anomalías metamórficas. En el caso de los materiales carboníferos el metamorfismo es de tipo anquizonal, encontrándose un ligero «gap» metamórfico entre el Paleozoico Inferior y el Carbonífero.

La referencia más próxima en cuanto a las características del metamorfismo, en niveles estrati-

gráficos correlacionables con los estudiados aquí, se encuentra en el Paleozoico Inferior de determinadas áreas del Sistema Central y unidad metamórfica de Toledo (APARICIO y GALAN, 1978), en donde el metamorfismo epizonal refleja unos índices de cristalinidad inferiores a los aquí determinados, y en cuya paragénesis se encuentra ausente la caolinita, determinando unas condiciones de P-T algo más elevadas a las aquí obtenidas. En el área del Sistema Central existe un tránsito rápido de epizona a facies anfibolitas, materiales que no han podido ser encontrados en la Sierra de la Demanda.

Sin embargo, el análisis de los materiales carboníferos localizados en el sector oriental del Sistema Central (APARICIO y GALAN, 1980), con una posición estratigráfica algo más elevada (Estefaniense) que los materiales que nos ocupan, parece reflejar más claramente la intensidad del metamorfismo, aun teniendo en cuenta que sus características metamórficas reflejan parcialmente, en ambos casos, la de los materiales detriticos (pizarras precarboníferas) que incluyen. La paragénesis característica cuarzo + caolinita + illita hace determinar a estos autores unas condiciones de T y P próximas a las del Westfaliense en Sierra de la Demanda.

En el pequeño afloramiento paleozoico de Sierra de Rata, en la Cordillera Ibérica, y en los niveles ordovícicos, APARICIO et al. (1988) determinan unos índices de cristalinidad similares a los aquí encontrados, aunque la ausencia de niveles cámbricos impide hacer una correlación más amplia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con la ayuda a la investigación del CSIC 630/070/27. A J. L. Casaseca, que compartió los trabajos de campo con los autores, y a C. Sánchez, M. C. Sendra, A. Vitoria, M. Castillejo, que colaboraron en su realización (delineación, mecanografía y preparación de muestras).

REFERENCIAS

- APARICIO, A., y GALAN, E. (1978): *El Metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico (Sistema Central, Toledo)*. Bol. Geol. Min., 89, 475-486.
- APARICIO, A., y GALAN, E. (1980): *Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central*. Est. Geol., 36, 75-84.
- APARICIO, A.; BRELL, J. M., y DOVAL, M. (1988): *El Metamorfismo de los afloramientos paleozoicos de las Sierras de Rata, Mojón Alto, Albarracín, Menara y Ventosa en la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Bol. Geol. Min., 99, 847-854.
- BRAUCKMANN, F. J. (1984): *Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho*. Bochumer geol. geotech. Arb., 14.
- COLCHEN, M. (1974): *Geología de la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño)*. Espagne. Mem. Inst. Geol. Min. España, 85, 1-436.
- HAAS, H., y HOLDAWAY, J. M. (1973): *Equilibrium in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ involving the stability limits of pyrophyllite and thermodynamic data of Pyrophyllite*. Amer. J. Sci., 273, 449-464.
- HOWER, J.; ESLINGER, E. V.; HOWER, M. E., y PERRY, E. A. (1976): *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 1. Mineralogical and chemical evidence*. Geol. Soc. of Amer. Bull., 87, 725-737.

ITGE (1980): *Mapa Geológico de España. 1/200.000. Hoja núm. 21. Logroño*.

ITGE (1970): *Mapa Geológico de España. 1/200.000. Hoja núm. 20. Burgos*.

ITGE (1978a): *Mapa Geológico de España. 1/50.000. Hoja núm. 277. Salas de los Infantes*.

ITGE (1978b): *Mapa Geológico de España. 1/50.000. Hoja núm. 240. Ezcaray*.

KUBLER, B. (1964): *Les argiles, indicateurs de metamorphisme*. Rev. Inst. Franç. Pétr., 19, 1093-1112.

KUBLER, B. (1968): *Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite*. Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 2, 385-397.

MAXWELL, D. T., y HOWER, J. (1967): *High grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series*. Amer. Min., 52, 843-857.

Mc DOWELL, S. D., y ELDERS, W. A. (1980): *Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA*. Contr. Min. Petr., 74, 293-310.

RAO, T. R. (1977): *Distribution of elements between coexisting phengite and chlorite from the greenschist facies of the Tennant Creek area, Central Australia*, Lithos, 10, 103-112.

THOMPSON, A. B. (1970): *A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium*. Amer. J. Sci., 268, 454-458.

VELDE, B. (1964): *Low-grade metamorphism of micas in pelitic rocks*. Carnegie Inst. Wash. Year book (1963-1964), núm. 63, 142-147.

VELDE, B. (1977): *Clays and clay minerals in natural and synthetic systems*. Developments in Sedimentology, 21. Elsevier Sci. Pub. Company, 218 pp.

WEAVER, C. E. (1960): *Possible uses of clay minerals in search for oil*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1505-1518.

Original recibido: Abril de 1990.

Original aceptado: Marzo de 1991.

Evolución y comportamiento de sustancias nitrogenadas procedentes de fertilizantes agrícolas, en un acuífero libre.

Por F. X. MONTSERRAT I REBULL (*)

RESUMEN

Se ha estudiado el comportamiento de sustancias nitrogenadas procedentes de fertilizantes agrícolas desde que se introducen en superficie hasta que alcanzan la zona saturada de un acuífero aluvial, su repercusión en la calidad de los recursos hídricos y su evolución en el subsuelo.

Se han deducido una serie de consecuencias a partir de la explotación de los datos acumulados obtenidos en muestreos periódicos pero continuados, en diversas captaciones de agua.

Palabras clave: Calidad aguas subterráneas, Fertilizantes agrícolas, Infiltración, Lisímetros, Balance hidroquímico, Aluvial Ter.

ABSTRACT

In this paper it was studied the behavior of nitrogenized substances proceeding from agricultural fertilizers since its introduction at the earth surface to they reach the saturate level on an alluvial aquifer, also their repercussion in hydric resources quality and evolution through the subsoil.

Furthermore some issues from researchs of accumulated data obtained from periodic and continued sampling of several wells have been deduced.

Key words: Groundwater quality, Agricultural fertilizers, Infiltration, Lysimeters, Hydrochemical balance, Ter alluvial.

INTRODUCCION

La agricultura, y en especial la agricultura intensiva de regadío, dirigida a conseguir altos rendimientos de cultivos, precisa la utilización de elevados volúmenes de agua y grandes dosis de abonado. Esto comporta un desplazamiento de estos productos de abonado hacia el subsuelo alcanzando el nivel freático y alterando la calidad de las aguas subterráneas.

Los abonos minerales para fertilización de suelos pueden clasificarse según su naturaleza en tres tipos: nitrogenados, compuestos de fósforo y compuestos de potasio. A ellos habría que añadir el uso de estiércol y lisier, muy utilizados en las labores agrícolas. Los nitrogenados son los

más destacables en cuanto a contaminación de las aguas subterráneas a causa de la movilidad del ión nitrato. Los compuestos inorgánicos de nitrógeno pueden liberarlo de forma lenta mediante un proceso de nitrificación o, en el caso de compuestos a base de nitratos, pueden ser utilizados directamente por las plantas ya que éstas asimilan el nitrógeno en forma de nitrato. Los compuestos orgánicos de nitrógeno son poco móviles y fácilmente adsorbidos en el suelo y sólo sus productos de degradación pueden crear problemas de contaminación. Todo ello explica el que los nitratos representen más del 99 por 100 del nitrógeno de lixiviación presente en las aguas, cuya concentración en estas aguas de lixiviación está en función del tipo de fertilizante utilizado, de la frecuencia y cantidad de aplicación del nitrógeno orgánico o inorgánico ya exis-

(*) Dirección de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE).

tente en el suelo y de los volúmenes de precipitación y riego. El desplazamiento de compuestos de fósforo hacia el subsuelo es muy limitado a causa de ser adsorbidos o fijados por el suelo, si bien puede suceder en casos con el suelo sobrecargado y con su capacidad de fijación saturada. Asimismo, los compuestos de potasio, a causa de procesos de adsorción o cambio iónico en el suelo, no afectan generalmente a las aguas subterráneas.

Este trabajo muestra fundamentalmente, la realización de un seguimiento intensivo de la evolución de la presencia de sustancias procedentes de los fertilizantes contenidas en el subsuelo, a partir de dos captaciones de agua situadas en la comarca del «Gironès» (prov. de Gerona), en la cuenca del río Ter.

GENERALIDADES

La comarca del «Gironès» abarca una extensión aproximada de 84.000 Ha de las que 27.000 Ha (32 por 100) se dedican a explotación agrícola y de éstas, alrededor de 5.000 Ha corresponden a regadío —con predominio de maíz— y 21.000 Ha a secano —con predominio de cereales y alfalfa—. El volumen total de agua que se utiliza en regadío es de 14 Hm³/año, que representan una dotación media de 2.645 m³/Ha/año. De este volumen, el 75 por 100 se obtiene de aguas subterráneas y el resto de superficiales (ITGE, 1985). (Cabe señalar que el «Gironès» posee en la actualidad una extensión inferior a causa de la creación de la comarca de «El Pla de l'Estany»).

Por lo que respecta a los abonos minerales para fertilización utilizados en la comarca, suponen normalmente cerca de 1.800 Tm. de N, 1.800 Tm. de P₂O₅ y 1.500 Tm. de K₂O. En las 5.000 Ha destinadas a regadío los compuestos que más se aplican son los nitrogenados, con cerca de 550 Tm. de N, 450 Tm. de K₂O y 450 Tm. de P₂O₅ (ITGE, 1985). A estas cifras habría que añadir los aportes del estiércol, muy utilizados en las labores agrícolas.

El área de estudio (fig. 1) está situada en la cuenca del río Ter, poco antes de la ciudad de Girona y próxima a los núcleos urbanos de Sant Gregori y Domeny.

La morfología del lugar corresponde al borde septentrional de la depresión de la Selva que, a su vez, constituye la continuación de la Depresión Litoral Catalana. El río Ter cruza la depresión de O a E y ha dado lugar al depósito de materiales fluviales tallados en terrazas individualizables a lo largo de todo el curso, alrededor de las cuales se disponen fundamentalmente formaciones paleozoicas y cenozoicas (fig. 2).

EL MEDIO HIDROGEOLOGICO

El área estudiada se ubica en los materiales aluviales cuaternarios depositados por el río Ter y dispuestos en forma de terrazas fluviales. Se distinguen —además del lecho actual del río o terraza 0— varias terrazas, de las que sólo las dos inferiores poseen entidad suficiente como para ser consideradas aquí.

Estas terrazas constituyen una unidad hidrogeológica extensa en forma de aluvial cuaternario que se comporta como acuífero libre permeable por porosidad. Las isopiezas del sector indican unas líneas de flujo que se dirigen hacia el curso del Ter, si bien en parte del área comprendida entre Domeny y Sant Gregori tienden a mantenerse paralelas al trazado actual del río Ter (TRILLA, PALLI, 1977). Las captaciones de agua que explotan dicho acuífero suelen alcanzar, en orden de magnitud, decenas de metros cúbicos por hora.

Las dos captaciones de agua «Can Carrió» y «Cal Enric» donde se ha realizado el seguimiento intensivo con muestreos periódicos, se ubican sobre la terraza II y alcanzan una profundidad aproximada de 12 m. y 16 m. respectivamente, con alturas de agua en torno a 1,5 m. y 3 m. también de forma respectiva, con caudales de extracción irregulares, fundamentalmente para abastecimiento y riego. Cabe señalar la situación del pozo «Can Carrió» en el aluvial del Ter propiamente dicho, no así la captación «Cal Enric» perforada en materiales aluviales del río Llémana, a unos 1.500 m. del lugar donde confluyen Llémana y Ter.

Los pozos muestreados pertenecen respectivamente, a dos fincas del mismo nombre y que poseen extensiones reducidas; de 2 Ha en «Can Carrió» y 1,5 Ha en «Cal Enric», con cultivos pre-

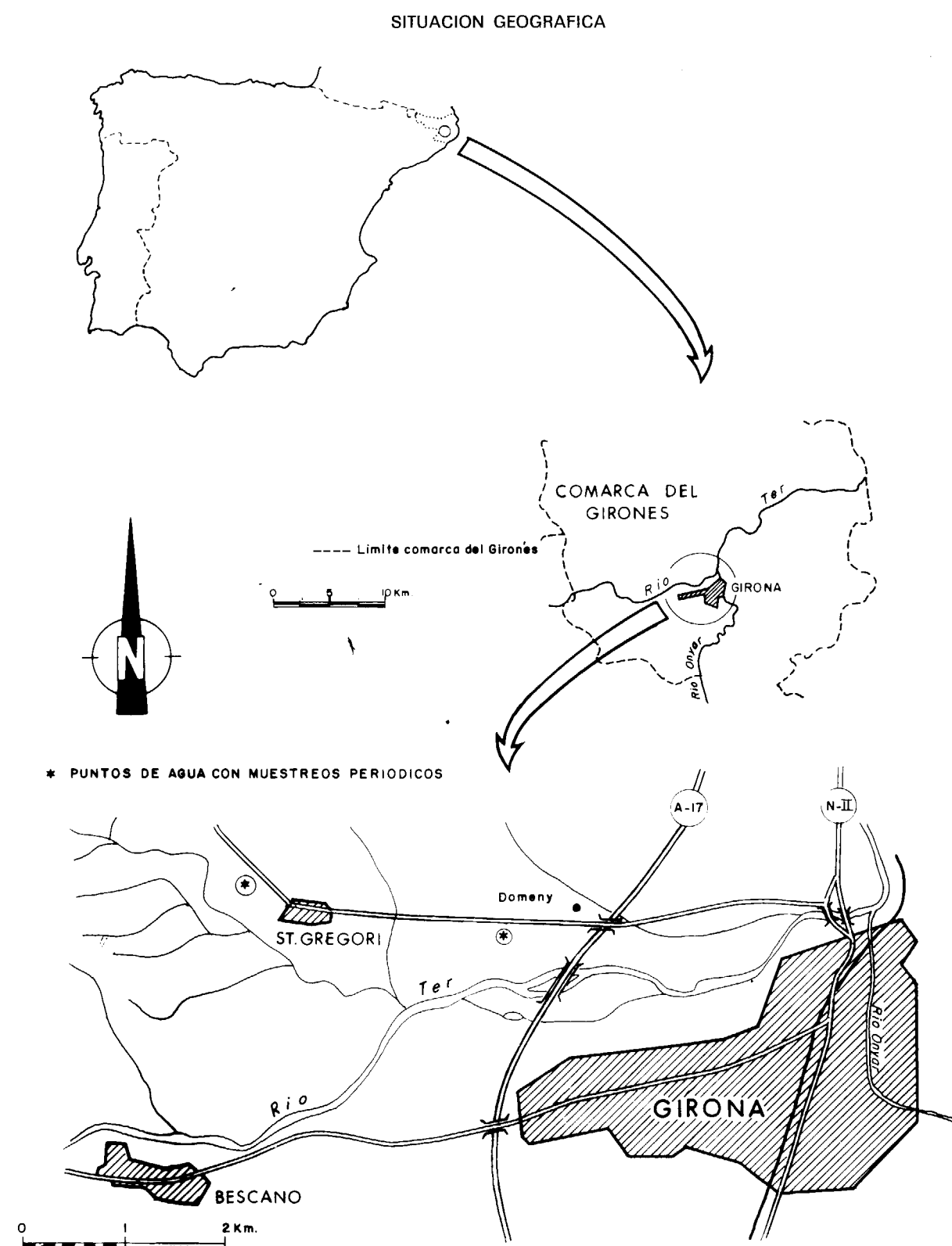


Figura 1.

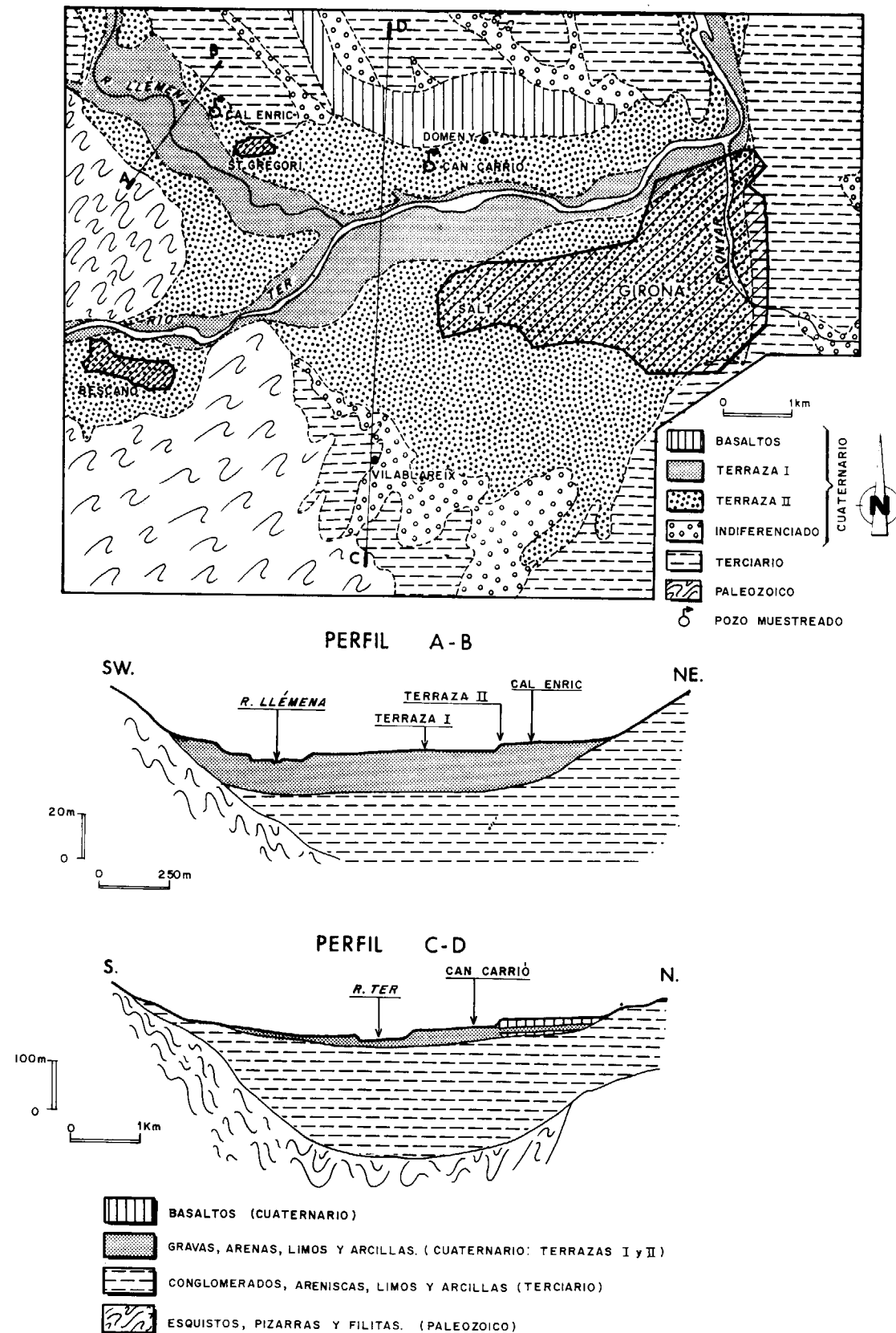


Figura 2.

dominantes de cereales, legumbres y alfalfa. La distancia que separa las dos captaciones es de unos 2,5 Km. a 3 Km.

Se han efectuado dos perfiles verticales (fig. 2), que muestran el espesor aproximado de la formación acuífera en zonas cercanas a las captaciones consideradas.

APORTES DE AGUA Y USO DE FERTILIZANTES

La zona de estudio es fundamentalmente agrícola

la de regadío lo que junto al consumo humano, constituye el uso a que se destinan las explotaciones de agua. A partir de datos de campo y estadísticas (GENERALIDADES), se ha acotado de forma aproximativa los volúmenes de agua utilizados a lo largo de los episodios de riego de los meses de abril a agosto del período de observaciones, en cerca de 52,9 l/m²/mes o, lo que es lo mismo, 264,5 l/m²/año para cada finca estudiada.

Por otra parte se incluye en la tabla 1 la pluviometría, en l/m², para el mismo intervalo de tiempo.

TABLA 1

Valores de temperaturas (T), evapotranspiraciones potenciales (ETP) y pluviométrías (P) de la zona estudiada

1985	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
T (° C)	4,3	8,9	8,5	13,6	14,1	20,1	25,5	22,7	22,1	17,5	8,8	2,3	
ETP (mm.)	8,9	26,5	24,7	49,9	52,6	89,3	127,4	107,1	102,9	72,6	26,0	3,5	691,6
P (l/m ²)	7,5	3,3	70,4	25,8	163,6	45,3	13,5	19,9	9,0	109,2	65,3	18,5	549,3
1986	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
T (° C)	6,1	5,5	9,6	9,9	17,5	23,3	23,8	23,8	21,6	16,7	12,4	6,9	
ETP (mm.)	13,8	11,7	27,8	29,2	70,8	10,4	114,1	114,8	98,1	65,8	41,4	16,7	714,6
P (l/m ²)	103,0	87,8	60,8	56,2	20,6	13,0	6,9	25,5	66,5	115,6	47,7	19,0	622,6
1987	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
T (° C)	5,4	6,0	8,5	9,6	13,4	19,4	23,3	23,7	28,6	17,1	11,0	9,4	
ETP (mm.)	11,5	13,6	23,2	28,0	47,0	83,2	110,5	113,4	151,7	68,5	34,6	27,1	712,4
P (mm)	69,7	52,9	73,9	35,1	53,5	7,8	48,3	9,2	8,6	373,4	71,5	111,8	915,7

(Las medias de los valores de temperatura, respectivamente para los años 1985, 1986 y 1987, son: 14,0; 14,8; 14,6.)

Se ha representado en un gráfico de barras la incidencia de agua al terreno —pluviometría y riego— en relación al tiempo (fig. 3). Cabe señalar que una parte importante de este agua vertida superficialmente vuelve a la atmósfera por evapotranspiración. A partir del cálculo de la evapotranspiración potencial, ETP (tabla 1) y de las inferencias obtenidas en experiencias efectuadas en lisímetros (SANZ, MONTSERRAT y PEDRA, 1990), se opina que este volumen puede reducirse, por término medio y de forma aproximativa, en un 50 por 100 anual. (Las experiencias li-

simétricas citadas pretenden entrever la dinámica de infiltración de agua desde la superficie del terreno hasta alcanzar la zona saturada incorporándose así al flujo subterráneo. Se opina que estos resultados son indicativos de un comportamiento que en determinados aspectos puede aproximarse y adaptarse a la zona de estudio, en especial si consideramos que las circunstancias climáticas y litológicas no difieren demasiado desde el lugar de experimentación a la zona estudiada.)

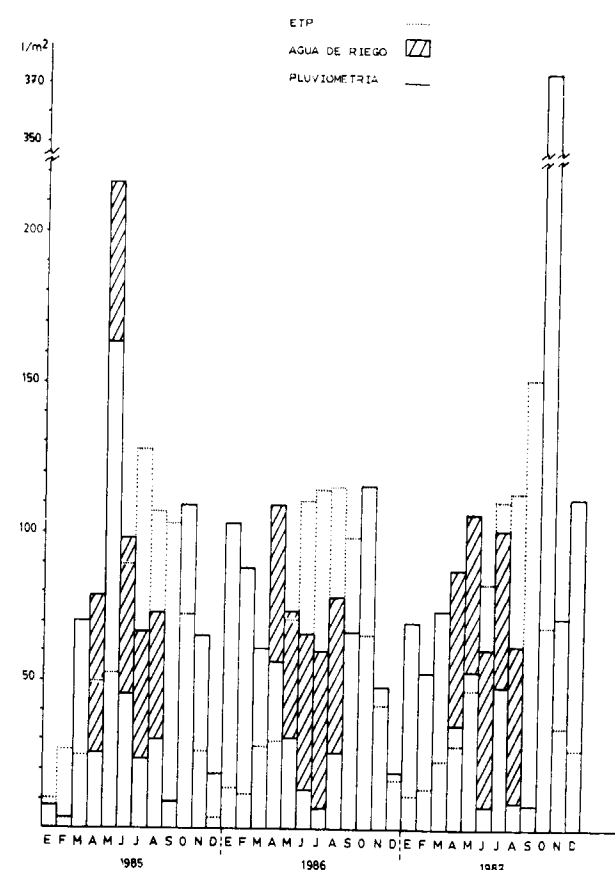


Figura 3.

Señalar la proximidad de valores entre la zona de estudio y la zona de experimentación lisimétrica, con unas características pluviométricas —régimen mediterráneo— de una marcada irregularidad interanual y una distribución de temperaturas y evapotranspiraciones parecidas.

A continuación nos referiremos al uso y aporte de fertilizantes a los suelos de la zona estudiada. En el entorno de la finca «Can Carrió» y fundamentalmente en los meses de marzo y abril, destaca el uso de compuestos amónicos además del estiércol. Por lo que se refiere a la finca «Cal Enric» se emplean distintas sustancias, de las que destacan el estiércol en especial durante los meses de marzo y abril y compuestos amónicos de mayo a julio, además de pequeñas cantidades en distintos episodios del resto del año.

A partir de estos datos y en orden de magnitud, se ha evaluado que en «Can Carrió» y en «Cal Enric» se proporciona al suelo respectivamente, 5,9 g/m²/año y 11,3 g/m²/año de nitrógeno procedente de compuestos amónicos. (Apuntar aquí que el aporte medio en la comarca está evaluado en 11 g/m²/año.)

El uso de estiércol proporciona 4,5 Kg. de nitrógeno por Tm. de estiércol de porcino; 6,7 Kg. de nitrógeno por Tm. de estiércol caballar y 3,4 Kg. de nitrógeno por Tm. de estiércol de bovino (SEOANEZ, 1977). Para nuestro caso se toma como representativo un valor de 4,8 Kg. de nitrógeno por Tm. de estiércol. Además, se estima el uso de 1,5 Kg/m²/año de estiércol en «Can Carrió» y de 2,5 Kg/m²/año en «Cal Enric», lo que representa respectivamente, cerca de 7,2 g/m² y 12 g/m² de nitrógeno por año.

Así, con estos datos, el aporte total de nitrógeno en las fincas en cuestión asciende:

«Can Carrió» = 13,1 g/m²/año

«Cal Enric» = 23,3 g/m²/año

Con todo, se puede establecer para los años 1985, 1986 y 1987, que comprenden al período de observaciones, una relación entre el volumen aproximativo de agua que se infiltra e incorpora a la zona saturada (1.440 l/m²) y el nitrógeno aportado al terreno mediante abonos:

«Can Carrió» = 27,3 mg N/l H₂O

«Cal Enric» = 48,5 mg N/l H₂O

Estos valores traducidos a nitratos pueden representar de forma respectiva, 120,9 mg/l y 214,8 mg/l.

Cabe señalar que el tipo y frecuencia de cultivos son idénticos en ambas fincas.

EXPERIENCIA LISIMETRICA Y QUIMISMO

Los nitratos representan la mayor parte del nitrógeno de lixiviación presente en las aguas. Mediante la experiencia que a continuación se expone se ha observado el comportamiento de los nitratos en un volumen de material a escala lisimétrica, prestando especial atención a su recorrido desde la superficie hasta la zona saturada.

Para la realización de la experiencia se ha utilizado un lisímetro de superficie. Su llenado se realizó con material constituido fundamentalmente por arenas, limos y arcillas rojas. Todo el conjunto queda expuesto al aire libre sin incidencia de lluvia sobre el mismo.

La experiencia consistió en un riego inicial del lisímetro con un volumen de agua de 20 l. que contenía 61 g. de nitrato, introducidos en forma de nitrato potásico. Con periodicidad semanal o quincenal el lisímetro fue regado con 15 l. de agua exenta de nitratos. A lo largo de 26 meses se siguió la evolución de las concentraciones de este elemento en las aguas que drenaba el lisímetro, cuya recogida se realizaba dos veces por semana (tabla 2).

TABLA 2

Entradas y salidas de agua y nitratos en la experiencia lisimétrica

Fecha (meses)	(1)	(2)	(3)
Año 1984			
Febrero	50	38,3	2.298
Marzo	15	9,0	540
Abril	15	2,0	120
Mayo	60	24,4	1.464
Junio	15	14,0	1.120
Julio	30	4,5	450
Agosto	30	0	
Septiembre	30	0,6	
Octubre	60	18,0	1.440
Noviembre	45	47,0	4.700
Diciembre	30	28,5	5.184
Año 1985			
Enero	15	1,3	260
Febrero	45	38,0	6.080
Marzo	30	25,0	4.125
Abril	45	18,8	2.444
Mayo	30	15,4	2.002
Junio	60	26,6	2.926
Julio	60	14,7	2.278
Agosto	60	20,7	2.689
Septiembre	60	28,6	3.286
Octubre	75	42,6	3.749
Noviembre	45	31,7	2.540
Diciembre	60	59,8	4.189
Año 1986			
Enero	75	58,7	3.522
Febrero	60	59,4	1.901

(1) Entradas lisímetro (litros agua).

(2) Salidas lisímetro (litros agua).

(3) Salidas de nitratos (mg).

La evolución de los contenidos en nitrato del agua presenta una distribución (fig. 4) aproximadamente simétrica respecto a un eje central que se sitúa un año después de iniciar la experiencia. En los primeros meses el incremento de las concentraciones es muy lento, aumentando muy rápido desde el mes de octubre, para alcanzar su valor máximo en enero de 1985, habiéndose recuperado cerca del 28 por 100 de los nitratos introducidos y ser necesarios 190 l. de agua de lixiviación. A partir de enero se inicia un progresivo descenso que culminará en marzo de 1986, registrándose valores del mismo orden de magnitud que los medidos en la fase previa. Al finalizar se ha recuperado el 96 por 100 de la cantidad de nitratos aportados al lisímetro aunque para ello se han precisado unos 620 l. de agua.

Como ya es conocido, el ión nitrato no es retenido por el complejo arcillo-húmico del suelo, siendo únicamente absorbido por las raíces o bien permanece unido a las aguas del suelo. Si la humedad del terreno supera su capacidad de campo o máximo volumen de agua que puede retener, se moviliza y es lixiviado y arrastrado en profundidad. En nuestra experiencia las pérdidas por absorción debida a las raíces o por reducción bajo las condiciones del medio, deben despreciarse al no presentarse ambos supuestos.

La recuperación de los nitratos introducidos y el tipo de curva de restitución obtenida (fig. 5) es la típica de los buenos trazadores del agua como es el caso del oxígeno 18, tritio y litio (ARAN-YOSSY, 1978). Las mayores concentraciones aparecen en los períodos de mayor saturación del lisímetro por una disminución de la evaporación, lo cual sucede entre noviembre de 1984 y febrero de 1985.

La visualización de la curva de restitución del nitrato (fig. 5) permite comprobar la existencia de un régimen de mezcla de aguas que se pone de manifiesto con la fuerte amortiguación de este anión a lo largo de toda la experiencia y que se refleja en su baja participación en las salidas, no superando el total recogido en un mes el 6 por 100 del total introducido al inicio de la experiencia. El agua infiltrada que contiene los nitratos se va mezclando lentamente con el agua de la macroporosidad hasta alcanzar una concentración mínima cuyo valor dependerá de

EVOLUCION DEL CONTENIDO EN NITRATOS DE LAS SALIDAS LISIMETRO

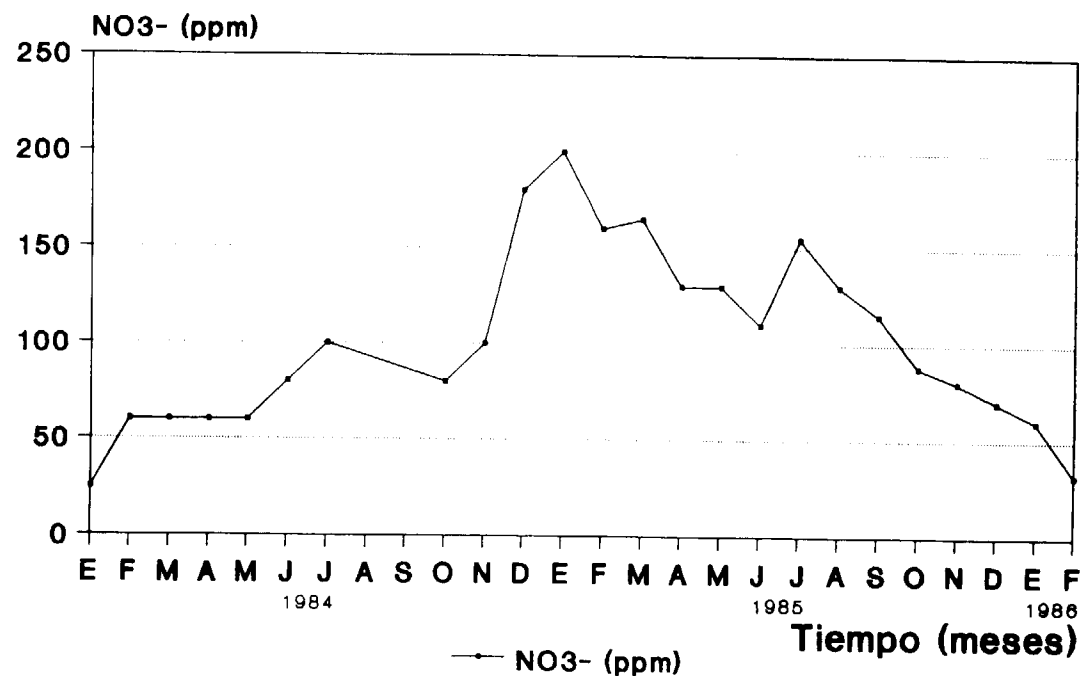


Figura 4.

CURVA DE RESTITUCION DE NITRATOS EXPERIENCIA LISIMETRICA

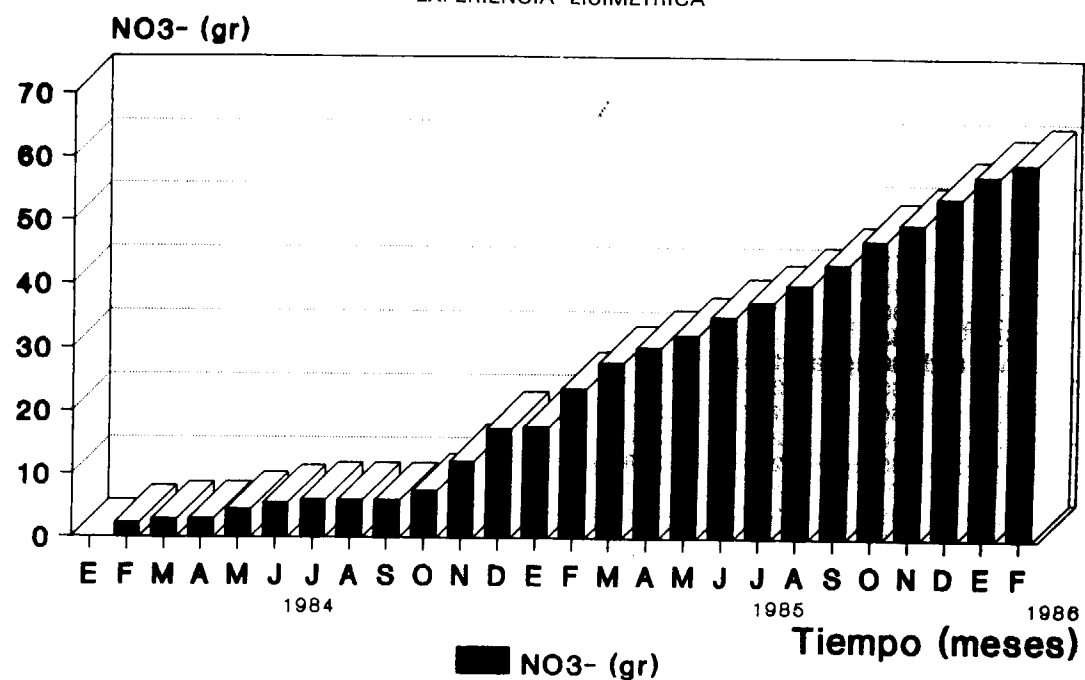


Figura 5.

su factor de dilución. A esta disminución contribuyen los fenómenos de mezcla por difusión molecular con el agua de la microporosidad, que tiende a homogeneizar las concentraciones (MONTSERRAT, PEDRA y SANZ, 1987).

El funcionamiento descrito es parecido al mecanismo de transferencia de agua en la zona no saturada descrito por LAFITTE (1980). El agua de retención no posee un papele dinámico aunque interviene en el intercambio geoquímico con el agua que circula (BLAVOUX, 1978).

Nos referiremos a continuación a la calidad del agua subterránea de la zona de estudio, atendiendo fundamentalmente al aspecto químico.

Para conocer esta calidad se ha efectuado un número superior a 60 muestreos a lo largo del tiempo, en los dos puntos de agua considerados —«Can Carrió» y «Cal Enric»—, con marcada periodicidad quincenal.

Las variables e indicadores hidroquímicos utilizados para valorar las calidades han sido: pH, Eh, conductividad eléctrica y total de sólidos disueltos, contenido en cloruros, contenido en amonio, contenido en nitritos, contenido en nitratos, contenido en ortofosfatos, contenido en sulfatos, contenido en sodio y potasio, contenido en calcio y magnesio, dureza y oxidabilidad al permanganato potásico.

Se ha apreciado un contenido bajo de sales en las muestras y escaso contenido en materias orgánicas, con escasa variación de concentración en los indicadores hidroquímicos a lo largo de todo el período de observaciones (MONTSERRAT, 1990). El tipo de evolución del contenido de distintas sustancias procedentes de fertilizantes, junto a las propiedades y comportamientos deducidos de la experiencia lisimétrica anterior, inducen a realizar el seguimiento específico de los nitratos, complementado de alguna manera con sulfatos y fosfatos por su presencia en distintos compuestos aplicados como abonos al terreno.

Confirmar la existencia de unas concentraciones anormales de nitratos en las aguas subterráneas supone conocer los valores originales que poseían estas aguas, lo cual resulta difícil de acotar ya que la mayor parte de captaciones de agua de la zona poseen unas circunstancias medio-ambientales parecidas con posible alteración de su calidad por los fertilizantes.

Se ha prestado especial atención a las variaciones de las concentraciones de nitratos y sulfatos a lo largo del tiempo que comprende desde abril de 1985 hasta noviembre de 1987, para lo cual se ha realizado una representación gráfica para cada pozo (figs. 6 y 7), que incluye la evolución en el tiempo de las dos variables consideradas, nitratos y sulfatos, excluyendo los fosfatos a causa de los escasos contenidos detectados.

De los resultados de los análisis y de las representaciones gráficas se advierten una serie de fenómenos.

Al contrastar las representaciones gráficas de las figuras 6 y 7 con la representación de pluviometría-riego-ETP (fig. 3), durante el mismo período de tiempo, se aprecia una relación entre los episodios de significativo aporte de agua al terreno e intenso abonado y el ascenso de la concentración de nitratos en los pozos. Estas concentraciones disminuyen cuando se reduce la importancia de cualquiera de los dos factores sea el abonado o sea los aportes de agua y especialmente si decrecen ambos al mismo tiempo (MONTSERRAT y PEDRA, 1987). Este descenso es de menor consideración en «Cal Enric», lo cual ocasiona que la recta —de tendencia ascendente—, interpolada a partir de las sucesivas oscilaciones en el tiempo, adquiera mayor pendiente que en «Can Carrió». Con todo, se produce un aumento de la presencia de nitratos en la zona saturada, con el transcurso del tiempo.

Sin embargo y a pesar de lo expuesto, se ha observado cómo periodos de alta intensidad pluviométrica pueden originar —condicionado por las circunstancias hidrogeológicas y flujo subterráneo— que este efecto de acumulación de nitratos desaparezca. Así, las oscilaciones con tendencia ascendente que se observa en «Cal Enric» sufre, en un período de intensa pluviometría, una reducción significativa de los valores absolutos de nitratos hasta cifras semejantes —incluso inferiores— a las registradas en episodios anteriores, recuperando a continuación la tendencia ascendente mencionada. Así, en octubre de 1987, las lluvias superaron los 370 l/m², lo que coincide con un descenso importante en nitratos que se observa en las dos muestras de agua tomadas posteriormente al muestreo periódico realizado hasta julio de 1987 que incluye más de dos pe-

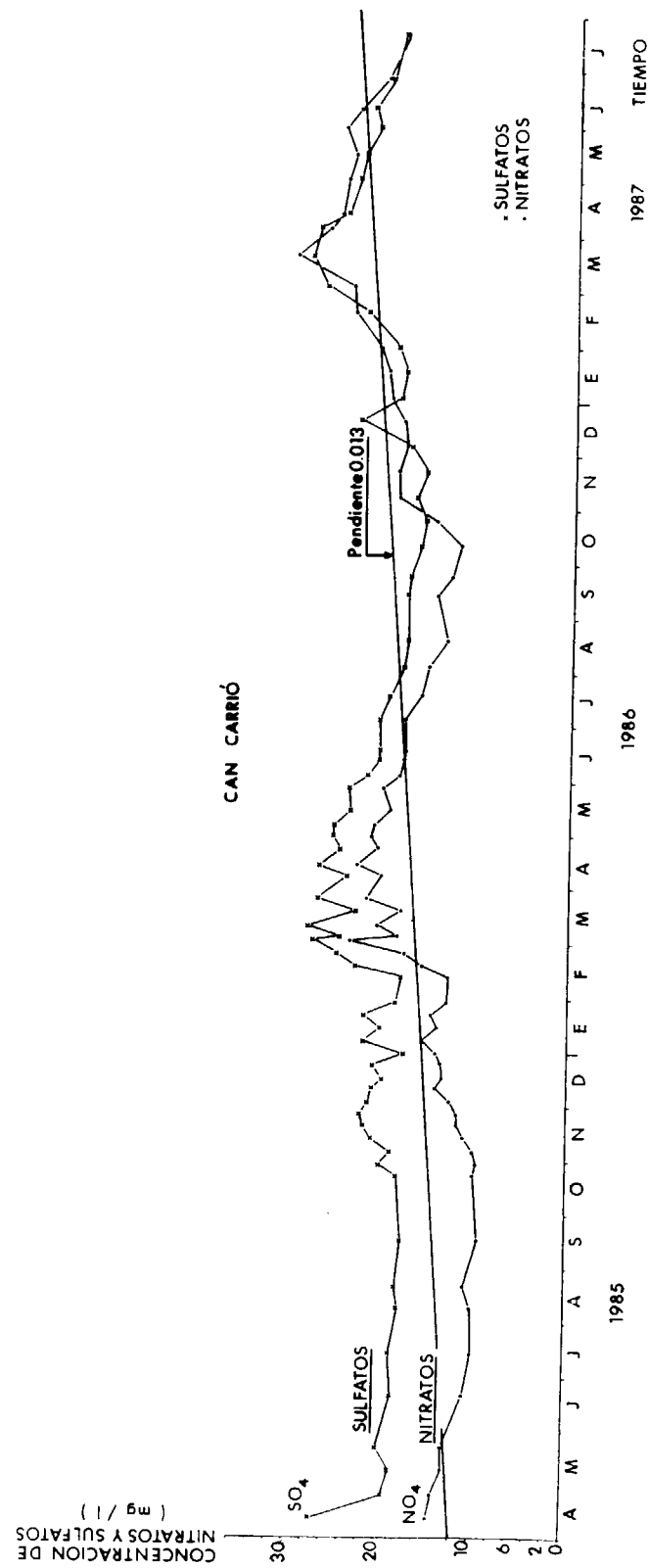


Figura 6.

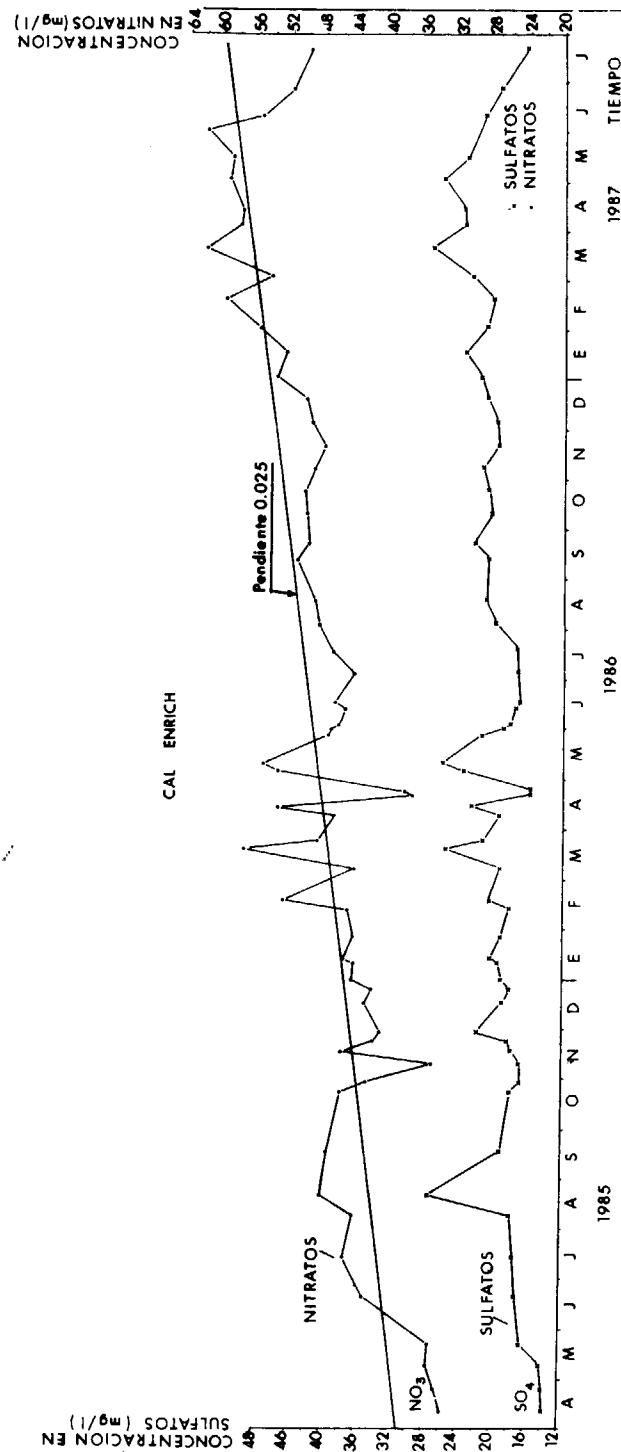


Figura 7.

ríodos anuales. Sin embargo, a causa de las intensas lluvias de octubre del mismo año y por su posible importancia, se tomaron las muestras citadas.

El contenido en sulfatos presenta valores oscilantes sin tendencia al aumento. El contenido en fosfatos presenta valores significativos puntuales, siempre relacionados con ascensos en nitratos.

