

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín
2000
geológico
y minero

VOLUMEN 110

Marzo - Abril 1999

NUMERO 2



Volumen 110

Número 2

Marzo-Abril 1999

boletín geológico y minero

Jah II

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



Aguas Subterráneas

- G. F. ACEÑOLAZA y J. C. GUTIÉRREZ-MARCO: Icnofósiles del Ordovícico terminal (Pizarras Chavera, Pizarras de Orea: Hirnantense) de algunas localidades españolas. 3

- J. VEGAS SALAMANCA, A. HERNÁNDEZ-PACHECO y R. MARFIL PÉREZ: Los depósitos volcanoclásticos de la Isla de La Palma (Canarias): su relación con la evolución de las Calderas de Taburiente y Cumbre Nueva. 15

- F. J. GARCÍA FRUTOS y R. ÁLVAREZ RODRÍGUEZ: Influencia de la mineralogía y liberación en los posibles procesos de tratamiento de menas auríferas refractarias del proyecto "Salamón", en la provincia de León. 39

- P. COLOMA LÓPEZ y J. A. SÁNCHEZ NAVARRO: Los acuíferos kársticos en torno a los macizos ibéricos paleozoicos de Neila y La Demanda (Sector Oriental). 49

- N. BOLUDA, J. M. ANDREU, A. HERNÁNDEZ, C. SEMPERE y A. PULIDO-BOSCH: Evolución y estado actual de la intrusión marina en el acuífero de Jávea (Provincia de Alicante). 65

Estudio de minerales y rocas

- M. POZO, A. MORENO y J. A. MARTÍN RUBÍ: Distribución de Litio y Flúor en depósitos de Kerolitas y Esmectitas Magnésicas de la cuenca de Madrid. Implicaciones genéticas. 77

- O. PUCHE RIART y L. F. MAZADIEGO MARTÍNEZ: Industria cerámica madrileña: Los hornos históricos para cocer tinajas de Colmenar de Oreja. 95

- Últimas publicaciones. 102

DIRECCIÓN Y ADMINISTRACIÓN

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid

Fax 91 349 57 62



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España



Ministerio de Medio Ambiente

El Instituto Tecnológico Geominero de España
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus publicaciones son de la exclusi-
va responsabilidad de los autores de los trabajos.

GEOLOGÍA

Boletín Geológico y Minero. Vol. 110-2 Año 1999 (123-134)

ICNOFÓSILES DEL ORDOVÍCICO TERMINAL (PIZARRAS CHAVERA, PIZARRAS DE OREA: HIRNANTIENSE) DE ALGUNAS LOCALIDADES ESPAÑOLAS.

Por G. F. ACEÑOLAZA (*)(**) y J. C. GUTIÉRREZ-MARCO (**)

R E S U M E N

Se estudian los icnofósiles procedentes de pizarras Hirnantienses (Ordovícico terminal) de dos localidades Centroibéricas (Formación Chavera) próximas a Corral de Calatrava (Ciudad Real) y El Centenillo (Jaén), así como un tercer punto en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Formación Orea), al oeste de Noguera (Teruel). El conjunto icnológico consta de *Allocotichnus palmatus* isp. nov., *Asaphoidichnus* isp., *Monomorphichnus* ispp., *Diplichnites* isp., *Neonereites* isp., *Laevicyclus* isp., *Helminthopsis* isp., *Helicorhaphe* isp., *Curvolithus?* isp., *Didymaulichnus?* isp., *Cochlichnus?* isp., *Palaeophycus?* isp., *Gordia?* isp., *Arenicolites?* isp. y *Pascichnion?* igen. et isp. indet. Esta icnoasociación tiene interés por aparecer en unidades correlacionables con sedimentos glaciomarinos de distribución ubicua en todo el margen nord-gondwaniano, y donde los restos fósiles son prácticamente desconocidos. Desde el punto de vista paleoicnológico, el icnogénero *Helicorhaphe* Ksiazkiewicz se cita por vez primera en materiales del Paleozoico Inferior, y se propone la nueva icnoespecie *Allocotichnus palmatus* isp. nov., interpretada como rastros de pisadas de artrópodos.

Palabras clave: Icnofósiles, Ordovícico, Hirnantiense, Zona Centroibérica, Cordillera Ibérica, España.