Al relacionar mediante una representación gráfica los pesos de nitrógeno utilizados en las dos fincas —ordenadas— (APORTES DE AGUA Y USO DE FERTILIZANTES) con las pendientes de las curvas de evolución del contenido en nitratos —abscisas— (fig. 8) que se estiman en 0,013 y 0,025 para «Can Carrió» y «Cal Enric» respectivamente, permite trazar una recta teórica cuya prolongación al eje de ordenadas proporciona un valor aproximado de 2 g/m²/año que puede ser indicativo del peso máximo en nitrógeno que admite el terreno del área de estudio para que la

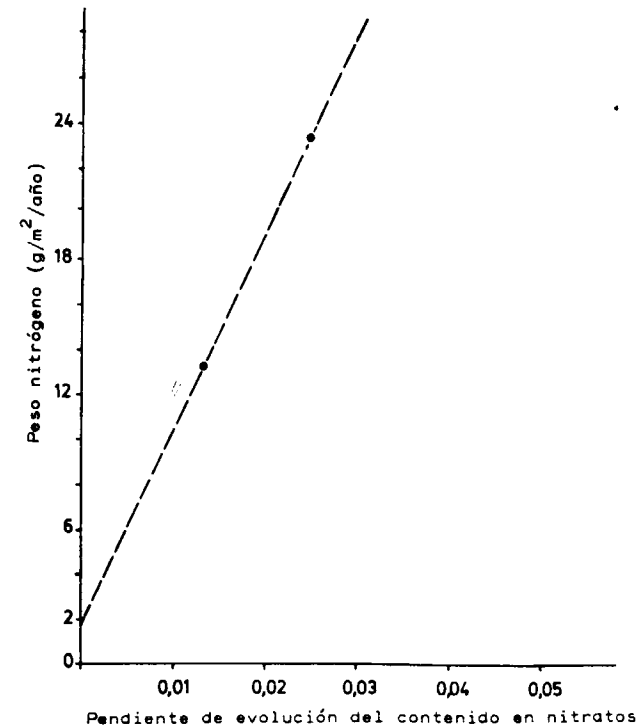


Figura 8.—Relación entre el nitrógeno utilizado en las áreas estudiadas y la pendiente de evolución del contenido en nitratos.

evolución del contenido en nitratos de las aguas subterráneas no sea ascendente. De forma inversa y a partir de un peso en nitrógeno a suministrar, se puede obtener una pendiente indicativa de la evolución de los nitratos.

VALORACION DE LOS RESULTADOS

Los resultados que aquí valoramos se limitan al uso de fertilizantes de compuestos amónicos y del estiércol. El nitrógeno aportado en superficie a partir de fertilizantes amónicos resulta muy próximo a la media comarcal de 11 g/m²/año en «Cal Enric» y se reduce a poco más de la mitad en «Can Carrió». Estas cifras se duplican, de forma respectiva a 23,3 g/m²/año y 13,1 g/m²/año al tener en cuenta el nitrógeno procedente del estiércol.

A partir de la experiencia realizada y de la valoración de sus resultados se infiere que la lixiviación de nitratos contenidos en un suelo y su posterior incorporación a la zona saturada, está en función de forma importante y entre otras variables referidas a las características edáficas y de fertilización, de la cantidad e intensidad de agua aportada en la superficie de un terreno que exceda a la evapotranspiración y a la capacidad de campo —agua de retención y agua capilar—.

En la zona estudiada se distingue una relación entre los períodos con aportes importantes de agua en superficie y el aumento del contenido de nitrógeno en forma de nitratos en los pozos, que se relaciona también con los episodios de intenso abonado. La finalización del abonado y/o la reducción de aportes de agua al terreno se manifiesta en un descenso de las concentraciones de nitratos en las captaciones, lo que, junto con el hecho de que las dos fincas posean unas características medioambientales y de explotación parecidas, permite apreciar una relación directa entre la intensidad del abonado y el aumento en nitratos de la zona saturada. Con todo, se aprecian unas oscilaciones de ascenso-descenso en los contenidos en nitratos con tendencia global ascendente.

Así, se puede establecer una relación entre el nitrógeno depositado en superficie procedente de abonos y las pendientes de la evolución en el

tiempo del contenido en nitratos en los pozos que, a través de una representación gráfica, permite trazar una recta virtual a partir de la que se halla no sin reservas y en orden de magnitud, un valor de 2 g/m²/año indicativo del máximo peso en nitrógeno que el terreno puede retener sin que se origine su lixiviación e incorporación a la zona saturada. Esta cifra se transforma para los tres años que abarcan al período de observaciones y los 1.440 l/m² de aportes de agua al terreno (considerado el 50 por 100 evapotranspirado; APORTES DE AGUA Y USO DE FERTILIZANTES), en 4,16 mg N/l H₂O, lo que, traducido a nitratos supone 18,4 mg/l.

La relación entre los aportes de agua al acuífero (pluviometría + riego — evapotranspiración) y el nitrógeno aportado al terreno mediante el uso de abonos, resulta ser en valores aproximativos de 27,3 mg N/l H₂O para «Can Carrió» y 48,5 mg N/l H₂O para «Cal Enric» (APORTES DE AGUA Y USO DE FERTILIZANTES). Al sustraer a estos datos el valor anterior referido al peso de nitrógeno que el terreno puede retener, resultan: 23,1 mg N/l y 44,3 mg N/l que traducidos en nitratos pueden suponer 102 mg N/l y 196 mg/l, concentraciones que «podrían» llegar a alcanzar las aguas de infiltración que se incorporan a la zona saturada desde la superficie de las respectivas fincas, según los datos del período de tres años considerado.

A causa de las numerosas variables que intervienen, la relación mencionada: Aportes nitrógeno - contenido de nitratos en las aguas subterráneas, sólo puede tener validez puntual o, a lo sumo, y si el medio posee unas circunstancias climáticas, hidrogeológicas, edafológicas y de explotación agrícola, continuas y homogéneas, puede extrapolarse al conjunto de una determinada área.

En la zona de estudio y su entorno se ha observado que condiciones pluviométricas de intensidad sobresaliente (octubre, 1987) dan lugar a una recuperación y renovación rápida e intensa del acuífero —con flujo subterráneo hacia el curso del río Ter—, lo que, junto con la alta solubilidad del ión nitrato ocasionan un descenso del contenido del mismo a valores incluso inferiores a los de menor cuantía registrados al inicio del período de observaciones. Así pues, desaparece el efecto acumulativo del contenido en nitratos para a continuación reanudarse desde va-

lores inferiores. Es probable que esto se repita de forma periódica lo que podría explicar el que los contenidos en nitratos del acuífero no hayan alcanzado valores superiores cercanos a los anteriormente mencionados.

El seguimiento de la evolución de sulfatos y fosfatos a lo largo del período de observaciones muestra en los primeros un comportamiento que se diferencia al de los nitratos por mantener valores que no sufren un aumento progresivo, pero sí oscilaciones relacionadas con la pluviometría. Los fosfatos sólo presentan valores de consideración muy puntuales que coinciden con ascensos del contenido en nitratos y con la fertilización del suelo y/o episodios de lluvias; la causa de este comportamiento se puede explicar por fenómenos de fijación al reaccionar con sustancias como el calcio.

CONCLUSIONES

Las experiencias realizadas a escala lisimétrica indican que la lixiviación de nitratos contenidos en un suelo y su posterior incorporación a la zona saturada está en función, de forma importante, de la cantidad e intensidad de agua aportada sobre un terreno que exceda a la evapotranspiración y a la capacidad de campo —agua de retención y agua capilar—. De ello se deduce que el control del riego en un terreno junto con una introducción de nitratos fraccionada reducirá su arrastre o lixiviación. Por otra parte, se opina que estas experiencias pueden contribuir, superada la franja de actividad del metabolismo vegetal y en ausencia de medios muy reductores, a un mayor conocimiento de los nitratos como trazador de contaminación en aguas subterráneas.

Se ha estimado el nivel de concentración de nitratos que alcanza un acuífero libre —como el descrito— en circunstancias de entrada cuantificada. En estas circunstancias se ha comprobado que: Una zona no saturada de unos 11 m. a 13 m. de espesor se ve atravesada por esta sustancia, con una respuesta rápida —del orden de algunos días— en la zona saturada, bajo un aporte medio de aguas de lluvia y riego en torno a 950 l/m²/año. Cabe señalar la fuerte oxidación actuante desde la superficie y a través de la zona no saturada que convierte las sustancias

amoniacaes (procedentes de amonio mineral y estiércol) en nitratos. Asimismo, resaltar que en un balance interanual la concentración en nitratos que alcanza el acuífero es en general ascendente, por lo tanto acumulativa. Pero, con lluvias propias de año húmedo, este efecto de acumulación desaparece, siempre en las circunstancias reseñadas, lo que parece ser sintomático y propio de las particularidades climáticas mediterráneas. Además, puede resultar interesante desde el punto de vista de planteamientos metodológicos, la relación efectuada entre el nitrógeno depositado en superficie procedente de fertilizantes y la evolución en el tiempo de contenido en nitratos de la zona saturada, que permite obtener un orden de magnitud del peso de nitrógeno que el terreno puede retener sin que se origine su lixiviación e incorporación al acuífero, en las condiciones hidrogeológicas concretas descritas.

REFERENCIAS

- ARANYOSSY, J. F. (1978): *Contribution a l'étude des tranfert d'eau et des solutés dans la zone non saturée par traçage catlonique isotopique*. Thèse 3emè cycle. Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BLAVOUX, B. (1978): *Etude du cycle de l'eau au moyen*

de l'oxigène 18 et du tritium. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Pierre et Marie Curie. Paris.

IGME (1985): *Investigación hidrogeológica básica en la cuenca del Pirineo Oriental e inventario de focos de contaminación*. Prov. de Gerona. Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), Madrid.

LAFITTE, Ph. (1980): *Contribution a l'étude des transferts d'eau et des solutés dans la zone non saturée par traçage et cationique en régime de pluviosité naturelle*. BRGM. Orleans.

MONTSERRAT, F. X. (1990): *Efectos y evolución de sustancias contaminantes producidas por acción antrópica*. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma de Barcelona.

MONTSERRAT, F. X., y PEDRA, M. (1987): *Penetració i propagació de contaminants en el subsòl*. I Congrés de Grups Amateurs d'Activitats Científiques. Departament de Cultura, CIRIT. Generalitat de Catalunya. Barcelona.

MONTSERRAT, F. X.; PEDRA, M., y SANZ, M. (1987): *Experiencia sobre lixiviación de nitratos a escala reducida*. VI Jornadas Técnicas sobre Riesgos. Asociación Española de Riegos y Drenajes. Institut de Recerca i Tecnologia Agroalimentàries. Barcelona.

SANZ, M.; MONTSERRAT, F. X., y PEDRA, M. (1990): *Determinación experimental de la infiltración en el Vallés Occidental (prov. de Barcelona)*. Boletín Geológico y Minero, vol. 101-1, Madrid.

SEOANEZ, M. (1977): *La contaminación agraria*. INIA. Ministerio de Agricultura. Madrid.

TRILLA, J., y PALLI, L. (1977): *Vulnerabilidad a la polución como temática hidrogeológica*. Cámara Oficial de Comercio e Industria de Gerona.

Original recibido: Noviembre de 1990.

Original aceptado: Diciembre de 1990.

GEOQUIMICA

Estudio e investigación de un espectrómetro de emisión plasma ICP aplicado a la prospección geoquímica multielemental.

Parte II: Selección de líneas analíticas: Estudio de interferencias.

Por S. DEL BARRIO MARTIN (*)

RESUMEN

Se lleva a cabo un estudio de interferencias espectrales que es la principal limitación que presenta la espectrometría de plasma acoplado por inducción, cuando se pretende analizar elementos traza en materiales geológicos. La experimentación se ha realizado en dos equipos secuenciales de gran poder de resolución. Una visión de los perfiles producidos por las emisiones más sensibles de analitos y elementos interferentes ha permitido una correcta selección de líneas de trabajo.

Palabras clave: Interferencias espectrales, ICP-AES, Elementos mayores y trazas, Materiales geológicos.

ABSTRACT

This paper describes a study of spectral interferences that represent the principal limitation of trace analysis by ICP-AES when the analytes must be determined in the presence of high concentrations of elements with line-rich emission spectra in geological materials. Two high-resolution scanning monochromators have been used to perform this study the evaluation of experimentally obtained wavelength profiles for trace elements and for identification of interfering lines will remain the key to optimal line selection.

Key words: Spectral interferences, ICP-AES, Major and trace elements, Geological materials.

5. PARTE EXPERIMENTAL

5.1. EQUIPOS EMPLEADOS

A lo largo del trabajo se han utilizado tres equipos de EPAI, dos de ellos secuenciales y el tercero multicanal. Los secuenciales se han empleado para llevar a cabo el estudio de interferencias y el multicanal se ha usado en la puesta a punto de la sistemática para el análisis multielemental.

Los componentes y las especificaciones de funcionamiento más características de los mismos se detallan a continuación:

(*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

5.1.1. Espectrómetro Jobin-Yvon modelo JY-38 PLUS

Se trata de un aparato secuencial constituido por:

- Monocromador de 3.600 trazos por mm. (120×140), con las siguientes características: Montaje=Czerny-Turner. Distancia focal=1 m.

Poder de resolución en la zona más favorable del espectro=0.01 Å.

Dispersión lineal recíproca=0.26 nm/mm. Rango espectral=150 a 500 nm. Gas de pur-

ga=N₂. Velocidad de giro de desplazamiento=40 nm/sg.

- Generador de radiofrecuencia con 5 KVA de capacidad máxima. Trabaja a una potencia variable comprendida entre 700 y 2.300 W y a una frecuencia estabilizada de 40.68±0.05 MHz.
- Nebulizador neumático concéntrico de vidrio Meinhard tipo C. Puede soportar un contenido de sales en solución de hasta el 2 por 100, sin sufrir obturación y manteniendo la estabilidad de los análisis.
- Antorcha de cuarzo desmontable con inyector de alúmina resistente a los medios ácidos fuertes.
- Ordenador IBM modelo PS-2/30, con software en lenguajes Pascal, una memoria central de 640 Kb y equipado con un disco duro de 20 Mb.

Las condiciones de flujo utilizadas durante la realización de los análisis se ofrecen, junto con la de los otros espectrómetros, en la tabla VI.

5.1.2. Espectrómetro Jarrel-Ash, modelo ATOMSCAN-25

Al igual que el anterior, se trata de un equipo secuencial que posee las siguientes características:

- Monocromador. Constituido por una red de difracción montada sobre un sistema Czerny-Turner. La red está dividida en dos zonas con densidad de rayado de 2.400 y 1.200 trazos por mm., respectivamente. Rango espectral=160 a 900 nm. Poder de resolución:
 - 0.08 nm. entre 160 y 335 nm.
 - 0.18 nm. entre 333 y 670 nm.
 - 0.70 nm. por encima de 670 nm.

Dispersión lineal recíproca=0.24 nm/mm. Purga opcional del sistema óptico con N₂ o Ar. Velocidad de giro de desplazamiento prácticamente instantánea merced a un dispositivo galvanométrico de direccionamiento del sistema dispersivo.

- Generador de radiofrecuencia. Opera con corriente eléctrica monofásica. La potencia de trabajo es variable entre 800 y 2.000 w., y la

potencia reflejada es <5 w. La frecuencia de la corriente está estabilizada a 27.12 MHz.

- Nebulizador neumático del tipo «cross-flow» de posición fija y constituido por materiales inertes (teflon, zafiro sintético y aleación de platino iridiado).
- Antorcha de cuarzo con el tubo central desmontable y sustituible por otro de zafiro sintético que permite el análisis de soluciones fluorhídricas.
- Ordenador IBM modelo PC/At, con «software» en lenguaje Compilador C y una memoria central de 60 Kb. El ordenador está preparado para utilizar disco duro de 30 Mb o disco flexible de 1.2 Mb.

5.1.3. Espectrómetro Jarrel-Ash, modelo ICAP-61

Espectrómetro multicanal constituido por:

- Red de difracción principal (policromador) de 1.510 trazos por mm. (30×40), con las siguientes características: Montaje=Paschen-Runge. Distancia focal=0.75 m. Poder de resolución=0.031 nm. en el primer orden y 0.015 nm. en el segundo orden. Dispersión lineal recíproca=0.53 nm/mm. en el primer orden y 0.26 nm. en el segundo orden. Angulo de incidencia=42°. Anchura de la rendija de entrada=25 μm. Anchura de las rendijas de salida=50 μm.
- Red de difracción secundaria de 2.360 trazos por mm. (58×58), con las siguientes características: Montaje=Ebert. Distancia focal=0.50 m. Poder de resolución=0.04 Å en la zona más favorable del espectro. Dispersión lineal recíproca=0.8 nm/mm. Anchura de rendija=Variable, entre 5 y 20 μm. El papel de esta segunda red de difracción es la selección de longitudes de onda no incluidas en el policromador para completar determinados análisis.
- Sistema de detección. Con capacidad para albergar hasta 63 tubos fotomultiplicadores situados en cada una de las 63 rendijas de salida del policromador. Su misión es convertir en corrientes eléctricas las correspondientes intensidades luminosas incidentes.

- Generador de radiofrecuencia. Proporciona 2.5 Kw. de potencia a una frecuencia establecida de 27.12 MHz. Un control automático de la potencia para mantener la frecuencia fija garantiza cualquier valor de la primera entre 500 y 2.000 w., con una precisión de ± 1 por 100.
- Nebulizador, antorcha y ordenador son coincidentes con los del modelo secuencial ATOMSCAN-25.
- Dispositivo de toma de muestra automático modelo ICS, con 240 posiciones dispuestas para la colocación de otros tantos tubos de ensayo. El dispositivo posee un código elec-

trónico de decisiones que permite automatizar toda la operación pilotándola desde el ordenador.

Una descripción más detallada de este equipo en cuanto a sistemas óptico de detección, de control y de procesamiento de datos se llevará a cabo en el apartado 5.3.1, donde se abordará la ampliación de la descripción del espectrómetro con vistas a desarrollar el análisis multielemental.

Las condiciones de flujo utilizadas en los tres espectrómetros durante la realización de los ensayos y análisis se ofrecen en la tabla VI.

TABLA VI
Condiciones experimentales de flujo en los espectrómetros

FLUJOS	MODELO		
	JY-38	ATOMSCAN-25	ICAP-61
Ar generador del plasma (l/min.)	12	18	18
Ar de nebulización (l/min.)	0.3	0.7	0.7
Ar exterior (l/min.)	0.3	—	—
Agua de refrigeración	3	1	1.5
Aspiración de la muestra (l/min.)	1.1	2.0	2.0

5.2. SELECCION DE LINEAS ANALITICAS

5.2.1. Consideraciones previas

Como se ha indicado en el objetivo de la presente investigación, las interferencias espectrales representan la principal barrera para el análisis de elementos traza por EPAI. En un análisis geoquímico el analito o analitos deben ser determinados en presencia de altas concentraciones de otros elementos. Estos elementos, en numerosas ocasiones, poseen espectros de emisión muy ricos en líneas que llegan a complicar la ejecución de los análisis. Por este motivo, el proceso de elección de longitudes de onda de trabajo debe ser minucioso en su planteamiento y, por ende, laborioso en su ejecución. A las dificultades en la elección de líneas analíticas contribuye también la falta de unas tablas que recojan la totalidad de las emisiones que los elementos

químicos originan con una fuente de excitación por plasma. Para llevar a cabo un estudio teórico de interferencias, la información suministrada por las tablas de EPAI debe ser ampliada con los datos catalogados de longitudes de onda procedentes de la espectrografía de emisión en sus modalidades de arco y chispa. Estos últimos datos, aunque más numerosos y completos que los anteriores, presentan tres inconvenientes, que son, a saber:

- 1.º Las intensidades de emisión en arco y chispa no son comparables con las obtenidas por EPAI al ser diferente la fuente de excitación.
- 2.º No existen emisiones tabuladas por debajo de 220 nm., al ser la placa fotográfica el sistema empleado en su detección. (Las emulsiones fotográficas de las placas nor-

malmente no son sensibles en la zona del ultravioleta vacío del espectro.)

- 3.º El poder de resolución de los prismas y de las redes de difracción de los espectrógrafos convencionales es menor que el de las modernas redes holográficas de los equipos de EPAI. Este poder es insuficiente y no permite resolver líneas muy próximas que aparecerán, por tanto, juntas y catalogadas como una sola emisión.

Las anteriores limitaciones obligan a que en cualquier trabajo minucioso de análisis por EPAI el estudio teórico de interferencias deba estar complementado con otro de carácter experimental que permita visualizar, mediante los correspondientes registros espectrales, la incidencia que los distintos componentes de la muestra, individualmente y en su conjunto, tienen sobre las longitudes de onda de los respectivos analitos. Esta experimentación debe hacerse extensiva a los blancos de reactivo, al Ar generador del plasma, al agua empleada en preparar las disoluciones y al aire atmosférico; todos ellos también dan lugar a interferencias espectrales (líneas, bandas, fondos, etc.).

De las interferencias originadas por estos últimos componentes cabe destacar:

— *Espectro del Ar*

Se trata de un espectro pobre en líneas, y éstas son debidas exclusivamente a átomos excitados de Ar (Ar I). Las emisiones más intensas de este elemento se encuentran situadas en la zona de 420 a 440 nm., y no originan demasiados problemas en los análisis.

— *Espectro del H*

El H procede de la descomposición del agua. Sus líneas más importantes se encuentran a: 486.133 nm.; 434.047 nm.; 410.174 nm.; 397.007 nm.; 338.905 nm., y 379.790 nm. Todas ellas son de escasa intensidad, en las condiciones de trabajo en que se desarrollan los análisis, y sus interferencias son fácilmente evitables.

— *Bandas moleculares de OH, N y N₂*

Los radicales OH proceden de la disociación del H₂O y dan lugar a un espectro rotacional impor-

tante que interfiere en zonas comprendidas entre 281-295 nm. y 306-325 nm. Los radicales NO y N₂ tienen su origen en el aire y producen bandas de menor intensidad que los anteriores en distintas zonas del espectro situadas entre 200 y 300 nm.

— *Absorción del oxígeno*

El oxígeno ambiental absorbe parcialmente todo tipo de radiaciones procedentes de la excitación de la muestra por debajo de los 190 nm. Cuando, por motivos del análisis, se requiera utilizar esta zona espectral todo el camino de las radiaciones, en general, y los componentes ópticos del equipo, en particular, deben mantenerse en vacío o ser purgados con N₂ o Ar.

Retornando a las interferencias espectrales originadas por líneas, las tablas publicadas por BOUMANS (67) son las más difundidas por EPAI. Presentan para cada elemento un número de emisiones que, si bien no son todas las que se producen con una fuente de excitación de plasma, si van acompañadas de una relación de interferencias muy completa, basada en las concentraciones relativas de analito e interferente y en el poder de resolución del espectrómetro.

Un atlas del que son autores BRENNER y ELDAD (68) no es tan completo como el precedente, pero puede ser de mucha utilidad cuando de análisis de materiales geológicos se trata.

La publicación más actualizada al respecto es de WINGE y FASSELL (69). Los autores ofrecen las interferencias espectrales de más de 1.100 líneas analíticas de forma gráfica, presentando los perfiles de las soluciones interferentes junto con el del analito.

En la presente memoria el procedimiento seguido para abordar la problemática de interferencias ha sido el bosquejado con anterioridad, y puede quedar condensado en las siguientes etapas:

- A) Conocimiento de la composición química y mineralógica de las muestras y los intervalos de variación de concentración de sus componentes.
- B) Obtención de los «perfiles» de las líneas seleccionadas, preparando para ello soluciones puras de los distintos analitos y de los po-

sibles elementos interferentes con una concentración similar a la esperada en la solución de la muestra.

- C) Elección de las líneas analíticas basadas en:
- Estar libres de interferencias.
 - Poseer la mejor relación pico/fondo.
 - En el caso de estar interferidas existir la posibilidad de corregir la interferencia mediante tratamiento matemático por el «software» del espectrómetro.

Una correcta elección de líneas analíticas incidirá positivamente en la programación del espectrómetro multicanal y, por tanto, en la consecución de resultados fiables en la determinación de elementos traza en muestras geológicas.

5.2.2. Composición química y mineralógica de las muestras

Los materiales que comprende toda prospección geoquímica son las rocas, los suelos y los sedimentos de drenaje.

A partir de los contenidos medios que diversos autores (70) y (71) han obtenido analizando un número considerable de muestras, se deduce que el oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, magnesio, sodio y potasio son los elementos principales que se encuentran en la corteza terrestre contribuyendo con su presencia al 98.6 por 100 de la misma. De entre ellos destacan con diferencia los dos primeros, que constituyen el esqueleto de los silicatos.

La unidad fundamental de todos los silicatos es el grupo $[\text{SiO}_4]^{4-}$, resultante de la unión de cuatro O^{2-} y un Si^4 en una disposición tetraédrica. Esta unidad fundamental tiene la capacidad de compartir: cero, uno, dos, tres y hasta los cuatro oxígenos, dando lugar a los siguientes tipos de estructura:

Oxígenos compartidos	Tipo de silicato	Ejemplo
0 y 1	Aniones discretos	Berilo, olivino y fenacita
2	Estructura lineal	Piroxenos y anfíboles
3	Estructura laminar	Arcillas
4	Redes tridimensionales	Feldespatos, cuarzos y zeolitas

La neutralidad eléctrica de los esqueletos anteriores exige, en la mayoría de las ocasiones, la presencia de otros iones tales como: Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Zr^{4+} , Be^{2+} , Na^+ , K^+ , OH^- y F^- , que compensan el exceso de carga eléctrica y las convierten en unas estructuras neutras.

En su conjunto los silicatos constituyen el componente fundamental de la corteza terrestre. La existencia en estos materiales de elementos diferentes a los descritos hay que atribuirlos a la presencia de otras especies mineralógicas. Cuando el nivel de los nuevos elementos se mantiene bajo, y varía en un limitado entorno de concentración, se da la llamada *composición de fondo del material*. Sin embargo, cuando dicho nivel aumenta sustancialmente en uno o varios elementos surgen las denominadas anomalías geoquímicas que anuncian la presencia de determinadas especies minerales en una proporción superior a la habitual. Un crecimiento progresivo de estas especies origina la llamada *composición mineral* con unas propiedades físicas y químicas diferentes a las del material original.

A continuación se pasa a describir someramente los materiales que comprende una prospección geoquímica.

5.2.2.1. Rocas

Se definen como la asociación natural de uno o más minerales. Los minerales que constituyen las rocas se dividen en esenciales y accesorios. En su conjunto todos ellos no sobrepasan el número de treinta. Los esenciales caracterizan la especie; por ejemplo, feldespato, cuarzo y mica a los granitos; plagioclasa básica y diabasa a los gabros; ortosa, microclina y plagioclasa a las aplitas, etc. Los accesorios facilitan información sobre las variedades de roca, pero su ausencia no origina cambio de especie; tal son los casos de los anfíboles en los granitos y del apatito y del zircón en las aplitas.

Respecto a composición química, la determinación cuantitativa de sus óxidos permite deducir mediante un análisis racional la proporción relativa de los minerales que constituyen la roca. Cuando la composición del material es muy compleja esta vía de análisis encierra dificultades.

En las rocas los porcentajes de los óxidos fundamentales oscilan entre límites muy distantes,

pero característicos. La sílice, normalmente, entre el 80 y el 24 por 100, excepto en las masas metálicas magnéticas que llega hasta el 0 por 100 y en determinadas cuarcitas y arenas que alcanza el 99 por 100. La alúmina entre 0 y 25 por 100, rara vez supera el 30 por 100. Óxido ferroso entre 1 y 100 por 100. La magnesia entre algunas décimas y el 40 por 100. La cal entre 0 y 20 por 100, salvo en calizas que puede superar el 50 por 100. Igualmente la suma de álcalis es fluctuante y las relaciones entre Na_2O y K_2O son extraordinariamente variables, pero en las rocas muy ricas en álcalis predomina siempre el Na_2O sobre el K_2O .

Como resumen en la tabla VII se contempla la composición química expresada en óxidos de algunas de las rocas más representativas.

TABLA VII
Composición química de una serie de rocas representativas (% en óxidos)

Oxido	Ultra-básica	Basalto	Inter-media	Granito
SiO_2	43.5	48.5	54.5	69.1
TiO_2	0.8	1.8	1.5	0.5
Al_2O_3	2.0	15.5	16.4	14.5
Fe_2O_3	2.5	2.8	3.3	1.7
FeO	9.9	8.1	5.2	2.2
MnO	0.20	0.17	0.15	0.07
MgO	37.0	8.6	3.8	1.1
CaO	3.0	10.7	6.5	2.6
Na_2O	0.4	2.3	4.2	3.9
K_2O	0.1	0.7	3.2	3.8

Oxido	Pizarra	Arenisca	Caliza	Laterita
SiO_2	58.1	93.2	5.19	17.02
TiO_2	0.7	0.03	0.06	1.96
Al_2O_3	15.4	1.28	0.81	32.93
Fe_2O_3	4.0	0.43	0.54	45.61
FeO	2.5	—	0.05	0.75
MnO	—	—	0.05	0.75
MgO	2.4	0.07	7.90	0.24
CaO	3.1	3.12	42.61	0.34
Na_2O	1.3	—	0.05	0.06
K_2O	3.2	0.39	0.33	0.18

5.2.2.2. Suelos

Un suelo es un agregado de minerales que procede de la descomposición de las rocas del sus-

trato y que normalmente se encuentra asociado con un componente orgánico. El suelo presenta, como muestra la figura 2, una disposición en capas o perfiles diferentes entre sí, respecto a composición y propiedades, y diferente de las rocas de donde procede.

En lo que concierne a su mineralogía, el suelo está formado por los minerales originados en la roca madre, y aquellos otros (hidróxidos, carbonatos, bicarbonatos, etc.) producidos en los procesos geoquímicos de descomposición de los mismos.

Con independencia de las diferencias de color y textura de los suelos, que ayudan a llevar a cabo su primera clasificación «in situ», existen otra serie de características como son: pH, contenido de materia orgánica, tipo de mineral arcilloso y el porcentaje de hidróxidos de aluminio, hierro y manganeso, que permiten conocer la dispersión geoquímica de determinados elementos.

Respecto a composición química, los porcentajes en peso de los diferentes óxidos no proporcionan una información tan completa sobre su naturaleza y origen, como ocurría en el caso de las rocas, habida cuenta de las diferentes capas que constituyen el suelo.

En la tabla VIII se recogen los análisis químicos correspondientes a una serie de suelos característicos.

TABLA VIII
Composición química expresada en % de óxido de una serie de suelos

Oxido	Arenoso	Margoso-Arenoso	Margoso	Arcilloso
SiO_2	91.49	85.96	76.54	71.60
TiO_2	0.50	0.59	0.64	0.81
Fe_2O_3	1.75	1.74	3.43	3.56
Al_2O_3	4.51	6.26	9.38	11.45
MnO	0.007	0.04	0.08	0.06
CaO	0.01	0.40	0.80	0.97
MgO	0.02	0.36	0.75	0.86
K_2O	0.16	1.54	1.95	2.42
Mg_2O	Trazas	0.58	1.04	1.04

5.2.2.3. Sedimentos de drenaje

Al igual que ocurría con los suelos, los sedimentos de drenaje están constituidos por agregados

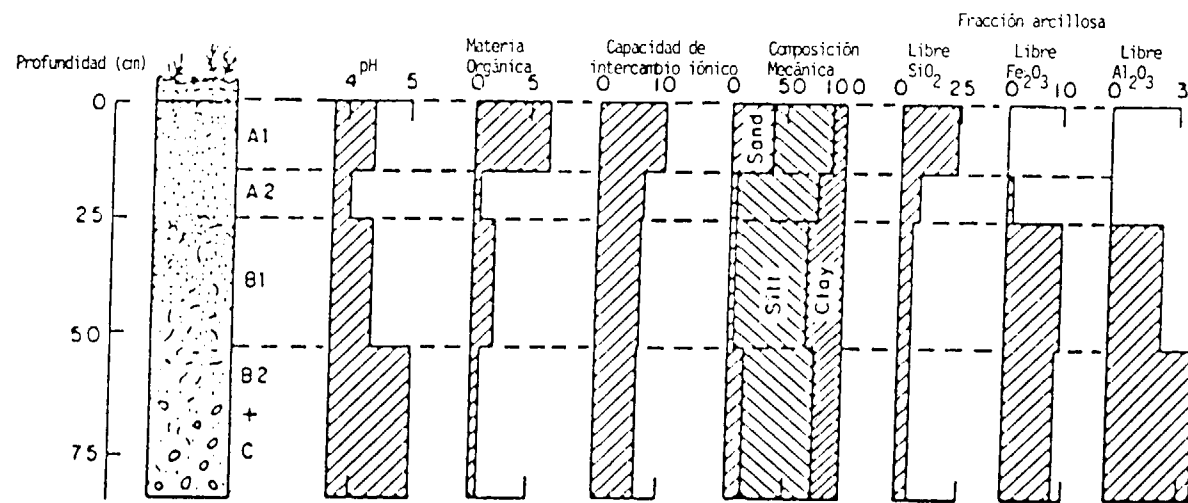


Figura 2.—Perfil de un suelo y esquema de variación de las propiedades físicas y químicas en sus diferentes capas.

minerales, pero en esta ocasión los componentes de los mismos han sufrido un proceso de transporte desde el lugar o lugares de descomposición de la roca o rocas hasta la zona de formación del sedimento. En la figura 3 se ofrece un esquema de formación de un sedimento de drenaje a partir de varios tipos de rocas originarios.

Si se tienen en cuenta los procesos genéticos de un sedimento se observa, en primer lugar, la enorme heterogeneidad que existe en la fragmentación de las rocas originarias y, en segundo lugar, las muy diferentes leyes físicas, químicas y biológicas que regulan el proceso de sedimentación. De aquí se infiere la enorme dificultad que presenta el estudio geoquímico de los sedimentos. Por otra parte, no existen normas flexibles que permitan predecir la mineralogía del sedimento a partir de su composición química, ello es debido a que esta última es más variable y compleja que la de la roca o rocas originales. Sería preciso disponer de análisis químicos tipo, para, comparándolos, poder deducir su composición mineralógica total después de un tratamiento estadístico de resultados.

Lo anteriormente expuesto justifica la enorme variabilidad que existe en la composición química de los sedimentos. Algunos, como los de naturaleza cuarcítica, pueden llegar a contener hasta un 99 por 100 de SiO₂, mientras que otros,

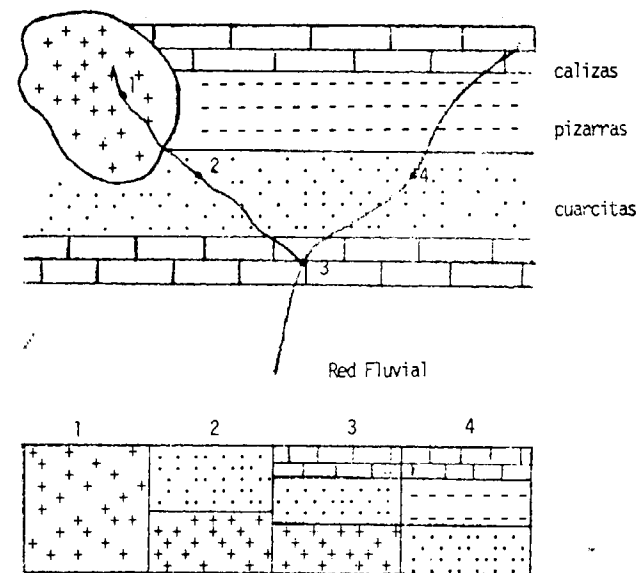


Figura 3.—Esquema de formación de un sedimento de drenaje.

bauxíticos y limoníticos, es factible que alcancen contenidos del 70 por 100 de Al₂O₃ y 75 por 100 de Fe₂O₃, respectivamente. Evidentemente, este no es el caso general, pues se refieren a sedimentos formados por una sola especie mineral (cuarzo, bohemia, siderita, etc.). Cuando

se trata de sedimentos en cuya formación han intervenido varios tipos de roca su composición química es mucho más homogénea.

Sin embargo, otros factores complican la adquisición de un conocimiento completo de dicha composición y, por ende, de su mineralogía. Entre estos factores cabe destacar:

- Falta de datos analíticos completos. Por ejemplo, el contenido de TiO₂ exacto. Normalmente, en el análisis químico de rocas y materiales cerámicos este porcentaje, obtenido por gravimetría, figura englobado dentro del Al₂O₃, constituyendo lo que recibe el nombre de alúmina comercial. El conocimiento del contenido individualizado de TiO₂ es de una enorme importancia en el estudio de materiales del tipo moscovita, biotita, clorita y minerales arcillosos en general.
- Dificultad de asignar un origen a determinados óxidos. Por ejemplo, la sílice puede estar presente en forma de cuarzo, pero también como calcedonia, sílex, ópalo, etc. Un exceso de alúmina puede representar la existencia de corindón, bohemia o gibsita de difícil discriminación.
- Pérdidas por calcinación en los análisis que no indican si éste se debe a CO₂, SO₂, H₂O u otros gases o mezclas de los mismos. Este

hecho origina un perjuicio a la hora de identificar minerales carbonatados, sulfurados, etcétera.

- Práctica ausencia de datos analíticos correspondientes a elementos minoritarios y traza, cuya existencia proporcionaría una información valiosísima para mejorar la interpretación del sedimento.

Estas cuatro consideraciones avalan la necesidad de incidir en disponer de análisis químicos y mineralógicos lo más completos posible de los sedimentos para de esta forma conocer mejor su proceso de formación.

De la bibliografía a que se ha tenido acceso, (72) y (73), en la tabla IX se ofrecen los datos correspondientes al análisis químico promediado de cinco sedimentos alogenéticos (sedimentos cuyos minerales se han formado externamente). Con la inclusión de los porcentajes correspondientes a TiO₂, FeO y Fe₂O₃ en todos los casos, y de P₂O₅, CO₂, C y S en algunos de ellos, la analítica desarrollada se puede considerar como aceptable a falta de la determinación de elementos traza.

Por lo que respecta a estos últimos, que son el objetivo principal de la presente investigación, su concentración media en rocas ígneas, rocas sedimentarias y suelos se refleja en la tabla X (74).

TABLA IX
Composición química expresada en % de óxido de sedimentos alogenéticos

Oxido	Cuarcítico	Grauváquico	Samítico I*	Samítico II*	Pelítico
SiO ₂	93.16	66.62	68.02	76.37	65.44
TiO ₂	0.03	0.61	0.59	0.41	0.63
Al ₂ O ₃	1.28	15.14	9.32	10.63	12.83
Fe ₂ O ₃	0.38	1.44	1.44	2.12	2.63
FeO	0.09	3.62	1.28	1.22	2.18
MnO	0.08	0.15	0.04	0.25	0.06
MgO	0.07	1.97	0.56	0.23	1.84
CaO	3.12	2.65	8.44	1.30	2.17
Na ₂ O	0.26	2.82	2.08	1.84	1.41
K ₂ O	0.13	2.07	1.41	4.99	2.77
H ₂ O	0.65	2.10	1.11	0.83	5.24
P ₂ O ₅	—	0.20	0.18	0.21	0.17
CO ₂	2.01	—	6.56	0.54	1.60
C	—	—	0.10	—	—
S	—	0.20	0.19	—	—

I* = Lítico
II* = Feldespático

TABLA X
Concentración media en ppm de elementos traza
en rocas y suelos

Elemento	Rocas ígneas	Rocas sedimentarias	Suelos
Ag	0.04- 0.06	0.1 - 0.25	—
Ba	0.4 - 840	92 - 550	300
Be	0.x - 3	0.x - 3	0.5-4
Bi	0.05- 1.2	0.3 - 1.0	0.8
Cd	0.1 - 0.2	0.035- 0.3	0.1-0.5
Co	1 - 110	0.1 - 19	10
Cr	4.1 -2.980	11 - 90	43
Cu	12 - 42	5 - 42	5
Mn	390 -1.500	850 -1.100	320
Mo	0.3 - 1.3	0.4 - 2.6	2.5
Nb	1 - 20	20	15
Ni	4.5 -2.000	2 - 68	17
P	600 -1.100	170 - 700	300
Pb	1 - 18	5 - 25	17
V	40 - 250	20 - 130	57
W	0.1 - 1.5	0.5 - 1.8	1
Y	5 - 41	4 - 35	27
Zn	51 - 94	21 - 100	36

Los datos ofrecidos por las tablas VII, VIII, IX y X y otros adicionales que se poseen (75), referentes a composición química de otras rocas, suelos y sedimentos han resultado imprescindibles a la hora de programar la concentración elemental que deben tener las diferentes soluciones para llevar a cabo el estudio de interferencias en EPAI.

5.2.3. Líneas de mayor sensibilidad

En la selección de líneas, no siempre se ha seguido el criterio de partir de las más sensibles. Esta forma de actuar es aceptable cuando en la muestra van a ser analizados exclusivamente los elementos que se encuentran presentes al estado de «trazas». En el caso de componentes mayoritarios e incluso minoritarios que posean una sensibilidad elevada en EPAI las líneas consideradas como analíticas deberán sustituirse por otras menos sensibles que presenten una relación intensidad/concentración que sea lineal en un intervalo suficientemente amplio de concentraciones. En este trabajo esta circunstancia se ha dado en las determinaciones de Fe, Ca, Al, Mg y Mn.

En la tabla XI se ofrecen las emisiones correspondientes a las tres líneas más sensibles para la totalidad de los elementos que se pretenden analizar, excepción hecha de los cinco indicados anteriormente, en que alguna de dichas líneas ha sido sustituida por otra menos sensible, pero ampliamente manejada por la bibliografía (76) y (77) para este tipo de materiales.

Los datos de esta tabla han sido extraídos de las Tablas de BOUMANS. Los valores numéricos de la sensibilidad, que en ella figuran, vienen dados en una escala arbitraria (u. r.), y los LD están referidos a soluciones acuosas ideales y han sido calculados en base a dos veces la desviación estándar correspondiente al ruido de fondo (2). En las condiciones reales de trabajo los LD aumentan sustancialmente, y están influenciados por la complejidad composicional de la muestra y por el contenido salino de las soluciones fundamentalmente.

Como se verá en el apartado 5.3.6., este parámetro carece prácticamente de interés cuando de determinaciones cuantitativas se trata y con fines prácticos será sustituido por el de la CMD, cuyo significado se ha expuesto en el apartado 4.2.4.4.

Los continuos avances que experimenta esta técnica hacen que con frecuencia se descubran nuevas líneas que puedan ser utilizadas con fines cuantitativos, si bien la sensibilidad de las mismas no alcanza el nivel que requiere un análisis de trazas (78). Por este motivo, y como se ha indicado anteriormente, la selección se ha llevado a cabo haciendo uso exclusivamente de las Tablas de BOUMANS, que son las más completas y actualizadas.

TABLA XI
Líneas espectrales seleccionadas

Elemento	Línea espectral (nm.)	Sensibilidad (ur)	LD (ng/ml.)
Ag	I 328.068	170.000	4.7
	I 338.289	170.000	8.7
	II 243.779	4.200	80
Al	I 309.278	46.000	15
	I 396.152	64.000	15
Ba	II 455.403	1.400.000	.87
	II 493.409	430.000	1.5
	II 233.527	150.000	2.7
Be	II 313.042	2.900.000	.18
	I 234.861	1.400.000	.21
Bi	II 313.107	1.900.000	.49
	I 223.061	13.000	23
Ca	I 306.772	14.000	50
	I 222.325	6.500	55
	II 393.366	170.000	1.7
Cd	II 317.933	150.000	1.8
	II 422.673	140.000	2.3
Co	II 214.438	170.000	1.7
	I 228.802	150.000	1.8
Cr	II 226.502	140.000	2.3
	II 238.892	72.000	4.0
	II 228.616	65.000	4.7
Cu	II 237.862	44.000	6.5
	II 267.716	130.000	4.1
Mn	II 205.552	64.000	4.7
	II 206.149	55.000	4.7
Zn	I 324.754	130.000	3.6
	II 224.700	71.000	5.1
	I 327.396	91.000	6.5

TABLA XI (Continuación)

Elemento	Línea espectral (nm.)	Sensibilidad (ur)	LD (ng/ml.)
Fe	II 238.204	110.000	3.1
	II 259.940	170.000	4.1
	I 271.441	—	—
K	I 766.491	19.800	—
	II 279.553	5.800.000	.10
Mg	I 285.213	750.000	1.1
	II 279.079	—	—
Mn	II 257.610	580.000	.93
	II 259.373	480.000	1.1
	II 294.920	—	—
Mo	II 202.030	46.000	5.3
	I 313.259	94.000	7.3
	II 203.844	30.000	8.0
Na	I 588.995	43.000	19
	I 589.592	22.000	46
	I 830.237	640	1.300
Nb	II 309.418	28.000	24
	II 316.340	19.000	27
	II 313.079	23.000	33
Ni	II 221.647	55.000	6.7
	I 232.003	35.000	10
	II 231.604	27.000	10
P	I 213.618	5.400	51
	I 214.914	5.400	51
	I 213.547	1.200	230
Pb	II 220.353	13.000	28
	I 216.999	4.900	60
	I 261.418	4.900	87
Sb	I 206.833	12.000	21
	I 217.581	10.000	29
	I 231.147	8.200	41
Ti	II 334.941	370.000	2.5
	II 336.121	220.000	3.5
	II 337.280	180.000	4.5
V	II 309.311	220.000	3.3
	II 310.230	170.000	4.3
	II 292.402	140.000	5.0
W	II 207.911	13.000	20
	II 224.875	9.300	29
	II 218.936	9.500	31
Y	II 371.030	380.000	2.3
	II 324.228	180.000	3.0
	II 360.073	290.000	3.2
Zn	I 213.856	240.000	1.2
	II 202.548	76.000	2.7
	II 206.200	54.000	3.9

Las líneas de la tabla anterior se encuentran ordenadas según el criterio de sensibilidad decreciente establecido por BOUMANS.

A la vista de los valores recogidos en la tabla XI cabe hacer la siguiente consideración:

— La sensibilidad de las líneas analíticas, en determinadas ocasiones, no resulta suficiente para alcanzar el nivel de concentración en que algunos elementos se encuentran presentes en la solución problema. (Como se verá en el Apéndice, tomas de 1 g de muestra atacadas y aforadas a un volumen de 100 ml.). Tal es el caso de las emisiones Ag: 243.779 nm.; Bi: 306.772 nm.; Bi: 222.825 nm.; Na: 330.237 nm.; P: 213.547 nm.; Pb: 261.418 nm.; Pb: 216.999 nm., y Sb: 231.147 nm.

En la citada tabla las terceras líneas de los elementos Fe, Mg y Mn no van acompañadas de los valores de su sensibilidad y LD correspondientes. Ello es debido a que son emisiones menos sensibles, pero muy manejadas por la bibliografía, para la cuantificación de contenidos medios y altos de estos elementos. En este sentido han sido seleccionadas en el presente trabajo. En el caso de K sólo figura su emisión a 766.491 nm., por ser la única utilizada con fines cuantitativos en EPAI.

5.2.4. Estudio teórico-experimental de interferencias espectrales

5.2.4.1. Interferencias espectrales teóricas

La siguiente etapa ha consistido en llevar a cabo un estudio teórico-experimental de interferencias espectrales. La parte teórica del estudio se ha realizado con la totalidad de las emisiones que figuran en la tabla XI, salvo las que han sido excluidas por falta de sensibilidad.

En la tabla XII se detallan las interferencias de los posibles elementos excitados en las muestras, sobre las líneas seleccionadas recopiladas de las publicaciones de BOUMANS, BRENNER, WINGE y MIT (79), esta última correspondiente a líneas de arco y chispa en espectrografía de emisión.

TABLA XII Interferencias espectrales teóricas

Linea analítica (nm.)	Lineas Interferentes (nm.)			
Ag I 328.068	Fe I 328.026	Fe II 328.130		
	Ti II 328.000	V II 327.984		
	V II 328.111	Y II 328.091		
	Cu I 327.982	Mn I 328.067		
Ag I 338.289	Fe I 338.241	Fe I 338.369		
	Ti II 338.231	Ti II 338.376		
	Mo I 338.229	Mo I 338.248		
	Cr II 338.268	Sb I 338.315		
	Y 338.283	Y 338.305		
	V 338.253	W 338.260		
Al I 309.278	Mg I 309.299	Mo 309.292		
	Al 309.284	Fe 309.278		
	Na II 309.272	V 309.272		
	Y 309.271	Mo 309.270		
Al I 396.152	Fe 309.239			
	Mo 396.150	W 396.117		
	Fe I 396.114	Co 396.100		
Al I 237.324	Fe 396.089	W 396.176		
	Fe II 237.373	Sb 237.362		
	Co 237.338	Mn II 237.370		
	Al I 237.313	Ba I 237.310		
Ba II 455.403	Mo I 455.380	Nb I 455.384		
	Cr 455.395	Mo 455.402		
	Y I 455.459	Nb 405.409		
Ba II 493.409	Fe I 493.402	Co 493.406		
	Mn 493.415	Sc I 493.424		
Ba II 233.527	Fe 233.450	Co 233.511		
	V 233.533	Nb 233.531		
	Pt 233.519	W 233.520		
	Y II 312.993	V II 313.026		
Be II 313.042	Nb II 313.079	Ti II 313.080		
	Be II 313.017	Cr II 313.206		
	Fe II 313.066	W 313.046		
	Ti I 313.038	Fe 312.933		
	Fe II 313.027	Banda OH		
	Fe II 234.830	Ti II 234.799		
Be I 234.861	Fe II 234.809	W 234.815		
	Mo 234.858	Ni I 234.874		
	Nb 313.078	Ti I 313.080		
Be I 313.107	Ar I 313.080	Mo 313.119		
	Cr 313.121			
Bi I 223.061	Fe I 223.121	Fe II 223.151		
	Ti II 223.094	Ti I 223.062		
	V I 223.037	V 223.072		
	Cu 223.095	Cu II 223.040		
	Ni I 223.095	Co 223.052		
	Nb 223.037	Nb 223.085		

TABLA XII (Continuación)

Linea analítica (nm.)	Lineas Interferentes (nm.)			
Ca II 393.366	Ti I 393.420	V I 393.401		
	Fe I 393.360	Fe I 393.263		
	Sc I 393.338	Ag 393.362		
	Co 393.365	Co I 393.391		
Ca II 317.933	Nb 318.029	Ti II 318.022		
	Fe II 318.023	Fe II 317.950		
	W II 317.942	Y 317.941		
	V II 317.901	Mo 317.932		
	Nb 317.923	Cr 317.928		
	Ti I 319.929			
Ca II 422.673	Fe I 422.643	Mo 422.654		
	V I 422.662	Mo 422.672		
	Y 422.672	Cr 422.675		
	Al II 422.680	W 422.691		
Cd II 214.438	Sb I 214.486	Nb 214.449		
	Fe 214.445	Nb 214.420		
	As I 214.410	W 214.409		
	Pt 214.423			
Cd I 228.802	Co I 228.781	Fe I 228.763		
	Ni II 228.765	V 228.809		
	As I 228.812			
Cd II 226.502	Co 226.487	Cu II 226.535		
	Fe I 226.505	Ti 226.508		
	Cr 226.492			
Co II 238.892	Nb II 238.752	Nb II 238.827		
	Fe II 238.863	Pb I 238.880		
	V I 238.890	W I 238.908		
	Mo II 238.920	Al II 238.825		
Co II 228.616	Ni 238.892			
	Fe II 228.615	Ti II 228.616		
	Ba 228.611	Nb 228.567		
	Cu II 228.664	Nb 228.689		
Co II 237.862	Fe II 237.928	Fe II 237.853		
	Al I 237.840	Ti II 238.820		
	Mo 237.865			
Cr II 267.716	W 267.728	Mn II 267.724		
	P 267.721	Fe 267.687		
	W 267.780	Nb 267.766		
Cr II 205.552	Cu II 205.496	Ni I 205.541		
	V II 205.556			
Cr II 206.149	Ag I 206.117	Nb 206.145		
	Bi I 206.170	Pb 206.174		
	Zn II 206.191			
Cu I 324.754	Fe II 324.739	Ti II 324.860		
	Nb II 324.747	Mn I 324.851		
	Co I 324.718	V 324.791		
	Ni II 224.723	Mo II 224.711		
Cu II 224.700	Fe II 224.691	Pb I 224.688		
	Ag II 224.641	Sb 224.699		

TABLA XII (Continuación)

Linea analítica (nm.)	Lineas Interferentes (nm.)			
Cu II 327.396	Sc I 327.362	Nb 327.388		
	Co 327.393	Ca 327.395		
	Mo 327.396	Ti I 327.404		
	Na II 327.422	Fe 327.445		
Fe II 238.204	Cr II 238.150	V II 238.090		
	Co 238.175	Zn I 238.222		
Fe II 259.940	Nb 260.015	Ti I 259.991		
	W II 259.964	Co I 259.920		
	Mn II 259.890	Nb 259.883		
	Fe I 259.957	Mo 259.964		
Fe I 271.441	Mn 271.384	Fe 271.406		
	V 271.429	Ca II 271.441		
	V 271.503			
K I 766.491	Cu II 766.470	Ar 766.703		
	Mn II 279.611	Fe 279.585		
Mg II 279.553	W 279.555	Fe I 279.554		
	Co II 279.554	Ag 279.553		
	Ar 279.545	Cu II 279.533		
	Nb 279.514	Co 279.482		
Mg I 285.213	Mn I 279.481			
	Fe 285.213	Mo 285.213		
	Fe I 285.180	V I 285.175		
	Mg I 285.165	Ti II 285.110		
Mg II 279.079	Mn 279.091	Ti II 279.066		
	Mn 279.036	Nb 279.057		
	Fe 279.146	Fe 279.093		
	Ca 279.108			
Mn II 257.610	Pb 257.730	Fe II 257.687		
	Fe I 257.669	Pb II 257.660		
	Nb 257.659	V 257.648		
	W II 257.616	Co 257.610		
	Fe I 257.574	Ag I 257.563		
	Al I 257.550	Al I 257.510		
Mn II 259.373	Nb 257.596			
	Mn 259.294	Mg I 259.318		
	Mo 259.337	W 259.338		
	Fe 259.352	Ti 259.364		
	Mo 259.370	Fe II 259.372		
	Nb 259.376	Fe 259.415		
Mn II 294.920	Fe II 294.920	Cr 294.944		
	Fe I 294.895	V 294.916		
	Fe 294.970	Nb 294.950		
Mo II 202.030	Fe 202.052	Fe II 202.074		
	V 202.052	Bi 202.050		
	Cd 202.033	Mn 202.008		
	V II 201.949	Ni II 201.904		
Mo I 313.259	Nb 201.980			
	Co I 313.221	Mn 313.228		
	Fe 313.251	V 313.259		
	Fe 313.268	Ti 313.270		
Cr 313.282	Fe II 313.305			

TABLA XII (Continuación)

Linea analítica (nm.)		Lineas interferentes (nm.)			
Mo	II 203.844	Mo	203.768	V	203.785
		W	203.790	Nb	203.794
		Mo	203.801	V	203.849
		Co	203.867	V	203.872
Na	I 588.995	Ar	588.860	Ti	588.867
		Mo	588.997	Cr	588.988
Na	I 589.592	Fe	589.549		
Nb	II 309.418	Mo	309.466	Fe	I 309.433
		Fe	I 309.381	V	II 309.420
		Cu	I 309.399	Banda OH	
		Al	I 309.271		
Nb	II 316.340	Fe	II 316.387	P	316.387
		Ar	316.350	W	I 316.342
		Na	II 316.373	Cr	316.375
		Mo	I 316.328		
Nb	II 313.079	V	II 313.026	Fe	313.027
		Ti	I 313.037	P	II 313.038
		Be	II 313.041	W	313.045
		Ti	II 313.080	Ba	313.057
Ni	II 221.647	Be	313.107	Ar	313.080
		W	II 221.600	V	221.603
		W	221.643	Co	II 221.648
		V	I 221.626	Ba	221.657
Ni	II 231.604	Si	I 221.667		
		Co	I 231.616	V	I 231.675
		V	I 231.563	Mn	231.568
		Al	231.631	Ca	231.627
Ni	I 232.003	Mn	231.613		
		Fe	231.997	V	231.984
		Nb	231.985	Co	231.986
		Cr	232.008	V	I 232.015
P	I 213.618	Nb	232.023	Ag	II 232.024
		Fe	I 232.035	Mn	232.045
		P	I 213.547	Cu	II 213.598
		Fe	213.619	Fe	213.597
P	I 214.914	Mo	213.606	Co	213.579
		Fe	I 215.018	Fe	I 214.917
		Al	I 215.060	V	II 214.840
		Cu	II 214.897	Nb	II 214.896
Pb	II 220.353	Fe	I 220.346	Al	I 220.463
		Ti	220.363	Ni	220.352
		Co	II 220.343	Nb	220.363
		Bi	220.312	V	220.365
Sb	I 206.833	Ni	206.902	Co	I 206.899
		Bi	I 206.899	V	II 206.880
		Mo	206.863	Ni	I 206.861
		V	II 206.850	Ti	II 206.843
Cr	I 206.837	Cr	206.837	Ni	206.835
		W	206.832	Fe	II 206.792
		Pt	206.816	Pt	206.864

TABLA XII (Continuación)

Linea analítica (nm.)		Lineas interferentes (nm.)			
Sb	I 217.581	Fe	II 217.547	Fe	II 217.640
		V	217.583	Nb	217.584
		Mn	217.556	Cu	II 217.497
		Ni	217.515	Mo	217.540
Ti	II 334.941	Ca	I 335.021	Fe	I 334.973
		Co	334.953	Nb	334.905
		W	II 334.934	Nb	334.934
		Cr	334.932	Cu	334.921
Ti	II 336.121	W	II 336.110	Ni	I 336.124
		Co	I 336.126	Sc	II 336.127
		Mo	336.137	V	336.150
Ti	II 337.280	Fe	337.286	Sc	337.215
		Fe	I 337.208	Ni	I 337.199
		Ca	337.268	P	II 337.270
		Ar	337.288		
V	II 309.311	W	I 309.350	Y	II 309.376
		Cu	I 309.399	Fe	I 309.380
		Ca	309.346	Mg	I 309.299
		Fe	309.284	Al	309.278
V	II 310.230			Mn	II 309.321
		Ti	II 310.297	Fe	310.287
		Ar	310.263	Ti	310.252
		Co	I 310.240	W	310.222
V	II 292.402	Banda OH			
		Fe	292.385	V	I 292.362
		W	292.354	Mo	II 292.432
		Al	292.452	Co	292.443
W	II 207.911	Fe	II 208.091	Ni	I 207.880
		Fe	II 207.820	Cr	207.931
		Cu	II 207.860		
		Cr	224.827	Cr	224.856
W	II 224.875	Co	II 224.866	Ag	II 224.874
		Fe	I 224.885	Co	I 224.878
		Fe	II 224.917		
		Ti	II 219.010	Fe	II 218.938
W	II 218.936	Cu	II 218.936	Co	I 218.935
		Fe	I 218.918	Mo	218.942
		Ti	I 370.996	Mo	I 371.014
		Nb	I 371.045	Fe	I 371.122
Y	II 371.030	Fe	370.953	V	371.030
		P	II 371.045	Ca	371.045
		Ti	II 324.198	W	324.202
		Fe	324.227	Nb	324.241
Y	II 360.073	Nb	324.531		
		Mo	360.073	Co	360.080
		Fe	I 213.970	Ti	II 213.925
		Co	I 213.897	Nb	213.898
Zn	I 213.856	Fe	I 213.859	Ni	II 213.858
		Nb	213.855	Cu	I 213.851
		Ti	213.832	V	II 213.816

TABLA XII (Continuación)

Linea analítica (nm.)		Lineas interferentes (nm.)			
Zn	II 202.548	Nb	202.531	Ni	I 202.538
		Cu	II 202.547	Co	II 202.575
		Ni	202.581	Mg	I 202.582
Zn	II 206.200	Cr	II 206.149	Bi	I 206.170
		Pb	206.174	Sb	206.192
		V	206.199	Ni	206.234
		Cu	II 206.249		

En esta tabla las emisiones interferentes deben ser tenidas en cuenta con cautela por proceder de varios autores y en muchas ocasiones por haber sido obtenidas con diferentes fuentes de excitación.

5.2.4.2. Interferencias espectrales experimentales

Una vez efectuado el anterior estudio teórico se ha realizado otro de carácter experimental, con el fin de constatar la presencia de estas interferencias y otras que puedan aparecer en la práctica y que no se encuentran catalogadas en la bibliografía. La experimentación se ha realizado, para cada elemento, sobre su emisión más intensa, y solamente cuando dicha emisión se encontraba interferida se ha aplicado a la inmediatamente siguiente en intensidad.

5.2.4.2.1. Preparación de patrones interferentes

Para la preparación de patrones interferentes se han tenido en cuenta las cuatro posibilidades de acción entre elementos que pueden darse, y que en teoría son:

- 1.ª Interferencias de los componentes mayoritarios sobre los traza.
- 2.ª Interferencias entre componentes traza.
- 3.ª Interferencias entre componentes mayoritarios.
- 4.ª Interferencias de los componentes traza sobre los mayoritarios.

Nota.—Dentro de la denominación de traza se

engloban los elementos que por su concentración en la muestra tienen el carácter de minoritarios y traza.

La importancia práctica de estas interferencias decrece en el sentido 1.º → 4.º. En la presente ocasión el grupo 4.º no ha sido considerado.

Como soluciones de reserva para la preparación de los patrones se ha dispuesto de reactivos de elevado grado de pureza procedentes de la Casa «Riedel de Hæn». La concentración de los mismos ha sido de 10 g/l. para la obtención de los patrones interferentes correspondientes a los componentes mayoritarios y de 1 g/l. para obtener los correspondientes a los elementos traza.

5.2.4.2.2. Serie de patrones de componentes mayoritarios utilizados como analitos y como interferentes

Tanto en esta serie como en las siguientes se han preparado patrones monoelementales. La concentración de los mismos se ofrece en la tabla XIII.

TABLA XIII
Relación de soluciones patrón de los componentes mayoritarios

Elemento	Concentración (µg/ml.)	Elemento	Concentración (µg/ml.)
Al	1.000	Mg	500
Ca	1.000	Na	250
Fe	1.000	Ti	250
K	250		

Las anteriores concentraciones en solución se corresponden con los contenidos medios de estos elementos en las muestras geológicas, si se supone que 1 g. de material, después de atacado, se ha aforado a 100 ml.

5.2.4.2.3. Serie de patrones de componentes traza como analitos

En la tabla XIV se contempla la concentración en µg/ml. de las diferentes soluciones patrón obtenidas dentro de esta serie.

TABLA XIV

Relación de las soluciones patrón de los componentes traza

Elemento	Concentración (µg/ml.)	Elemento	Concentración (µg/ml.)	Elemento	Concentración (µg/ml.)
Ag	1	Cr	5	Pb	5
Ba	5	Cu	5	Sb	5
Be	1	Mn	10	V	2.5
Bi	2.5	Mo	1	W	5
Cd	1	Nb	2.5	Y	1
Co	2.5	Ni	5	Zn	5
P	1.5				

Las concentraciones que figuran en esta tabla son superiores a las que normalmente se alcanzan en los materiales que son analizados en la fase de exploración estratégica.

5.2.4.2.4. Serie de patrones de componentes traza como interferentes

En esta serie todos los patrones preparados poseen una concentración de 100 µg/ml. Esta concentración tan elevada se ha elegido para poder observar experimentalmente el mayor número de las interferencias que de forma teórica se han expuesto en la tabla XII.

Las anteriores series cubren todas las posibilidades de interacción elemental contempladas en 5.2.4.2.1.

5.2.4.2.5. Obtención de perfiles

Para evitar un texto voluminoso, que resultaría, por otra parte, innecesario, solamente se presenta, de forma gráfica, el estudio completo de interferencias espectrales inherentes a la elección de la línea de Cu. Para el resto de los elementos esta representación se ha limitado a los perfiles más característicos y que ofrecen un mayor interés didáctico. En la exposición se han colocado primeramente los correspondientes a las interferencias sobre los componentes mayoritarios y a continuación los correspondientes a las interferencias sobre los elementos traza.

Nota.—Se debe constatar, antes de ofrecer los

resultados experimentales del estudio de interferencias, que los perfiles se han obtenido en los dos equipos secuenciales descritos en 5.1., con poder de resolución ligeramente diferentes entre sí, y distinto del espectrómetro multicanal, donde se llevarán a cabo los análisis cuantitativos. En las figuras 4 y 5 se observa el poder de resolución de los dos espectrómetros secuenciales plasmado en el caso concreto de la separación de las líneas espectrales Fe: 213.596 nm.; P: 213.618 nm., y Fe: 213.650 nm.

La diferencia en el poder de resolución también será comprobada en el espectrómetro multicanal cuando se realicen barridos espectrales en el entorno de las líneas elegidas para establecer las correspondientes correcciones espectrales y se comparen con los efectuados previamente en los espectrómetros secuenciales para conocer las interferencias.

Perfiles correspondientes al Cu

En la figura 6 (I y II) se representan los perfiles que originan los componentes mayoritarios (Fe, Ti, Al, Ca y Mg) en el entorno de la emisión de Cu más sensible situada a 324.759 nm. De su observación se deduce que solamente el Ti produce un fondo apreciable a esa longitud de onda. Dicho fondo hay que atribuirlo a una emisión propia de este elemento situada a 324.860 nm., que no se llega a alcanzar a ver en el registro de la figura.

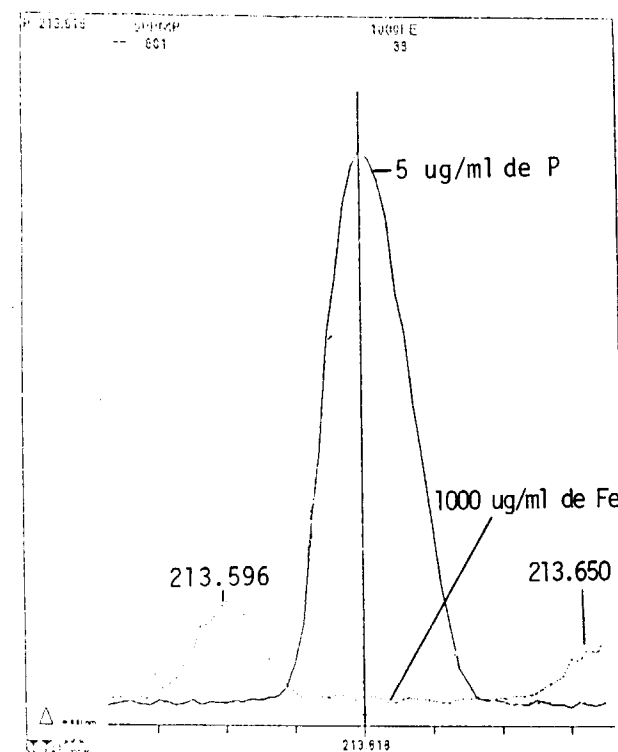


Figura 4.—Perfiles correspondientes a las soluciones de 5 µg/ml. de P y 1.000 µ/ml. de Fe en el entorno de la Δ=213.618 nm. de P efectuados en el espectrómetro JY-38 PLUS.

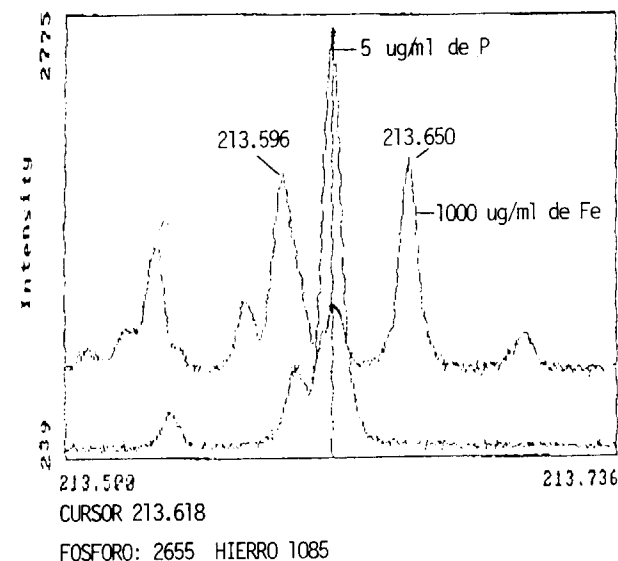


Figura 5.—Perfiles correspondientes a las soluciones de 5 µg/ml. de P y 1.000 µg/ml. de Fe en el entorno de la Δ=213.618 nm. del P efectuados con el espectrómetro ATOMSCAN 25.

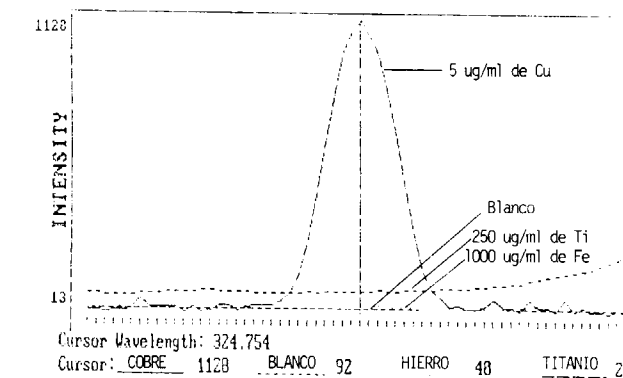
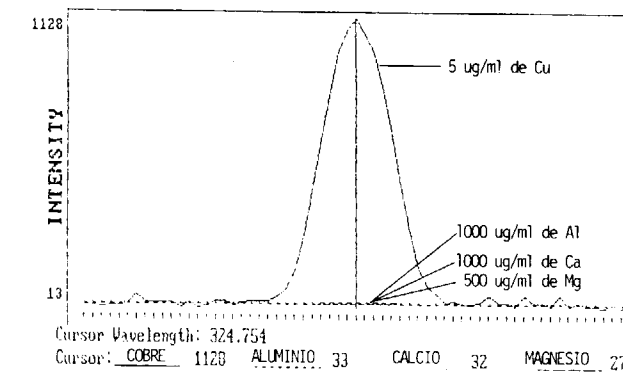


Figura 6 (I y II).—Barridos espectrales de los posibles elementos mayoritarios interferentes (Fe, Ti, Al, Ca y Mg) en el entorno de la línea 324.754 nm. del Cu.

En las figuras 7 (I, II y III) y 8 (I, II y III) se recogen los registros correspondientes a los 18 elementos traza sobre la citada emisión de Cu. De los mismos, lo más destacable es la línea que origina el Nb a 324.747 nm. y que se solapa con la analítica del Cu. Tanto la interferencia del Ti como la del Nb no dan lugar a serios problemas en la práctica, habida cuenta que el fondo correspondiente al Ti puede corregirse, como se verá en el apartado 5.3.4., y la concentración de Nb en la solución interferente supera en más de un orden de magnitud al contenido de este elemento, que normalmente se encuentra presente en muestras pertenecientes a una exploración estratégica.

Del resto de los elementos interferentes expuestos en la tabla XII ninguno ha originado problemas de solapamiento en los barridos experimentales. Caso de tener lugar estas emisio-

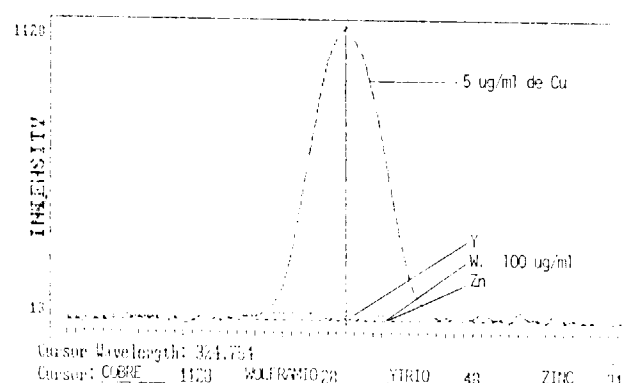
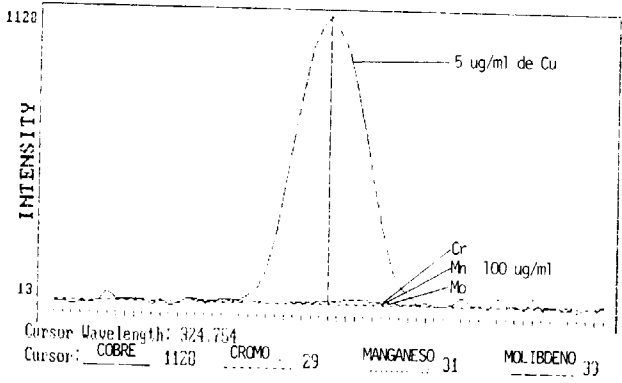
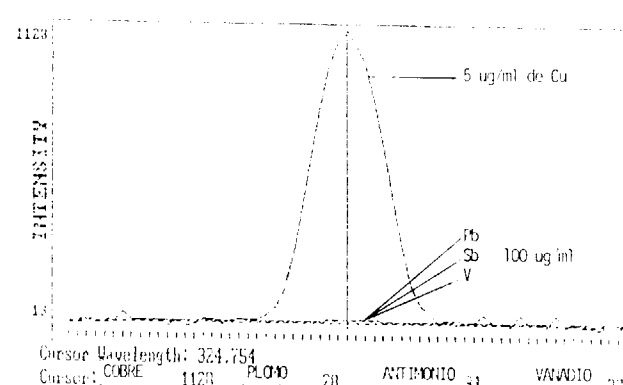
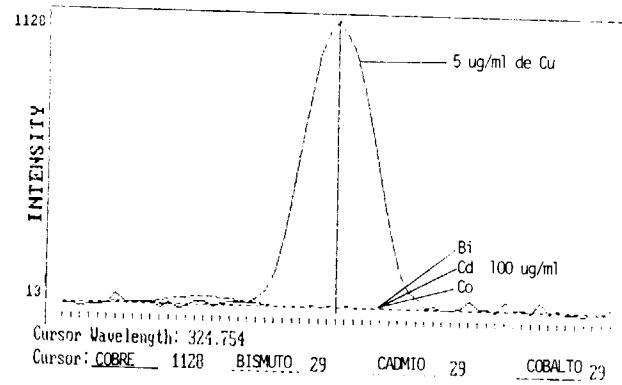
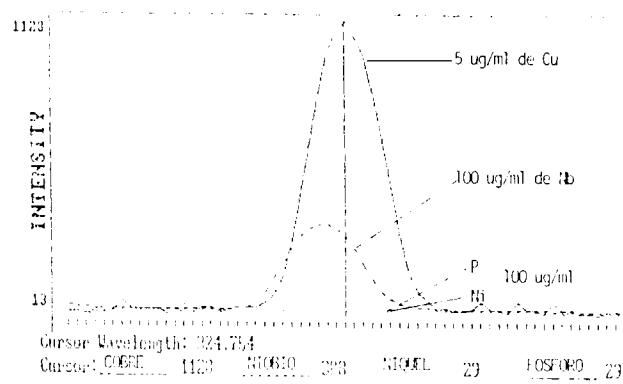
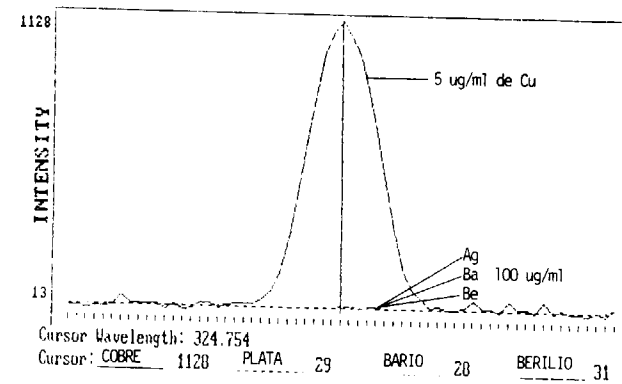


Figura 7 (I, II y III).—Barridos espectrales de los posibles elementos traza interferentes (Ag, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Mn y Mo) en el entorno de la línea 324.750 nm. del Cu.

Figura 8 (I, II y III).—Barridos espectrales de los posibles elementos traza interferentes (Nb, Ni, P, Pb, Sb, V, W, Y y Zn) en el entorno de la línea 324.754 nm. del Cu.

nes, en las condiciones reales de excitación, su posición ha caído fuera de la zona donde se ha efectuado el registro.

Perfiles correspondientes al Al

Por tratarse de un elemento mayoritario, su línea espectral más sensible, situada a 309.278 nm., se

ha excluido del estudio por un exceso de sensibilidad. De las dos restantes catalogadas en la tabla XI, la que se encuentra a 396.152 nm. presenta un solapamiento prácticamente total con la 396.150 nm. de Mo (fig. 9-I), que es de difícil corrección, ya que simultáneamente va acompañada de un fondo elevado producido por el Mo. Por el contrario, la emisión de Fe situada a

396.114 nm., que era contemplada en la tabla XII como posible línea interferente de la del Al, es de escasa sensibilidad, y para visualizarla ha sido necesario llevar a cabo una expansión de escala (fig. 9-II). Con esta expansión de escala se han constatado otros dos hechos:

- La solución de 1.000 µg/ml. de Fe se encuentra impurificada por el Al.
- La solución de 1.000 µg/ml. de Ca también se encuentra impurificada por el Al y tiene un fondo espectral más elevado que las de Mo, Fe y Al.

Los anteriores motivos han sido la causa de la eliminación de esta línea.

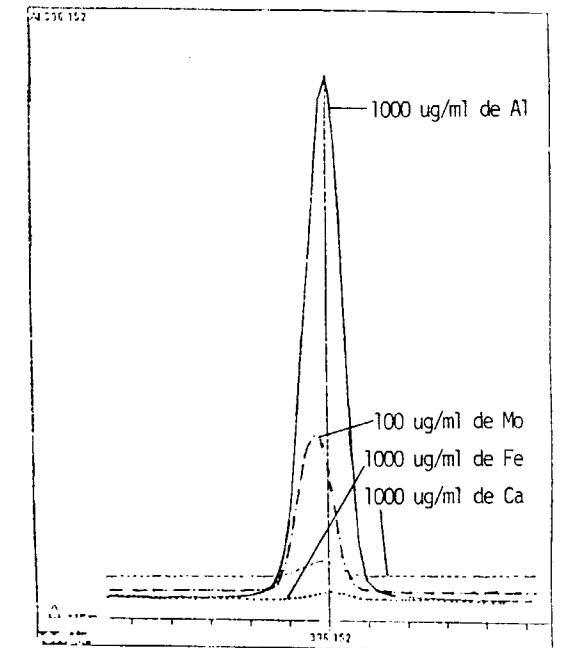
La emisión de Al situada a 237.324 nm., que está libre de interferencias tanto de componentes mayoritarios como de traza, ha sido la elegida. En la figura 10 se observa cómo la presencia de una emisión de Fe a 237.373 nm. no afecta prácticamente a dicha línea, ya que produce una intensidad de fondo en el pico de Al de 915 frente a la de 96.312 de aquél.

Perfiles correspondientes al Ca

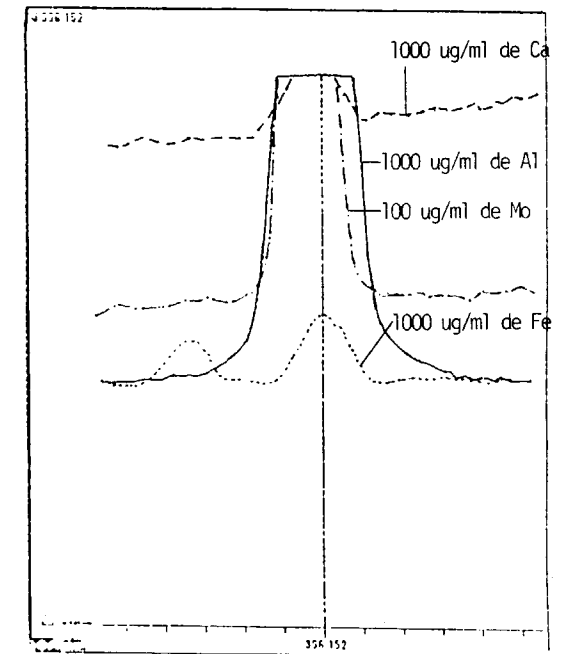
La línea 393.366 nm. del Ca, muy sensible, como lo refleja el valor del LD que figura en la tabla XI, no ha sido considerada.

La línea 317.933 nm., que la sigue en sensibilidad (10 veces menor), resulta más apta para determinaciones de este elemento cuando se encuentra en concentración elevada o media en las muestras.

La citada longitud de onda no ha presentado problemas. De las posibles emisiones interferentes que figuran en la tabla XII y de otras no catalogadas, solamente la del Y situada a 317.941 nm. ha dado lugar a la formación de un ligero hombro en el perfil de la línea de Ca, como queda contemplado en la figura 11. La intensidad de este hombro producido por 100 µg/ml. de Y no afecta sensiblemente a la intensidad de pico correspondiente a 1.000 µg/ml. de Ca. En muestras reales al ser la concentración de Y todavía inferior a la que corresponde al perfil su efecto emisor será despreciable.



CURSOS 396.152 ALUMINIO 1124 MOLIBDENO 3128 CALCIO 1216 HIERRO 586



CURSOS 396.152 ALUMINIO 11244 MOLIBDENO 3128 CALCIO 1216 HIERRO 586

Figura 9 (I y II).—Barridos espectrales de Mo, Fe y Ca en el entorno de la línea 396.152 nm. del Al. Escala normal (I). Escala expandida (II).

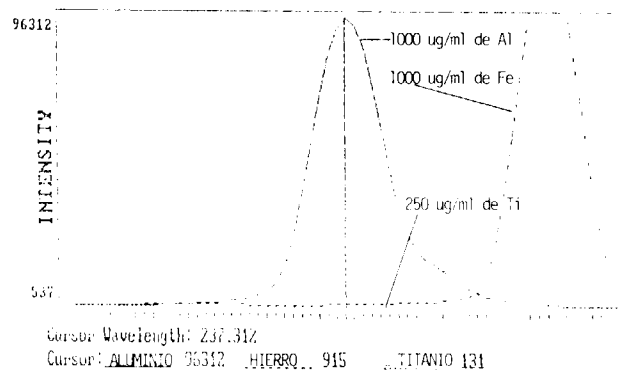


Figura 10.—Barridos espectrales de Fe y Ti en el entorno de la línea 237.324 nm. del Al.

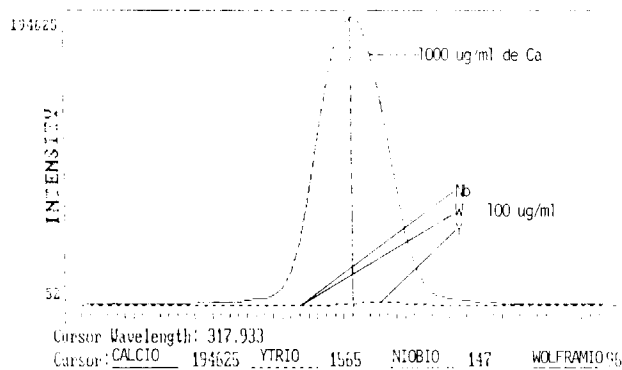


Figura 11.—Barridos espectrales de Nb, W e Y en el entorno de la línea 317.933 nm. del Ca.

Perfiles correspondientes al Fe

Las dos primeras líneas que figuran en la tabla XI no han sido tenidas en cuenta en base a su elevada sensibilidad. Sobre la situada a 271.441 nm., que es ampliamente manejada por la bibliografía, se ha llevado a cabo el estudio experimental de interferencias. Fruto de este estudio se han sacado las siguientes conclusiones:

- Los componentes mayoritarios: Al, Ca, K, Mg, Na y Ti no originan ningún tipo de interferencia.
- De los elementos traza, solamente el V da lugar a dos emisiones situadas a 271.503 nm. y 271.429 nm., que producen solapamiento. Las intensidades relativas de estas dos emisiones en el espectro de EPAI no guardan la misma relación que la que refleja el catálogo de líneas MIT. En dicho catálogo la emisión situada a 271.503 nm. es la menos intensa.

En la figura 12 se ofrece la citada interferencia.

El efecto a que da lugar la emisión de V a 271.429 nm. sobre la longitud 271.441 nm. del Fe puede ser corregido con facilidad mediante tratamiento matemático por el «software» del espectrómetro, ya que ambas emisiones no son exactamente coincidentes.

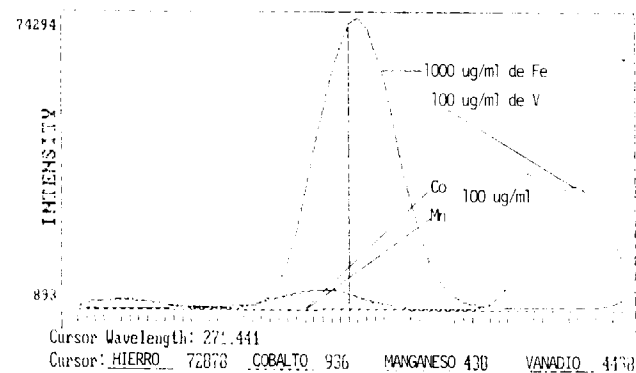


Figura 12.—Barridos espectrales de Co, Mn y V en el entorno de la línea 271.441 nm. del Fe.

La línea de Co II que en la tabla XII figura con la misma longitud de onda que la de trabajo del Fe, no se observa en el perfil pese a que éste se ha realizado con una solución relativamente concentrada (100 µg/ml. de Co).

Perfiles correspondientes al K

Como alcalino se trata de un elemento con pocas líneas espectrales. De ellas únicamente la situada a 766.491 nm. posee sensibilidad suficiente para ser empleada en análisis geoquímico. El estudio llevado a cabo en el presente capítulo indica que la línea no se encuentra interferida por ninguna emisión correspondiente al resto de los elementos mayoritarios y traza. Esta falta de interferencias ya había sido prevista dada la zona del espectro donde aparece la emisión de K muy poco poblada de otras emisiones.

Perfiles correspondientes al Mg

En esta ocasión, por exceso de sensibilidad, han sido dos las líneas eliminadas, Mg: 279.553 nm. y Mg: 285.213 nm. La emisión elegida situada a

279.079 nm. no ha presentado ningún tipo de solapamiento con otros componentes, en las condiciones en que se ha realizado la experimentación (500 µg/ml. de analito, 100 µg/ml. de los elementos traza y las concentraciones que figuran en la tabla XIII de los componentes mayoritarios).

Para poder visualizar las posibles interferencias, que de forma teórica se han indicado en la tabla XII, habría que haber operado con unas concentraciones de analito mucho más diluidas. En las figuras 13 y 14 aparecen comparados, en el entorno de la longitud de onda 279.553 nm. de Mg, los perfiles correspondientes a soluciones de 500 µg/ml. de Mg, 250 µg/ml. de Ti y 1.000 µg/ml. de Fe, Ca y Al en condiciones de atenuación diferente.

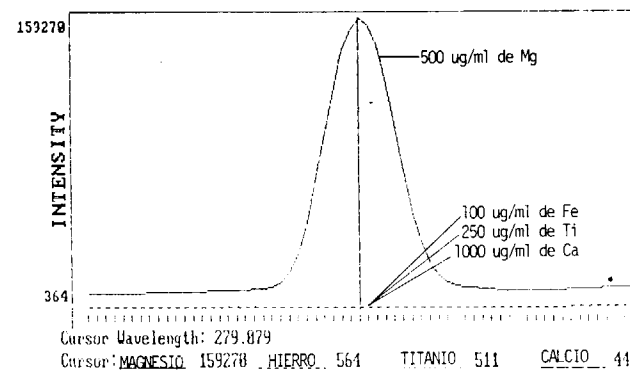


Figura 13.—Barridos espectrales de Fe, Ti y Ca en el entorno de la línea 279.079 nm. del Mg (condiciones reales).

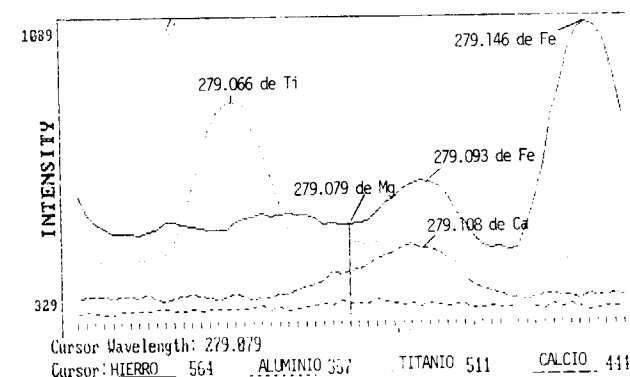


Figura 14.—Barridos espectrales de Fe, Al, Ti y Ca en el entorno de la longitud de onda 279.079 nm. correspondiente al Mg (condiciones de mayor expansión de escala).

En su consecución se ha ajustado la sensibilidad del equipo alcanzando un máximo de intensidad de 157.200 en condiciones reales y de 1.089 en condiciones de mayor expansión de escala. De la observación de la figura 13 se deduce que todos los perfiles, excepción hecha del correspondiente al analito, no se diferencian de la línea base. En los registros de la figura 14 obtenidos con expansión de escala aparecen las líneas 279.066 nm. de Ti, 279.108 nm. de Ca, 279.093 nm. de Fe y 279.146 nm. de Fe que habían sido catalogadas como interferentes en la tabla XII. En estos últimos registros, y para evitar la ancha banda que originaría la emisión de 500 µg/ml. de Mg se ha omitido su perfil, marcando exclusivamente la posición donde se encontraría su máximo.

Perfiles correspondientes al Na

Este elemento, con una configuración electrónica externa semejante a la del potasio, pero con menor volumen atómico, tiene pocas líneas espectrales. De las que posee, solamente dos, con una sensibilidad semejante, son las que se pueden utilizar con fines analíticos. La que se encuentra a 588.995 nm. está interferida por una emisión de Mo muy intensa (Mo: 588.997 nm.). La situada a 589.542 nm. no presenta interferencias, y por este motivo ha sido la elegida.

Hay que constatar que, a lo largo de esta parte del trabajo, se ha observado una impurificación de Na en la práctica totalidad de las soluciones utilizadas como patrones interferentes. Este hecho, de escasa relevancia cuando se determinan concentraciones altas y medias de Na, alcanza una gran importancia cuando el elemento se pretende analizarlo al nivel de traza. En la figura 15 se observa el efecto de la citada impurificación en las soluciones interferentes patrón de Al, Ti y Ca.

Perfiles correspondientes al Ti

La línea más sensible de este elemento (Ti: 334.941 nm.) no está interferida por ninguno de los componentes mayoritarios. Por el contrario, los elementos traza Nb y Cr si dan lugar a emisiones que se solapan con dicha línea y que estaban previstas en la tabla XII. En la figura 16 se contemplan las citadas emisiones. La corres-

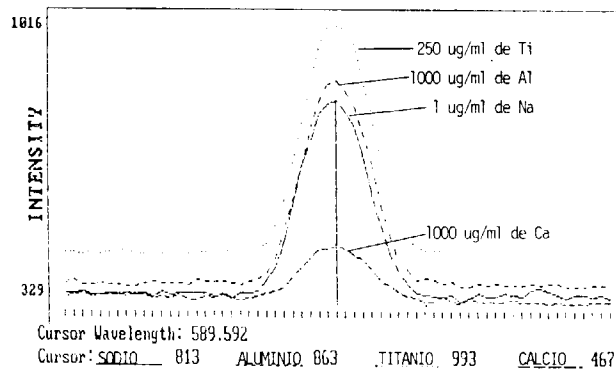


Figura 15.—Barridos espectrales de Al, Ti y Ca en el entorno de la línea 589.592 nm. de Na (con fines comparativos se ofrece la emisión de una solución de 1 µg/ml. de Na).

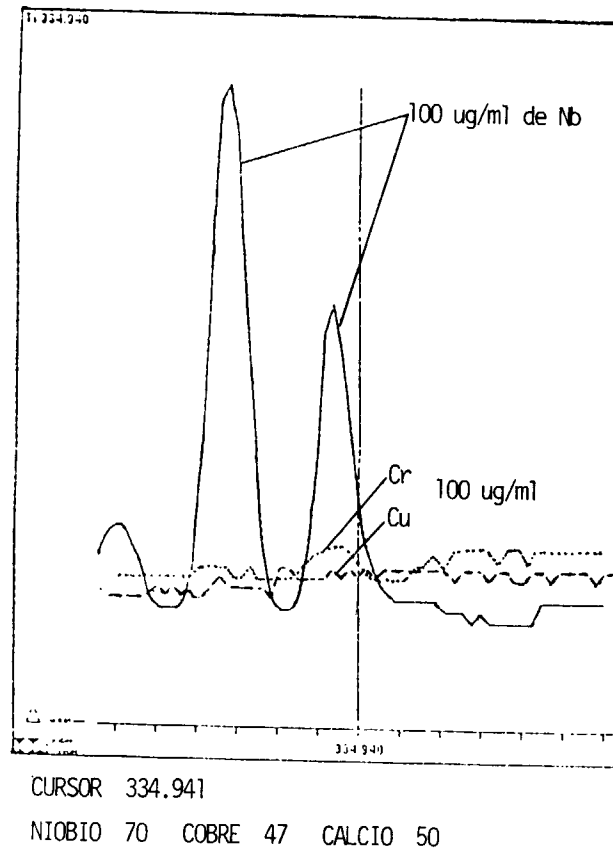


Figura 16.—Barridos espectrales de Nb, Cr y Cu en el entorno de la línea 334.941 nm. de Ti (la posición de la línea de Ti ha sido marcada con el cursor para favorecer la visión de estas interferencias).

pendiente al Nb es la que tiene una mayor incidencia y la tabulada de Cu a 334.921 nm. no aparece prácticamente.

La siguiente en sensibilidad del Ti, situada a 336.121 nm. se encuentra totalmente libre de interferencias. Por otra parte, la contribución al fondo de dicha emisión de los distintos elementos, tanto mayoritarios como traza, ha sido de las más bajas en el conjunto de las líneas estudiadas. Así, por ejemplo, 1.000 µg/ml. de Fe y 1.000 µg/ml. de Al dan lugar a fondos de 35 y 33, respectivamente, para una intensidad de emisión de 105.600 producida por una solución de 250 µg/ml. de Ti.

Con el Ti se finaliza el estudio de interferencias realizado sobre los componentes mayoritarios. A continuación se prosigue el mencionado estudio aplicándolo a los elementos traza.

Perfiles correspondientes al Ag

Se trata del segundo elemento traza, ya que el Cu fue utilizado para presentar gráficamente el estudio completo de interferencias.

En la figura 17 (I y II) se contempla el efecto que las soluciones de 1.000 µg/ml. de Fe, 250 µg/ml. de Ti y 100 µg/ml. de V e Y, respectivamente, producen en la emisión de una solución de 1 µg/ml. de Ag en el entorno de su línea situada a 328.068 nm.

De las interferencias que figuraban en la tabla XII solamente las procedentes de estos cuatro elementos han tenido reflejo en los perfiles, y, de ellas, la única que ha producido solapamiento ha sido la emisión de Y situada a 328.091 nm. Sin embargo, se debe tener en cuenta que esta interferencia carece de interés, ya que, por regla general, las muestras proporcionan a la solución una concentración de Ag que difícilmente supera 1 µg/ml, siendo dicha concentración muy inferior a los 100 µg/ml. del patrón interferente.

Por último, cabe destacar la contribución que sobre el fondo de la Ag a 328.091 nm. tienen las líneas 328.000 nm. de Ti, 327.984 nm. de V y 328.111 nm. de Y. Como se verá en el apartado 5.3.4., una elección adecuada de los puntos donde se mide el fondo permitirá corregir este problema.

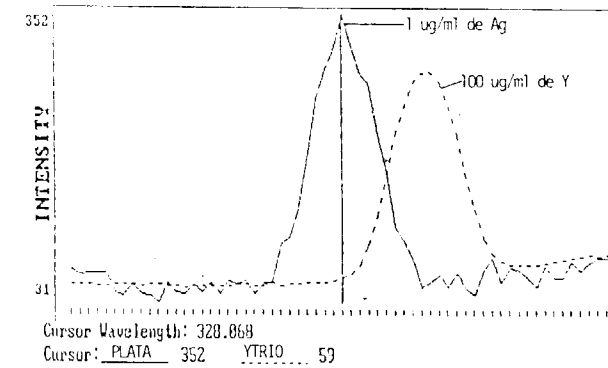
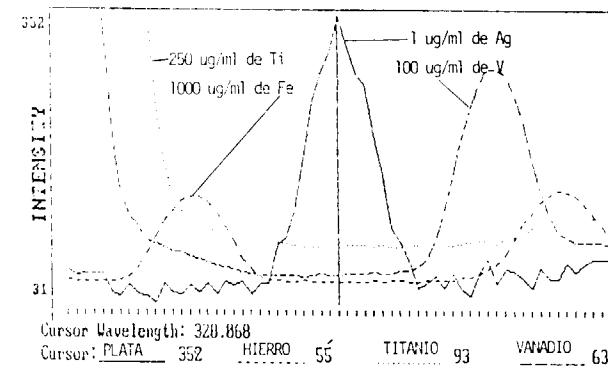


Figura 17 (I y II).—Barridos espectrales de Ti, Fe, V e Y en el entorno de la línea 328.068 nm. de Ag.

Perfiles correspondientes al Ba

La emisión más sensible de este elemento, situada a 455.403 nm., se encuentra solapada con la línea de Mo situada a 455.402, como se observa en la figura 18.

Una representación con expansión de escala de los anteriores espectros excluyendo el del analito (fig. 19), permite contemplar las dos emisiones de Nb recogidas en la tabla XII, pero no permite visualizar las correspondientes al Cr (455.395 nm.) y al Mo (455.380 nm.), reflejadas también en dicha tabla.

Las anteriores influencias sobre la longitud de onda de trabajo podrían haber sido corregidas con facilidad, pero se ha encontrado que la línea de Ba situada a 493.409 nm. posee una sensibilidad análoga a la anterior y no presenta ninguno de sus problemas interferenciales, por lo que ha sido la elegida.

Perfiles correspondientes al Be

El Be, junto con el Mg, son los elementos del conjunto de los estudiados que ofrecen una mayor sensibilidad en EPAI. Las tres líneas de Be catalogadas en la tabla XI poseen LD que están por debajo de los 0.5 ng/ml. en todos los casos.

La emisión de Be a 313.042 nm. se ha comprobado que se encuentra interferida por las líneas 313.027 nm. de Fe, 313.026 nm. de V y 313.080 nm. de Ti. Del resto de las emisiones expuestas en la tabla XII no se ha detectado interferencia alguna. En la figura 20 se han seleccionado concretamente los perfiles correspondientes a 100 µg/ml. de V, 250 µg/ml. de Ti, 1 µg/ml. de Be y H₂O destilada. Observando sus espectros se constata:

- 1.º La emisión a 313.026 nm. de V se solapa, en parte, con la de Be.

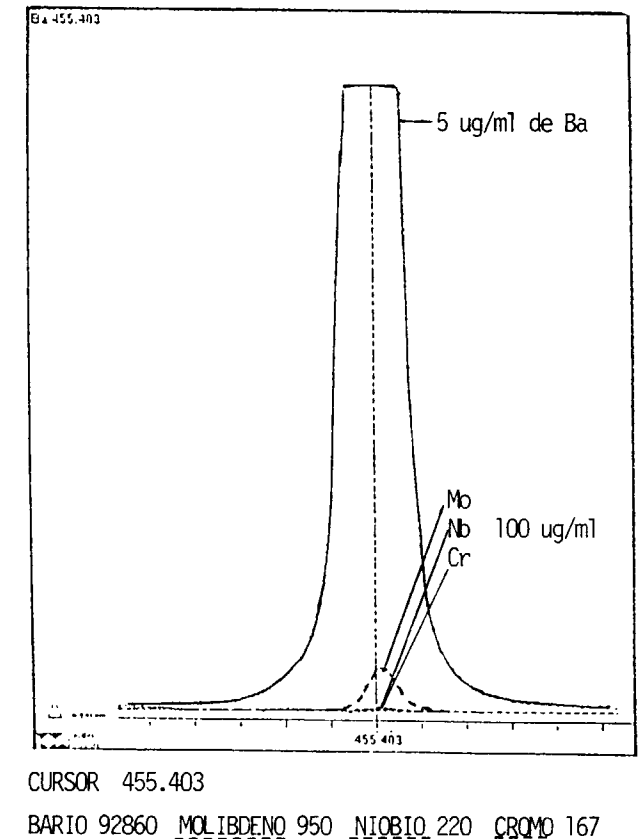


Figura 18.—Barridos espectrales de Mo, Nb y Cr en el entorno de la línea 455.403 nm. de Ba.

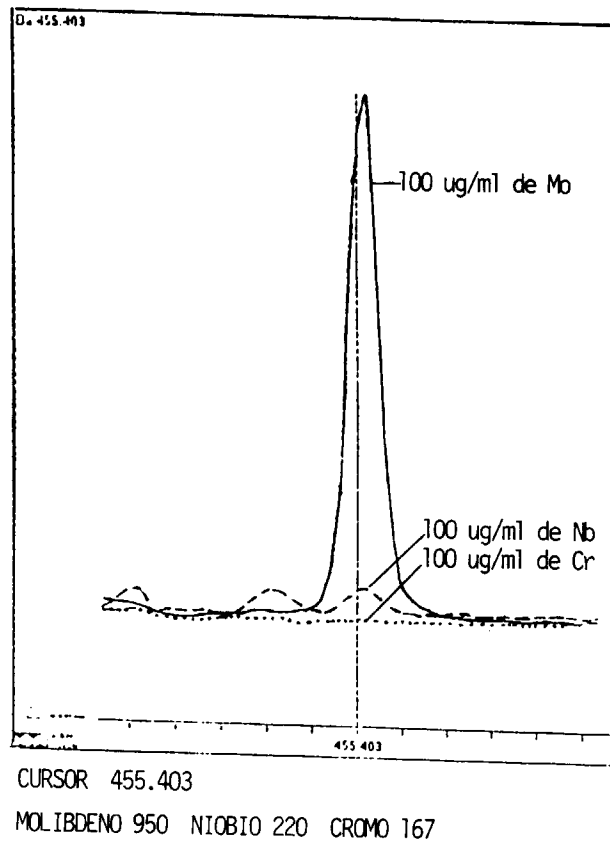


Figura 19.—Barridos espectrales de Mo, Nb y Cr en el entorno de la $\Delta=455.403$ nm., correspondiente al Ba (escala expansionada).

- 2.º La emisión a 313.080 nm. de Ti no tiene ningún efecto sobre aquélla y comienza a mostrarse a la derecha de la figura.
- 3.º La emisión a 313.038 nm. de este último elemento recogida en la tabla XII no aparece en el espectro.

La línea de Be situada a 234.861 nm., que ha sido la elegida, sólo se ve afectada ligeramente por una emisión muy intensa de Fe ($\Delta=234.830$ nm.) (fig. 21). Una interferencia similar produce este elemento sobre la longitud de onda del Be antes estudiada, aunque no fue reflejada en la figura 20.

Perfiles correspondientes al Bi

Como se ha indicado en el apartado 5.2.3., por

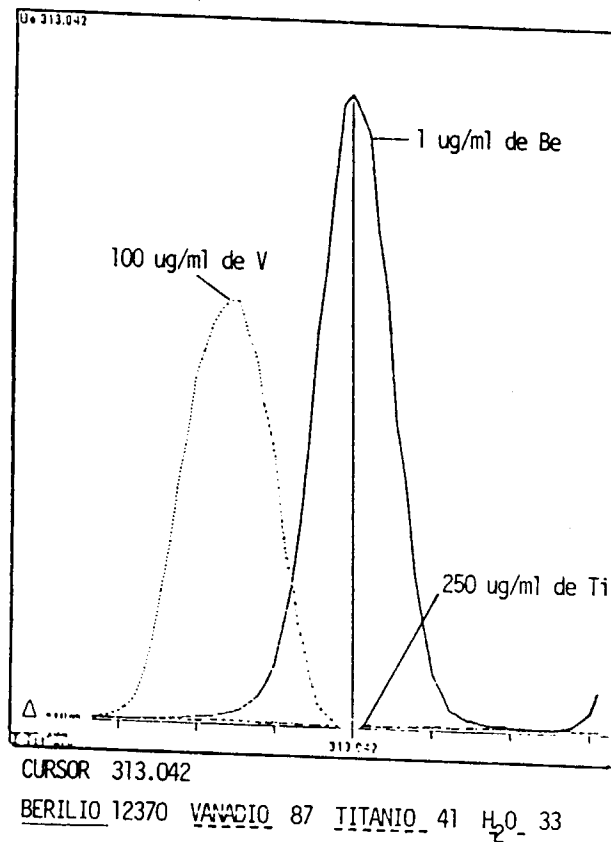


Figura 20.—Barridos espectrales de V, Ti y H_2O en el entorno de la línea 313.042 nm. de Be.

falta de sensibilidad se han eliminado las dos últimas líneas que aparecían en la tabla XI. Queda, por tanto, como única alternativa para realizar el estudio experimental de interferencias, la primera emisión situada a 223.061 nm. Los datos reflejados en la tabla XII ya prevén que se trata de una línea que va a presentar serios problemas de interferencias. En la figura 22 se contempla la producida por uno de los elementos considerados como mayoritarios, concretamente el Ti. Se trata de su emisión situada a 223.094 nm.; la intensidad de la misma es tan elevada que ha inducido a preparar un patrón interferente de Ti de menor concentración (125 $\mu\text{g}/\text{ml}$.), que se ajuste más al contenido medio de este elemento en los materiales sin llegar todavía a superarlo.

En la figura 23 se ofrecen, sobre la misma longitud de onda de Bi, los perfiles correspondientes a los elementos traza que han producido efec-

tos interferentes. Dentro de estos efectos, el que reviste mayor gravedad es el originado por la emisión de Cu II situada a 223.040 nm. El so-

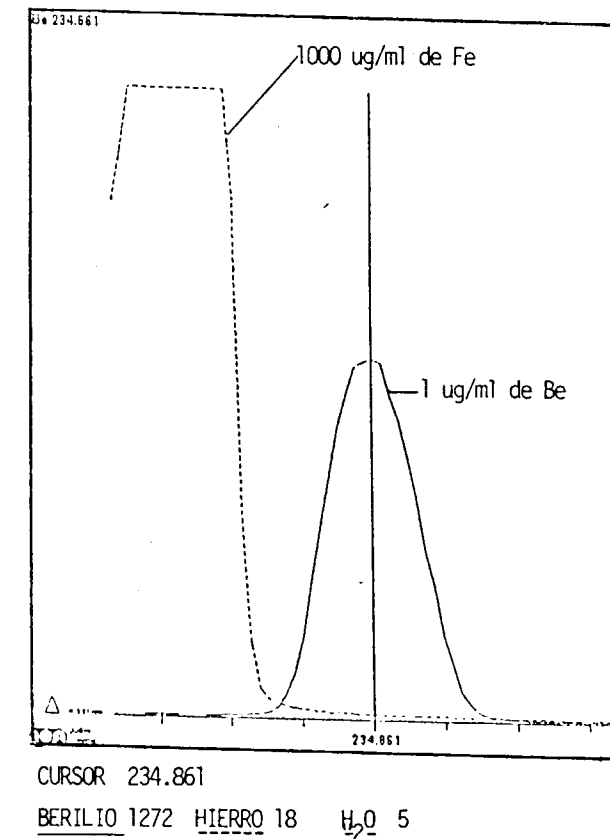


Figura 21.—Barridos espectrales de Fe y H_2O en el entorno de la línea 234.861 nm. del Be.

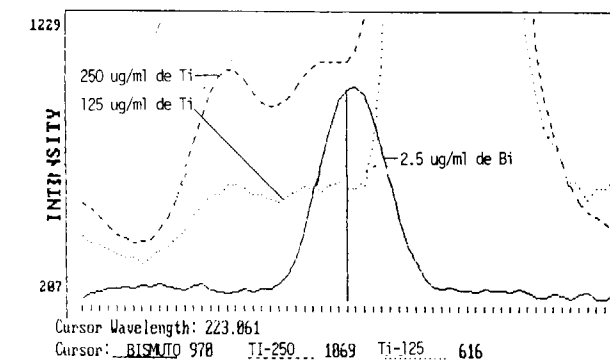


Figura 22.—Barridos espectrales correspondientes a soluciones de 250 y 125 $\mu\text{g}/\text{ml}$. de Ti en el entorno de la línea 223.061 nm. del Bi.

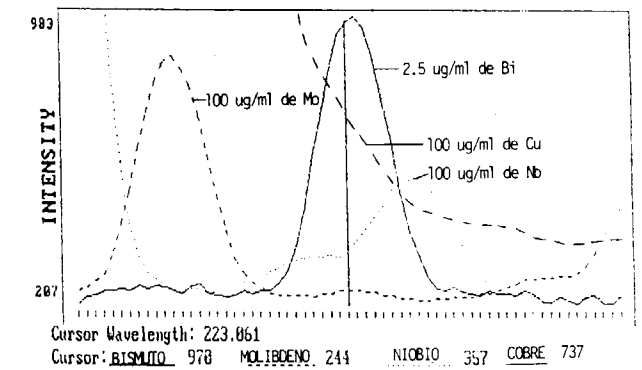


Figura 23.—Barridos espectrales de Cu, Nb y Mo en el entorno de la línea 223.061 nm. de Bi.

lapamiento producido por el Nb a 223.085 nm. no tiene importancia en la práctica al ser la concentración correspondiente a este elemento en las muestras muy inferior a los 100 $\mu\text{g}/\text{ml}$. del patrón interferente, como se infiere de los datos que sobre elementos traza en suelos y rocas se aportan en la tabla X.

La corrección posterior de las interferencias del Ti y del Cu por parte del «software» del espectrómetro, que se estudiará en el apartado 5.3.7., no se sabe *a priori* si resultará totalmente efectiva. Lo que no cabe duda es que se trata de la única línea de Bi con sensibilidad suficiente para ser aplicada en un análisis geoquímico, y en este sentido debe intentarse utilizarla.

Perfiles correspondientes al Cd

La sensibilidad de las tres líneas que figuran en la tabla XI es prácticamente igual. La primera, que se encuentra situada a 214.438 nm., no está interferida por ninguno de los componentes mayoritarios y traza estudiados; sin embargo, no ha sido utilizada, por tener previsto en la ejecución de los análisis, emplear Sc o Pt como patrones internos para mejorar la precisión de los resultados. Este último elemento posee una emisión muy intensa a 214.423 nm., que en base a su posición en el espectro, y al empleo del mismo en elevadas concentraciones en las soluciones problema, se solapará totalmente con la citada línea del analito.

En lo concerniente a la emisión de Cd a 228.802 nm., de las interferencias descritas en la tabla XII, solamente la procedente del Fe a 228.763 nm. da lugar a un fondo continuo observable en la figura 24, y fácilmente corregible.

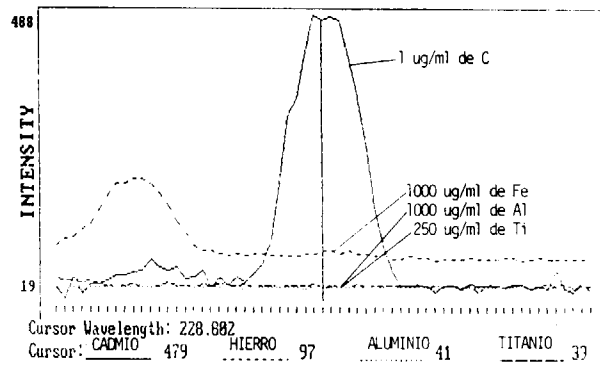


Figura 24.—Barridos espectrales de Al, Fe y Ti en el entorno de la línea 228.802 nm. del Cd.

Perfiles correspondientes al Co

Como se observa en la figura 25, la primera de las líneas que se han expuesto en la tabla XI se encuentra interferida parcialmente por una emisión muy fuerte procedente del Fe II que tiene su intensidad máxima a 238.863 nm. Esta emisión ya estaba prevista dentro de las interferencias teóricas de la tabla XII. Del resto de aquellas emisiones tabuladas ninguna ha hecho su aparición en las condiciones reales en que se ha desarrollado la experimentación. En la figura anterior, junto con el Fe, se han incluido los perfiles correspondientes a las soluciones monoelementales de 100 µg/ml. de Pb y Ni, que, como se ve, no producen ninguna emisión que se destaque prácticamente de la del fondo.

La siguiente línea en sensibilidad de Co, siguiendo siempre el criterio de BOUMANS, que está situada a 228.616 nm., se encuentra interferida por una emisión poco intensa de Ti que se produce a idéntica longitud de onda. Los perfiles expuestos en la figura 26 constatan la coincidencia en posición de las dos emisiones y la diferencia de intensidad que, en condiciones reales, habrá entre las mismas. A la hora de llevar a cabo los análisis el efecto interferente de la se-

gunda sobre la primera podrá ser corregido mediante tratamiento matemático.

Perfiles correspondientes al Cr

Se trata de un elemento cuya línea más sensible (Cr II: 267.716 nm.) no ha presentado problemas importantes de interferencias por parte del resto de los componentes. En la figura 27 se recogen los perfiles de aquellas soluciones monoelementales que ejercen alguna influencia sobre la citada línea.

La emisión a que da lugar el Fe a dicha longitud de onda debe ser atribuida a una impurificación procedente del propio Cr. Este hecho ha sido comprobado experimentalmente midiendo el analito existente en la solución de 1.000 µg/ml. de Fe a otra longitud de onda.

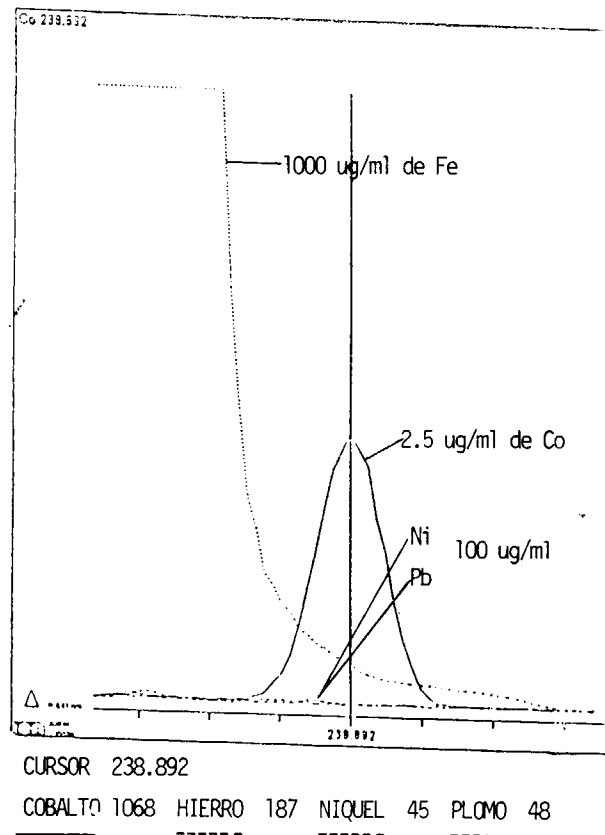


Figura 25.—Barridos espectrales de Fe, Ni y Pb en el entorno de la línea 238.892 nm. de Co.

puntos de éste para efectuar su oportuna corrección.

Perfiles correspondientes al Mn

Al contrario que ocurría con el Cr, las líneas más sensibles del Mn han dado lugar a múltiples problemas de interferencias. En la figura 28 se presentan los perfiles originados por las soluciones de Nb, Fe y Co alrededor de la longitud de onda más sensible de Mn (257.610 nm.). Las emisiones de Co y Nb se solapan prácticamente con la del Mn (tabla XII). La correspondiente al Fe hay que atribuirle a una impurificación por parte del analito.

La segunda en sensibilidad, situada a 259.373 nm., se encuentra aún más interferida que la anterior. En este caso concretamente lo está por la de Fe a 259.372 nm., la de Ti a 259.364 nm., la de Mo a 259.370 nm., y la de Nb a 259.376 nm.

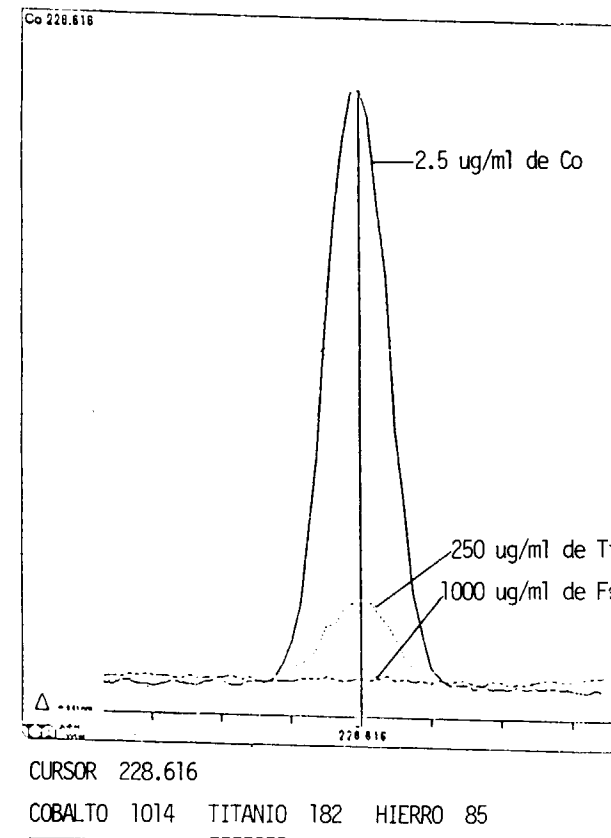


Figura 26.—Barridos espectrales de Ti y Fe en el entorno de la longitud de onda 228.616 nm. de Co.

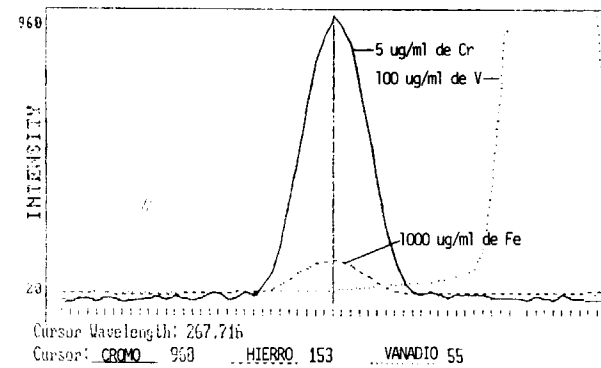


Figura 27.—Barridos espectrales de Fe y V en el entorno de la longitud de onda 267.716 nm. del Cr.

La línea de V, que posee una intensidad máxima a 267.780 nm., no llega a solaparse con la de Cr, si bien su efecto sobre el fondo habrá de ser tenido en cuenta a la hora de seleccionar los

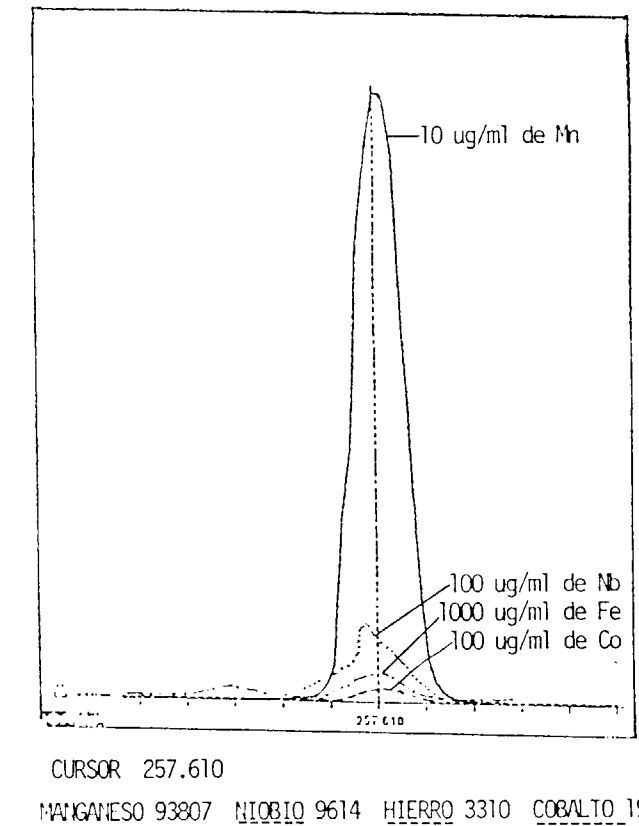


Figura 28.—Barridos espectrales de Nb, Fe y Co en el entorno de la línea 257.610 nm. del Mn.

La tercera en sensibilidad (Mn II: 294.920 nm.), aunque interferida, lo está menos que las precedentes y, por este motivo, ha sido la propuesta para el análisis. En la figura 29 se ofrecen los perfiles que producen las soluciones interferentes de Fe, Ti y Nb en el entorno de dicha longitud de onda.

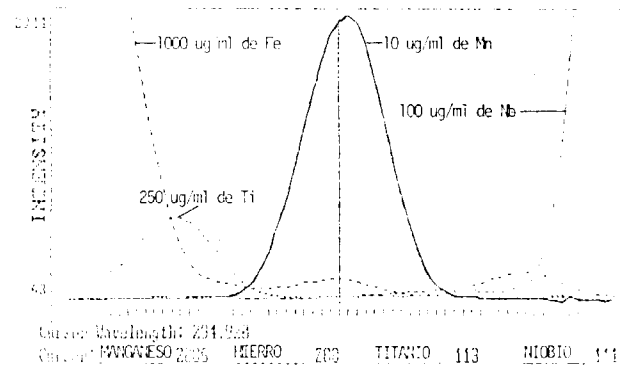


Figura 29.—Barridos espectrales de Fe, Ti y Nb en el entorno de la línea 294.920 nm. de Mn.

En los perfiles se observa:

- Influencia de las líneas de Fe situadas a 294.895 nm., 294.920 nm. y 294.970 nm., de las cuales las dos últimas aparecen de forma muy débil en el registro.
- Contribución de una emisión de Ti a ~ 294.904 nm., no especificada en las tablas.
- Proximidad de una emisión de Nb a 294.950 nm., que no actúa prácticamente sobre la línea analítica.

Perfiles correspondientes al Mo

La línea elegida de este elemento ha coincidido con la de mayor sensibilidad, por estar libre de solapamientos espectrales, aunque en sus proximidades aparecen líneas de otros componentes que contribuyen en gran medida a su emisión de fondo. En la figura 30 se exponen los perfiles correspondientes a las soluciones interferentes de los componentes mayoritarios Fe, Ti y Al, en los alrededores de la emisión 202.030 nm. de Mo. En los perfiles cabe reseñar la presencia de:

- Una emisión intensa de Ti a ~ 201.96 nm., que no está reflejada en la bibliografía.
- Dos emisiones de Fe más débiles que la anterior, situadas a ~ 201.99 nm. y 202.052 nm., la primera de las cuales tampoco aparece tabulada en la bibliografía.
- Un fondo producido por el Al previsto por varios autores (80), y que se extiende con intensidad variable en la zona comprendida entre 190 y 215 nm., aproximadamente.

Los tres perfiles originan un fondo a la longitud de onda analítica del Mo que precisa ser corregido.

En la figura 31 se recogen los perfiles de aquellos elementos traza que han dado lugar a emi-

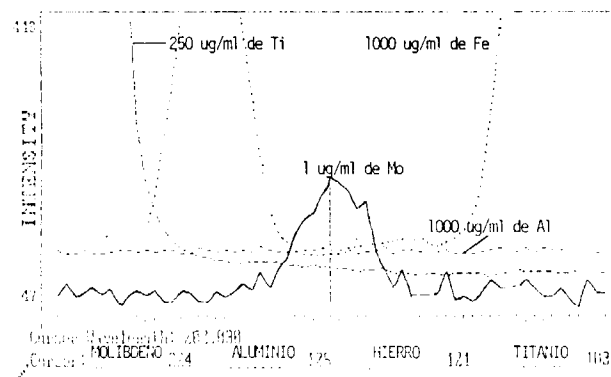


Figura 30.—Barridos espectrales de Fe, Ti y Al en el entorno de la línea 202.030 nm. de Mo.

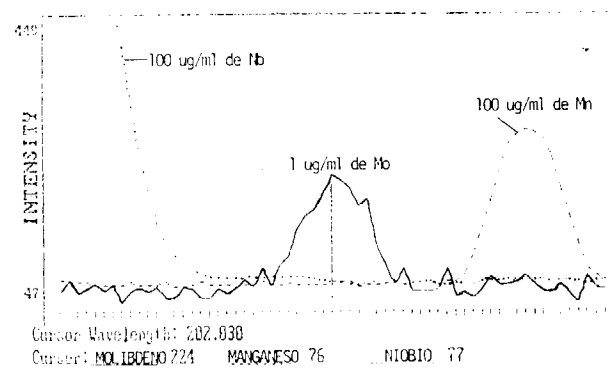


Figura 31.—Barridos espectrales de Mn y Nb en el entorno de la línea 202.030 nm. del Mo.

siones en el entorno de la correspondiente al Mo [Mn (202.008 nm.) y Nb (201.980 nm.)]. De la visión de los espectros se deduce que ninguna de las dos originará problemas a la hora de utilizar la $\lambda = 202.030$ nm. como línea de trabajo del Mo.

Perfiles correspondientes al Nb

El Nb es un elemento seriamente interferido en sus líneas más sensibles, como ocurre con el resto de los que componen la segunda serie de transición del Sistema Periódico.

Su línea, situada a 316.340 nm., se encuentra afectada por las emisiones de W I a 316.342 nm., de Na II a 316.373 nm., de Cr I a 316.375 nm., difíciles de corregir, y por un fondo acusado debido al Ar.

La línea de Nb a 313.079 nm. muestra una problemática interferencial más compleja que la precedente, contribuyendo a ella las emisiones de Ti II a 313.080 nm., de Be II a 313.041 nm., y de W I a 313.045 nm.

La emisión de Nb a 309.418 nm., que es ligeramente la más sensible de las tres, se ve afectada de interferencias menos importantes que las anteriores, y por este motivo ha sido la elegida. En la figura 32 se contemplan los perfiles correspondientes a las soluciones interferentes de Fe, Ti y Al que son los de mayor incidencia en el entorno de la línea de Nb. La influencia más notable la produce el Al, que posee una ladera originada por su emisión a 309.284 nm., situada fuera del registro y por tanto no visible. El resto de las interferencias de los componentes mayoritarios que figuraban en la tabla XII, incluyendo la banda OH, son débiles y no han tenido incidencia práctica.

En la figura 33 se recoge el perfil de la solución de 100 $\mu\text{g/ml}$. de V, que es, de todos los correspondientes a los elementos traza, el único que ha originado interferencia por un solapamiento total de sus emisiones.

Los perfiles de la figura 33 aparecen repetidos en la figura 34, pero adecuando la concentración del interferente (V) a condiciones más reales. La coincidencia total entre las dos emisiones, por una parte; la similitud de los fondos espectrales, por otra, y el comportamiento lineal

de la emisión de V frente a la concentración a esa longitud de onda, por último, permitirá llevar a cabo una corrección de esta interferencia.

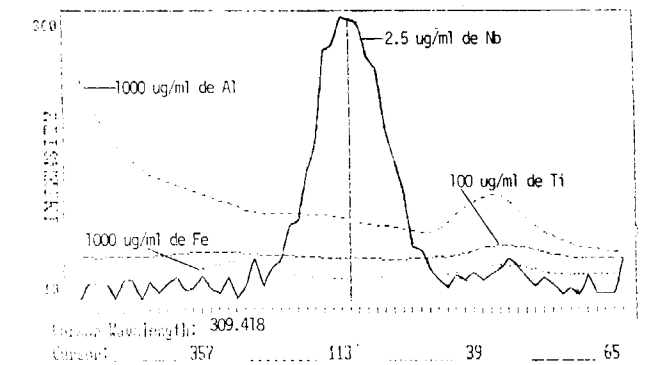


Figura 32.—Barridos espectrales de Al, Fe y Ti en el entorno de la línea 309.418 nm. de Nb.

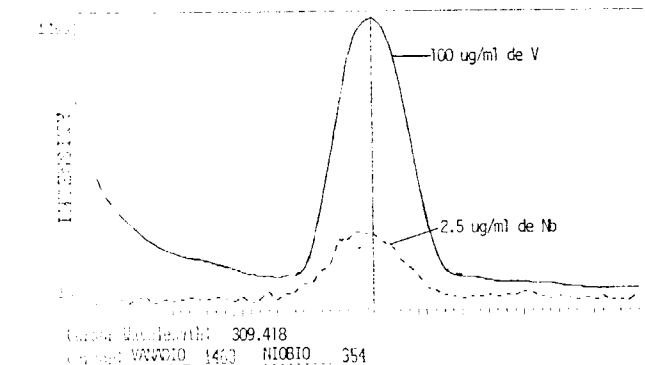


Figura 33.—Barrido espectral de 100 $\mu\text{g/ml}$. de V en el entorno de la línea 309.418 nm. de Nb.

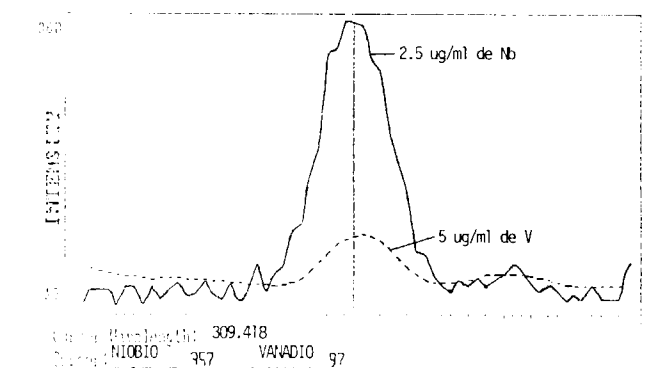


Figura 34.—Barrido espectral de 5 $\mu\text{g/ml}$. de V en el entorno de la línea 309.418 nm. de Nb.

Perfiles correspondientes al Ni

La línea más sensible de este elemento (Ni II: 221.647 nm.) no es utilizada en ningún trabajo geoquímico, ni en el análisis de materiales silicatados, al estar interferida por una de las emisiones más intensas del Si, concretamente la situada a 221.667 nm.

Aunque el análisis de Si no se tiene previsto abordarlo en esta memoria, por las razones expuestas en el objetivo del trabajo, su interferencia sí se ha tenido en cuenta con miras a posteriores estudios que se realicen con otros reactivos de ataque, y por este motivo la citada línea de Ni no ha sido considerada.

La emisión que le sigue en sensibilidad, situada a 231.604 nm., ha sido la propuesta para los análisis a la vista de los perfiles que se han obtenido con todos los posibles elementos interferentes. En las figuras 35 y 36 se recogen, a título

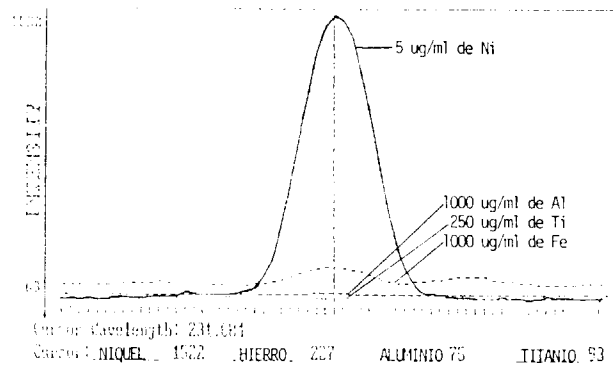


Figura 35.—Barridos espectrales de Fe, Ti y Al en el entorno de la línea 231.604 nm. de Ni.

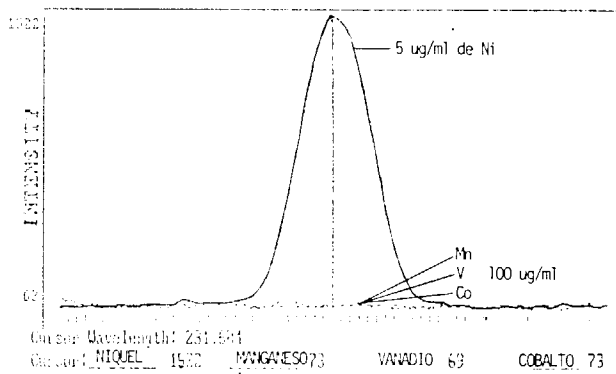


Figura 36.—Barridos espectrales de V, Co y Mn en el entorno de la línea 231.604 nm. de Ni.

de ejemplo, los correspondientes a Fe, Ti y Al como componentes mayoritarios, y a V, Co y Mn como componentes traza.

En los perfiles anteriores no quedan reflejadas las líneas interferentes reseñadas en la tabla XII, y solamente se observa una pequeña emisión producida por la solución de 1.000 µg/ml. de Fe que, por su posición, probablemente sea debida al propio Ni que se encuentre como impureza. Esta probable presencia se ha confirmado midiendo el Ni de dicha solución a la longitud de onda de su máxima sensibilidad de este elemento (221.647 nm.), quedando confirmada dicha presencia.

Perfiles correspondientes al P

Por tratarse el P de un átomo que en su estado fundamental no posee electrones en los subniveles d) y f), su espectro de emisión es simple, y solamente dispone de unas pocas líneas con sensibilidad suficiente para ser empleadas en el análisis de trazas. De ellas, dos se encuentran en la zona comprendida entre 177 y 179 nm. del ultravioleta lejano, y precisan, para ser utilizadas prácticamente, que todos los componentes internos del espectrómetro se mantengan en vacío o, por lo menos, que estén purgados con un gas inerte. Por este motivo, y pese a ser líneas muy poco interferidas, no han sido tenidas en cuenta en la experimentación.

Para este trabajo se han considerado exclusivamente las emisiones del ultravioleta próximas situadas a 213.618 nm. y 214.914 nm., que son los más sensibles del espectro.

La primera, parcialmente solapada con una emisión analítica del Cu que presenta su máximo de intensidad a 213.598 nm., y con otra débil de Fe situada a 213.597 nm. (ver fig. 37), podría utilizarse después de llevar a cabo una corrección matemática conveniente de los efectos de Cu y Fe, pero, sin embargo, no ha sido la elegida, porque la otra emisión que se encuentra a 214.914 nm., aunque también interferida, lo está en menor grado que la anterior. Las figuras 38 y 39 muestran barridos espectrales de los componentes mayoritarios y traza, respectivamente, que producen algún efecto sobre dicha línea. De su visión se deduce:

— Una emisión de fondo del Al no atribuible a

la presencia de una línea próxima de este elemento, pero que ya ha sido descrita al estudiar las interferencias sobre la línea de Mo situada a 202.030 nm.

- Una línea de Fe I a 214.917 nm. contemplada en la tabla XII, pero que en el perfil apenas se distingue del fondo y, por tanto, no tendrá ninguna influencia.
- Una emisión de V II a 214.840 nm. intensa que no origina solapamiento.
- Una emisión de Cu II a 214.897 nm. que sí interfiere.
- Tres emisiones de Nb relativamente próximas entre sí, a 214.896 nm., 214.903 nm. y 214.953 nm., de las cuales la segunda (menos intensa) es la que produce un mayor solapamiento.

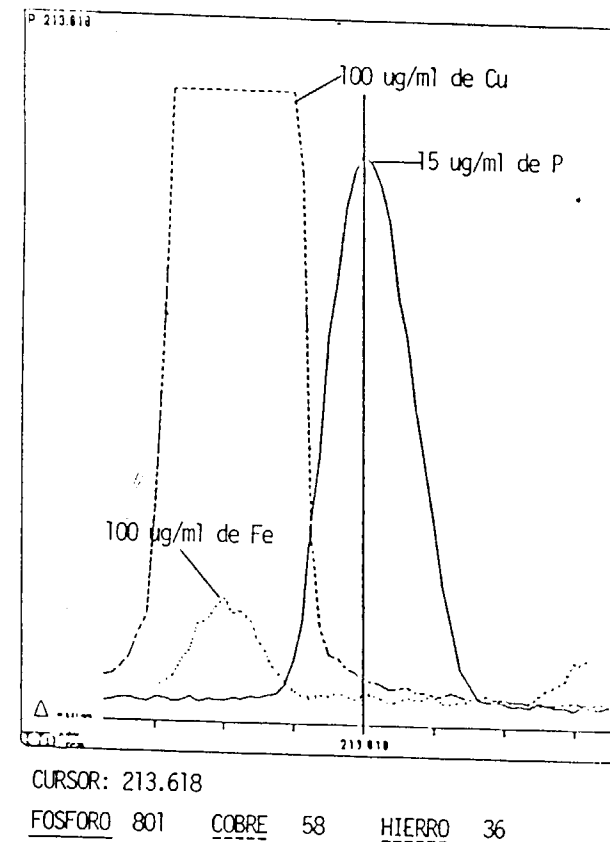


Figura 37.—Barridos espectrales de Fe y P en el entorno de la línea 213.618 nm. del P.

La totalidad de las interferencias que afectan a esta línea de P pueden ser corregidas con suma facilidad, habida cuenta que en muestras reales el nivel de concentración de Cu y Nb es muy inferior a los 100 µg/ml. de los patrones empleados.

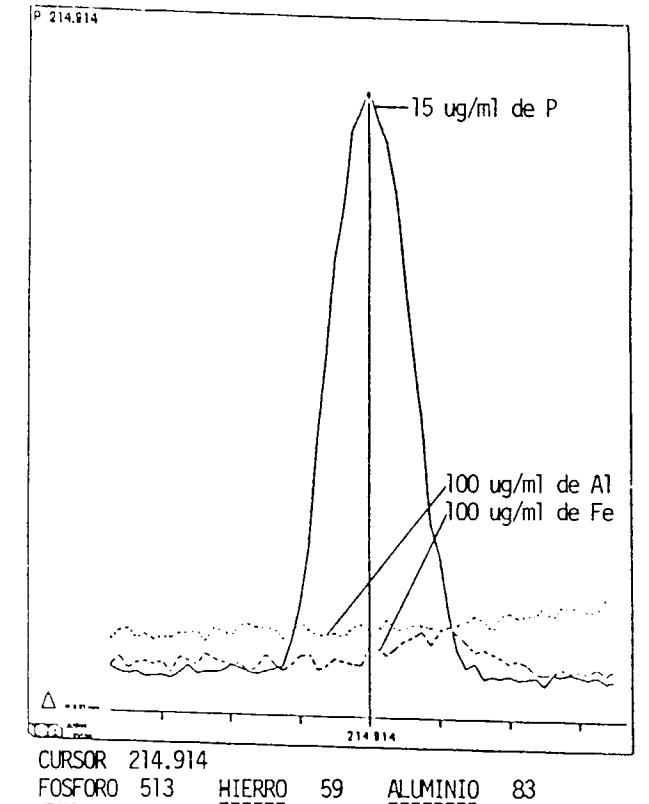


Figura 38.—Barridos espectrales de Fe y Al en el entorno de la línea 214.914 nm. del P.

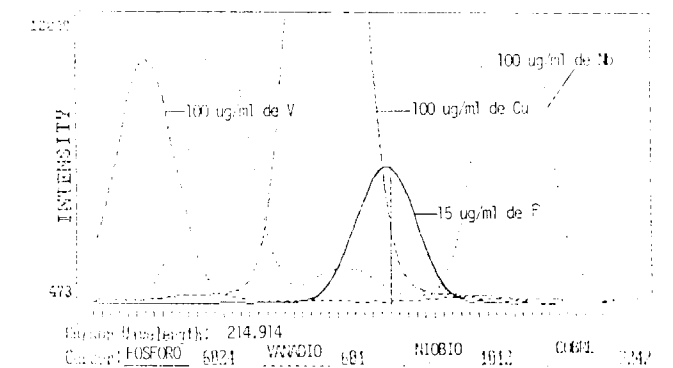


Figura 39.—Barridos espectrales de V, Nb y Cu en el entorno de la línea 214.914 nm. de P.

Perfiles correspondientes al Pb

Existe una diferencia de sensibilidad muy acusada entre la línea 220.353 nm. de Pb II y el resto de sus emisiones (ver tabla XI). Esta circunstancia ha obligado, como ya se ha indicado en el apartado 5.2.3., a prescindir de las otras líneas seleccionadas.

Por una serie de trabajos a los que se ha tenido acceso (81) y (82) se tiene noticia que la citada emisión de Pb no presenta problemas espectrales en el análisis de materiales geológicos. De las interferencias marcadas en la tabla XII, y de otras posibles no tabuladas, se ha comprobado experimentalmente que sólo afecta sustancialmente un fondo originado por el Al.

En la figura 40 se recogen los perfiles de varios componentes mayoritarios en el entorno de la emisión analítica de Pb. La banda correspondiente al Al tiene su origen en una emisión de este elemento situada a 220.463 nm. que no recoge la figura. Los fondos de las soluciones de hierro y titanio son muy similares a los del analito, y sobre ellos comienzan a detectarse sus emisiones a 220.346 nm. (Fe I) y 220.363 nm. (Ti I), que no afectan prácticamente. La corrección del efecto de la banda correspondiente al Al se llevará a cabo fijando en el perfil de la solución problema dos puntos situados, respectivamente, a la izquierda y a la derecha de la línea analítica del Pb de la manera que se indicará en el apartado 5.3.4.

La figura 41 materializa de forma gráfica las únicas emisiones de elementos traza (Co y Nb) que

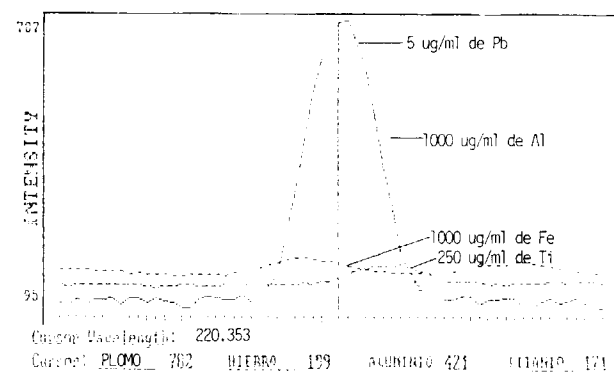


Figura 40.—Barridos espectrales de Al, Fe y Ti en el entorno de la línea 220.353 nm. de Pb.

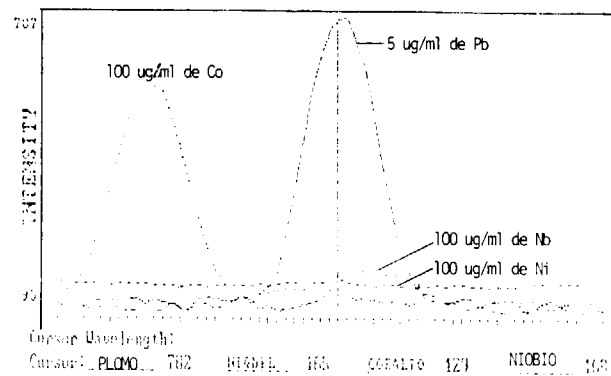


Figura 41.—Barridos espectrales de Co, Nb y Ni en el entorno de la línea 220.353 nm. de Pb.

se destacan del fondo en las proximidades de la línea de Pb. Ninguna de las dos, la de Co por su posición (220.343 nm.), y la de Nb a 220.363 nm., por su intensidad, van a tener influencia práctica en los análisis.

Perfiles correspondientes al Sb

Al igual que ocurría con el Cd, la posible utilización del Pt como patrón interno en los análisis, originará una importante problemática espectral en la línea más sensible de Sb (Sb I: 206.833 nm.). Las emisiones de Pt a 206.816 nm. y 206.864 nm., aunque no llegan a coincidir con la del Sb para bajos niveles ($\sim 1 \mu\text{g/ml}$. de Pt), son lo suficientemente intensas a la concentración en que el platino se encuentra en las soluciones en las que actúa como patrón interno (≥ 0 a $100 \mu\text{g/ml}$.) como para producir un fuerte solapamiento. A esta interferencia también hay que añadir la originada en la citada zona del espectro por transiciones electrónicas entre niveles no cuantizados del Al.

En la figura 42 se ofrecen los perfiles de las soluciones de $1.000 \mu\text{g/ml}$. de Fe y Al, respectivamente, y de $250 \mu\text{g/ml}$. de Ti sobre la línea 217.581 nm. siguiente en sensibilidad del Sb. De los espectros cabe destacar:

— Un fondo continuo de Fe a la largo de todo el intervalo de longitud de onda contemplado en la figura y sobre él dos emisiones de este elemento a 217.547 nm. y 217.640 nm., la

primera muy intensa, que se solapa en parte con la del analito.

— Una banda producida por el Al, que tiene el mismo origen que la que aparecía en la emisión de Sb a 206.833 nm.

El fondo originado por el hierro y la emisión de este elemento a 217.486 nm., junto con la banda del Al, precisarán ser corregidos antes de realizar los análisis.

En la figura 43 se completa el estudio de interferencias sobre esta línea de Sb, incluyendo los perfiles de aquellos elementos traza (Ni y Mo) que originan algún efecto.

El Ni cuenta con una emisión muy intensa a 217.515 nm., cuya ladera se solapa con la línea analítica de Sb. Como se ha indicado reiterada-

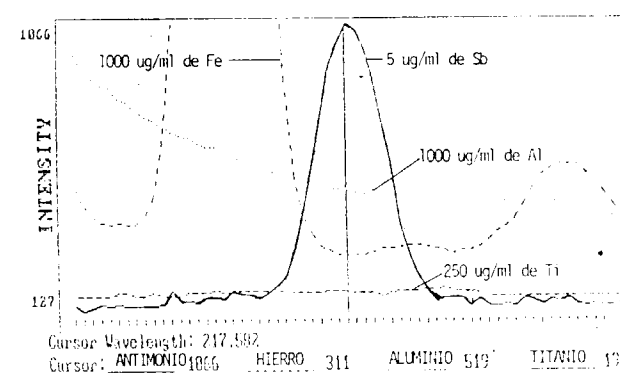


Figura 42.—Barridos espectrales de Fe, Al y Ti en el entorno de la línea 217.581 nm. de Sb.

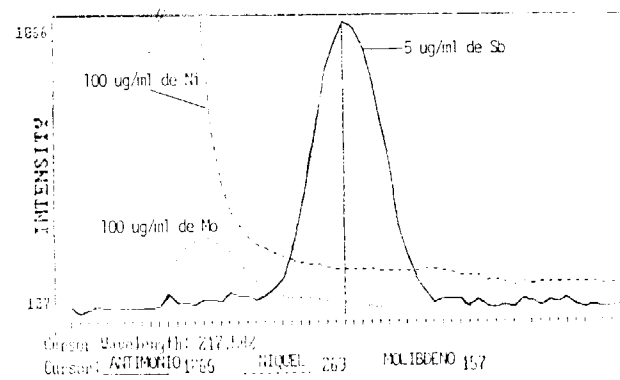


Figura 43.—Barridos espectrales de Ni y Mo en el entorno de la línea 217.581 nm. de Sb.

mente, en condiciones reales, con menor concentración de interferente, el solapamiento no existe prácticamente.

Perfiles correspondientes al V

Este elemento está considerado, dentro del grupo, de los más sensibles por EPAI, como se constata por los datos que figuran en la tabla XI.

La primera de sus líneas, situada a 309.311 nm., presenta fuertes interferencias por parte del Al y Mg, como se muestra en los espectrogramas de la figura 44.

Sobre la siguiente en intensidad, situada a 310.230 nm., actúan dos bandas OH que afectarán tanto al analito como al resto de las soluciones patrón. En la figura 45 se contempla esta interferencia.

La emisión de V a 292.402 nm. ha sido la elegida por estar prácticamente libre de interferencias;

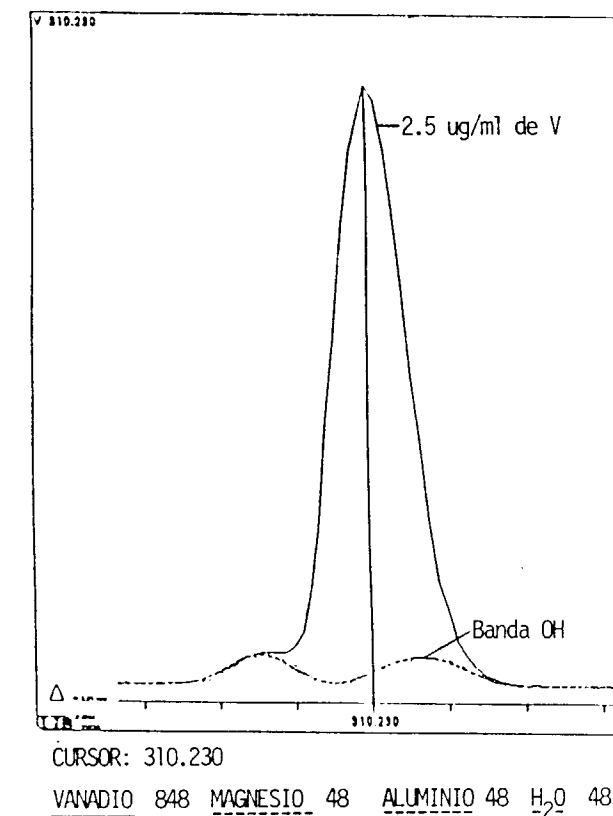
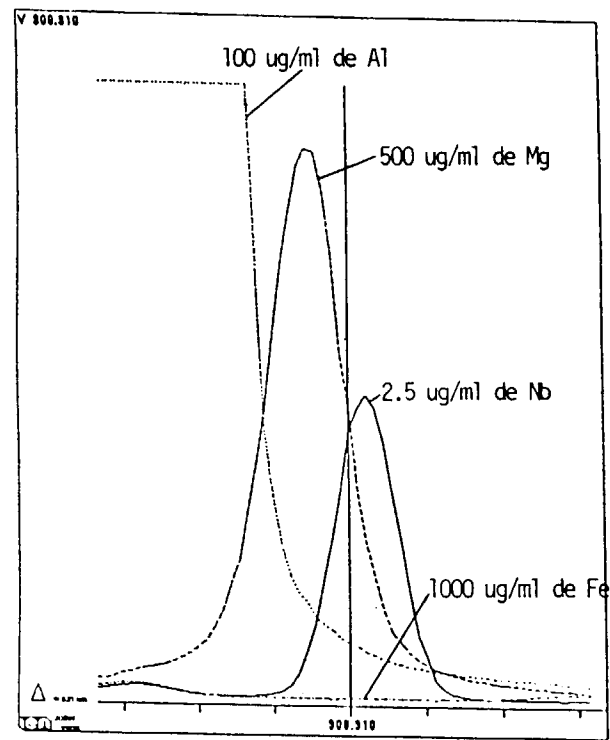


Figura 44.—Barridos espectrales de Al, Fe y Mg en el entorno de la línea 309.311 nm. del V.



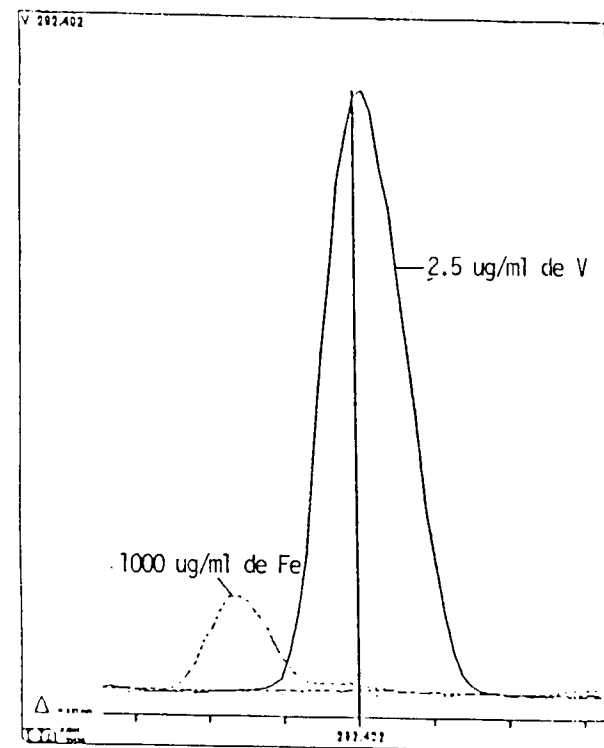
CURSOR: 309.310
 VANADIO 784 ALUMINIO 176 MAGNESIO 872 HIERRO

Figura 45.—Barridos espectrales del H₂O, Mg, Al y Fe en el entorno de la línea 310.230 nm. de V.

sobre ella sólo actúa la ladera procedente de la línea de Fe situada a 292.385 nm., como se ve en la figura 46.

Perfiles correspondientes al W

Los bajos contenidos de W, normalmente presentes en los materiales geológicos, y su sensibilidad media por EPAI, apuntan a que su seguimiento analítico en un programa geoquímico debe ir precedido de su concentración previa en la muestra. La posibilidad de analizar muestras después de un proceso de concentración se sale fuera de los objetivos marcados en este trabajo, ya que en el mismo sólo se contempla la fijación de los niveles mínimos de concentración que de manera fiable pueden ser determinados sin llevar a cabo ningún tratamiento previo de la muestra con excepción de su puesta en solución.



CURSOR: 292.402
 HIERRO 45 ALUMINIO 39 MAGNESIO 38

Figura 46.—Barridos espectrales de Mg, Fe y Al en el entorno de la línea 292.402 nm. de V.

En el caso concreto del W, la experimentación sobre interferencias ha ido dirigida a su línea más sensible para estudiar todas las posibilidades de utilización y llegar así a determinar el mínimo nivel de concentración de W alcanzable por esta técnica.

Sobre la emisión de W a 207.911 nm. influyen (ver figs. 47 y 48):

- Una emisión de fondo originada por el Al que se podrá corregir con facilidad gracias a la constancia de su intensidad en el entorno de la línea analítica.
- Una banda de OH situada a 207.90 nm., no descrita por la bibliografía, que la presentan todas las soluciones, incluida la del Al.
- Una línea muy débil de Cu, que coincide prácticamente con la banda de OH.
- Una emisión de Zn a la misma longitud de

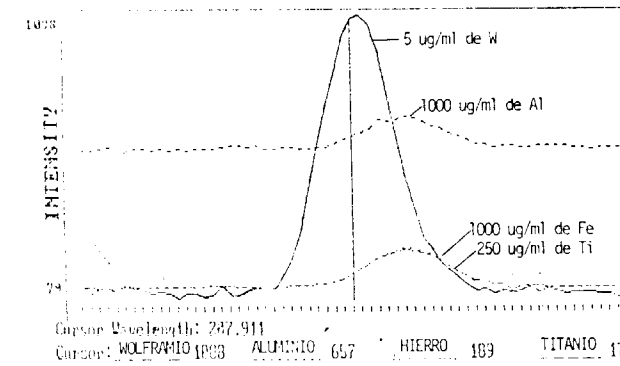


Figura 47.—Barridos espectrales de Al, Fe y Ti en el entorno de la línea 207.911 nm. de W.

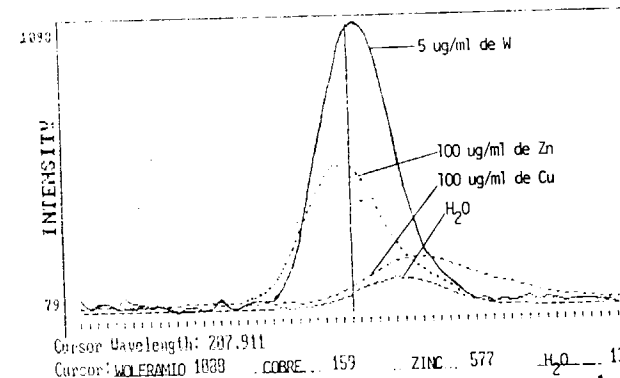


Figura 48.—Barridos espectrales de Cu, Zn y H₂O en el entorno de la línea 207.911 nm. de W.

onda que la analítica de W, que, como en el caso de la banda OH, tampoco está contemplada en las tablas.

Las anteriores interferencias no son óbice para que esta línea pueda ser utilizada con fines prácticos.

Perfiles correspondientes al Y

Se trata de un elemento que no ha presentado prácticamente problemas de interferencias espectrales. Sobre su emisión más sensible, situada a 371.030 nm., sólo las líneas 370.996 nm. de Ti y 371.030 nm. de V aparecen en su entorno.

La figura 49 muestra sus perfiles. El solapamiento que produce la emisión de V no causa ningún

problema en la práctica por su escasa intensidad y por la elevada concentración de la solución interferente (100 µg/ml. de V).

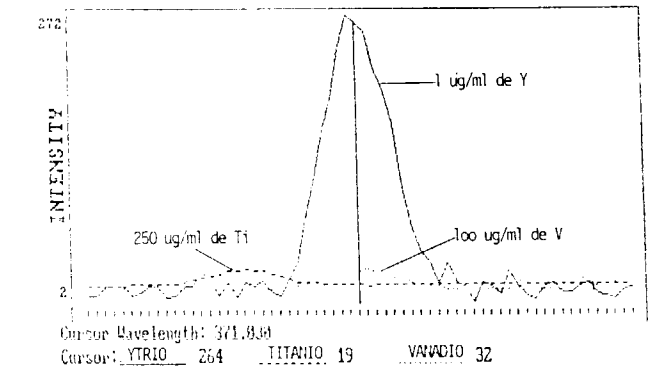


Figura 49.—Barridos espectrales de V y Ti en el entorno de la línea 371.030 nm. de Y.

Perfiles correspondientes al Zn

La bibliografía consultada (83) y (84) indica que, aunque este elemento es muy sensible por EPAI, sus líneas analíticas no están libres de interferencias. En lo concerniente a este último aspecto se ha procedido a estudiar las interferencias producidas sobre la emisión de Zn a 213.856 nm., por el resto de componentes mayoritarios y traza presentes en la muestra. Fruto de este estudio ha sido la comprobación de la existencia de emisiones de Fe, Ti, Cu, Ni y Co que se encontraban plasmadas en la tabla XII. En las figuras 50 y 51

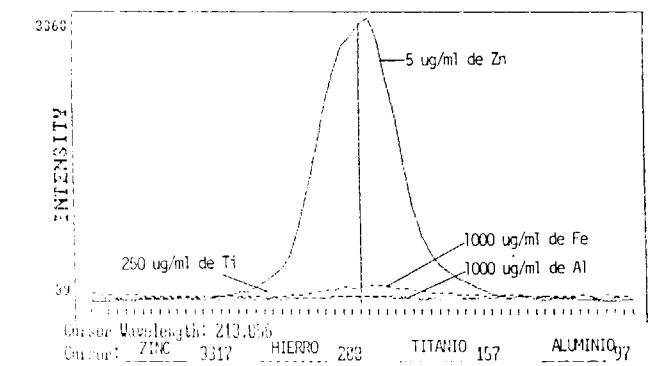


Figura 50.—Barridos espectrales de Ti, Fe y Al en el entorno de la línea 213.856 nm. de Zn.

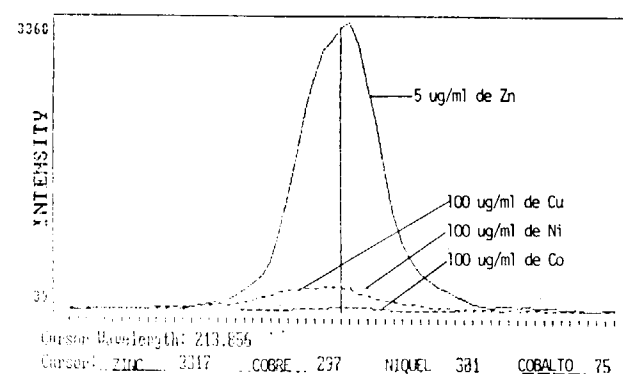


Figura 51.—Barridos espectrales de Cu, Ni y Co en el entorno de la línea 213.856 nm. de Zn.

quedan representadas las mismas. La intensidad de todas las líneas interferentes a la longitud de onda de la del Zn se puede considerar despreciable en las condiciones reales, y, por tanto, la emisión a 213.856 nm. de este elemento no precisa corrección.

Con el Zn se cierra el estudio de interferencias, estudio que se ha realizado como paso previo antes de establecer las líneas de trabajo que se van a programar en el espectrómetro multicanal.

REFERENCIAS

- (67) BOUMANS, P. W. J. M. (1984): *Line Coincidence Tables for Inductively Couple Plasma Atomic Emission Spectrometry*. Ed. Pergamon Press, Oxford.
- (68) BRENNER, J. B., y ELDAD, H. (1986): *A Spectral Line Atlas for the Determination of trace, Minor and Ma-*

ior Elements in Geological Materials-An Update and an Overview. ICP Information Newsletter, vol. 12, 243.

- (69) WINGE, R. K., y FASSEL, V. A. (1982): *Atlas of Spectral Information for Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*.
- (70) ROSE, A. W., y SUHR, N. H. (1971): *Major element content as a means of allowing for background variation in stream-sediment geochemical exploration*. Geochemical Exploration. Can. Inst. Min. Metall. Spec., vol. 11:587-593.
- (71) GOVETT, G. J. S. (1983): *Rock Geochemistry in Mineral Exploration*. Elsevier, Amsterdam.
- (72) ROSE, A. W. (1975): *The mode of occurrence of trace elements in soils and stream sediments applied to geochemical exploration*. Ed. Elliot and Fletcher. Elsevier, Amsterdam, 699-705.
- (73) COKER, W. B. et al. (1976): *Lake sediment geochemistry applied to mineral exploration*. Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Ed. P. J. Hood, Geol. Surv. Can., 435-478.
- (74) MITCHELL, B. D. (1964): *Trace elements in soils. Chemistry of the soil*. American Chemical Society. Monograph Series No. 160. Reinhold, New York, 2.ª ed., 320-368.
- (75) AHRENS, L. H. (1965): *Distribution of the Elements in Our Planet*. McGraw-Hill, New York.
- (76) THOMPSON, M., y WALSH, J. N. (1983): *Silicate Rock Analysis. A Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry* Blackie and Son Ltd., Glasgow.
- (77) ODEGARD, M. (1979): *Determination of major elements in geological materials by ICAP Spectroscopy*. Jarrell-Ash Plasma News 1, 2, 3, 4.
- (78) THOMPSON, M. (1980): *Applied Geochemistry in the 1980*. Ed. Iain Thornton and R. J. Howarth, 191-205.
- (79) M. I. T.: *Wavelength tables*. John Wiley and Sons, Inc., New York.

Original recibido: Septiembre de 1990.

Original aceptado: Octubre de 1990.

Ensayo metodológico para el estudio de las propiedades de granitos meteorizados.

Por B. CALVO (**), J. MENDUIÑA (*) y J. L. PARRA (**)

RESUMEN

En el presente artículo se trata de estudiar la aplicación a la medida de la meteorización de rocas graníticas de ensayos de realización sencilla hasta ahora poco o nada investigados: La medida de la variación de densidad real mediante el estereopícnómetro de helio y la medida del índice de color mediante un medidor de coordenadas cromáticas.

Para ello se aplican los ensayos citados y otros estudios más ampliamente utilizados (compresión simple, flexión, estudio mineralógico, análisis químico, heladicidad) a muestras frescas y alteradas de un granito gris de Valdemanco (Madrid). Se relacionan los resultados y se trata de establecer una medida del valor de los ensayos.

Palabras clave: Granito, Meteorización, Roca ornamental, Color, Ensayos no destructivos.

ABSTRACT

In this paper, an attempt has been made to apply the use of easy and non destructive tests to the measurement of ornamental rock weathering. These tests have not previously been used, or have been used to a lesser extent up to now. They are the measurement of the density variation with the «helium stereopícnometer», and the measurement of the colour index with the «chromatic coordinates measurer».

These two tests and some others, which are more commonly used, have been carried out on several unaltered and altered samples of grey granite from Valdemanco (Madrid). The results are displayed and discussed, and a means of judging the tests value is proposed.

Key words: Granites, Weathering, Ornamental rocks, Colour, Non destructive tests.

1. OBJETO DEL ESTUDIO

En las piedras de construcción, los ensayos que se realizan y que recogen las normativas españolas e internacionales se enfocan, fundamentalmente, a medir las propiedades mecánicas de las rocas, que tienen innegable interés para su utilización como elemento estructural en construcción. Es también muy importante evaluar propiedades estéticas, tales como el color y la homogeneidad en la distribución del mismo, y su posible variación con el tiempo, una vez puesta

en obra la pieza, especialmente en los últimos tiempos, durante los cuales se ha observado una aceleración en el deterioro de este tipo de materiales, muy posiblemente debido a factores ambientales (WINKLER, 1973).

Por ello es importante establecer sistemas sencillos de medida que permitan evaluar cuantitativamente la variación de resistencia mecánica y de color de granitos puestos en obra.

En el presente trabajo se ha tratado de analizar la validez de dos ensayos hasta ahora poco o nada utilizados para evaluar esta evolución: La medida de la variación de la densidad real mediante el estereopícnómetro de helio y la medida

(*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ríos Rosas, 23. Madrid.

(**) Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Ríos Rosas, 21. Madrid.

de la variación del color mediante un medidor de coordenadas cromáticas. Ambos ensayos son fáciles de realizar y podrían simplificar notablemente la valoración de la alteración de un granito ornamental puesto en obra, si se pudiera comprobar la correlación cuantitativa de los índices medidos con ellos y las propiedades mecánicas y químicas. Estas propiedades, que son las que tradicionalmente se valoran, requieren ensayos más caros y costosos, exigiendo, además, una toma de muestras normalizada que no siempre es posible.

El presente trabajo pretende ser el primero de una línea de investigación en la que se estudien métodos cuantitativos y no destructivos de valoración de la alteración de granitos por meteorización, por exposición a atmósferas agresivas o, simplemente, por choque térmico.

2. FUNDAMENTO TEORICO DEL ESTUDIO

Con relación a la meteorización de granitos usados como piedra de construcción, son escasas las publicaciones existentes; posiblemente, como más adelante se verá, las técnicas de análisis tradicionales adolecen de falta de sensibilidad para detectar estadios poco significativos de la meteorización. En general, se considera conveniente cuantificar la sensibilidad de dichas técnicas mediante su comparación sistemática con técnicas nuevas.

Desde el punto de vista teórico, y a un nivel consultivo, se ha considerado como punto de partida de la investigación el trabajo de A. MEUNIER (1980), quien, utilizando básicamente las técnicas analíticas de microsonda electrónica y microscopio polarizante, llegó a las conclusiones siguientes:

- Los procesos de desestabilización mineralógica son complejos y se producen en varias fases.
- Las especies mineralógicas surgidas de los procesos de degradación son variadas, si bien la caolinita aparece desde los primeros estadios.
- Las características cristalógicas de los minerales iniciales y la composición de las aguas de percolación son los condicionantes más destacados de estos procesos.

- El aumento de superficie específica de alteración favorece estos mecanismos y se desarrolla por efectos fundamentalmente físicos, sobre todo el efecto de descompresión litoestática.
- Los condicionantes climáticos afectan fundamentalmente al resultado mineralógico, si bien los procesos básicos siempre son los mismos.

En una línea de aplicación a rocas ornamentales, Rosa ESBERT y Modesto MONTOTO, con su equipo de la Universidad de Oviedo, iniciaron trabajos sobre la patología de las mismas, fundamentalmente en rocas carbonatadas, realizando medidas de parámetros tales como las porosidades (total, comunicada, atrapada) a escala macro y microscópica, mediante el microporosímetro de mercurio, así como coeficiente de hinchamiento, coeficiente de capilaridad, propiedades hídras, conductividad y expansión térmica, prestando, además, especial atención a los minerales de neoformación. Asimismo, son de similar interés e importancia los estudios que sobre la alteración de la arenisca de Villamayor ha llevado a cabo M.^a Angeles VICENTE con su equipo de la Universidad de Salamanca, aplicando técnicas tales como microscopía electrónica de barrido y microsonda electrónica, entre otras.

Sin embargo, el presente trabajo se ha desarrollado en una fase más inicial de la degradación, en la que la movilidad catiónica prácticamente no está presente y, por tanto, la reorganización geoquímica no llega a darse, de acuerdo con los resultados que se han obtenido sobre las siete muestras estudiadas por técnicas de análisis químicos y difracción de rayos X.

Si se admite que, efectivamente, el estadio inicial de la alteración se produce por el desarrollo de una microfisuración de despegue intergranular, y que se justifica, bien por una descompresión litoestática (MEUNIER, 1980; ESBERT y MARCOS, 1983), bien por la diferencia entre los coeficientes de dilatación de los distintos minerales constituyentes de la roca, en los casos de agregados poliminerales, o por las diferencias en los coeficientes de dilatación, en función de la orientación de los ejes de crecimiento cristalino, que no siempre son isotropos, se evidencia la necesidad de conocer los diferentes estadios de desarrollo microfisural, que puede estudiarse

con el *estereopícnómetro de helio*, además de tener una clara repercusión en los valores de las coordenadas cromáticas.

El *estereopícnómetro de helio* es un instrumento eficaz para medir los diferentes estadios de despegue intergranular desde sus inicios, y esto es así debido, por un lado, a las características del helio (reducido radio iónico) y, por otro, a las condiciones de presión (2 Kg/cm²), que permiten una gran penetrabilidad del gas en la roca.

Por otra parte, el *medidor de coordenadas cromáticas* es sensible a los dos efectos iniciales más destacados. Por un lado, la microfisuración, que afecta a las características de la luz devuelta como consecuencia de las variaciones en las superficies específicas de absorción, incidiendo en los ángulos de reflexión y difracción, es decir, en las longitudes de onda de la luz normalizada enviada. Un fenómeno análogo, referente a medidas de pulido en granitos, ha sido estudiado por GASCON y BALBAS (1985). Por otro lado, cualquier movilidad catiónica, tanto sea por incorporación como por pérdida, será igualmente detectada, ya que es conocida la influencia de este fenómeno en el color.

3. METODOLOGIA DEL ESTUDIO

Para llevar a cabo el estudio se han tomado siete muestras de tamaño suficiente en las canteras de granito variedad Blanco Perla de Valdemanco (Madrid), catalogado por el IGME (1984). Las muestras se han obtenido de tres puntos distintos, lo más distanciados posible, correspondiendo las señaladas A a las más meridionales, y las C a las más septentrionales. En cada punto se han tomado dos o tres muestras, representativas de los distintos grados de meteorización. Así, las A-1, B-1 y C-1 corresponden al nivel de explotación inalterado, y las A-2, B-2 y C-2 a la zona de casco del yacimiento. La B-3 es un granito arenizado sobre el que no se han podido tallar probetas para su ensayo mecánico.

Sobre las muestras tomadas se han realizado los siguientes análisis:

- * Estudio petrográfico.

- * Análisis mineralógico mediante difracción de RX.
- * Análisis químico de los 10 elementos mayores.
- * Análisis de 3 elementos menores (Rb, Sr y Zr).
- * Ensayo de resistencia al choque térmico a 25 y 50 ciclos.
- * Cálculo de los coeficientes de absorción y peso específico aparente para las muestras de campo, y sometidas a ciclos.
- * Ensayo de resistencia a compresión, en muestras de campo y sometidas a 25 y 50 ciclos.
- * Ensayo de resistencia a flexión, en muestras de campo y sometidas a 25 y 50 ciclos.
- * Cálculo del peso específico real mediante estereopícnómetro de helio, en muestras de campo y sometidas a ciclos.
- * Cálculo de las coordenadas cromáticas, en muestras de campo y sometidas a ciclos.

4. DESCRIPCION DE LOS ENSAYOS TRADICIONALES

4.1. Estudio petrográfico

Se han confeccionado láminas delgadas normales, teñidas con cobaltinitrito sódico para mejor identificación de los feldespatos, y se han estudiado al microscopio óptico de luz polarizada por transmisión. Todas las muestras corresponden a la definición de granitos, siendo sus minerales principales cuarzo, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa sódica (oligoclasa-andesita) y biotita. Como minerales accesorios se observan circón, apatito y opacos. Los minerales secundarios más frecuentes son sericita, clorita, plagioclasa sódica y moscovita. En la textura, que es granuda hipidiomórfica, se ha podido observar zonación y sericitización de las plagioclasas, a partir del centro de los cristales, cloritización y moscovitización de las biotitas y albitización del feldespato potásico. No se observan diferencias apreciables de composición mineralógica entre muestras frescas y alteradas ni entre muestras inalteradas de los distintos puntos de afloramiento.

4.2. *Análisis mineralógico mediante difracción de RX*

Estos análisis se han hecho por el método del polvo, mediante un dispositivo DRX Philips MPD 1800, obteniéndose los siguientes datos, que confirman los estudios petrográficos.

Mineralógicamente, las muestras se presentan muy homogéneas, sin que se observen minerales secundarios de alteración, salvo la presencia de trazas de clorita; en general, todas las muestras estudiadas están compuestas de cuarzo, feldespatos, biotita y moscovita. Los feldespatos son mezclas de tipo potásico y plagioclasas, sal-

vo en la muestra A-1, en la que aparecen básicamente plagioclasas.

4.3. *Análisis químico de los 10 elementos mayores*

Para la determinación de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, MnO, K₂O, MgO y P₂O₅ se ha empleado fluorescencia de Rayos X con perla de 1 g. de muestra y 5 g. de tetraborato de litio, mediante un equipo Philips PW-1404, con tubo Sc/Mo; el sodio se detectó mediante absorción atómica previa fusión con metaborato de litio. Los resultados obtenidos se relacionan en la tabla 1.

TABLA 1

Resultado de los análisis químicos de elementos mayores

MUESTRA	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% CaO	% TiO ₂	% MnO	% K ₂ O	% Na ₂ O	% MgO	% PPC
A-1	70.64	14.27	2.957	2.317	0.333	0.050	4.256	3.653	0.706	0.71
A-2	70.10	14.49	3.084	2.179	0.360	0.049	4.595	3.532	0.777	0.71
B-1	74.69	13.00	1.516	1.341	0.138	0.038	4.632	3.599	0.251	0.74
B-2	75.80	12.48	1.539	1.033	0.133	0.033	4.644	3.357	0.181	0.76
B-3	73.04	13.70	2.095	1.244	0.210	0.048	4.530	3.410	0.381	1.26
C-1	73.99	13.24	1.839	1.332	0.174	0.080	4.901	3.437	0.293	0.66
C-2	73.46	13.54	1.888	1.274	0.174	0.064	4.749	3.667	0.303	0.81

4.4. *Análisis químicos de 3 elementos traza*

Se han analizado tan sólo el Rb, el Sr y el Zr, por suponer que su concentración podría aportar alguna indicación sobre la migración de otros elementos traza durante los procesos de meteorización. Como es sabido, el Rb es un elemento cuya distribución geoquímica está muy condicionada por el grado de evolución de un granito. Su radio iónico le permite camuflarse en la red de los feldespatos, sustituyendo al potasio, por lo que es más abundante en granitoides alcalinos o con alto ID.

El Zr es un elemento que forma minerales muy estables química y mecánicamente (circón), distribuidos de forma más o menos homogénea en la masa granítica. Su incremento durante el proceso de meteorización podría significar un empobrecimiento relativo en minerales susceptibles de lixiviación (álcalis).

El Sr es, por el contrario, un elemento de radio

y carga iónica similar al Ca y es característica su concentración, por tanto, en las fases preliminares de la evolución magmática. El ID de los granitoides suele tener una relación negativa con la concentración de Sr.

Los resultados de los análisis por estos tres elementos traza se muestran en la tabla 2:

TABLA 2

Resultados de los análisis por elementos traza

MUESTRA	% P ₂ O ₅	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Zr (ppm)
A-1	0.11	156	139	138
A-2	0.12	168	142	129
B-1	0.05	206	79	72
B-2	0.04	192	66	75
B-3	0.08	217	82	97
C-1	0.05	281	85	82
C-2	0.06	258	88	87

4.5. *Ensayos de resistencia al choque térmico a 25 y 50 ciclos*

Aunque en todos los ensayos realizados se ha seguido, en lo posible, la normativa UNE, en éste se ha optado por combinar las normas UNE 22-174-85, de resistencia a las heladas en granitos y la UNE 22-197-85, de resistencia a los cambios térmicos, referida a pizarras para cubiertas, con la finalidad de conseguir una mayor aceleración en los procesos de meteorización. La metodología de ensayos ha sido la siguiente:

Cada ciclo se compone de 18 horas a -15° C, dos horas en agua a temperatura ambiente (aproximadamente 16° C), dos horas en estufa a 105° C y otras dos horas en agua a temperatura ambiente. Se completaron un total de dos series de 25 ciclos cada una, tomando medidas al inicio y al final de cada una de las series. Los parámetros medidos en cada caso han sido: Resistencia a la compresión simple, resistencia a la flexión, porcentaje de pérdida de peso, peso específico aparente y real, y absorción, en porcentaje del peso.

Los porcentajes de pérdidas en peso de las probetas sometidas a 25 y 50 ciclos se muestran en la tabla 3.

TABLA 3

Porcentaje de pérdida en peso (ensayo de heladicidad)

	A-1	A-2	B-1	B-2	C-1	C-2
25 ciclos	0,031	0,134	0,010	0,083	0,009	0,031
50 ciclos	0,059	0,154	0,046	0,155	0,034	0,105

4.6. *Resistencia a la compresión simple y a la flexión*

Se han llevado a cabo ensayos tradicionales de resistencia a la compresión simple y a la flexión, según las normas UNE 22-175-85 y UNE 22-176-85, respectivamente. Para el ensayo de compresión se utilizaron seis probetas cúbicas con arista de 7 cm.; tras inmersión en agua destilada a 20±5° C durante un mínimo de 48 horas se procedió a su rotura con una velocidad de carga de 400 Kgs/seg. Mediante la fórmula:

$$T = G / 100 \cdot A \text{ (MPa)}$$

se calcula la resistencia a compresión, donde G es la carga máxima en Newtons y A el promedio de las áreas de las bases superiores e inferiores en centímetros cuadrados.

Por su parte, para el ensayo de resistencia a la flexión se han utilizado probetas de 300×25×40 milímetros, sumergidas en agua filtrada a una temperatura de 20±5° C un tiempo mínimo de 48 horas; situadas las mismas sobre dos apoyos cilíndricos separados 8 cm., se aplican cargas, a una razón creciente y uniforme de 7 Kgs/seg., en el punto medio, hasta llegar a la rotura. Para calcular la resistencia a la flexión se utiliza la fórmula:

$$R = 3 \cdot W \cdot L / 100 \cdot 4 \cdot b \cdot h^2 \text{ (MPa)}$$

donde W es la carga de rotura en Newtons, L la distancia entre apoyos en cm., b la anchura de la cara sometida al esfuerzo en cm., y h la altura de la probeta en cm. Los resultados de los ensayos de resistencia a la compresión simple y a la flexión se muestran en las tablas 4 y 5.

TABLA 4

Resultados de los ensayos de resistencia a la compresión simple

	A-1	A-2	B-1	B-2	C-1	C-2
0 ciclos	146,81	67,71	76,59	106,54	90,30	43,07
	*146,19	* 57,58	*166,75	*103,79	* 89,33	42,46
	145,57	47,46	256,94	101,04	88,37	41,86
25 ciclos	144,31	96,62	124,27	106,16	126,63	129,63
	*143	* 93,53	*139,54	*103,61	*129,10	120,40
	141,69	90,45	154,81	101,06	131,57	111,18
50 ciclos	161,46	133,93	146,28	122,03	160,63	81,96
	*161,85	*114,77	*148,27	*122,79	*154,47	83,19
	162,25	95,61	150,27	123,56	148,31	84,43

* Dos medidas en cada caso y la media de ambas.

TABLA 5

Resultados de los ensayos de resistencia a la flexión

	A-1	A-2	A-2	B-1	B-1	B-2	B-2	C-1	C-1	C-2	C-2
0 ciclos ...	96,72	65,11	84,11	139,82	152,31	116,56	87,64	152,52	40,22	102,58	78,44
25 ciclos ...	111,31	68,63		124,36		59,76		126,04		88,36	
50 ciclos ...	81,23	73,75		119,71		60,03		119,49		77,17	

4.7. Cálculo de los coeficientes de absorción y peso específico aparente

Para el cálculo de los coeficientes de absorción se ha empleado el método tradicional de inmersión en agua, según la norma UNE 22-172-85, sobre tres probetas cúbicas pulidas de 7 cm. de arista. El peso específico aparente se ha calculado en todos los casos mediante la aplicación del principio de Arquímedes, y pesada directa en balanza de precisión. Los resultados se muestran en la tabla 7.

5. DESCRIPCIÓN DEL ENSAYO PARA EL CÁLCULO DE LA DENSIDAD REAL MEDIANTE ESTEREOPICNÓMETRO DE HELIO

5.1. Fundamento

El estereopicnómetro de helio permite medir con gran precisión el volumen de cuerpos sólidos, por lo que, asociado a una balanza de precisión, sirve para calcular los pesos específicos de los materiales. Tal y como se puede ver en la figura 1, consta básicamente de una entrada para

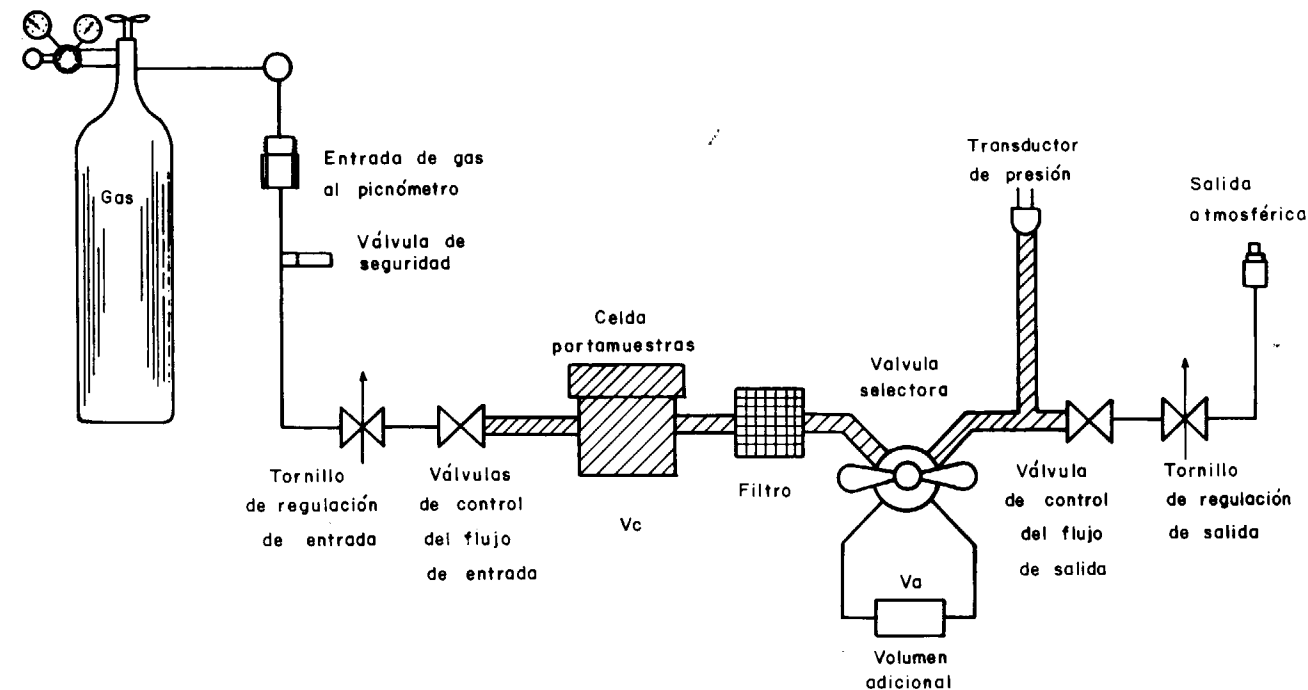


Figura 1.—Esquema del estereopicnómetro de helio.

el gas, una cámara donde se introducen las muestras y un circuito de salida, en el que se encuentra un medidor de presión y otra cámara, denominada volumen adicional, intercalada en él mediante una válvula selectora. La determinación del volumen se realiza aplicando la Ley de los Gases Perfectos. El gas utilizado es helio, debido a su comportamiento aproximado al de un gas ideal, además de sus características químicas, que le confieren una gran penetrabilidad (grietas y poros de dimensiones hasta de 1 angstrom = 10^{-10} m.). El estado del sistema purgado con helio, a presión ambiental, P_a , puede definirse con la expresión:

$$P_a \cdot V_c = N \cdot R \cdot T_a \quad [1]$$

siendo N el número de moles de gas que ocupan el volumen V_c a una presión P_a , R la constante del gas y T la temperatura ambiente (Kelvin). Debe hacerse notar que en el volumen V_c se incluye todo el circuito interior del aparato, excepto el volumen adicional, V_a . Al introducir una muestra de volumen V_p en la cámara, la ecuación [1] se transformará en:

$$P_a \cdot (V_c - V_p) = N_1 \cdot R \cdot T_a$$

y elevando el valor de la presión, tenemos:

$$P_2 \cdot (V_c - V_p) = N_2 \cdot R \cdot T_a \quad [2]$$

donde P_2 es el valor de la presión por encima de la ambiental y N_2 el número total de moles de gas presentes. Abriendo la válvula selectora y conectando el volumen adicional, V_a , con el circuito, el valor de la presión se reduce hasta un valor P_3 , que cumplirá:

$$P_3 \cdot (V_c - V_p + V_a) = N_2 \cdot R \cdot T_a + N_a \cdot R \cdot T_a$$

siendo N_a el número de moles de gas contenidos en V_a a presión ambiental. Teniendo en cuenta que $P_a \cdot V_a = N_a \cdot R \cdot T_a$, sustituyendo en la ecuación [2], y operando, considerando que todas las medidas de presión son relativas a P_a , a la que se ha asignado el valor cero al inicio, se llega a la ecuación de trabajo del aparato, que es:

$$V_p = V_c - P_3 \cdot V_a / (P_2 - P_3)$$

o, expresada de otra manera:

$$V_p = V_c + V_a / (1 - P_2/P_3) \quad [3]$$

Para la calibración se pueden emplear tres criterios, que son los siguientes:

- 1) Considerando como bueno el valor de V_a dado por el fabricante, y dado que el aparato en vacío cumple que:

$$P_1 \cdot V_c = P_2 \cdot (V_c + V_a)$$

donde P_1 es la presión medida con V_a aislado del circuito de salida y P_2 la obtenida cuando V_a está unida a él, se procede a calcular V_c mediante la fórmula:

$$V_c = P_2 \cdot V_a / (P_1 - P_2)$$

realizando varias medidas para P_1 y P_2 , operando con su media aritmética.

- 2) Aceptando el valor de V_c proporcionado por el fabricante, se puede calcular V_a de manera análoga a la del anterior criterio, aplicando:

$$V_a = V_c \cdot (P_1 - P_2) / P_2$$

- 3) Consiste en utilizar como volumen de referencia, V_r , el de un cilindro de calibración incluido con el aparato. Se realizan dos medidas de presión, una con el contenedor de muestras vacío ($V_p = 0$) y otra introduciendo en él V_r . La ecuación de trabajo quedará en cada caso, respectivamente, de la siguiente forma:

$$V_p = 0 = V_c - V_a / ((P'_2/P'_3) - 1) \quad [4]$$

$$V_p = V_r = V_c - V_a / ((P_2/P_3) - 1)$$

Combinando ambas se puede calcular V_a :

$$V_a = V_r / (1 / ((P'_2/P'_3) - 1) - 1 / ((P_2/P_3) - 1)) \quad [5]$$

y de [4] y [5] se obtiene el valor de V_c :

$$V_c = V_a / ((P'_2/P'_3) - 1)$$

Se ha elegido como criterio más preciso el último de los expuestos, dado que el volumen del cilindro de calibración ha sido verificado mediante inmersión en agua, mientras que los volúmenes de las celdas interiores del aparato no pueden ser comprobados directamente y son susceptibles de desgaste, deformación o acumulación de residuos en los mismos, todo lo cual constituye una posible variación en su medida. En la tabla 6 se recogen los datos de la última calibración realizada al aparato, según la metodología anteriormente expuesta, antes de tomar las medidas sobre las muestras. Conviene hacer constar que con anterioridad se realizaron del

TABLA 6

Medidas de calibración del estereopícnómetro de helio

— En vacío:		
1.—P ₁ = 15,559		
P ₂ = 10,020		
2.—P ₁ = 15,534		
P ₂ = 10,003	Valores medios:	
3.—P ₁ = 15,661	P ₁ = 15,598	
P ₂ = 10,086	P ₂ = 10,045	
4.—P ₁ = 15,638		
P ₂ = 10,071		
5.—P ₁ = 15,600		
P ₂ = 10,047		
— Con cilindro de calibración:		
1.—P ₁ = 15,892		
P ₂ = 7,867		
2.—P ₁ = 15,854		
P ₂ = 7,848	Valores medios:	
3.—P ₁ = 15,754	P ₁ = 15,273	
P ₂ = 7,799	P ₂ = 7,783	
4.—P ₁ = 15,483		
P ₂ = 7,664		
5.—P ₁ = 15,632		
P ₂ = 7,739		
Valores de calibración:		
V _a = 84,88		
V _c = 153,54		
Fórmula de trabajo:		
$V_p = 153,54 - (84,88 \cdot P_2) / (P_1 - P_2)$		

orden de 40 mediciones de calibración, comprobándose que el funcionamiento del aparato no está influenciado por la presión atmosférica, como en un primer momento se llegó a sospechar.

5.2. Metodología

La forma de operación ha consistido en medir el volumen de un fragmento central de las probetas de flexión ya rotas mediante tres lecturas de presión para todas las muestras estudiadas, calculando en cada una de ellas el volumen mediante la fórmula de trabajo [3], de acuerdo con

el manual del fabricante, Quantachrome Co., y a continuación su *peso específico*, realizando el cociente entre el peso de la misma, medido en balanza de precisión, y dicho volumen. Como resultado se ofrece la media aritmética de estos tres números así obtenidos.

Para el cálculo de la *absorción* a partir de los pesos específicos aparente y real, calculado el primero por absorción en agua, como antes se explicó, y el segundo como se acaba de indicar, se ha deducido una fórmula de la siguiente manera:

Partiendo de las definiciones de peso específico aparente y peso específico real:

$$P_{ea} = P / (V + V_p) \quad [6]$$

$$P_{er} = P / V \quad [7]$$

donde:

- P_{ea} = Peso específico aparente
- P_{er} = Peso específico real
- P = Peso de la muestra de roca
- V = Volumen de la muestra de roca
- V_p = Volumen de poros contenidos en la muestra

y despejando en [6] y [7] V se tiene:

De [6]:

$$V = P / P_{ea} - V_p$$

De [7]:

$$V = P / P_{er}$$

Igualando ambas expresiones se llega a:

$$P / P_{er} = P / P_{ea} - V_p$$

De donde se obtiene, despejando V_p:

$$V_p = P / P_{ea} - P / P_{er}$$

$$V_p = P (1 / P_{ea} - 1 / P_{er})$$

Luego el porcentaje en peso que representa el agua absorbida en este volumen de poros será, respecto al peso total de la muestra:

$$\% \text{ abs} = P (1 / P_{ea} - 1 / P_{er}) \cdot 100 / P$$

donde P en el numerador y en el denominador desaparecen:

$$\% \text{ abs} = (1 / P_{ea} - 1 / P_{er}) \cdot 100$$

Se hace notar que el peso del agua contenida en los poros, al tomar 1 como peso específico del agua, coincide con el volumen de los mismos.

En cuanto a la estimación del error, si se tiene en cuenta que en el proceso de medida de peso específico la diferencia entre dos valores extremos dentro de una misma muestra no excede nunca de 0,02 gr/cm³, se puede asignar al valor medio obtenido un error de 0,02, lo que representa aproximadamente un error del 0,75 por 100.

El equipo utilizado en los ensayos ha sido fabricado por Quantachrome Corporation, New York (U.S.A.).

5.3. Resultados

Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 7. Los valores representados son medias de tres medidas en cada caso. Se comparan las me-

didias de coeficientes de absorción y de densidades obtenidas para las mismas muestras mediante el estereopícnómetro de helio y el método tradicional de inmersión en agua.

6. DESCRIPCIÓN DEL ENSAYO PARA EL CÁLCULO DE LAS COORDENADAS CROMÁTICAS

6.1. Fundamento y metodología

El ojo humano detecta la radiación electromagnética en una estrecha gama de longitudes de onda, que se llama comúnmente «visible», entre 380 y 780 nm. La impresión cromática se realiza mediante la adición de tres estímulos en el cerebro, correspondientes a los colores rojo, azul y verde, además de la impresión de claridad-oscuridad.

La evaluación metrológica de un color suele usar

TABLA 7
Medidas de absorción y densidad en muestras de granitos. Comparación de métodos: Estereopícnómetro de helio e inmersión en agua

	ESTEREOPICNOMETRO			INMERSION EN AGUA			
	Sin ciclos	25 ciclos	50 ciclos	Sin ciclos	25 ciclos	50 ciclos	
A-1	0,24 2,64	0,71 2,68	0,61 2,67	A-1	0,32 2,65	0,27 2,65	0,24 2,65
A-2	1,04 2,68	1,14 2,69	1,23 2,70	A-2	0,53 2,65	0,46 2,64	0,43 2,65
B-1	0,76 2,65	0,78 2,66	0,86 2,67	B-1	0,38 2,63	0,34 2,63	0,28 2,63
B-2	1,25 2,65	1,54 2,66	1,64 2,67	B-2	0,90 2,63	0,90 2,62	0,83 2,62
C-1	0,62 2,66	0,86 2,67	0,86 2,67	C-1	0,38 2,64	0,31 2,63	0,26 2,63
C-2	1,02 2,66	0,98 2,66	1,71 2,69	C-2	0,53 2,63	0,55 2,63	0,72 2,63
=							
A-1	0,24 2,64	0,71 2,68	0,61 2,67	A-1	0,32 2,65	0,27 2,65	0,24 2,65
B-1	0,76 2,65	0,78 2,66	0,86 2,67	B-1	0,38 2,63	0,34 2,63	0,28 2,63
C-1	0,62 2,66	0,86 2,67	0,86 2,67	C-1	0,38 2,64	0,31 2,63	0,26 2,63

un principio similar. El objeto cuyo color se quiere medir se ilumina con una fuente normalizada de luz tipo C o D65, con lo que se tratan de reproducir con la mayor aproximación las condiciones de la luz diurna, según el manual del fabricante, Dr. Lange.

Como geometría de medición, según la norma DIN 5033, se emplea un sistema con esfera de

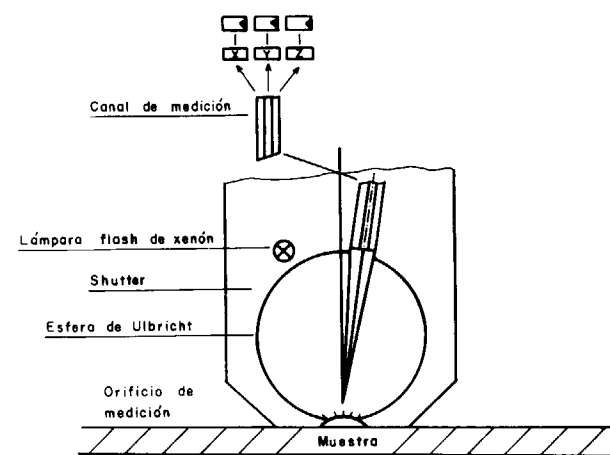


Figura 2.—Geometría de medición d/8°.

Ulbricht, midiendo la reflexión difusa bajo un ángulo de 8° (fig. 2). La luz medida se fragmenta en tres partes iguales a través de un conductor óptico y es conducida a los tres filtros de medición del valor cromático normalizado X, Y, Z. Esta luz incidente en los fotorreceptores es característica de los valores:

$$x = X / (X + Y + Z)$$

$$y = Y / (X + Y + Z)$$

Esto se plasma en el triángulo de colores o tabla de colores CIE (fig. 3), en cuyo trazado curvo inscrito figuran todos los colores espectrales correspondientes a los colores opacos obtenibles. Aproximadamente en el centro se sitúa el punto acromático o punto blanco. La magnitud sobre el eje estéreo vertical mide el grado de luminosidad.

Otra forma de expresar la medida de color es mediante el sistema cromático CIE-LAB L*, a*,

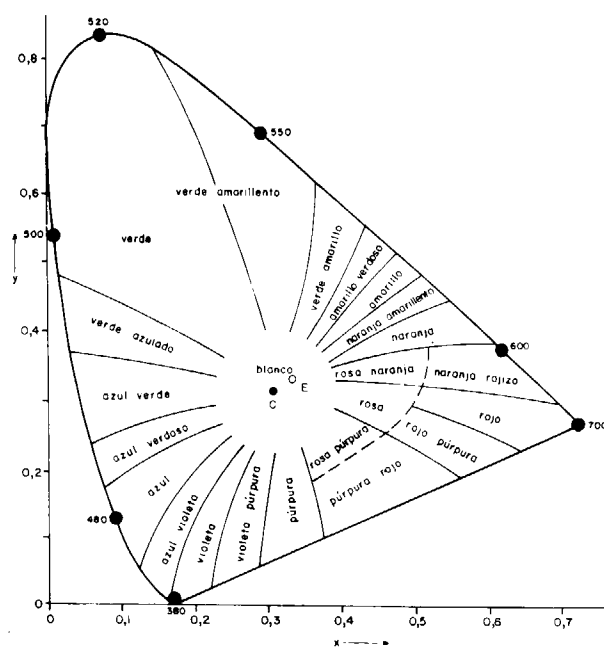


Figura 3.—Tabla de colores CIE.

b* (DIN 6174, CIE - LAB 1976), según el cual y, tal y como se puede observar en la figura 4, el valor L* indica la posición en el eje oscuridad/claridad, el valor a*, la posición en el eje rojo/verde y el valor b*, la posición en el eje azul/amarillo, existiendo una relación matemática en-

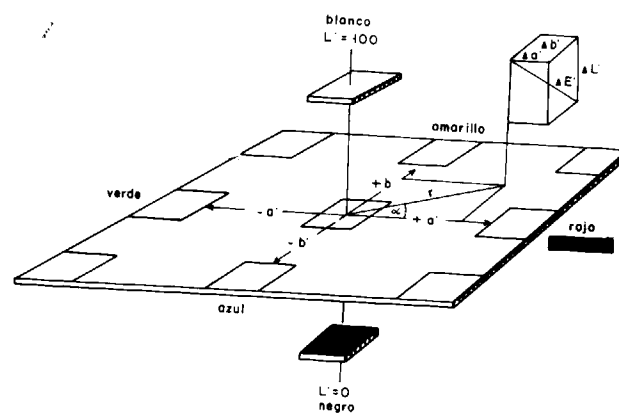


Figura 4.—Sistema cromático CIE-LAB.

tre estas magnitudes y los colores normalizados X, Y, Z. El cálculo de diferencias de color (E) puede hacerse mediante la fórmula:

$$\delta E^* = [(\delta L^*)^2 + (\delta a^*)^2 + (\delta b^*)^2]^{1/2}$$

Para la calibración se emplea una pastilla de sulfato de bario, considerado como referencia de color blanco.

El aparato utilizado es de la casa Dr. Lange (R. F. A.).

6.2. Realización de los ensayos

Se han tomado dos series de datos procurando que los puntos de medida se repartan sobre la superficie de la probeta en forma aproximadamente equidistante. La primera serie en 10 puntos, sobre la cara superior de las probetas de flexión rotas, y la segunda en 15 puntos, 5 sobre cada una de las restantes caras de las mismas. Se ha podido constatar la influencia que tienen sobre los resultados factores tales como el tamaño de grano y la diversidad mineralógica. En futuros trabajos se abordará un estudio sistemático de este problema, con el fin de determinar el número mínimo de medidas necesario en función de estas variables. No obstante, se ha considerado que, a tenor de los resultados, el número de medidas necesario en función de estas variables. No obstante, se ha considerado que, a tenor de los resultados, el número de medidas realizadas parece suficiente, en este granito concreto, para el estudio de características generales de evolución del color, que es el objetivo del estudio. Esto se ha visto potenciado por la elección, de entre las boquillas disponibles para delimitar la superficie de medida del aparato, de la mayor de todas ellas. Los resultados obtenidos se exponen en la tabla 8.

TABLA 8

Coordenadas cromáticas, referidas a índices de amarilleamiento

	Sin ciclos	25 ciclos	50 ciclos
A-1	2,99	3,13	4,23
A-2	4,21	6,13	6,79
B-1	2,89	3,71	4,45
B-2	9,85	10,33	11,27
C-1	2,27	3,33	3,99
C-2	6,31	6,55	8,14

7. COMPARACION Y DISCUSION DE RESULTADOS

Del examen pormenorizado de los resultados, y de otros datos que a continuación se expondrán, se pueden extraer algunas consecuencias interesantes.

- A) Tanto de los estudios petrográficos como de las difracciones de Rayos X efectuadas sobre las muestras se deduce la homogeneidad general en mineralogía, la ausencia casi total de minerales de neoformación en muestras que han sufrido una meteorización débil y, por tanto, la poca utilidad de los estudios petrográficos y difractográficos para determinar el grado de alteración de un granito, sobre todo en las fases iniciales de la meteorización.
- B) La homogeneidad de análisis químicos, tanto en elementos mayores como en trazas (tablas 1 y 2) tampoco permiten suponer una movilidad masiva de elementos, utilizable como medida cuantitativa en las primeras fases de la meteorización.
- C) Los ensayos de heladicidad (pérdida de peso de la muestra al ser sometida a 25 y 50 ciclos de calor-frío, según la metodología explicada en el punto 4.5) muestran claramente una disminución de peso mayor en las muestras alteradas, tanto de forma natural como por choque térmico. Aunque los índices de variación son diversos, el ensayo de heladicidad debe considerarse, sin duda alguna, como uno de los más útiles para detectar la meteorización incipiente de granitos (tabla 3).
- D) Por el contrario, las medidas de resistencia a la compresión (tabla 4) y a la flexión (tabla 5) muestran un carácter totalmente errático de los resultados, dado que, para el mismo conjunto de muestras difieren, en algunos casos, hasta en un 400 por 100 en función de las heterogeneidades de la roca y de las condiciones del ensayo. En consecuencia, no se observa un previsible decremento de la resistencia en muestras que han sufrido 25 ó 50 ciclos, por lo que es necesario concluir que estos ensayos, que además son destructivos y requieren muestras abundantes y considerablemente gran-

des, tienen poca validez para determinar el grado de alteración de un granito.

Estas consideraciones han sido también justificadas por los resultados obtenidos por otros investigadores. Así, F. LOPEZ DIEGUEZ (1990) (comunicación verbal), perteneciente al Laboratorio Oficial de Ensayos de Materiales de Construcción, ha comprobado que muestras pertenecientes a un mismo conjunto reducen, a veces, a menos de la mitad su resistencia a la compresión en función del grado de humedad de la roca. Tal variabilidad, debida a factores externos, hace inaplicables los ensayos.

- E) Lo dicho para la resistencia a la compresión y la flexión es también aplicable a los valores de absorción y peso específico, obtenidos por el método tradicional de inmersión en agua (tabla 7). De forma general, estos ensayos no son suficientemente sensibles como para mostrar la variación existente entre el granito sano y el meteorizado, ni tampoco para distinguir el granito fresco del sometido a choque térmico. El erratismo de los resultados es mayor que la variación debida al fenómeno estudiado.
- F) Por el contrario, las variaciones de los resultados de las medidas de absorción y densidad llevadas a cabo mediante el estereopícnómetro de helio permiten observar la sensibilidad del método, pues, como se ve en la tabla 7, los valores de absorción crecen de forma aproximadamente continua y monótona al aumentar el número de ciclos de choque térmico. Igualmente, las muestras alteradas de forma natural presentan mayores coeficientes de absorción que las muestras frescas. Similar razonamiento puede hacerse para los valores de las densidades reales medidas.
- G) Por último, la medida de las coordenadas cromáticas, y más en particular del índice de amarilleamiento (tabla 8), permite ver un crecimiento progresivo de dicho índice con la alteración natural o provocada, lo que permite predecir que este ensayo, que además es fácil, rápido y no destructivo, puede convertirse en uno de los mejores indicadores del grado de alteración de un granito.

8. CONCLUSIONES

Como conclusiones generales del trabajo pueden establecerse las siguientes:

- Los ensayos tradicionales (petrografía, difracción de Rayos X, análisis químicos, medidas de la resistencia a la compresión y a la flexión, coeficientes de absorción de agua, medida del peso específico aparente, etc.) son poco o nada indicativos del grado de meteorización de un granito, al menos hasta una fase previa a la arenización. Tal afirmación puede aplicarse tanto a la alteración natural como a la inducida.
- La medida de la heladicidad (pérdida en peso de la muestra alterada respecto de la inalterada) parece ser el único ensayo tradicional fiable.
- Son necesarios ensayos más sensibles para detectar grados incipientes de meteorización. Entre ellos, la medida de la absorción mediante el estereopícnómetro de helio y los índices que se obtienen del cálculo de las *coordenadas cromáticas* parecen ser fiables y dar buena resolución.
- Es necesario avanzar en estas líneas, resolviendo problemas tales como la incidencia en el índice de color del tamaño de grano, orientación mineral, textura, calidad del pulido, rayas e imperfecciones superficiales, etc.
- También es necesario investigar otras técnicas, sobre todo no destructivas y aplicables a productos terminados en planta o en obra, para evaluar dicha alteración. Así, la transmisividad sónica, la resistencia a la percusión, etc.
- En general, la puesta a punto de técnicas sencillas, rápidas y no destructivas para medir, en producto acabado, la homogeneidad mecánica y de color en rocas ornamentales, sería una valiosa ayuda para el productor, el comercializador y el usuario, pues facilitaría la *clasificación*, con criterios objetivos, de los productos manufacturados, y la *detección precoz* de alteraciones en edificios y construcciones diversas.

REFERENCIAS

ESBERT, R. M., y MARCOS, R. M. (1983): *Las piedras de la Catedral de Oviedo y su deterioración*. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de Asturias. Oviedo, 142 pp.

GASCON, F., y BALBAS, M. (1985): *Optical Measurement of Granite Surface Polish*. Journal of Testing and Evaluation, JTEVA, vol. 13, núm. 5, sept. 1985, pp. 367-370.

IGME (1984): *Granitos de España*. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

Manual del estereopícnómetro de helio. Quantachrome Co., EDIBON, Madrid.

Manual del medidor de las diferencias de color. Micro color. Edición 1. Dr. Lange.

MEUNIER, A. (1980): *Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes. Etude des arènes du Massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres)*. Société Géologique de France. París, 80 pp.

Norma DIN 5033. Medición del color.

Norma DIN 6174. Determinación colorimétrica de distancias.

Norma UNE 22-172-85. Granitos ornamentales. Absorción y peso específico aparente.

Norma UNE 22-174-85. Granitos ornamentales. Resistencia a las heladas.

Norma UNE 22-175-85. Granitos ornamentales. Resistencia a compresión.

Norma UNE 22-176-85. Granitos ornamentales. Resistencia a flexión.

Norma UNE 22-197-85. Pizarras ornamentales. Placas y losas. Resistencia a los cambios térmicos.

VICENTE, M. A. (1984): *Contribución al estudio de las causas de alteración de la piedra de Villamayor en edificios salmantinos y de los posibles métodos de corrección. Estudio sobre las alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor*, pp. 429-471. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca, Salamanca.

VICENTE, M. A., y BRUFAU, A. (1986): *Weathering of the Villamayor Arcosic Sandstone used in Building under a Continental Semiarid Climate*. Applied Clay Science, vol. 1, 1986, pp. 265-272.

WINKLER, E. M. (1973): *Stone: Properties, Durability in Man's Environment*. Springer-Verlag. Wien, New York, 230 páginas.

Original recibido: Diciembre de 1990.

Original aceptado: Enero de 1991.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Mineralogía de arcillas en el Sector Central de la Cuenca del Duero.

Por M. SUAREZ, J. A. DIEZ TORRES, M. AÑORBE, J. NAVARRETE y J. M. MARTIN POZAS (*)

RESUMEN

Se han estudiado siete perfiles neógenos en las facies centrales de la Cuenca del Duero. Litológicamente se reconocen tres unidades: la unidad inferior es margosa con yeso, la intermedia es margosa con costras carbonatadas y la superior es un paquete carbonatado con intercalaciones de arcillas y margas. La mineralogía es similar a lo largo de todas las series estudiadas, pudiéndose determinar la presencia de cuarzo, feldespatos, illita y caolinita como minerales detríticos heredados, esmectitas como minerales de transformación y yeso, calcita, dolomita, sepiolita y palygorskita formados «in situ».

Palabras clave: Arcillas, Cuenca del Duero, Neógeno, Sepiolita-palygorskita.

ABSTRACT

Seven Neogene outcrops were studied, which belong to the «Central Facies» of the Duero Basin (NW Spain). Lithologically three units are recognized: the lower unit is marly with gypsum; the intermediate unit is marly with carbonate crust, and the upper is a Karstified calcidolomitic carbonate with interbedded clays and marls. The clay mineralogy is similar in all of the studied series. Quartz, feldspar, illite and kaolinite are inherited minerals. The smectites are transformation minerals, and gypsum, calcite, dolomite, sepiolite and palygorskite are autigenic minerals.

Key words: Clay, Duero basin, Neogene, Sepiolite-palygorskite.

INTRODUCCION

La zona de estudio se sitúa en las provincias de Valladolid y Palencia (fig. 1); geológicamente se enclava en materiales Neógenos de centro de Cuenca, perteneciendo a las denominadas Facies Centrales (POZO, M., 1987). Esta zona central de la Cuenca del Duero ha sido clásicamente dividida en «Tierra de Campos», «Cuestas» y «Páramos», abarcando el presente estudio las dos últimas.

Las facies de las Cuestas son lagunares o de playas más o menos salinas y cambiantes en el espacio y en el tiempo, con escasa profundidad de agua y nivel freático próximo (SANCHEZ DE LA TORRE, L., 1978), lo que favorece la concentración de yesos diagenéticos, costras salinas y

neoformación (s. l.) de minerales fibrosos de la arcilla. Hacia el techo se desarrollan las calizas y margas de «Transición al Páramo», que indican una disminución de aridez y una progresiva expansión en los medios lacustres más o menos generalizados de las «Calizas del Páramo» (PORTEIRO GARCIA, J. M. et al., 1979).

MEDIAVILLA y DABRIO (1989) proponen para una zona próxima al área de estudio la existencia de dos niveles dentro de la caliza del Páramo, con significado diferente: un primer nivel como fase reactiva de los sistemas lacustres y un segundo nivel separado del primero por una superficie de discontinuidad y en ocasiones por un paquete de origen fluvial. Este segundo nivel estaría ligado generalmente a la llanura de inundación.

Los materiales neógenos del centro de la cuenca del Duero han sido objeto de estudio mineralógico en los últimos años por diversos autores, re-

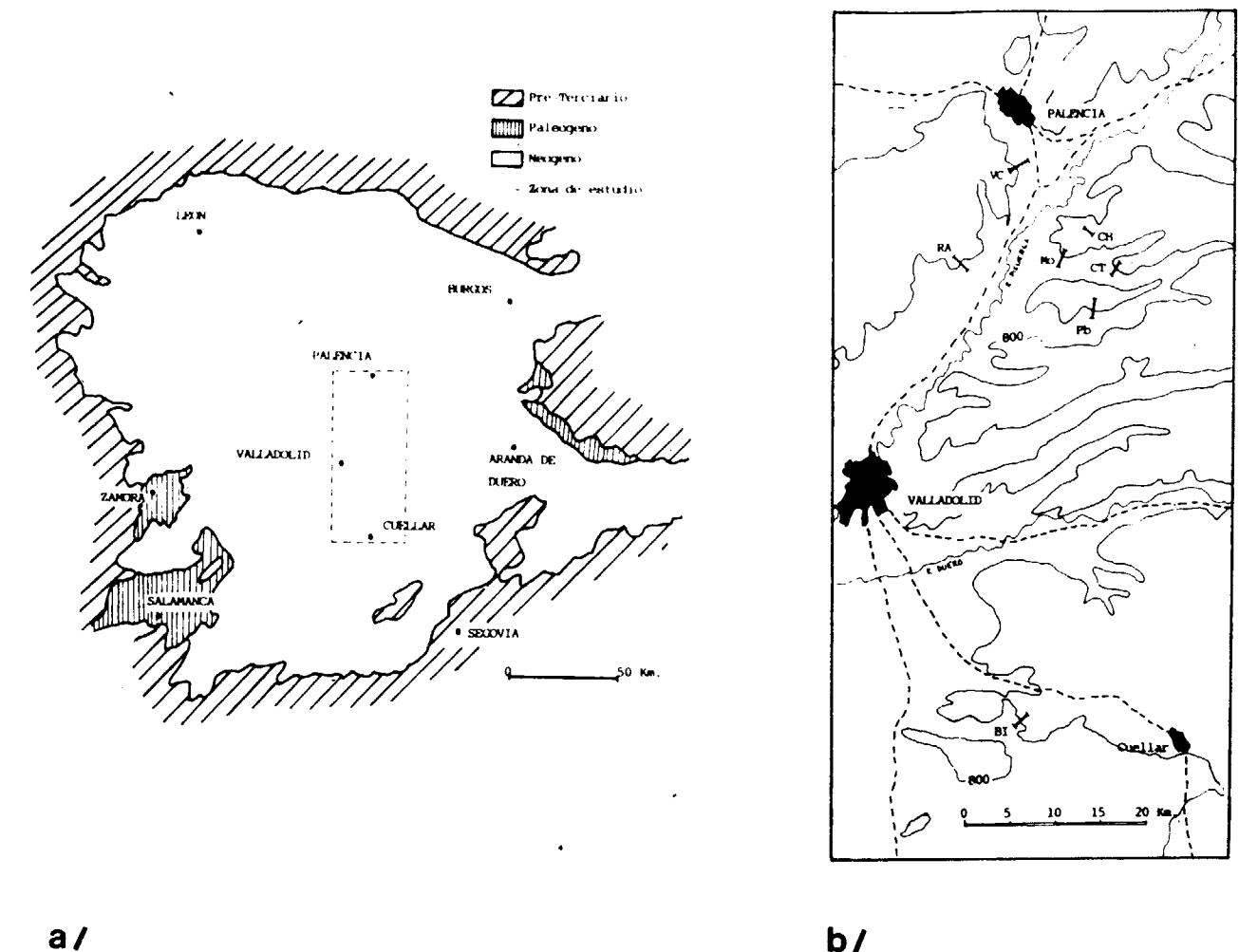


Figura 1.—a) Mapas de situación de la zona. b) Perfiles estudiados.

saltándose generalmente la presencia de los minerales fibrosos de la arcilla, sepiolita y palygorskita, en la mayor parte de los trabajos. ORDOÑEZ et al. (1977) observan la existencia de palygorskita en Torresandino asociada a carbonatos y yeso. ORDOÑEZ et al. (1981) citan la presencia de esmectitas magnésicas en las facies de las Cuestas y sugieren la posibilidad de la existencia de sílice amorfa como precursor de la sepiolita.

GALAN y CASTILLO (1984), trabajando en el Mioceno de la cuenca del Duero, distinguen tres unidades: inferior, media y superior, en las que describen la presencia de lechos irregulares de palygorskita con calcita en margas alteradas de la parte superior de la unidad media, siendo, para

estos autores, más abundante la palygorskita que la sepiolita en esta cuenca.

POZO y LEGUEY (1984) describen dos niveles en las facies de las Cuestas caracterizados por diferentes asociaciones arcillosas. En el nivel superior predominan los minerales fibrosos y en el inferior son esporádicos junto con illita, esmectitas, caolinita e interestratificados.

POZO, J. M. (1987) destaca el paso en las facies de las Cuestas de las asociaciones de minerales heredados (illita, caolinita, clorita) a minerales de transformación y neoformación (sepiolita y palygorskita), estando estos últimos relacionados con fases reactivas de los ambientes lacustres.

(*) Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

DIEZ TORRES, J. A. et al. (1989) observan una relación directa entre los procesos de disolución de la dolomita, la formación de un gel silicatado y el desarrollo de fibras incipientes de sepiolita y paligorskita en materiales margosos.

METODOLOGIA

Se levantaron siete columnas litológicas de los correspondientes afloramientos Neógenos de las facies centrales (fig. 2): Cevico de la Torre (CT), Villamuriel de Cerrato (VC), Cantera de Hontoria (CH), Bocasapo (BI, CB), El Montecillo (Mo), Población de Cerrato (Pb) y La Raposera (Ra); muestrándose aquellos niveles que por criterios de campo (litología, color, estructura...) parecían más interesantes para el estudio de los minerales arcillosos.

En total se han estudiado 108 muestras por Difracción de RX. Los análisis por DRX fueron realizados sobre la «muestra total» y el agregado orientado de la fracción menor de dos micras, tanto en ambiente normal como previa solvatación con etilen-glicol, y en algunos casos tras tratamiento térmico a 550° C durante dos horas. Los datos mineralógicos semicuantitativos están representados en las tablas I a VII.

El estudio microtextural fue realizado sobre una secuencia tipo correspondiente a la parte inferior de la unidad basal de Villamuriel de Cerrato. Se realizó por microscopía electrónica de barrido con EDAX, los resultados se recogen en la lámina I.

RESULTADOS Y DISCUSION

A partir de los resultados obtenidos se pueden definir tres unidades de características litológicas y mineralógicas similares para todas las series estudiadas, siendo la unidad superior equivalente a la «Caliza de los Páramos» (s. l.).

La unidad inferior, con una potencia que oscila entre 30 y 50 m., es de carácter margoso, con niveles arcillosos beige y verdes, y yeso intersticial (mm-dcm); ocasionalmente se observan niveles centimétricos oscuros (ricos en materia orgánica) hacia la base, y niveles irregulares de gipsarenitas y yeso en empalizada de 10 cm. de es-

pesor medio hacia el techo de la unidad. Las margas son de carácter calcodolomítico (excepto en Población de Cerrato, donde la dolomita es el carbonato dominante). El cuarzo y los feldespatos representan los minerales detríticos heredados, junto con la illita y la caolinita (ésta muy escasa); todos ellos aparecen de manera constante en todas las series y en proporciones semejantes, excepto los feldespatos, que están más representados en la serie de Bocasapo por ser más proximal con respecto al borde de la cuenca. En esta unidad inferior, como en las siguientes, el cuarzo raramente supera el 10 por 100. El yeso aparece en gran número de muestras y con contenidos muy variables, tratándose en todas ellas de yeso intersticial que corrobora el carácter salino de los materiales y su origen en medios sedimentarios de tipo playa-lake.

La unidad intermedia, con un espesor que varía entre 20 y 35 m., es también de carácter margoso, fundamentalmente dolomítico, y está caracterizada por la presencia de niveles irregulares de costras carbonatadas, de un espesor máximo de 0,5 m.; estas costras tienen continuidad lateral muy variable y, ocasionalmente, contienen pseudomorfos de yeso, confirmando de nuevo la alta salinidad de los materiales de partida, sobre los que se han desarrollado incipientes procesos diagenéticos. La mineralogía es similar a la de la unidad anteriormente descrita, pudiéndose resaltar el predominio relativo de la dolomita sobre la calcita y la «desaparición» del yeso.

Por último, la unidad superior, de potencia variable, en torno a 12 m., está formada por un paquete carbonático calcodolomítico con intercalaciones de margas y arcillas, estas últimas frecuentemente de aspecto laminar y tonos gris y marrón oscuro, ricas en paligorskita. Las margas de la base del paquete contienen ocasionalmente moldes y pseudomorfos de yeso. Esta unidad está fuertemente alterada y karstificada, y en algunas ocasiones contiene nódulos de sílex. En los casos de Cevico de la Torre y Población de Cerrato contiene materiales arenosos intercalados, con muy variable extensión lateral y potencia, correspondientes a los aportes detríticos a los lagos.

La serie de Bocasapo se diferencia ligeramente de las demás (contenido en minerales detríticos

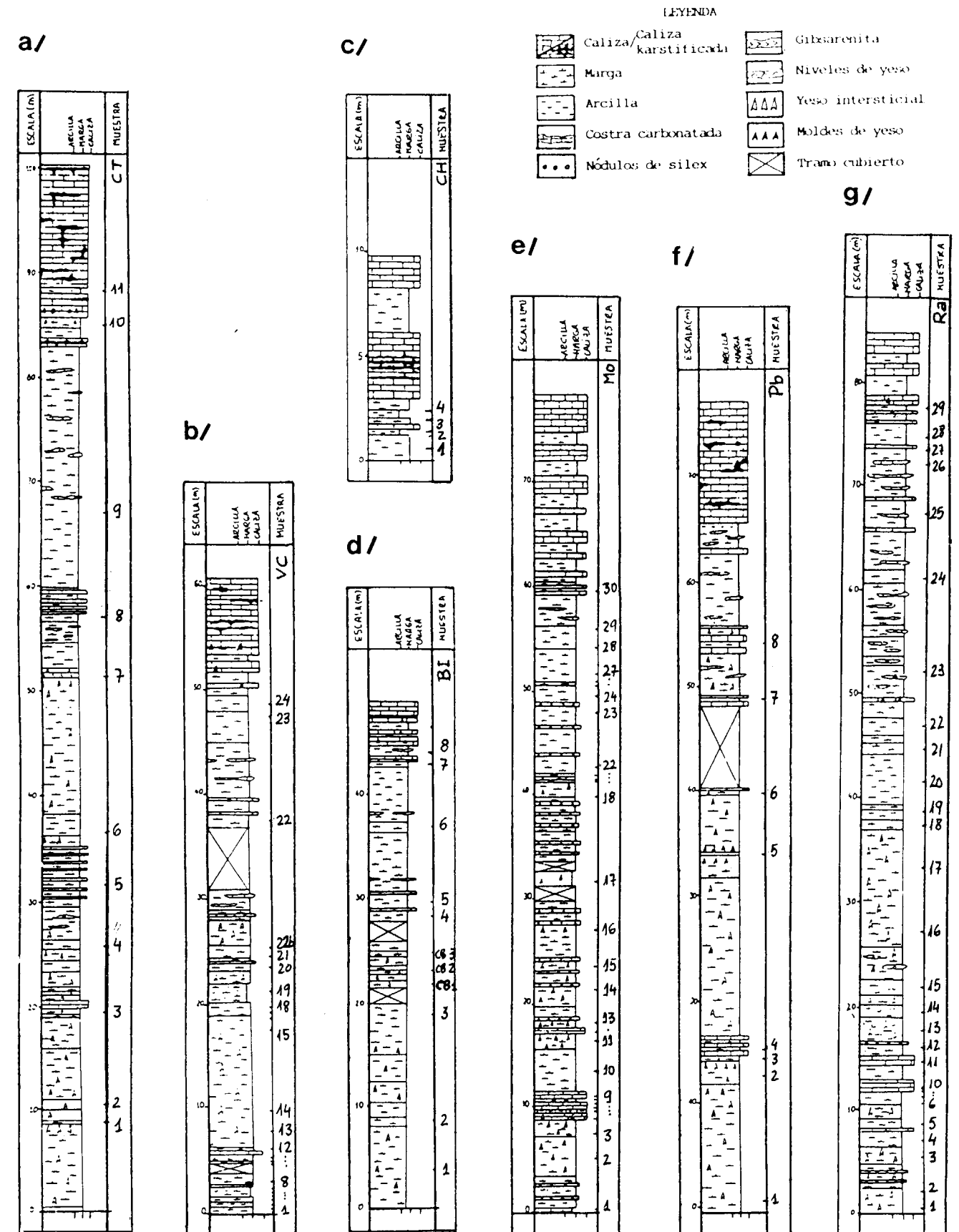


Figura 2.—Series de: a) Cevico de la Torre. b) Villamuriel de Cerrato. c) Cantera de Hontoria. d) Bocasapo. e) El Montecillo. f) Población de Cerrato. g) La Raposera.

TABLA I

Mineralogía (%) de la serie de Cevico de la Torre

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
CT-1	3.5	43.5	23.0	4.0	—	—	13.5	6.5	5.5	0.5
CT-2	4.5	71.5	—	2.5	—	—	11.0	6.7	3.7	0.1
CT-3	7.0	40.0	—	2.0	—	—	41.0	5.5	4.0	0.5
CT-4	1.0	30.5	4.5	19.0	—	34.6	2.4	2.4	5.0	0.6
CT-5	3.0	—	44.0	2.0	0.5	—	16.7	—	29.3	1.5
CT-6	1.0	—	51.0	1.5	0.5	24.6	15.3	—	6.0	0.1
CT-7	0.6	—	40.0	38.0	0.4	—	16.4	—	4.4	0.2
CT-8	6.0	10.0	32.0	—	0.5	6.6	24.2	—	19.3	1.2
CT-9	7.0	10.0	42.0	—	1.0	21.4	4.4	—	14.0	0.2
CT-10	1.0	25.3	55.8	—	0.6	—	11.2	—	6.0	0.1
CT-11	0.4	—	93.0	—	0.4	?	?	?	?	?

TABLA II

Mineralogía (%) de la serie de Villamuriel de Cerrato

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
VC-1	6.6	47.5	9.8	—	—	24.5	—	—	10.6	1.0
VC-2	11.3	20.5	4.9	—	—	33.0	—	—	28.4	1.9
VC-3	0.4	—	76.7	—	—	8.4	1.5	—	12.7	0.3
VC-4	9.6	—	71.0	—	3.0	1.8	7.2	2.8	4.5	0.1
VC-5	2.9	—	65.6	—	—	—	20.0	9.1	2.2	0.2
VC-6	1.2	—	47.4	—	—	—	32.2	14.7	4.5	—
VC-7	2.6	3.6	18.4	—	—	—	49.4	20.6	5.4	—
VC-8	0.7	79.5	—	—	—	—	16.0	2.1	1.7	—
VC-9	4.5	68.3	—	—	—	—	18.3	4.6	4.2	0.1
VC-10	5.2	63.6	1.1	—	—	1.3	18.0	4.8	5.9	0.1
VC-11	5.3	74.5	—	—	—	—	16.5	2.6	1.0	0.1
VC-12	2.0	—	70.8	—	—	—	19.5	4.5	3.2	—
VC-13	3.5	62.8	5.1	—	—	8.9	5.9	3.1	8.9	1.8
VC-14	—	0.7	34.5	—	1.3	—	28.8	15.5	17.1	2.1
VC-15	4.7	—	15.5	—	—	0.7	25.6	15.7	36.5	1.3
VC-16	—	—	33.1	—	—	12.4	29.4	7.4	16.3	1.4
VC-17	5.6	1.2	15.3	0.5	—	—	67.2	—	9.7	0.5
VC-18	—	—	77.2	0.7	0.6	—	15.9	3.5	2.1	—
VC-19	—	7.7	34.4	—	—	28.0	4.8	6.8	17.0	1.3
VC-20	1.1	85.5	3.7	—	—	—	5.7	2.7	1.7	0.1
VC-21	—	—	17.8	—	—	—	55.9	17.6	8.3	0.4
VC-21 bis	1.2	—	60.7	—	—	—	22.7	10.2	5.2	—
VC-22	—	3.8	51.4	0.3	—	—	30.9	8.6	4.9	0.1
VC-23	4.9	—	72.8	—	—	3.1	8.2	4.0	6.7	0.3
VC-24	2.1	—	68.2	—	—	4.8	8.2	6.2	10.1	0.4

TABLA III

Mineralogía (%) de la serie de la Cantera de Hontoria

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
CH-1	1.5	—	78.0	—	1.0	—	3.1	14.5	1.9	—
CH-2	3.2	17.6	1.9	—	—	—	20.8	47.0	9.5	—
CH-3	1.8	87.9	—	—	—	5.8	—	1.7	2.7	0.1
CH-4	6.0	—	—	—	—	1.3	26.8	50.7	15.0	0.2

TABLA IV

Mineralogía (%) de la serie de Bocasapo

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
BI-1	2.0	44.0	10.0	—	—	12.3	17.6	—	13.2	1.0
BI-2	8.0	7.0	12.0	—	5.0	8.7	32.9	—	25.9	2.4
BI-3	1.5	42.0	8.5	—	2.5	16.3	9.3	—	19.5	0.4
CB-1	1.0	2.0	40.0	—	4.0	16.9	22.5	—	13.5	0.1
CB-2	1.5	0.4	39.0	13.0	2.5	7.3	8.1	5.8	21.5	0.3
CB-3	0.9	30.0	50.0	2.5	2.5	4.3	6.3	—	3.3	0.2
BI-4	2.0	1.0	28.5	—	3.0	0.2	29.0	—	35.0	1.3
BI-5	2.0	4.0	63.0	—	2.5	0.7	16.6	—	11.7	—
BI-6	3.0	0.5	55.0	—	3.5	—	14.4	14.0	9.5	0.1
BI-7	1.3	13.0	62.0	—	1.7	—	—	17.6	4.4	—
BI-8	3.0	2.0	73.0	—	4.0	—	4.3	9.7	3.7	—

TABLA V

Mineralogía (%) de la serie de El Montecillo

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
Mo-1	1.6	36.8	—	6.6	—	—	2.1	19.1	32.9	0.9
Mo-2	1.7	12.7	17.7	48.2	—	9.1	0.4	3.3	6.1	0.8
Mo-3	—	18.4	42.7	1.5	—	—	35.2	—	2.2	—
Mo-4	—	77.2	8.3	—	—	—	13.3	—	1.2	—
Mo-5	—	73.0	5.9	0.4	—	—	18.5	—	2.1	0.1
Mo-6	2.2	91.9	—	—	—	0.6	4.4	0.6	0.2	0.1
Mo-7	0.7	97.0	—	—	—	0.1	1.4	0.2	0.6	—
Mo-8	—	58.4	3.6	—	—	—	31.8	—	6.2	—
Mo-9	—	95.8	—	—	—	—	3.7	0.2	0.3	—
Mo-10	3.9	55.1	16.0	—	—	5.6	11.7	2.5	5.0	0.2
Mo-11	—	—	75.8	—	—	—	23.7	—	0.5	—
Mo-12	—	80.5	3.5	—	—	—	15.2	—	0.8	—
Mo-13	1.3	—	51.0	—	—	—	16.4	24.9	6.1	0.3
Mo-14	—	—	25.7	67.9	—	0.6	2.4	1.6	1.7	0.1
Mo-15	—	—	25.3	59.9	—	4.0	3.3	—	6.7	0.8
Mo-16	—	—	18.9	58.6	—	8.8	4.5	—	8.3	0.9
Mo-17	—	—	25.3	21.1	—	8.0	19.9	8.1	17.0	0.6
Mo-18	—	84.9	—	1.3	—	—	12.1	—	1.7	—
Mo-19	5.8	26.7	—	42.2	—	4.9	8.7	4.0	7.7	—
Mo-20	3.0	29.4	10.9	27.6	—	9.1	8.0	3.8	8.1	0.1
Mo-21	1.0	78.4	—	3.7	—	10.4	2.7	1.2	2.5	0.1
Mo-22	—	—	63.4	—	—	11.5	13.3	5.4	6.1	0.3
Mo-23	—	4.5	46.1	14.5	—	4.7	21.1	4.3	4.8	—
Mo-24	—	—	78.3	—	—	—	20.1	—	1.6	—
Mo-25	—	3.8	59.7	—	—	—	30.7	4.0	1.8	—
Mo-26	0.1	—	80.8	—	—	—	18.2	—	0.9	—
Mo-27	—	—	54.4	—	—	—	24.9	10.4	10.3	—
Mo-28	3.3	5.7	29.1	—	1.5	3.0	14.1	18.2	23.8	1.3
Mo-29	3.7	8.0	60.2	—	1.3	3.6	7.1	7.7	8.0	0.4
Mo-30	—	46.0	34.0	—	—	1.8	5.8	4.2	8.2	—

TABLA VI
Mineralogía (%) de la serie de Población de Cerrato

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
Pb-1	1.5	27.5	14.0	39.0	1.0	?	?	?	?	?
Pb-2	2.0	0.9	37.6	7.5	2.0	1.2	18.0	—	30.0	0.8
Pb-3	3.5	—	50.0	—	2.0	0.9	8.0	15.0	19.3	0.8
Pb-4	3.5	0.5	32.0	7.0	3.0	5.7	21.8	—	25.3	1.2
Pb-5	2.5	1.5	46.0	1.0	3.0	—	13.6	—	32.4	1.4
Pb-6	—	0.9	1.0	94.1	—	?	?	?	?	?
Pb-7	0.5	0.5	46.5	36.5	3.0	?	?	?	?	?
Pb-8	5.0	—	64.0	3.0	2.0	1.6	2.3	—	21.2	0.9

TABLA VII
Mineralogía (%) de la serie de La Raposera

MUESTRA	Q	Ca	Do	Gy	Fd	Sm	Se	Pa	I	K
Ra-1	10.9	43.4	0.8	0.5	—	—	2.1	10.3	28.8	3.2
Ra-2	5.8	7.2	6.2	14.7	—	—	4.2	15.5	44.0	2.4
Ra-3	2.6	7.7	17.5	59.9	—	5.8	0.1	1.3	4.4	0.7
Ra-4	1.8	51.4	20.4	—	1.8	3.3	8.1	4.0	8.7	0.5
Ra-5	2.3	23.6	14.8	—	—	—	51.5	4.9	2.9	—
Ra-6	2.6	49.2	1.8	—	—	—	30.5	9.8	6.0	0.1
Ra-7	1.7	55.0	1.2	—	—	—	22.5	8.8	10.8	—
Ra-8	2.6	33.5	0.9	0.5	—	—	31.1	17.6	13.6	0.2
Ra-9	1.5	87.8	1.6	0.7	—	0.3	4.1	0.9	3.1	—
Ra-10	0.9	89.6	—	—	—	—	7.5	1.0	1.0	—
Ra-11	3.1	92.5	—	—	—	2.2	0.3	0.5	1.2	—
Ra-12	1.8	51.1	—	3.5	—	—	20.0	12.5	11.1	—
Ra-13	2.5	4.0	34.7	—	—	—	7.2	29.6	21.8	0.2
Ra-14	5.0	—	27.0	13.9	—	—	32.2	9.7	11.4	0.8
Ra-15	2.9	17.1	1.5	38.7	—	1.8	15.3	9.5	12.4	0.8
Ra-16	1.0	3.6	31.1	1.0	—	12.8	16.3	7.8	24.6	1.8
Ra-17	1.3	16.8	14.3	10.0	—	7.5	22.9	14.8	10.3	2.1
Ra-18	—	29.7	6.3	—	—	14.4	32.7	—	15.7	1.2
Ra-19	—	55.6	19.7	—	—	—	19.5	3.5	1.6	0.1
Ra-20	1.7	74.7	12.9	—	—	4.1	4.5	0.7	1.4	—
Ra-21	—	43.6	4.9	1.0	—	—	24.0	10.6	16.7	0.2
Ra-22	—	—	77.3	—	—	—	11.8	7.6	3.3	—
Ra-23	1.4	—	53.4	—	—	0.4	17.8	9.7	16.9	0.4
Ra-24	17.8	1.4	45.7	—	0.8	16.4	7.4	3.6	6.8	0.1
Ra-25	1.0	40.9	6.8	—	—	11.4	2.6	11.0	24.5	1.8
Ra-26	—	67.5	—	—	—	2.6	11.3	7.1	11.1	0.4
Ra-27	2.2	48.7	26.5	—	—	1.3	11.3	4.7	5.3	—
Ra-28	2.5	—	82.9	—	—	—	8.7	3.2	2.6	0.1
Ra-29	2.2	3.3	32.2	—	—	—	31.6	20.4	10.1	0.2

heredados más altos, y potencias menores de los distintos tramos) debido a su posición más proximal con respecto al borde de la cuenca.

En cuanto a los minerales de la arcilla no se pueden observar diferencias entre las distintas uni-

dades en las series estudiadas, únicamente se puede destacar la mayor abundancia de paligorskita en el tramo superior, que se encuentra, como se decía anteriormente, en niveles de escasa potencia (cm.), de tonos gris oscuro y con fuerte laminación.

En general, y como se observa en la figura 3, hay una gran concentración de los minerales fibrosos de la arcilla en los materiales estudiados. Se podrían definir dos grupos de muestras de

distinto carácter: a) aquellas que contienen importantes proporciones de sepiolita y paligorskita con illita y caolinita como accesorios; y b) muestras con esmectitas además de todos los

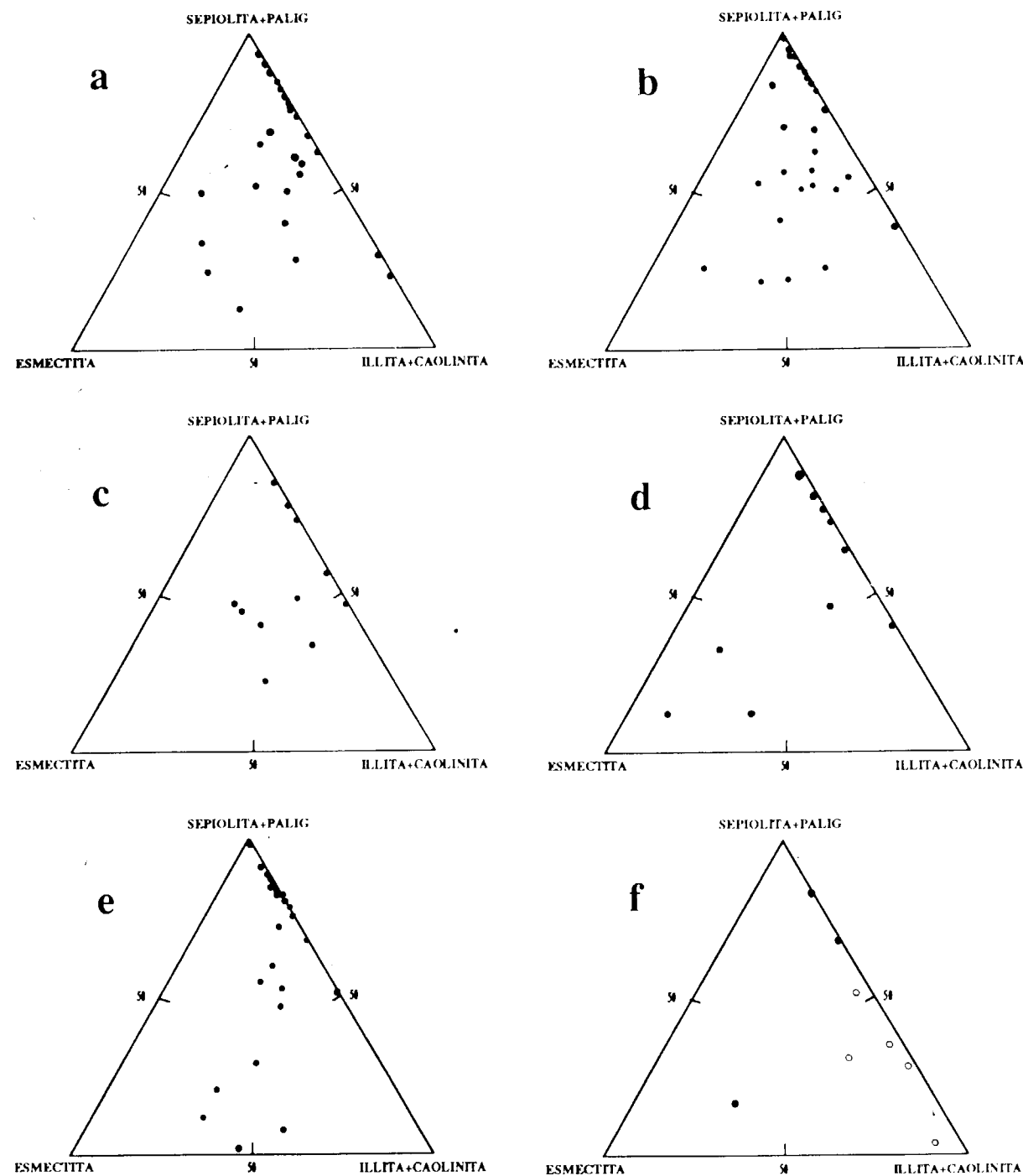
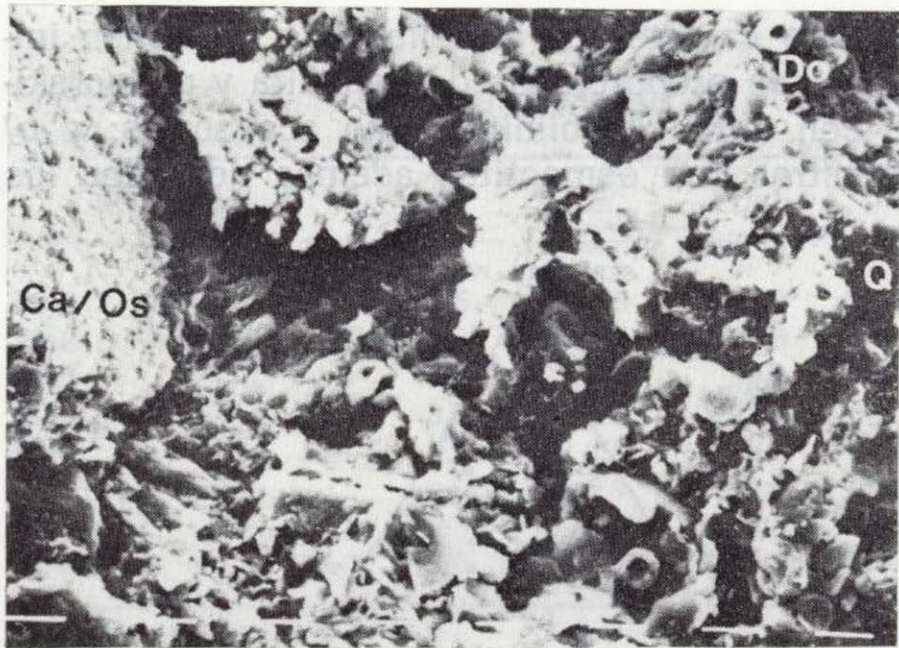
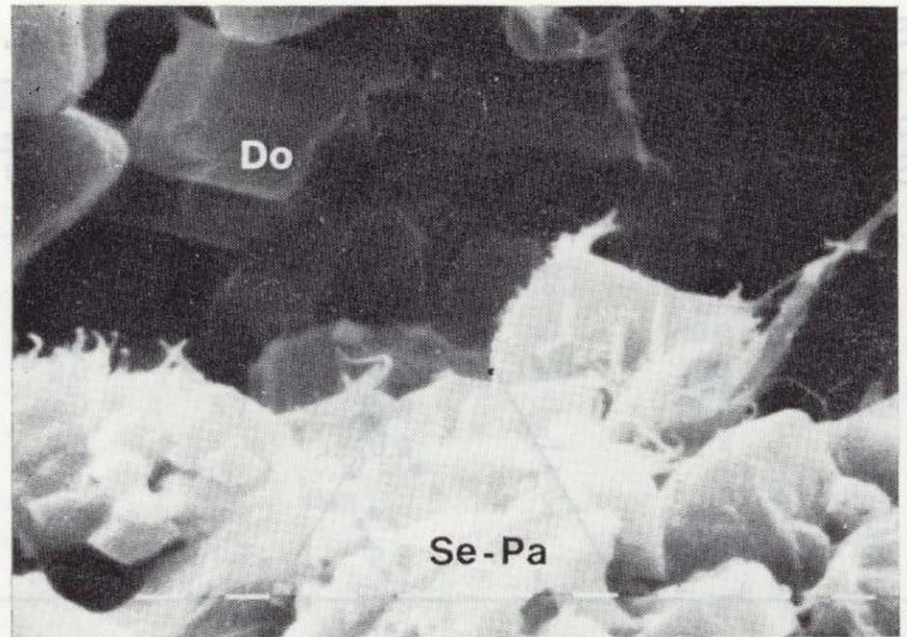


Figura 3.—Mineralogía de arcillas de las Series de: a) La Raposera. b) El Montecillo. c) Bocasapo. d) Cevico de la Torre. e) Villamuriel de Cerrato. f) Población de Cerrato y Cantera de Hontoria.

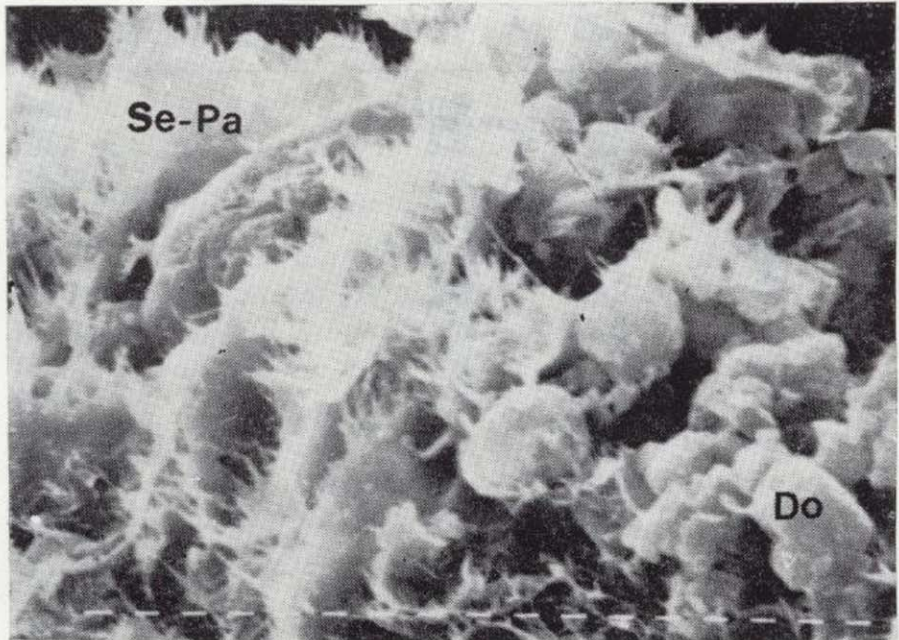


a

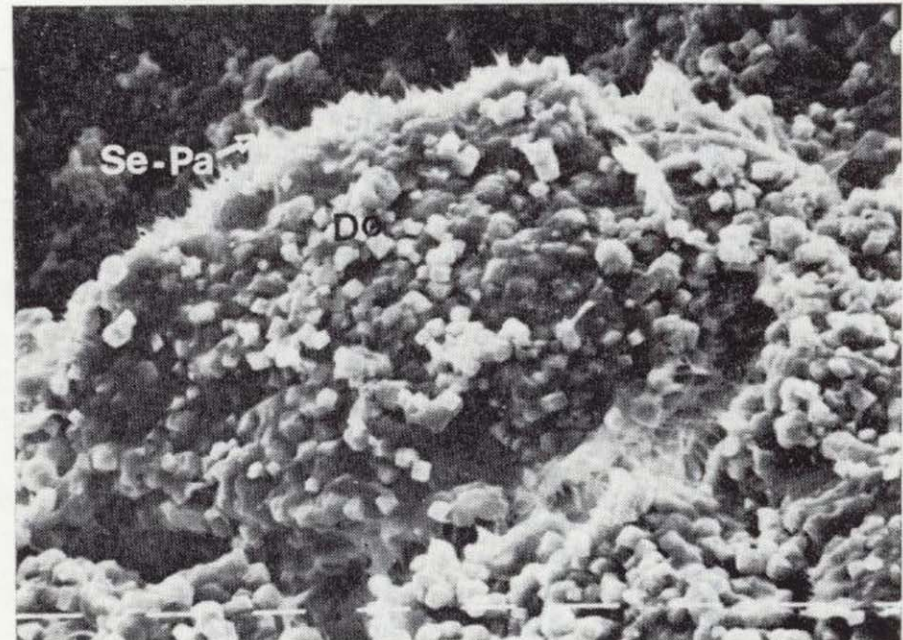


b

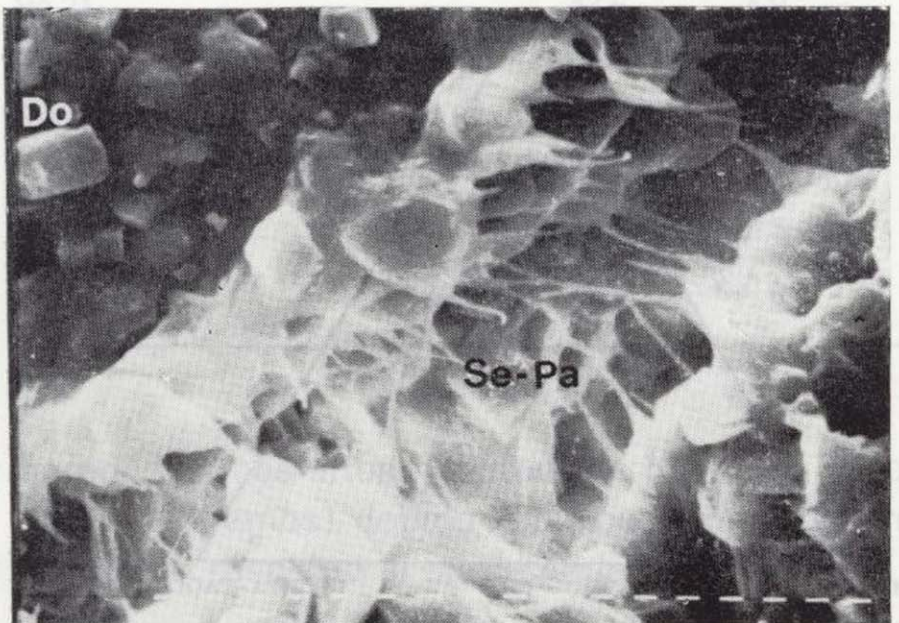
Mineralogía (%) de la serie de La Reposa



c



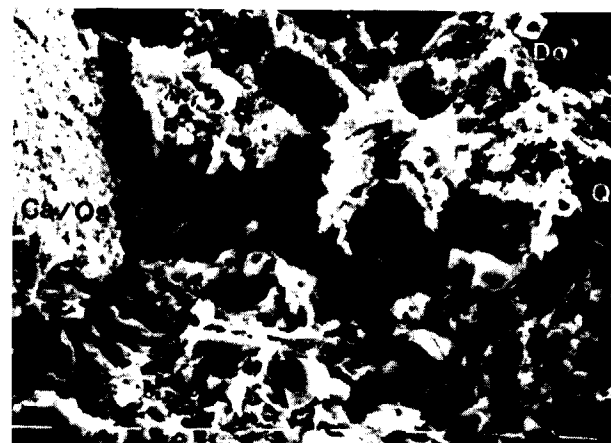
d



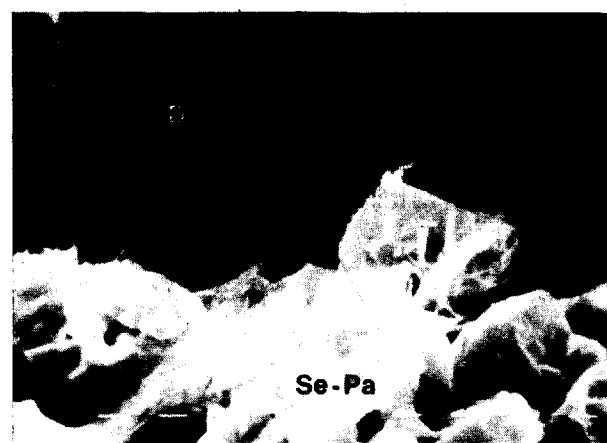
e



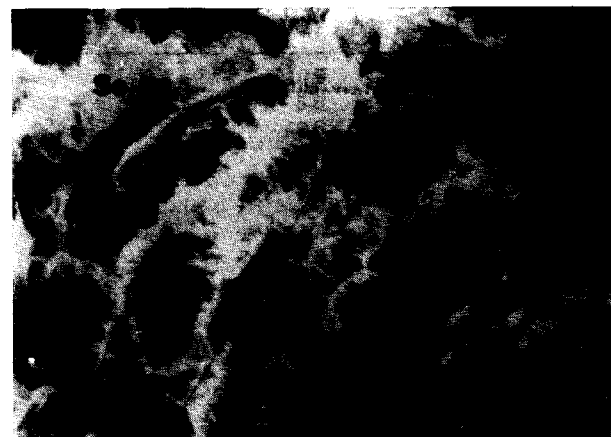
f



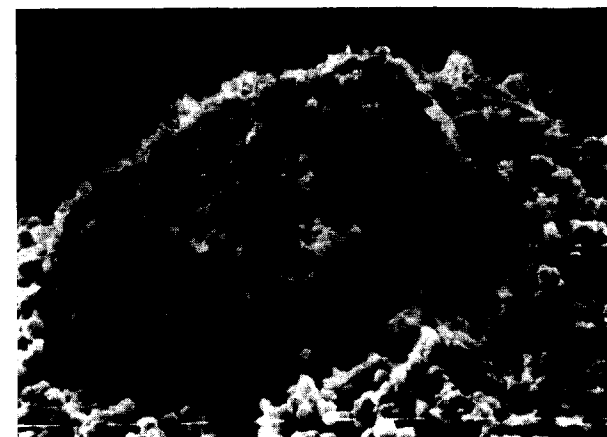
a



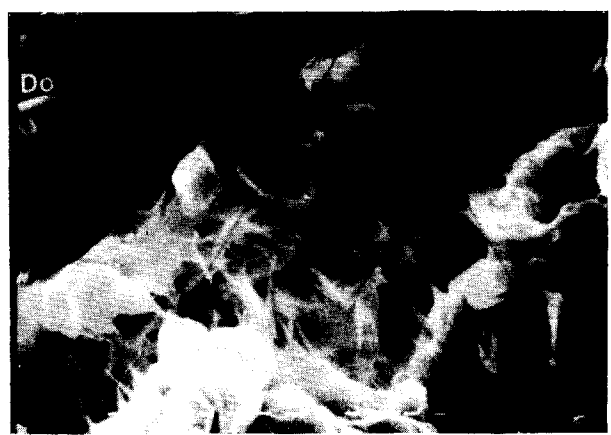
b



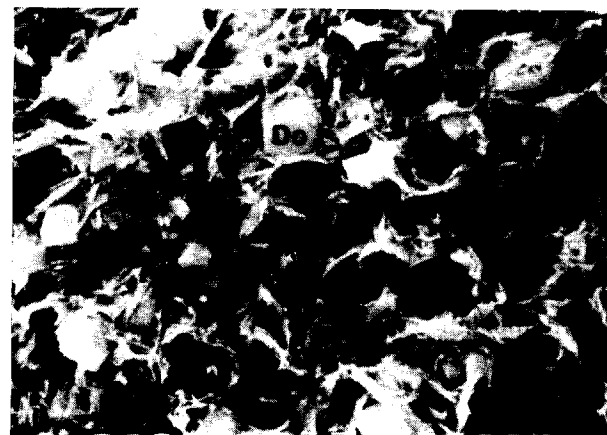
c



d



e



f

anteriores, y generalmente en proporciones no muy dispares, ocupando el centro de los triángulos. Es de destacar que no existen muestras sin illita y caolinita, ni sin minerales fibrosos. La repartición de las muestras, según estos dos grupos, no se corresponde con las tres unidades anteriormente descritas. Tampoco existe una correspondencia entre la mayor o menor cantidad de algún mineral arcilloso y la proporción o existencia de cuarzo, calcita o dolomita. Si los polos de los triángulos (fig. 3) se interpretan según su origen, los materiales en su conjunto estarían «dominados» por los procesos de transformación (esmectitas) y neoformación s. l. (sepiolita y paligorskita), teniendo siempre presente parte del material detrítico original (illita y caolinita).

En cuanto al estudio microtextural presentado en la lámina I, se pueden destacar distintos fenómenos: disolución de cristales de dolomita (romboedros) en sus núcleos y en otras ocasiones en vértices y aristas, dando lugar a cristales subredondeados por disolución que puede llegar a ser total observándose sólo los moldes. Existencia de un material geliforme de composición silicato-alumínico-magnésico, precursor de los minerales fibrosos. Formación a partir de este gel de fibras incipientes de sepiolita y/o paligorskita que rellenan porosidades. Un dato singular es la existencia en la muestra VC-2 de fragmentos de ostrácodos que dan un importante contenido en calcita por DRX, calcita que, de otro

modo, sería interpretada como de precipitación directa en el medio sedimentario; este dato pone de manifiesto la necesidad de completar el estudio mineralógico por DRX con otras técnicas, si bien por el volumen de muestras manejadas no ha sido posible.

Por todo ello se puede destacar la homogeneidad litológica y mineralógica de los materiales estudiados, consecuencia del medio sedimentario y de la incipiente diagénesis sufrida por los materiales, así como la presencia de los minerales fibrosos de la arcilla. Se trata de materiales depositados en medios lagunares o playas salinas de tipo playa-lake, donde la elevada salinidad y actividad de sílice y magnesio favorecen la formación de estos minerales por transformación *in situ* y en relación con la alternancia de fases expansivas y reactivas del borde de los lagos (POZO, M., 1987, y DIEZ TORRES, J. A., 1989). La formación de los minerales fibrosos tiene, en este caso, un paso intermedio entre la destrucción de los edificios silicatados anteriores y la nueva estructura; este paso es el de un gel de sílice rico en Mg^{2+} y Al^{3+} . La alteración de los minerales heredados (cuarzo, feldespatos, illita, caolinita y esmectitas) proporcionaría la sílice necesaria, así como algunos de los cationes, siendo, sin embargo, la principal fuente de Mg^{2+} la disolución de la dolomita y el propio contenido de las aguas de escorrentía debido a unas rocas madres ricas en el mismo. En otros casos, muy oca-

LAMINA I

- Muestra VC-2. Matriz arcillosa con granos de cuarzo, fragmentos de ostrácodos y romboedros de dolomita con disolución en los centros de los mismos.
- Muestra VC-3. Se observan fibras incipientes de sepiolita cubriendo agregados de cristales euhédricos de dolomita. Se observa un alto grado de porosidad.
- Muestra VC-4. Cristales subeuhédricos de dolomita con desarrollo de fibras de sepiolita y paligorskita de 4 a 5 micras, que se disponen en agregados dando lugar a morfologías laminares.
- Muestras VC-5. Agregados subredondeados de cristales subeuhédricos de dolomita sobre los que crecen incipientes fibras de sepiolita y/o paligorskita, con tamaños próximos a las 5 micras.
- Detalle de VC-5, donde puede observarse el desarrollo de fibras de sepiolita y/o paligorskita sobre un gel de composición silicato-alumínico-magnésico (EDAX), que recubre los cristales de dolomita.
- Muestra VC-7. Agregados laminares de sepiolita y paligorskita acompañados de cristales de dolomita en la que se pueden observar diferentes estados de disolución hasta llegar a ser completa, observándose solamente sus moldes.

Ca/Os: Fragmentos de ostrácodos (calcita). Do: Dolomita. Q: Cuarzo. Se-Pa: Sepiolita-paligorskita. Barra: 1 micra.

sionalmente (niveles oscuros laminados) no se descarta la posible formación por precipitación directa en el medio sedimentario.

El interés económico de la sepiolita y la paligorskita es de sobra conocido, pero, en este caso, si bien los contenidos puntuales de dichos minerales pueden llegar a suponer hasta el 70 por 100 de la muestra total, no son utilizables industrialmente debido, por una parte, a la escasa potencia de los niveles más ricos, y, por otra parte, a que aparecen con carbonatos que los invalidan para su utilización.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen al Dr. M. Pozo Rodríguez por sus observaciones de MEB.

REFERENCIAS

DIEZ TORRES, J. A.; AÑORBE, M.; SUAREZ, M.; NAVARRETE, J., y MARTIN POZAS, J. M. (1989): *Presencia y génesis de sepiolita y paligorskita en las proximidades de Villamuriel de Cerrato (Palencia)*. Stvd. Geol. Salmant., vol. 26, 1-16.

GALAN, E., and CASTILLO, A. (1984): *Sepiolite-palygorskite in Spanish. Palygorskite-sepiolite occurrences, genesis and uses*. A. Singer and E. Galán (eds.), *Developments in sedimentology*, 37, 87-124, Elsevier.

MEDIAVILLA, R. M., y DABRIO, C. J. (1989): *Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia*. Stvd. Geol. Salmant., vol. esp., 5, 273-291.

ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, F., y GARCIA DEL CURA, A. (1977). *Estudio mineralógico de la secuencia mineralógica de Torresandino (Terciario continental de la Cuenca del río Duero)*. Est. Geol., vol. 32, núm. 1, 87-92.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, A., and LOPEZ AGUAYO, F. (1981): *Chemical carbonates sediments in continental a basin: The Duero basin*. IAS 2nd. Eur. Mtg. Bologna. Abstract.

PORTERO GARCIA, J. M.; DEL OLMO ZAMORA, P.; RAMIREZ DEL POZO, J., y VARGAS ALONSO, I. (1979): *Primera reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*. Temas geológico Mineros, IGME, 11-37.

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, tomo II, 267-283.

POZO RODRIGUEZ, M. (1987): *Mineralogía y sedimentología de la «Facies de las Cuestas» en la zona central de la Cuenca del Duero: Génesis de sepiolita y paligorskita*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid.

SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978): *Planteamiento provisional de la distribución de facies en la Cuenca del Duero*. Inéd., opus cit., en PORTERO et al., 1979.

Original recibido: Junio de 1990.
Original aceptado: Enero de 1991.

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XVIII: Pedro Subiela

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

ESTUDIOS

Nació en Barcelona en 1746 y murió en Huancavelica después de 1821. La primera promoción de ingenieros de minas de la Real Academia de Almadén estaba integrada por tres alumnos procedentes de Madrid y otros tres de Barcelona. Los de Barcelona eran, además del biografiado, José Cherta, expulsado de la Academia, y Carlos Buxó, fallecido en Barcelona en 1789, sin terminar la carrera.

El más activo de los catalanes fue Subiela, quien decidió hacer el desplazamiento por carretera, vía Madrid, pasando por Aranjuez para complimentar al Ministro, desde donde siguió a Almadén, adonde llegó con toda normalidad (31 de mayo de 1778). El desorden de la expedición de los pasaportes para los tres matemáticos formados en Cataluña es sorprendente. En el caso de Subiela, le expidieron un pasaporte referente al desplazamiento según el itinerario antes indicado (2 de abril de 1778) y otro (20 de abril de 1778) a las «minas de metales de Almadén» con embarque para Cádiz, por opinar ser más rápido dada la reducida distancia entre Cádiz y Almadén. Este segundo recorrido fue el de Buxó y Cherta, llegados a Almadén (11 de junio de 1778). Los tres matemáticos catalanes solicitaron los Cordones de Cadetes de la Corona de la Nueva España, gracia concedida por Carlos III (R. O. de 6 de enero de 1779). Terminados los estudios, realizaron sus prácticas reglamentarias en las minas de Almadén. A Subiela, como buen matemático, le encargan la valoración de los destajos, operación mal vista por los destajistas, dado que antes se hacían a ojo. Hemos tenido entre nuestras manos uno de los destajos valorados por Subiela (5 de diciembre de 1781), y se aprecia la minuciosidad de la valoración. Dos alumnos destacados, Andrés

José Rodríguez, de Madrid (1756-1803), y Subiela, cambian impresiones sobre su porvenir y deciden solicitar permiso para trasladarse a las Indias (1784), logrando su deseo. Subiela había sido reclamado por Fausto de Elhuyar para trabajar en Huancavelica, minas que dieron muchos quebraderos de cabeza al primer técnico español que estuvo al frente de ellas, el descubridor del platino, Antonio de Ulloa y de la Torre (1716-1795), como gobernador de la mina (1757-1765), por los intereses creados, trabajo rutinario y los deseos de rapiña de los indígenas, ambiciosos en el saqueo de los pilares de seguridad.

ACTIVIDAD PROFESIONAL EN HUANCAMELICA

Se puede admitir que su actividad profesional se redujo al desempeño de su función de director de la mina de azogue de Huancavelica.

El departamento, provincia y ciudad de Huancavelica figura en muchos documentos conservados en el Archivo General de Indias escrito como Guancavelica. Contó con muchas y muy ricas minas de oro, plata, cinabrio, cobre, hierro, plomo y carbón, siendo los minerales de Castrovirreina, los que se mantuvieron durante más tiempo en explotación. Por las ruinas de la ciudad se aprecia la importancia de la misma, debida a la explotación de azogue, e incluso contaba con una explotación de aguas termales en extramuros. Existen importantes sistemas de cordilleras y dos ríos principales, el Jauja y el Lircay, ambos tributarios del Apurímac. En este escabroso territorio se encuentra la célebre mina de cinabrio Santa Bárbara. El clima es frío y variable; en relatos de la época de flore-

cimiento minero, dicen que en un mismo día había sol, lluvia, nieve y hielo, así como huracanes. Esta dureza del clima perjudicaba considerablemente a los mineros, en muchas ocasiones víctimas del hidrargirismo.

Debemos considerar el total desconocimiento de los alumnos de la Real Academia de Minas de Almadén de las dificultades presentadas en el Perú a la actuación de los peninsulares en todas las actividades mineras. Todos los que fueron entusiasmados esperando realizar una labor valiosa para España se les frustraron sus deseos por la dificultad en la lucha contra los vicios profesionales de los indígenas.

Creemos oportuno recordar que la primera escuela de ingeniería del Nuevo Mundo fue la inaugurada en Potosí (10 de febrero de 1779) y aprobada oficialmente por Carlos III (R. C. de 14 de enero de 1780), con el nombre de «Academia y Escuela teórico-práctica de Metalurgia o Arte de beneficio de metales».

Vamos a considerar un caso sobre el que se conserva en el Archivo General de Indias, Sección Lima, magnífica documentación.

Descubiertas las minas de Huancavelica en los primeros años del siglo XVI, se pusieron inmediatamente en explotación, resolviendo muchas dificultades, para lograr que los mineros de oro y plata contasen con azogue. Su importancia la podemos apreciar en el expediente promovido por sus vecinos solicitando la declaración de Villa, con jurisdicción propia, y su segregación de la Villa de Huamanga. Esta calidad ya la tenía concedida por los virreyes desde 1551, como lo fue con Francisco de Toledo, conde de Villar y marqués de Salinas. Con este fin realizaron la operación probanza (1580) el Cabildo y la Villa. El expediente lo elevó la Villa a Felipe IV (1626).

Consideremos como precedentes a la designación de Subiela la actuación de Antonio de Ulloa y de la Torre (1716-1795). Con magníficos antecedentes científicos y técnicos, y dadas las continuas quejas de los virreyes del Perú, sobre la deficiente explotación de Huancavelica, decide Fernando VI (Buen Retiro, 1757), por Real Provisión, nombrarle gobernador de la Villa de Huancavelica y superintendente de sus minas, comunicando con la misma fecha al virrey del Perú le dé posesión.

Visitó Ulloa las minas, las encontró en estado ruinoso, e iniciaron (1761) el oportuno expediente por la negativa de Ulloa a hacerse cargo de las minas.

Luchó continuamente por la mejora de la explotación del azogue, sin lograr sus deseos. Intereses creados, trabajo rudimentario, deseo de rapiña de los indígenas, interesados en el saqueo de los pilares de seguridad fueron los principales impedimentos. El gobernador Antonio de Ulloa, en un despacho al ministro Arriaga (Huancavelica, 14 de mayo de 1762) le comunica haber trabajado mucho para proveer de azogue al reino y cortar abusos y fraudes y esto le ha ocasionado persecuciones; por ello desea ser relevado del cargo. En otro (Huancavelica, 15 de mayo de 1762) le informa tiene decidido que una vez concluida la visita de la mina, renunciar al cargo. También le informa de las pretensiones del Gremio de Mineros, que se encuentra en deplorable estado. Ulloa desea su cese y lo

consigue. Las acusaciones contra Ulloa son múltiples. Le acusa desde Lima (23 de febrero de 1764) el virrey Amat al ministro de Indias, Arriaga, de las incidencias contra el gobernador Ulloa, por haber permitido la ruina de la mina, con la sustitución de los estribos de metal por otros de cal y piedra. La entrega de la mina tuvo lugar (19 de septiembre de 1764) al nuevo superintendente, Carlos Berenguer. Este promueve un expediente sobre su negativa a hacerse cargo de las minas por el mal estado en que se la entregó su antecesor, Ulloa. También comunicó de manera confidencial (Huancavelica, 24 de noviembre de 1764) a Carlos III que su antecesor dejó la mina en estado ruinoso, baja ley de los metales, escaso número de las labores, gran número de labores abandonadas y poca seguridad de los elementos de sustentación. Hace casi dos años que cesó Antonio de Ulloa, y todavía continúan las intrigas. El virrey del Perú, Manuel de Amat, eleva a Carlos III un escrito (Lima, 12 de febrero de 1766) insistiendo en el lamentable estado en que el gobernador de Huancavelica dejó la mina de Santa Bárbara al fin de su gobierno.

Como información del ambiente laboral contemporáneo a Subiela, exponemos el caso de la expedición del barón de Nordenflicht. Reiteradamente se solicitó desde Perú la conveniencia de una expedición mineralógica para mejorar su minería. Le encomiendan a Fausto de Elhuyar la organización de esta expedición (1787), emitiéndose los despachos reales (Aranjuez, 1 de abril de 1788). Estaba integrada por el director, barón de Nordenflicht; el director de minas y beneficio de minerales, Daniel Weber, y el director de beneficio de minerales, Antonio Zacarías Helme, llegados a Lima (20 de enero de 1796). Tras una magnífica programación, comienzan las dificultades en la actuación. Establecido el Real Tribunal de Minería en Potosí (R. O., Madrid, 8 de diciembre de 1785), acusa este organismo (26 de octubre de 1796) al ministro Diego Gardoquié ser el barón de Nordenflicht el causante del mal estado de la minería en el Perú, y suplica que sea retirado. La documentación más enérgica es la del marqués de Avilés, virrey del Perú (21 de noviembre de 1805), en donde, con testimonio, da cuenta sobre los resultados y gastos de la expedición mineralógica de los sajones, siendo su parecer que no habiendo producido fruto alguno se dé por concluida y se restituyan a Europa sus miembros. La misión de la Comisión fue dada por concluida (R. O. de 22 de septiembre de 1810) según propuesta (23 de diciembre de 1809) del virrey, José Fernando Abascal y Sousa, marqués de la Concordia, por no haber adelantado la minería durante los veinte años de funcionamiento. El Real Tribunal de Minería decide (12 de octubre de 1812) retirar los subsidios de jubilación concedidos al barón y su comitiva, por ser gravosos a la Real Hacienda, y así lo comunica el virrey (1 de abril de 1813), marqués de la Concordia, al secretario de Estado y de la gobernación de Ultramar.

La biografía de Pedro Subiela se puede seguir perfectamente en los fondos del Archivo General de Indias, Sección de Lima, donde se custodian un centenar de leídos magníficamente catalogados relacionados con este ingeniero. Durante el bienio 1788-1789, con motivo de su nombramiento, se cruzaron varios escritos. En el despacho de Fray Antonio Valdés desde San Lorenzo al virrey de Perú, Teodoro de Croix (1 de noviembre de 1788), se le

comunica el nombramiento de Pedro Subiela, profesor de matemáticas y geometría subterránea, como ingeniero de minas en la Real Mina de Huancavelica, acusando recibo el virrey desde Lima (16 de abril de 1789). Asimismo, un despacho de Valdés a Pedro Subiela desde San Lorenzo (4 de noviembre de 1788) le comunica que el Rey lo nombró ingeniero de minas para que sirva en Huancavelica, contestando el interesado desde Almadén, donde trabajaba (8 de noviembre de 1788). También ofició Valdés al presidente de la Casa de Contratación, Manuel González Giral (San Lorenzo, 4 de noviembre de 1788) para que embarque el ingeniero por cuenta de la Real Hacienda. En otro oficio de Valdés (Madrid, 23 de enero de 1789) al presidente de la Casa de Contratación de Cádiz, ordena que Subiela embarque con la mayor prontitud para El Callao, Buenos Aires o Chile, y en el recorrido reconozca las minas de Punitaqui, en Chile. Al oficio acusan recibo (Cádiz, 3 de febrero de 1789).

El estado de Huancavelica exige el rápido desplazamiento de Subiela, residente en Almadén desde 1778. Durante estos once años, hizo amistades con muchos compañeros y amigos y piensa que quizá esta despedida sea la definitiva por su posible fallecimiento en América, víctima del hidrargirismo, pero se encuentra optimista y con grandes deseos de solucionar el difícil problema minero de Huancavelica. Una orden definitiva recibe Subiela, la de Valdés (Madrid, 23 de enero de 1789), para su desplazamiento a Cádiz, desde donde partirá a Huancavelica. Oficia también Valdés a González Guiral (Madrid, 6 de febrero de 1789), para que el ingeniero se embarque en la fragata «La Mejicana», acusando recibo desde Cádiz (13 de febrero de 1789). Reitera la orden Valdés (Madrid, 6 de febrero de 1789) para su embarque, si llega a tiempo en la fragata «La Mejicana», que va a El Callao con 2.001 quintales de azogue y con recordatorio para que reconozca las minas de Coquimbo en Chile. Comunica el gobernador de Almadén, Gaspar Soler (Almadén, 17 de febrero de 1789), a Valdés, que Subiela lleve a Cádiz instrumentos en uso en maderaciones de brocales y pozos, planos de hornos de fundición, dos cajones de minerales y, en general, modelos de todas las máquinas establecidas en las reales fábricas de Almadén.

Con motivo de la expedición de Nordenflicht se consideraba indispensable, para que respetasen a los técnicos foráneos, la necesidad de ostentar un grado del Ejército. Subiela ya tenía como alumno de Almadén los Cordones de Cadetes de la Nueva España (1779), pero esto lo consideraba insuficiente y poco digno de su titularidad; por ello solicita a Valdés (Almadén, 31 de enero de 1789), por conducto de Soler, le sea concedido algún grado en el Regimiento de la Corona de la Nueva España. Inmediatamente es accedida la petición mediante el oficio de Valdés (Madrid, 17 de febrero de 1789), remitiéndole el título de subteniente de Infantería, del que acusó recibo Subiela desde Cádiz (27 de febrero de 1789), donde estaba esperando su embarque. Según las normas de la época, el grado de subteniente de Infantería es inferior al que le correspondía. Insiste Subiela y, con paciencia, todo se lograba en Ultramar. El Consejo de Regencia comunica al virrey de Perú (Isla de León, 26 de enero de 1811) que S. A. ha concedido el título de capitán de Infantería a Pedro Subiela, ingeniero subalterno de las minas de Huancavelica, que había solicitado (23 de julio de 1805).

Tanto Subiela como su compañero de travesía, José Antonio Becerra, oficial de la Contaduría de las minas de Almadén, destinado para el cargo de contador de la Real Mina de Huancavelica, encuentran las mismas dificultades que todos los funcionarios destinados a Ultramar, la carencia de medios económicos. Después de varias deliberaciones acuerdan ambos exponer a Valdés por carta (Cádiz, 27 de febrero de 1789) las dificultades económicas en que se encuentran. Contesta Valdés (Madrid, 2 de abril de 1789) comunicándoles la ayuda de costa concedida, a la que contestan agradeciendo (Cádiz, 14 de abril de 1789). Simultáneamente, oficia Valdés al presidente de Contratación (2 de abril de 1789) para que haga efectiva la ayuda de costa, dando Guriel la conformidad (Cádiz, 14 de abril de 1789). Otra comunicación simultánea fue la de Valdés (Madrid, 2 de abril de 1789) al gobernador de Almadén para que abone su tesorería las seis mesadas de anticipo de cada expedicionario, dando la conformidad el gobernador de Almadén (11 de abril de 1789). Era costumbre que las personas de significación social destacada fuesen acompañadas de un criado, gracia solicitada por ambos expedicionarios, y aceptada por Valdés, quien comunica a González Guriel (Aranjuez, 25 de abril de 1789) la autorización dada a cada expedicionario para llevar un criado, quedando enterado Guriel (Cádiz, 5 de mayo).

Está preocupado Subiela por no disponer para su traslado a Huancavelica del material que le habían ordenado, y decide escribir a Valdés (Cádiz, 21 de abril de 1789) informándole que no pudo proveerse de los instrumentos necesarios para las operaciones de la mina, por la escasez de medios en que se encontraba. En todo este proceso apreciamos una falta de programación por no plantear el asunto hasta después de llevar dos meses perdiendo el tiempo en Cádiz. Es necesario ganar tiempo, y oficia Valdés al presidente de Contratación (Aranjuez, 18 de mayo de 1789) para que provea al ingeniero de minas Subiela de los efectos y útiles necesarios para su trabajo en Huancavelica. Acusa recibo (Cádiz, 29 de mayo de 1789), y le remite lista e importe de los útiles referidos (Cádiz, 12 de junio de 1789), acusándole recibo Valdés (Madrid, 19 de junio de 1789).

Llegó el momento de zarpar, acto comunicado por el presidente de Contratación (Cádiz, 31 de julio de 1789), y simultáneamente le remite el pliego de los caudales que se les han concedido, con expresión de fin y ramos de los que se han suplido. Ordena Valdés (San Lorenzo, 13 de noviembre de 1789) se les descuenta de sus sueldos lo que se halla suplido por el caudal de la Real Hacienda de Indias o del destinado a azogue de Alemania, en concepto de transporte y manutención de sus criados, quedando enterado el presidente de Contratación (Cádiz, 24 de noviembre de 1789). La situación de Huancavelica era poco floreciente, hasta el punto que el contador de azogues de Huancavelica, Juan de la Rosa, puso una comunicación reservada a Valdés (Huancavelica, 20 de diciembre de 1787) sobre el mal estado de la mina, acusando a Juan Francisco Marroquín, director de labores y fundiciones, y a los mayordomos, de haber extraído metales de cielos, puentes y estribos y otros lugares prohibidos. También manifiesta su delicado estado de salud por el hidrargirismo y solicita su pase en otro destino con residencia en Lima. También recuerda (Huancavelica, 7 de enero de 1788) las deudas de la Real Hacienda, con motivo de los treinta y dos años de

servicios. A esta petición se accedió trasladándolo a Lima con 1.000 pesos anuales (San Lorenzo, 1 de noviembre de 1788). Esta es una de las razones de sustituir al técnico director de la explotación y al contador.

Desde Palacio (28 de enero de 1789) oficia Valdés al contador general, Francisco Javier Maldonado, del nombramiento de Subiela, y al virrey también le ponen en su conocimiento (Aranjuez, 26 de mayo de 1789) dicho nombramiento.

El virrey del Perú, Francisco Gil de Taboada y Lemos (Lima, 16 de junio de 1791), informa al ministro Pedro de Lerena, que está esperando la llegada de Subiela para estudiar el proyecto presentado por el barón de Nordenflicht, y, simultáneamente, le informe del deficiente estado de la mina.

Llega Subiela, se informa del estado de la mina y redacta el oportuno estudio y proyecto para iniciar las labores adecuadas. Cuando llegó Subiela todavía estaba pendiente la propuesta de Fernando Martínez de Plata, gobernador interino de Huancavelica, a José de Gálvez, marqués de la Sonora, ministro de Indias (8 de julio de 1785), para que se iniciase una inspección de sus trabajos, debido a los infundios de que fue objeto sobre el manejo de la mina puesta a su cargo.

Entre las deficiencias en el momento de la incorporación de Subiela a Huancavelica, figuran las detectadas por Nordenflicht: Poca ley del mineral, ya estaba en período de agotamiento, debiéndose introducir economías en las labores, mientras se realizaban los reconocimientos. Construcción de un pozo maestro que penetrase al fondo de la mina. Diversificar una red de galerías subterráneas en varias zonas para explorar la calidad de los minerales y su enlace con el pozo maestro para facilitar su extracción. Colocación de máquinas movidas por mulas o malacates, en el vértice del pozo. Realización del estrío o pallaqueo, dentro de la mina, para evitar el arrastre de los estériles. Construcción de terraplenes o refuerzos. Colocación de varias máquinas que trasladen el mineral por medio de planos inclinados. Aproximación de los hornos de fundición al pie del cerro y construcción de otros más modernos.

Sin dar tiempo a efectuar los reconocimientos proyectados, se inician los ataques a Subiela por el gobernador de Huancavelica, José María Gálvez, quien le comunica (19 de enero de 1795) al ministro de Hacienda, Diego Gardoqui, su opinión de ser innecesario el ingeniero subterráneo, Subiela, por su poca habilidad e inactividad. La respuesta desde San Ildefonso (20 de septiembre de 1795) es que el Rey no accede a este relevo. Mientras tanto, el gobernador intendente, Gálvez, ofició (Huancavelica, 31 de julio de 1795) al ministro Gardoqui la separación de Subiela de su empleo. Continúa la correspondencia oficial entre Gardoqui y Gálvez. Los mineros de la mina Santa Bárbara recibieron a Subiela y demás empleados de la mina con protestas, lo que fue desaprobado por el marqués de Osorno, virrey del Perú, comunicando el ministro de Hacienda al virrey (Madrid, 4 de julio de 1797) imponga los medios oportunos para sostener el trabajo en la mina.

Tanto Subiela como el contador, Juan Antonio Becerra, y el teniente asesor, José Palomino, no están conformes con

el trato, recibiendo Gálvez una respuesta de Gardoqui (Aranjuez, 4 de abril de 1796) ordenando traten a estas personas como corresponde a su empleo. Las relaciones son cada vez más tirantes. Decide Gálvez comunicar a Gardoqui (18 de marzo de 1795) el estado del laboreo de la mina «Nuestra Señora del Carmen», de Sillacasa, cedida por el presbítero Juan Bautista Sotomayor, y demás incidentes ocurridos por omisión de Subiela. Entre éstas figura la petición por Subiela del material necesario para formar el plano y perfil de la mina de Sillacasa.

Su antiguo amigo, el contador general de azogues de Huancavelica, José Antonio de Becerra, le prepara una jugada. Comunica (18 de febrero de 1798) al ministro de Hacienda los agravios padecidos por parte del barón, de Subiela y del gobernador intendente de aquella mina durante la visita general y de las tropelías cometidas. Según Elhuyar, todo fue un amaño de Becerra con el fin de que prosperase su escrito (28 de febrero de 1798), donde pedía los honores y sueldo de Contador Mayor del Tribunal de Cuentas de Lima.

El intendente de Huancavelica comunica al ministro de Hacienda (1798) que para promover la actividad de las minas emita una R. O. con el fin de que el ingeniero director de la Real Mina de Santa Bárbara entregue el plano de ella, mandado formar, en el estado en que estuviera, con las medidas que tomó en la visita general de 1798, para que con los subdelegados se puedan verificar las obras necesarias y proponer lo más conveniente. En esta resolución del laboreo ya se omite la opinión de Subiela. El gobernador intendente, Gálvez, comunica al ministro de Hacienda, Miguel Cayetano Soler, desde Huancavelica (18 de noviembre de 1803) la desidia con que se ha efectuado la formación y conclusión del plano y perfiles de la Real Mina de azogues de Santa Bárbara por parte de Subiela y posteriormente insiste (18 de junio de 1804) sobre el retraso que sufre la conclusión del plano y perfiles de la Real Mina de azogues, encargado desde 1795.

Sigue en aumento la campaña contra Subiela, con información y comentarios de los habitantes de Huancavelica. Uno de los incidentes que más afectaron a Subiela fue la comunicación del intendente de Huancavelica (18 de abril de 1808) al virrey del Perú solicitando con gran elogio para las cualidades de Carlos Federico Mothes, perito facultativo sajón especializado en labores subterráneas y miembro de la Comisión Mineralógica, como sustituto de Subiela en la dirección de la mina de Santa Bárbara, por no ser de su agrado los servicios de Subiela. Insiste Abascal (30 de mayo de 1808) sobre la sustitución de Subiela. Subiela había alegado su enfermedad profesional para no ir a la mina de Castrovirreina, la cual consideró falsa el intendente Vives. Llegó un momento en que Subiela no se encuentra en condiciones de resistir tanta agresión y decide pedir la jubilación. Eleva un memorial al Rey (23 de septiembre de 1809) solicitando la jubilación por dos razones: su edad y la rigidez del clima de Huancavelica, expediente que por los antecedentes de casos análogos espera no tener la suerte de que se la concedan. La contestación del ministro de Hacienda (Cádiz, 1 de julio de 1812) fue que Subiela concluyese el plano de la mina en el término de cuatro meses y, caso de no entregarlo, sea suspendido de empleo y sueldo, resolución comunicada a Subiela (30 de diciembre de 1812). Un oficio que le causó

gran disgusto a Subiela fue el del intendente de Huancavelica, Juan Vives y Echevarría (Lima, 19 de diciembre de 1812) al Tribunal de Minería sobre la necesidad de la llegada de directores, alumnos y operarios de Almadén, para solucionar los problemas de Huancavelica. La opinión de los técnicos era que el Tribunal de Minería actuaba con total desconocimiento de las técnicas mineras.

Llegamos a un momento en que entre los indígenas y la colonia de España empiezan a tomar forma los sentimientos independentistas del reino del Perú, con una disminución de las actuaciones contra Subiela. La última referencia del Archivo General de Indias es la carta (Palacio, 8 de enero de 1821) de Ramiro Gil de la Cuadra al secretario de Hacienda de Ultramar, donde le comunica que el virrey Joaquín de la Pezuela, ha solicitado del Rey que se nombre un ingeniero de minas para Huancavelica, porque el actual, Pedro Subiela, es de edad muy avanzada (cincuenta y siete años), y poco robusto para el trabajo. Pocos meses después (9 de julio de 1821), en la Plaza Mayor de Lima, fue proclamada la independencia del Perú. Esta es la lamentable historia de un ingeniero de valer destacado, que por circunstancias caciquiles tuvo una vida profesional entre dos bandos ideológicos opuestos, en su lucha por producir azogue en una mina agotada.

Almadén y octubre 4, de 1789.
Pedro Subiela

BIBLIOGRAFIA

Periodo de formación profesional. Archivo Histórico Nacional. Hacienda. Almadén. Muy deficientemente catalogado.

Periodo de actuación profesional. Archivo General de Indias. Sección de Lima. Muy bien catalogado.

LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1979): *La enseñanza de la minería en el Mundo Hispánico. Noticias históricas*, Madrid, 1979, 200 pp.

RESUMEN DE LAS ACTIVIDADES DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO CON MOTIVO DE SU PRIMER CONGRESO (CONGET'91)

Como se anunció oportunamente, el I Congreso del Grupo Español del Terciario (CONGET'91) se celebró en Vic (Barcelona) entre los días 18 y 20 de marzo, organizado por el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica y Paleontologia de la Facultat de Ciències de la Universitat de Barcelona y la colaboración de varias entidades estatales y locales.

El Congreso tenía un especial énfasis en el homenaje al Profesor O. Riba, con motivo de su reciente jubilación. No es necesario glosar aquí de nuevo su figura, su obra y su inestimable contribución al conocimiento del Terciario español, pues ya quedó suficientemente resaltada en los discursos pronunciados durante la inauguración del Congreso y en la Cena de Honor.

Posiblemente se pueda tener una idea de los resultados del Congreso si se consideran las siguientes cifras: asistieron 113 participantes, que aportaron 68 comunicaciones orales, 25 carteles y 5 conferencias que tocaron puntos de interés general sobre la evolución y el relleno de las cuencas terciarias desde puntos de vista muy variados. El martes 18 se expusieron 24 comunicaciones de *Sedimentología*, el 19 las de *Tectónica y Sedimentación y Análisis de Cuencas* (16 trabajos en cada una) y el miércoles 20 se presentaron y debatieron 12 trabajos sobre *Estratigrafía*.

Los resúmenes de las 93 contribuciones se han reunido en un volumen de 365 páginas recopilado por F. Colombo, E. Ramos-Guerrero y S. Riera.

Durante las sesiones de trabajo se prestó mucha atención al establecimiento de secuencias deposicionales y a la definición de sus límites como herramienta del análisis de cuencas y se dedicó mucho esfuerzo a la distinción de los controles (tectónica, eustasia...), responsables de dicha organización, lo que dio origen a vivas polémicas. Un aspecto positivo destacable es el espíritu de compañerismo y colaboración de los asistentes, manifestado en la claridad y sencillez de la mayoría de las presentaciones y en el tono y contenido de las discusiones que despertaron bastantes de ellas. Dos puntos negros a tener en cuenta: la anulación de algunas comunicaciones por la inasistencia de sus autores y cierta reticencia de las nuevas generaciones a intervenir en los debates.

Antes y después del CONGET se celebraron varias excursiones que contaron con pocos participantes, pero entusiastas, lo cual facilitó el intercambio de información.

La ciudad de Vic estuvo a la altura de las circunstancias, y nos acogió con hospitalidad; disfrutamos de una visita guiada al Museo Diocesano y a la Catedral, con sus impresionantes pinturas murales.

El miércoles, 20, por la tarde, se celebró el acto de Clausura del CONGET'91 y, a continuación, mantuvimos la Asamblea del Grupo Español del Terciario (GET). Tras una breve reseña de la andadura del GET y de las circunstancias que rodearon la organización del CONGET, nos planteamos la posibilidad de adscribir el GET a la estructura y organización de la Sociedad Geológica de España (SGE), con la que se habían mantenido contactos previos a estos efectos, respetando las peculiaridades y libertad de acción del GET. El representante de la SGE, J. P. Calvo, dio lectura a las cartas cruzadas entre ambas organizaciones y precisó los términos del acuerdo. La Asamblea acordó por asentimiento la integración en la Sociedad Geológica de España, sin que se expresara ninguna opinión en contra.

El siguiente punto se refería a la organización del próximo Congreso del Grupo Español del Terciario. Angel González presentó una oferta en firme, en nombre del Área de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza para organizar el próximo CONGET en Jaca (Huesca), durante 1994. Hubo varias intervenciones relativas a la periodicidad deseable para los Congresos y su enfoque preciso, pero pareció oportuno respetar la autonomía de los organizadores.

Aprovechando la estructura de la SGE se recomienda organizar reuniones de campo (de logística sencilla) sobre temas concretos, reuniones temáticas durante las Sesiones Científicas de la SGE y Mesas Redondas, Simposios específicos o similares durante los Congresos de la SGE. Las iniciativas se canalizarán a través de la SGE para facilitar la difusión de la información y aprovechar al máximo las ventajas de nuestro nuevo estado. La Asamblea ruega que se tengan en cuenta estas recomendaciones e invita a todos a proponer actividades y a participar en ellas.

A continuación J. P. Calvo presentó el III Congreso Geológico de España, que se celebrará en Salamanca en junio de 1992, y dio algunas noticias sobre el estado actual de la organización.

Espero que estas líneas hayan reflejado lo más precisamente posible lo que sucedió durante el CONGET'91, y está bien finalizar agradeciendo los esfuerzos y desvelos de Ferrán Colombo, en representación del Comité Organizador, de los guías de las excursiones y de las Autoridades y Entidades que colaboraron para que el Congreso fuese una realidad y brillase a la altura que se merecía.

Por mi parte, al cesar como Presidente del GET, agradezco a todos la colaboración prestada y la paciencia demostrada. Espero haber cumplido con dignidad las tareas pertinentes.

C. J. DABRIO

Noticias

VI SYMPOSIUM INTERNACIONAL DEL SILEX

A celebrar en Madrid, 1 a 4 de octubre de 1991.

Objetivo

Este Symposium está dedicado al estudio de las rocas silíceas sedimentarias, tanto desde el punto de vista geológico como arqueológico, siendo uno de sus objetivos el fomentar y profundizar el estudio interdisciplinar entre ambas especialidades.

Secciones

GEOLOGIA

- I. Medios sedimentarios y diagenéticos de rocas silíceas.
- II. Petrología y geoquímica de rocas silíceas. Métodos de estudio.
- III. Alteraciones de rocas silíceas.
- IV. Rocas silíceas industriales. Depósitos de interés económico en rocas silíceas.

ARQUEOLOGIA

- V. Geoarqueología y minería de sílex.
- VI. Petroarqueología y suministro de sílex.
- VII. Tecnología del sílex.
- IX. El estudio de los sílex quemados.

Lugar de celebración y fecha

Madrid, Sede Central del CSIC, Serrano, 117. 1, 2, 3 y 4 de octubre de 1991.

Excursiones científicas

Presymposium. «Rocas silíceas sedimentarias en facies marinas y continentales».

Comienzo: 26 de septiembre, Bilbao.

Final: 30 de septiembre, Madrid.

Postsymposium. «Explotación e intercambio de recursos líticos silíceos de la Península Ibérica».

Comienzo: 5 de octubre, Madrid.

Final: 10 de octubre, Almería.

Precio de inscripción: 30.000 pesetas por persona.

Para más información contactar con:

M.ª Angeles Bustillo
Dpto. de Geología
Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid
Fax: (34.1) 564 50 78

XI REUNION DE LA SOCIEDAD DE MINERALOGIA

Del 25 al 27 de junio de 1991 se celebrará en Sant Feliu de Guixols la Undécima Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía. Organizan, además de la propia Sociedad, la Universidad de Barcelona, la Universidad Autónoma de Barcelona y el Instituto de Ciencias de la Tierra (CSIC).

REUNION MONOGRAFICA DE LA SOCIEDAD GEOLOGICA DE ESPAÑA

A celebrar en Oviedo, los días 8, 9 y 10 de noviembre de 1991, y organizada por la SGE.

El tema de dicha Reunión será la Biosedimentación, y se considerará objetivo de la Reunión todos aquellos aspectos que relacionen los procesos, facies y ambientes sedimentarios con organismos o huellas de su actividad, tanto actuales como fósiles.

ALTERACIONES Y PALEOALTERACIONES EN LA MORFOLOGIA DEL OESTE PENINSULAR

A celebrar en Salamanca, del 25 al 27 de junio de 1991. Organizado por el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y el Instituto Tecnológico Geominero de España, y la colaboración de la Sociedad Española de Geomorfología.

El objetivo del Curso es, por una parte, repasar y discutir los mecanismos de génesis de formas ligadas a procesos de alteración, y por otra parte mostrar, tanto teóricamente, como en el campo, su influencia en la morfología regional.

III COLOQUIO DEL CRETACICO DE ESPAÑA

A celebrar en Morella, los días 6, 7 y 8 de septiembre de 1991.

Organizado por el Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona y el Instituto de Ciencias de la Tierra «Jaime Almera» (CSIC) de Barcelona.

Colaboran los Departamentos de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Barcelona, de las Universidades de Zaragoza y de Valencia, entre otros.

Se han propuesto los temas específicos siguientes:

1. Estratigrafía secuencial. Ciclicidad.
2. Paleontología y Bioestratigrafía.
3. Sedimentología. Evolución de plataformas carbonatadas. Sistemas turbidíticos.
4. Paleoclimatología.
5. Eventos del Cretácico Terminal.
6. Relaciones entre tectónica y sedimentación.
7. Génesis y evolución de cuencas sedimentarias.
8. Geología estructural y Geofísica.
9. Geología del subsuelo.
10. Rocas y minerales industriales.

Como dirección de contacto:

Ramón Salas
Facultad de Geología
Universidad de Barcelona
08071 Barcelona
Teléfono: (93) 330 73 11 - Ext. 1968
Fax: (93) 411 15 93

CURSO DE ESTUDIOS DE SEGURIDAD Y ANALISIS DE RIESGOS EN LA INDUSTRIA

A celebrar en Madrid, del 3 al 19 de junio de 1991.

Organizado por el CIEMAT y con la colaboración de:

- Comisión Comunidades Europeas (Bruselas).
- CEC Joint Research Centre (Ispra).

Objetivo

El Instituto de Estudios de la Energía, del Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT), ofrece un curso dedicado al análisis del riesgo industrial y la prevención de accidentes mayores.

El curso, dirigido a responsables de áreas de seguridad en las Administraciones Central y Autonómicas, y profesionales de empresas con riesgo industrial (químicas), presentará las técnicas de identificación y evaluación de los riesgos posibles de accidentes mayores.

También se analizarán la preparación de planes de emergencia interior y exterior, la comunicación del riesgo a la población, así como las directrices de notificación de accidentes a la Administración. El curso presta atención a

la evaluación de las consecuencias sobre el medio ambiente.

La prevención de accidentes mayores está regulada en España por los Reales Decretos 886/88 y 952/90, que recogen las directivas de la CEE para la prevención y control de grandes accidentes.

Contenido

- La Directiva Seveso. Legislación española.
- Los peligros derivados de los procesos y de los productos.
- Identificación de peligros y análisis de operabilidad.
- Análisis cuantitativo del riesgo. Identificación y análisis de los fallos de un sistema.
- Estudio de los efectos físicos. Determinación del riesgo de una instalación.
- El factor humano en el análisis del riesgo.
- Percepción y comunicación del riesgo.
- El impacto de los accidentes en el medio ambiente: atmósfera, hidrosfera, biosfera.
- Planes de emergencia.
- Los estudios de impacto ambiental y de seguridad.
- La planificación territorial.

Profesorado

Expertos pertenecientes a:
CIEMAT
TNO (Holanda)
CEC-JRC (Ispra - Italia)
INSHT
FEIQUE
Protección Civil (Generalitat Cataluña)

Director Técnico

D. Jesús Otero Ruiz
Instituto de Tecnología Nuclear
CIEMAT

Lugar

INSTITUTO DE ESTUDIOS DE LA ENERGIA (CIEMAT)

Horario

De 9,00 a 18,00 horas.

Inscripción

Cuota: 100.000 ptas.
Enviar ficha adjunta antes del 18 de mayo de 1991.

Material didáctico

Textos de lecciones y prácticas.

Idiomas

Español.
Traducción simultánea para lecciones en otro idioma.

Secretaría

Instituto de Estudios de la Energía (CIEMAT)
Avda. Complutense, 22 - 28040 MADRID
Telfs.: (91) 346 64 07 y (91) 346 63 59
Telex: 23555 CIEMA-E
Telefax: 91 - 346 60 05

Libros

NUEVO CATALOGO GENERAL DE PUBLICACIONES DEL ITGE

Acaba de aparecer un nuevo Catálogo General de Publicaciones, que recoge todo el fondo editorial no agotado del Organismo.

Comienza con la Cartografía propiamente dicha, de la que sólo del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 se llevan publicadas más de 740 Hojas y sus Memorias correspondientes. De este mismo Mapa (MAGNA), a E. 1:25.000, se incluyen las últimas publicadas, que corresponden a las Islas de Tenerife, Gran Canaria y Fuerteventura, así como la Isla de Menorca.

A continuación, y volviendo a la escala 1:50.000, se relacionan los Mapas Hidrogeológicos y los de Vertido de residuos sólidos urbanos, sigue la cartografía a E. 1:100.000 y 1:200.000, con un gran incremento en las publicaciones de los Mapas Geológico e Hidrogeológico y otra cartografía diversa, para finalizar esta primera parte con la relación de los distintos Mapas a E. 1:1.000.000, siendo de éstos el último de los publicados el del Cuaternario de España.

Continúa el Catálogo, en lo que pudiéramos llamar segunda parte, con las monografías y estudios, reunidos en diversas colecciones correspondientes a grandes áreas, como son: *Ingeniería GeoAmbiental* (Reconocimiento, Taludes, Espacio subterráneo, Informática Geotécnica, Mapas

y estudios de riesgos geológicos y naturales, Geotécnicos y de Peligrosidad, etc.), *Ingeniería ambiental y territorial* (Patrimonio Geológico, Medio ambiente minero, Atlas Geocientíficos Provinciales y Autonómicos, etc.), *Publicaciones Didácticas de Ingeniería GeoAmbiental* (varias publicaciones y vídeos), *Tecnología y Seguridad Minera* (Perforaciones y Voladuras, Taludes Mineros, Balsas y Escombreras, Minería Subterránea, Geotecnología, etc.), y las tradicionales colecciones «Memorias», «Informes», «Temas Geológico-Mineros», «Publicaciones Especiales» (como último volumen publicado aparece «Museos Españoles de Minerales», que recoge la historia y documentación gráfica de los más importantes museos españoles de minerales, así como algunas relevantes colecciones privadas), «Panorama Minero», «Síntesis de los estudios realizados por el ITGE agrupados por Comunidades Autónomas», «Inventarios», etc. Finalizándose con el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO, revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas, que edita el ITGE desde 1874.

El Catálogo, con más de 90 páginas y a todo color, cuenta con un amplio índice general y lleva encartado un desplegable con la división en Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 y 1:200.000.

L. A.

MEMORIA DE LAS REALES MINAS DE ALMADEN — 1873

Esta obra constituye una joya bibliográfica, tanto por su naturaleza científica, histórica y artística de su autor, Agustín de Betancourt y Molina, como por la cuidada edición en facsímil que ha hecho de la obra primitiva —manuscrita, con profusión de grabados, gráficos y documentos— la Secretaría General del Plan Nacional de I+D de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, para difundir y dar a conocer la labor de destacados científicos y técnicos españoles.

El libro comprende las tres Memorias que escribiera Betancourt, y que versan «Sobre las aguas existentes en las Reales Minas de Almadén en el mes de julio de 1783 y sobre las máquinas y demás concerniente a su extracción», «Sobre las máquinas que usan en las Minas de Almadén, en las que se expresan sus ventajas y defectos y algunos medios de remediarlos», y «Sobre todas las operaciones que se hacen dentro del cerco en que están los hornos de fundición de Almadén».

L. A.

VOCABULARIO CIENTIFICO Y TECNICO

Editado por la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, reúne más de 35.000 términos que son explicados de manera concisa, sin caer en la extensión de los trabajos enciclopédicos.

En su elaboración siempre ha estado presente la evolución de la ciencia y la tecnología, así como la normativa internacional al respecto.

El trabajo en equipo de lexicógrafos, científicos y técnicos proporciona a esta obra un carácter de uniformidad en cuanto a ortografía y etimología de los vocablos científicos se refiere.

Impreso y distribuido por Espasa-Calpe, se presenta en un solo tomo de 751 páginas, incluyendo como apéndice el Sistema Internacional de Unidades.

L. A.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

900911. **Lluís Solé Sabarís (1908-1985). Maestro de Geólogos y Geógrafos.** RIBA ARDERIU, O. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Actas* (1990), vol. 86, 25-49, esp., bibl. ITGE.

* Bibliografía personal, España.

ESTRATIGRAFIA

900914. **Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea, Cadena Ibérica Oriental.** VALENZUELA, J. I.; GAMEZ, J. A.; LIÑAN, E., y SDZUY, K.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 45-54, 21 ref., esp., res. Ing., bibl. ITGE.

* Escala estratigráfica, Cámbrico, Biostratigrafía, Fauna trilobites, Ichnites, Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

900917 **Comentario al artículo: Caracterización y condiciones de sedimentación de las facies diatomíticas de Sanlúcar de Barrameda, Cuenca del Guadalquivir, SO de España (Galán, E., et al.).** CIVIS, J.; FLORES, J. A., y SIERRA, F. J.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 101-102, esp., bibl. ITGE.

* Edad, Mioceno Medio, Flora diatomea, Taxón planctónico, Cuenca Guadalquivir, Provincia Cádiz.

900918. **Réplica al comentario sobre: Caracterización y condiciones de sedimentación de las facies diatomíticas de Sanlúcar de Barrameda, Cuenca del Guadalquivir, SO de España.** GALAN, E.; GONZALEZ, I.; MAYORAL, E.; MIRAS, A., y VAZQUEZ, A.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 103-105, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Edad, Mioceno Medio, Paleobatimetría, Flora diatomea, Cuenca Guadalquivir, Provincia Cádiz.

901000. **Estudio estratigráfico y mineralógico del Devónico y Carbonífero de Sallent de Gállego (Huesca).** SUBIAS, I.; FERNANDEZ NIETO, C., y GONZALEZ LOPEZ, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 70-71, esp., bibl. ITGE.

* Caliza, Pizarra, Sedimentación recifal, Devónico, Carbonífero, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

901001. **Las arcillas del Cretácico Medio de los Flyschs de Ubrique y del corredor del Boyar (Complejo del Campo de Gibraltar).** LOPEZ GALINDO, A., y MARTIN ALGARRA, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 72-73, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Arcilla, Paleobatimetría, Flysch, Albiense, Aptiense, Cenomaniense, Zona Bética, Provincia Cádiz.

GÉOCRONOLOGIA

900985. **Factores que afectan en la determinación del error asociado a la datación absoluta por termoluminiscencia: Fábrica de ladrillos (Getafe).** ARRIBAS, J. G.; MILLAN, A.; SIBILIA, E., y CALDERON, T.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —45—, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

GEOLOGIA MARINA

900901. **Anuario de Mareas 1990.** INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA MARINA.

Anu. Mareas (1989), 208 pp., esp., bibl. ITGE.

* Anuario, Mareas, Previsión, España, Portugal, Marruecos Sur, Guinea Ecuatorial.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

900792. **Incidencia de los vertidos de residuos tóxicos y peligrosos en la calidad de las aguas subterráneas.** PÓRRAS MARTIN, J.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 137-160, 8 ref., esp., bibl. ITGE.

* Legislación, Inventario, Contaminante, Sustancia tóxica, Residuo peligroso, Acuífero, Contaminación, Previsión, España.

900793. **Depósitos de seguridad para residuos peligrosos.** SCHOMARKER, N. B., y BLISS, T. M.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 161-203, 15 ref., esp., bibl. ITGE.

* Vertido controlado, Residuo peligroso, Almacenamiento subterráneo, Lixiviación, Protección medio ambiente, Elección lugar, Seguridad.

900794. **Pretratamiento de residuos peligrosos.** OPPELT, T.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 205-283, esp., bibl. ITGE.

* Residuo peligroso, Transformación, Reciclaje, Protección medio ambiente, Planificación, Flotación, Filtración, Adsorción, Evaporación, Cambio iónico, Osmosis, Planta piloto, Estados Unidos.

900795. **Tecnología en tratamientos de residuos peligrosos.** KLEE, A. J.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 285-335, 38 ref., esp., bibl. ITGE.

* Residuo peligroso, Protección medio ambiente, Almacenamiento, Transformación, Reciclaje, Tecnología, Planta piloto, Estados Unidos.

900796. **Residuos industriales en Madrid.** TINAS GALVEZ, J.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 337-344, esp., bibl. ITGE.

* Residuo industrial, Producción, Protección medio ambiente, Provincia Madrid.

900797. **Estabilización y solidificación de residuos peligrosos.** HILL, R. D.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 345-362, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Residuo peligroso, Sorbción, Tecnología, Planta piloto, Coste, Seguridad.

900798. **Destrucción térmica de residuos peligrosos.** OPPELT, T.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 363-398, 22 ref., esp., bibl. ITGE.

* Residuo peligroso, Acción calor, Planta piloto, Tecnología, Estados Unidos.

900799. **Investigación sobre la eliminación de residuos tóxicos y peligrosos en reactores de combustión de lecho fluido.** GALLARDO, J., y SAHAGUN, J.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 399-445, esp., bibl. ITGE.

* Residuo industrial, Residuo peligroso, Vertedero, Proyecto, Estudio caso, Tecnología, España.

900800. **Estudio de la producción, tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos en Portugal.** GARCIA-PRESUMIDO, M. M.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 447-454, esp., bibl. ITGE.

* Residuo peligroso, Inventario, Gestión, Portugal.

900801. **Eliminación de residuos industriales para la región metropolitana de Sidney.** BROECKL, R.

Seminario sobre tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos. Madrid (1987), MOPU, 455-462, esp., bibl. ITGE.

* Residuo doméstico, Vertedero, Planta piloto, Australia.

900803. **La fotogrametría aplicada al control de deformaciones.** DEL PRADO, A.

Topogr. Cartogr. (1989), vol. 6, núm. 32, 46-54, 8 ref., esp., bibl. ITGE.

* Reacondicionamiento, Estudio impacto ambiental, Fotogrametría, Ciclo abierto, Lignito, Estéril.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

900903. **El género *Strenuaeva* Richter y Richter (Trilobita) en el Cámbrico Inferior de las «Capas de Saukianda», en Sierra Morena Occidental (España).** GIL CID, D., y BERNAL, G. M.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 210-218, 22 ref., esp., res. Ing., bibl. ITGE.

* Trilobita, *Strenuaeva sampelayoi*, Biometría, Morfología, Cámbrico Inf., Hercínico Sur, Provincias Sevilla y Badajoz.

900904. **Los géneros *Alveolina* y *Nummulites* (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio - Cuisiense Medio de la cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de *Alveolina*.** SAMSO, J. M.; TOSQUELLA, J., y SERRA-KIEL, J.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 219-252, 20 ref., esp., res. fr., bibl. ITGE.

* *Alveolina*, *Nummulites*, *Alveolinellidae*, *Nummulitidae*, Biostratigrafía, Plataforma carbonatada, Eoceno Inf., Ilerdiense, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

900915. **Microbraquiópodos del Campaniense - Maestrichtiense de los alrededores de Berga (Prepirineo, provincia Barcelona).** MUÑOZ, J.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 55-81, 26 ref., esp., res. Ing., bibl. ITGE.

* Thecideidina, Terebratulida, Brachiopoda, Morfología, Taxonomía, Biostratigrafía, Campaniense, Maestrichtiense, Pirineos españoles, Provincia Barcelona.

TECTONICA

900913. **Datos tectónicos de un área alrededor de Mesones de Isuela e Illueca (provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica).** PEREZ LORENTE, F.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 23-43, 31 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Tectónica superpuesta, Falla, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Unidad estratigráfica, Mapa geológico, Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

HIDROGEOLOGIA

900906. **El Karst en Cuarcitas del Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo.** ERASO, A., y TAYLOR DE LIMA, M.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 270-281, 26 ref., esp., res. ing., port., bibl. ITGE.

* Karst, Espeleotema, Caverna, Opalo, Cuarcita, Análisis químico, Drenaje terreno, Minas Gerais, Brasil.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

900919. **Normas requeridas por la Comisión de la IMA sobre nombres de minerales y minerales nuevos y directrices sobre nomenclatura.** NICKEL, E. H., y MANDARINO, J. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 1-30, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Normalización, Nomenclatura, Mineral, International Mineralogical Association (IMA).

900926. **Estudio de tamaños medios absolutos de grano por difracción RX.** SANCHEZ NAVAS y MARTIN RAMOS, J. D.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 113-118, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Difracción RX, Diagrama de polvo, Fluorita, Fluoruro, Grado de cristalización, Cristalinita.

900927. **Quantitative analyse of minerals by XRD with a textural attachment.** RODRIGUEZ GALLEGU, M., y MARTIN RAMOS, J. D.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 119-121, 5 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Difracción RX, Análisis cuantitativo, Textura.

900937. **El análisis mineralógico aplicado a la evolución paleogeográfica del Terciario en el sector SE de la depresión del Ebro.** FERNANDEZ NIETO, C.; GONZALEZ, A.; GONZALEZ LOPEZ, J. M.; GONZALEZ MARTINEZ, J., y LOPEZ AGUAYO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 221-228, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Oligoceno Sup., Mioceno Inf., Asociación mineral, Arcilla mineral, Carbonato, Llanura aluvial, Cuenca del Ebro.

900952. **Resúmenes de Comunicaciones. IX Reunión de la SEM. Valladolid, 26-30 de junio de 1989.** SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 97 pp., esp., bibl. ITGE.

* Reunión, Mineralogía.

900994. **Caracteres composicionales de xenocristales de granates en rocas calco-alcalinas, Stephaniense - Pérmicas, del sector de la Depresión de Cámaras y el Anticlinal de Montalbán (Provincias de Zaragoza y Teruel).** LAGO, M.; TORRES, J. A.; BAMBO, C.; HIDALGO, M. A., y POCOVI, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 61-62, esp., bibl. ITGE.

* Granate, Almandino, Grupo granate, Dato mineral, Textura, Enclave roca, Composición calcoalcalina, Pérmico, Stephaniense, Provincias Zaragoza, Teruel.

MINERALOGIA: SILICATOS

900920. **Nomenclatura de piroxenos.** MORIMOTO, N.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 31-48, 31 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Nomenclatura, Clasificación, Grupo piroxeno, Piroxeno.

900924. **Surface defects and microstructure in natural quartz crystals from Sierra Nevada (Spain).** GONZALEZ MAÑAS, M., y CABALLERO, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 91-99, 7 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Cuarzo, Grupo sílice mineral, Defecto superficie, Defecto cristalino, Crecimiento cristalino, Estructura cristalina, Provincia Granada, Zona Bética.

900925. **Estudio cristalquímico de micas de Sierra Nevada, Cordillera Bética.** MARTIN RAMOS, J. D.; HIDALGO, M. A.; RODRIGUEZ GALLEGU, M., y OTALORA, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 101-111, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Mica, Grupo mica, Cristalquímica, Análisis químico,

Isomorfismo, Histograma, Diagrama de polvo, Dato RX, Zona Bética, Sierra Nevada.

900928. **Influencia de la carga laminar de minerales de la arcilla en el desplazamiento de alquilamonio interlamina por cationes orgánicos.** MORILLO, E., y PEREZ RODRIGUEZ J. L.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 123-130, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Montmorillonita, Vermiculita, Alquilamonio, Grupo arcilla mineral, Espectro IR, Dato RX, Carga eléctrica, Catión, Pesticida.

900929. **Cambios mineralógicos y microestructurales producidos en una pirofilita mediante tratamientos térmicos.** SANCHEZ SOTO, P. J., y PEREZ RODRIGUEZ, J. L.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 131-140, 25 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Pirofilita, Filossilicato, Estructura cristalina, Dato RX, Dato ATD, Dato ATG, Dato MEB, Cristalización, Espectro IR, Mullita, Cristobalita, Inossilicato, Grupo sílice mineral.

900931. **Estudio tecnológico de cerámicas grafitadas de la provincia de Guadalajara (Período de transición de la Edad de Bronce a la Edad de Hierro).** DE ANDRES, A. M.; PALACIOS, J. M., y MENENDEZ, P.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 151-159, 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cerámica, Mineralogía arcilla, Dato RX, Dato ATG, Dato MEB, Análisis químico, Granulometría, Provincia Guadalajara.

900934. **Estudio mineralógico de diferentes prehnitas asociadas a rocas ofíticas de la provincia de Cádiz.** DOMINGUEZ, J.; FORTEZA, M.; CORNEJO, J., y ALVAREZ, M. D.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 179-187, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Prehnita, Sorosilicato, Estructura cristalina, Dato MEB, Dato RX, Análisis químico, Espectro IR, Dato ATD, Ofita, Provincia Cádiz.

900946. **Primeros datos sobre la mineralogía y génesis del yacimiento de sepiolita de Mara (Prov. de Zaragoza).** ARAUZO, M.; GONZALEZ LOPEZ, J. M., y LOPEZ AGUAYO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 329-340, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sepiolita, Grupo arcilla mineral, Arcilla mineral, Grado cristalización, Paragénesis, Análisis químico, Cristalquímica, Medio lacustre, Terciario, Provincia Zaragoza.

900950. **Criterios morfológicos, cristalográficos y geoquímicos de diferenciación entre sepiolitas de origen sedimentario e hidrotermal.** LOPEZ GALINDO, A., y SANCHEZ NAVAS, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 375-384, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Grupo arcilla mineral, Sepiolita, Grado cristalización, Estructura cristalina, Textura, Fórmula estructural, Análisis elemento traza, Forma cristalina, Yacimiento hidrotermal, Control sedimentario del yacimiento.

900951. **Topacios en greisenes milonitizados asociados al ortogneis de Ribera del Fresno (Badajoz, Zona de Ossa-**

Morena). Características mineralógicas e implicaciones metalogenéticas. ABALOS, B.; EGUILUZ, L.; GIL IBARGUCHI, J. L., y VIA CHICOTE, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 385-392, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Greisen, Tungsteno sustancia, Topacio, Nesosilicato, Provincia metalogénica, Estructura cristalina, Fórmula, Análisis químico, Ortogneis, Zona cizallamiento, Provincia Badajoz.

900962. **Naturaleza mineralógica de la denominada oxicolorita en rocas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas).** NIETO, F.; MELLINI, M., y POLIDORI, G.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 13-14, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Clorita, Grupo clorita, Oxicolorita, Filossilicato, Dato mineral, Dato RX, Dato microsonda electrónica, Complejo Nevado-Filábride, Zona Bética.

900963. **Estudio y caracterización de cloritas trioctaédricas por espectroscopía Raman e Infrarroja.** PRIETO, A. C.; DUBESSY, J., y CATHLINEAU, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —15—, esp., bibl. ITGE.

* Clorita, Grupo clorita, Filossilicato, Dato mineral, Espectro Raman, Espectro IR.

900964. **Caracterización de cloritoides de la Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja): Primeros datos analíticos.** MATA, M. P.; PEREZ LORENTE, P.; SORIANO, J., y LOPEZ AGUAYO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 16-17, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Clorita, Grupo clorita, Filossilicato, Análisis químico, Dato microsonda electrónica, Dato MEB, Cretácico Inf., Provincias Soria, Logroño.

900965. **Escapolita en metasedimentos del Paleozoico Inferior del Priorato, Cataluña.** MELGAREJO, J. C., y AYO-RA, C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —18—, esp., bibl. ITGE.

* Escapolita, Grupo escapolita, Dato microsonda electrónica, Metamorfismo de contacto, Primario, Provincia Tarragona.

900966. **Analcimas asociadas al vulcanismo intracretácico del Sinclinal de Vizcaya (Flanco SO, Asúa, Vizcaya).** VIA, J.; BASTERRA, R.; TASCÓN, A.; GIL IBARGUCHI, I., y ARRIORTUA, M. I.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —19—, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Tectosilicato, Analcima, Asociación mineral, Fórmula, Dato RX, Dato ATD, Dato ATG, Vidrio volcánico, Cretácico Sup., Provincia Vizcaya.

900967. **Caracterización por topografía de rayos X de los planos de composición de las maclas del Brasil en cristales sintéticos de cuarzo.** GONZALEZ MAÑAS, M., y CABALLERO, M. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —20—, esp., bibl. ITGE.

* Síntesis, Macla, Cuarzo, Grupo sílice mineral, Dato RX.

900969. **Caracterización estructural de talcos: Aplicación**

a los talcos de Charches (Granada). ACOSTA, A.; ALIA, J. M.; PRIETO, A. C., y RULL, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —22—, esp., bibl. ITGE.

* Talco, Filosilicato, Estructura cristalina, Espectro Raman, Espectro IR, Provincia Granada.

900971. **Caracteres estructurales de fases interestratificadas irregularmente Kerolita-Estevensita.** MARTIN DE VIDALES, J. L.; ALIA, J. M.; GARCIA NAVARRO, F., y RULL, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 25-26, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Kerolita, Estevensita, Filosilicato, Mineral interestratificado, Estructura cristalina, Orden-desorden, Dato RX, Dato IR, Provincia Madrid.

900973. **Estudio mineralógico y cristalográfico de las manifestaciones silíceas incluidas en materiales Jurásicos de la Sierra de Aralar (NO de Navarra, España).** URTIAGA, M. K.; HIGUERO, A.; ARRIARTUA, M. I., y ELORZA, J. J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 28-29, 10 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sílice, Grupo sílice mineral, Malla elemental, Cristalinidad, Nódulo, Composición silícea, Cabalgamiento, Jurásico, Navarra.

MINERALOGIA: NO SILICATOS

900921. **Determinación de las constantes ópticas de un mineral uniaxial absorbente, calcopirita, a partir de las reflectancias medidas sobre secciones al azar.** MARCOS, C., y VIRGOS, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 49-57, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Calcopirita, Sulfuro, Poder reflector, Índice refracción, Absorción, Programa ordenador, Histograma, Análisis armónico.

900922. **Estudio comparativo de las morfologías de crecimiento teórica y experimental de cristales de Cotunita.** FERNANDEZ-DIAZ, L., y PRIETO, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 69-75, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cotunita, Cloruro, Crecimiento cristalino, Forma cristalina, Gel coloidal, Síntesis.

900923. **Transferencia de masa y criterios de cristalización en el crecimiento en geles de cristales de Estroncianita.** PRIETO, M.; FERNANDEZ-DIAZ, L., y LOPEZ ANDRES, S.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 77-89, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Estroncianita, Carbonato, Crecimiento cristalino, Nucleación, Gel coloidal, Transferencia masa, Difusión, Saturación.

900932. **Estudio de la deshidratación del yeso mediante**

espectroscopía infrarroja. RULL, F.; ACOSTA, A., y ALIA, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 161-168, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yeso, Basanita, Sulfato, Deshidratación, Dato ATG, Espectro IR.

900933. **Caracterización de algunas celestinas españolas por espectroscopía Raman e IR.** RULL, F.; LOPEZ, F.; ARANA, R.; ALIA, J. M.; PRIETO, A. C., y ACOSTA, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 169-178, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Dato mineral, Celestina, Sulfato, Estructura cristalina, Espectro Raman, Espectro IR.

900953. **Comparación de técnicas experimentales para la medida de la banda de metaestabilidad, caso del KHT.** MARTIN CALLEJA, J.; ALCANTARA, R., y GARCIA RUIZ, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —1—, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Cinética, Bitartrato potásico, Precipitación, Estabilidad, Nucleación, Crecimiento cristalino.

900954. **Morfología de equilibrio y morfología de crecimiento de Bitartrato potásico.** ALCANTARA, R.; SANTOS, A.; MARTIN CALLEJA, J., y GARCIA RUIZ, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —2—, esp., bibl. ITGE.

* Bitartrato potásico, Crecimiento cristalino, Hábito, Estabilidad, Estructura cristalina.

900955. **Obtención de AlPO₄, Tridimita, a baja temperatura.** GOMEZ MORALES, J., y RODRIGUEZ CLEMENTE, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 3-4, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Grupo sílice mineral, Tridimita, Síntesis, Solución acuosa, pH, Fosfato.

900956. **La velocidad de sobresaturación como parámetro determinante de los mecanismos de crecimiento de geles. Aplicación a los carbonatos y sulfatos de Sr y Ba.** PRIETO, M.; FERNANDEZ DIAZ, L., y LOPEZ ANDRES, S.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —5—, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Carbonato, Sulfato, Crecimiento cristalino, Nucleación, Dislocación cristalina, Gel coloidal, Saturación.

900957. **Sistemas experimentales de sulfatos solubles: Fe (II), Fe (III), Al, Mg y Zn.** PEREZ SIRVENT, C.; ORTIZ GONZALEZ, R.; LOPEZ AGUAYO, F., y ARANA, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —6—, esp., bibl. ITGE.

* Sulfato, Halotriquita, Dietriquita, Pickeringite, Cristalización, Precipitación, Síntesis, Provincia Murcia.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

900912. **Caracterización clastométrica de los depósitos detríticos de cabecera de arroyos en el Sistema Central:**

Influencia de la litología del área fuente. PALOMARES, M.; TORTOSA, A., y ARRIBAS, J.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 5-21, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación detrítica, Dimensión grano, Transporte fluvial, Saltación, Suspensión, Medio alta energía, Hercínico Centro.

900916. **Sedimentación de plataforma durante el Carbonífero Inferior (Formación Terena) en el área de Santa Olalla del Cala (Huelva, España).** SANTIESTEBAN, J. I.; ALONSO GAVILAN, G., y DABRIO, C. J.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol. (1990), vol. 85, núm. 1-4, 83-100, 31 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Plataforma carbonatada, Sedimentación detrítica, Corriente densidad, Corriente fondo, Tempestad, Cronostratigrafía, Paleogeografía, Litofacies, Proceso sintectónico, Carbonífero Inf., Hercínico Sur, Provincia Huelva.

900936. **Mineralogía de los depósitos lacustres del Terciario de Borja - La Muela (Borde sur de la Depresión del Ebro).** MATA, M. P.; PEREZ, A., y LOPEZ AGUAYO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 213-220, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Evaporita, Arcilla mineral, Carbonato, Asociación mineral, Dato RX, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Mioceno, Cuenca del Ebro.

900974. **Caracterización mineralógica y granulométrica de los sedimentos actuales del río Nervión (Vizcaya).** RABIEN, M. J.; VELASCO, F., y AROSTEGUI, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —30—, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Sedimentación detrítica, Actual, Aluvión, Granulometría, Materia orgánica, Arcilla mineral, Provincias Alava, Vizcaya.

900975. **Dinámica mineral y geoquímica de sedimentos fluviales en suspensión. Cuenca de Izas (Pirineos).** QUERAL, I.; LLORENS, P.; PLANA, F., y GALLART, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 31-32, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Transporte fluvial, Materia en suspensión, Variación estacionaria, Composición mineralógica, Análisis químico, Dato RX, Fluorescencia RX, Microscopio electrónico, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

900976. **Granulometría de los materiales relacionados con interrupciones sedimentarias en las «Facies Utrillas» de la región de Nuévalos.** BELCAZAR, J. L.; SEGURA, M.; CARENAS, B., y SORIA, N.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —33—, esp., bibl. ITGE.

* Granulometría, Arcilla, Arena, Método estadístico, Laguna estratigráfica, Albiense, Facies Utrillas, Provincia Zaragoza.

900977. **Análisis mineralógico de los sedimentos en «Facies Utrillas» de la región de Nuévalos (Zaragoza).** BELCAZAR, J. L.; SEGURA, M.; RUIZ, G.; VIGIL, R., y CARENAS, B.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —34—, esp., bibl. ITGE.

* Arcilla, Arena, Composición mineralógica, Ciclo sedimentario, Dato RX, Dato microscopio electrónico, Dato MEB, Albiense, Facies Utrillas, Provincia Zaragoza.

901005. **Evolución diagenética temprana de las calcarenitas Albienses asociadas a la mineralización de hierro de Dicedo (Cantabria).** GIL, P. P.; CRESPO, J., y VELASCO Y CASARES, M. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —78—, esp., bibl. ITGE.

* Calcarenita, Diagénesis precoz, Textura, Hierro sustancia, Albiense, Provincia Santander.

901006. **Mineralizaciones secundarias de hierro asociadas a los yacimientos de siderita del Anticlinorio de Bilbao.** GIL, P. P.; MELENDEZ, J., y VELASCO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —79—, esp., bibl. ITGE.

* Hierro sustancia, Zona oxidación, Sustitución, Mineralización, Albiense, Aptiense, Provincia Vizcaya.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

900908. **El uso de la porosimetría de mercurio en la cuantificación de los parámetros físicos de los materiales graníticos de «El Berrocal», Sistema Central.** TURRERO, M. J.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 293-304, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granito, Alteración mecánica, Alteración química, Porosidad, Permeabilidad, Presión capilar, Residuo radiactivo, Mercurio, Hercínico Centro.

900910. **Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona surportuguesa, Sevilla): Modelo de mezcla.** DE LA ROJA, J. D., y CASTRO, A.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 315-332, 28 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Granodiorita, Tonalita, Diorita, Hibridación magmática, Enclave roca, Análisis mayores, Hercínico Sur, Provincia Sevilla.

900935. **The mineral paragenese and mineralogical evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from de Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southeastern Spain).** PUGA, E.; FEDUKOVA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y MORTEN, L.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 189-211, 46 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Eclogita, Facies eclogita, Asociación mineral, Metamorfismo débil, Polimetamorfismo, Textura, Análisis químico, Dato microscopio electrónico, Jurásico, Zona Bética.

900986. **Características mineralógicas y texturales de fosfatos de las pegmatitas graníticas del Cap de Creus (Pirineo Oriental Catalán).** CORBELLÀ, M., y MELGAREJO, J. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 46-47, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Pegmatita, Composición granítica, Metamorfismo regio-

nal, Fosfato, Asociación mineral, Facies metamórfica, Textura, Cámbrico, Ordovícico, Provincia Gerona, Pirineos españoles.

900987. **Mineralogía y geoquímica de la pegmatita híbrida de Añarbe, Macizo Paleozoico en Cinco Villas, Pirineos vascos.** PESQUERA, A.; VELASCO, F., y FONTAN, F. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1989), vol. 12, núm. 1, 48-49, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Pegmatita, Asociación mineral, Facies metamórfica, Análisis químico, Análisis elemento traza, Provincias vascas, Pirineos españoles.

900988. **Aspectos mineralógicos de las pegmatitas de Fregeneda (Salamanca).** RODA, E.; VELASCO, F., y PESQUERA, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 50-51, esp., bibl. ITGE.

* Pegmatita, Asociación mineral, Mica, Diferenciación magmática, Stockwerk, Provincia Salamanca.

YACIMENTOLOGIA: METALES

900938. **Aspectos químico-mineralógicos de la mineralización de cromo de Herbeira (Complejo de Cabo Ortegale, NO España).** MONTEERRUBIO, S.; LUNAR, R., y OYARZUN, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 229-239, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cromita sustancia, Dunita, Peridotita, Análisis químico, Fórmula, Serpentinización, Diagrama equilibrio, Provincia La Coruña.

900939. **Estudio de las inclusiones fluidas atrapadas en cristales de casiterita y cuarzo del yacimiento de San Finx (La Coruña, España).** MANGAS, J., y ARRIBAS, A. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1989), vol. 12, 241-259, 41 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Casiterita, Cinc sustancia, Filón, Yacimiento hidrotermal, Paragénesis, Inclusión fluida, Microtermometría, Provincia La Coruña.

900940. **Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y la Cuenca de Herrerías, Cordilleras Béticas.** MARTINEZ FRIAS, J.; GARCIA GUINEA, J.; LOPEZ RUIZ, J.; LOPEZ GARCIA, J. A., y BENITO GARCIA, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 261-271, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yacimiento epitermal, Plomo, Plata, Cinc, Cobre, Hierro, Paragénesis, Análisis químico, Inclusión fluida, Shoshonita, Traquiandesitas, Zona Bética.

900943. **Estudio geoquímico de formaciones carbonatadas con yacimientos estrato-ligados Zn-Pb del Cretácico Inferior de Cantabria (España).** BRAVO, J. L.; GARCIA IGLESIAS, J., y LOREDO, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 295-301, 23 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yacimiento estratoide, Yacimiento Pb-Zn, Génesis yacimiento, Dolomitización, Análisis elemento traza, Cretácico Inf., Provincia Santander.

900944. **Las mineralizaciones de Mn volcánico-sedimentarias de S. Vicente de la Cabeza (Zamora).** TURRIÓN, L. F., y MORO, M. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 303-313, 27 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Manganeso sustancia, Volcano-sedimentario, Singénesis, Silexita, Fuente termal, Silúrico Inf., Provincia Zamora.

900945. **Mineralogía de las areniscas cupríferas de Biel (Zaragoza).** SUBIAS, I.; FERNANDEZ NIETO, C., y GONZALEZ LOPEZ, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 315-327, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yacimiento estratoide, Cobre sustancia, Paragénesis, Diagénesis tardía, Arcilla mineral, Terciario, Provincia Zaragoza.

900947. **Elementos trazas y parámetros cristalinos en casiterita como indicadores de procedencia: Aplicación a la zona de Golpejas (Salamanca).** FORT, R., y BUSTILLO, M. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1989), vol. 12, 341-349, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Casiterita, Cinc sustancia, Yacimiento detrítico, Placer, Análisis menores, Estructura cristalina, Malla elemental, Génesis yacimiento, Provincia Salamanca.

900948. **El filón de cuarzo con As-Bi de Sant Pere, La Jonquera, Pirineo Oriental: Parámetros físico-químicos de formación.** AYORA, C.; LIESA, M., y SOLER, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 351-362, 30 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arsenopirita, Arsénico sustancia, Filón, Cuarzita, Inclusión fluida, Geotermometría, Geobarometría, Zona cizallamiento, Cámbrico, Ordovícico, Provincia Gerona, Pirineos españoles.

900949. **Mineralizaciones epitermales de Hg en Ossa-Morena (Usagre, Badajoz).** TORNOS, F., y LOCUTURA, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 363-374, 31 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yacimiento epitermal, Mercurio sustancia, Plomo sustancia, Barita sustancia, Oro sustancia, Silicificación, Análisis químico, Inclusión fluida, Cámbrico Inf., Provincia Badajoz.

900990. **Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad Albiense: Mina de Dícido (Cantabria).** GIL, P. P.; CRESPO, J.; VELASCO, F., y CASARES, M. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 54-55, esp., bibl. ITGE.

* Hierro sustancia, Ankerita, Siderita, Goetita, Calcarenita, Grainstone, Yacimiento hidrotermal, Diagénesis tardía, Proceso exógeno, Albiense, Provincia Santander.

YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

900905. **Estudio general de los depósitos arcillosos en Cantabria (N de España): Su uso potencial.** DIAZ RODRIGUEZ, L. A.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 253-269, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arcilla industrial, Granulometría, Análisis químico, Composición mineralógica, Utilización sustancia, Cretácico, Provincia Santander.

900941. **Fenómenos de alteración-mineralización en los yacimientos de Ba-F (Pb-Zn-Cu-Ag) de la Sierra de Guadarrama.** MAYOR, N.; LUNAR, R., y OYARZUN, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 273-282, 16 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Yacimiento epitermal, Filón, Barita sustancia, Fluorita sustancia, Control tectónico, Alteración hidrotermal, Análisis químico, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

900942. **Físico-química de los fluidos del filón Rigros (Girona): Datos de inclusiones fluidas y tierras raras.** CANALS SABATE, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 283-293, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Fluorita sustancia, Filón, Inclusión fluida, Homogeneización, Tierra rara, Análisis químico, Histograma, Provincia Gerona.

900972. **Cristalinidad de las caolinitas en yacimientos de bauxitas kársticas del NE de España.** LA IGLESIA, A., y ORDOÑEZ, S.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —27—, esp., bibl. ITGE.

* Grupo arcilla mineral, Caolinita, Bauxita sustancia, Grado cristalización, Cristalinidad, Caolinización, Karst, Cadena Costera Catalana, Maestrazgo, Macizo Ibérico.

SUELOS

900909. **Propiedades químicas y mineralogía de arcillas en los productos de alteración y suelos del volcán de Aldea**

(Ciudad Real). CASAS, J.; HOYOS, M. A.; GUIJARRO, J., y MARTIN DE VIDALES, J. L.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 305-314, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Perfil suelo, Arcilla mineral, Roca volcánica, Análisis químico, Dato RX, Dato ATD, Dato MET, Espectro IR, Provincia Ciudad Real.

900930. **Mineralogía de suelos desarrollados a partir de anfibolitas de la Sierra de Almenara (Murcia).** ORTIZ SILLA, R.; FERNANDEZ TAPIA, M. T., y LATORRE, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, 141-150, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Suelo, Calcisol, Leptosol, Suelo intrazonal, Perfil suelo, Pedogénesis, Dato RX, Mineralogía arcilla, Granulometría, Roca madre suelo, Anfibolita, Provincia Murcia.

GEOQUIMICA

900902. **Migmatización y anatexia en la formación Almohalla, complejo anatécico de la Peña Negra, batolito de Avila.** BEA, F.; IBARRA, I., y PEREIRA, M. D.

Bol. Geol. Min. (1990), vol. 101, núm. 2, 187-209, 50 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ortogneis, Leucogranito, Granito, Fusión parcial, Anatexia, Migmatización, Textura, Norma petrográfica, Análisis químico, Análisis elemento traza, Provincia Avila.

900998. **Geología y geoquímica del granito de Montánchez (Cáceres).** REGUILON, R. M., y ARRIBAS, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —68—, esp., bibl. ITGE.

* Granito, Granito alcalino, Granito de dos micas, Facies metamórfica, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Provincia Cáceres.

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 y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

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