A B S T R A C T

[Latest Ordovician Ichnofossils from Hirnantian shales (Chavera and Orea formations) of some Spanish localities]. Hirnantian shales from two Central Iberian localities (Corral de Calatrava, El Centenillo: Chavera Formation) and one more in the Iberian Cordillera of NE Spain (Noguera section: Orea Formation), provided an ichnological assemblage composed of *Allocotichnus palmatus* isp. nov., *Asaphoidichnus* isp., *Monomorphichnus* ispp., *Diplichnites* isp., *Neonereites* isp., *Laevicyclus* isp., *Helminthopsis* isp., *Helicorhaphe* isp., *Curvolithus?* isp., *Didymaulichnus?* isp., *Cochlichnus?* isp., *Palaeophycus?* isp., *Gordia?* isp., *Arenicolites?* isp. and *Pascichnion?* igen. et isp. indet. The identified ichnofauna occurs within a largely unfossiliferous facies (claimed as "azoic" by many authors) contemporaneous with glaciomarine deposits over much of the peri-Gondwanan margin. The icnogenus *Helicorhaphe* Ksiazkiewicz is reported for the first time from Lower Palaeozoic rocks. The new ichnospecies *Allocotichnus palmatus* isp. nov. is characterized by 3-5 pairs of crawling traces probably made by small arthropods, being the main tracks formed by 5-10 raking imprints radially arranged.

Key words: Ichnofossils, Ordovician, Hirnantian, Central Iberian Zone, Iberian Cordillera, Spain.

INTRODUCCIÓN

El registro de icnofósiles del Ordovícico Medio y Superior es relativamente exiguo en la Península Ibérica, por comparación con las ricas asociaciones paleoicnológicas del Ordovícico Inferior

(icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos* de la Cuarcita Armicana o unidades comparables).

Un examen general de los antecedentes existentes para el Ordovícico Superior fue dado a conocer recientemente por Aceñolaza y Gutiérrez-Marco (1998), junto con nueva información icnológica referida a los "Bancos Mixtos" de la Zona Centroibérica.

El presente trabajo tiene como objeto la revisión

(*) Instituto Superior de Correlación Geológica, CONICET-
Facultad de Ciencias Naturales e IML-UNT, Miguel Lillo
205, 4000 Tucumán (Argentina).

(**) Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad
de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

P O R T A D A:
Casetas de invernada de la expedición geológica-geofísica a la Antártida,
dirigida por el Dr. Otto Nordenskjöld (Diciembre 1901-Diciembre 1903).
Isla de Cerro Nevado. En el horizonte se divisa la isla Cockburn.

Foto: F. Bellido, 1995

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366-0176
NIPO 320-99-001-2

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf./Fax 91 359 57 55 - 28016 -MADRID

de los datos paleoicnológicos relativos a una unidad pelítico-arenosa ubicua y considerada del Hirnantiano (Ashgill terminal), a partir del material obtenido en secciones representativas emplazadas en la Cordillera Ibérica y en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico.

MARCO GEOLÓGICO

La sedimentación del Ordovícico terminal es relativamente uniforme a escala de la Península Ibérica y, en general, en todo el margen perigondwánico europeo y norteafricano (BRENCHLEY *et al.*, 1991, con referencias). Las unidades correspondientes, en facies de "pelitas con fragmentos", muestran una variada influencia glaciomarina (ROBARDET y DORÉ, 1998, con referencias), y han sido datadas como Hirnantiano por medio de quitinozoos (PARIS *et al.*, 1995). Su característica esencial reside en su relativa acentuada uniformidad litológica, con-

sistiendo en unos 100 m de pelitas o grauvacas arcillosas, de aspecto masivo y con frecuentes granos y cantos dispersos, heterométricos y heterolíticos, interpretados como "dropstones" (FORTUIN, 1984; BRENCHLEY *et al.*, 1991; ambos con referencias previas). Estos materiales infryacen en concordancia a las primeras cuarcitas y pizarras negras con graptolitos del Silúrico, en tanto que su límite inferior suele registrar una laguna estratigráfica, de amplitud variable, con respecto a los materiales del Ordovícico Superior situados a muro, de edades previas o equivalentes al Ashgill medio (ROBARDET y DORÉ, 1998; SAN JOSÉ *et al.*, 1992; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1998).

Otra característica importante es la ausencia generalizada de macrofósiles coetáneos con la sedimentación de estas formaciones hirnantianas que, aún cuando existen, corresponden casi siempre a elementos reelaborados de equinodermos, briozoos y braquiópodos, heredados de

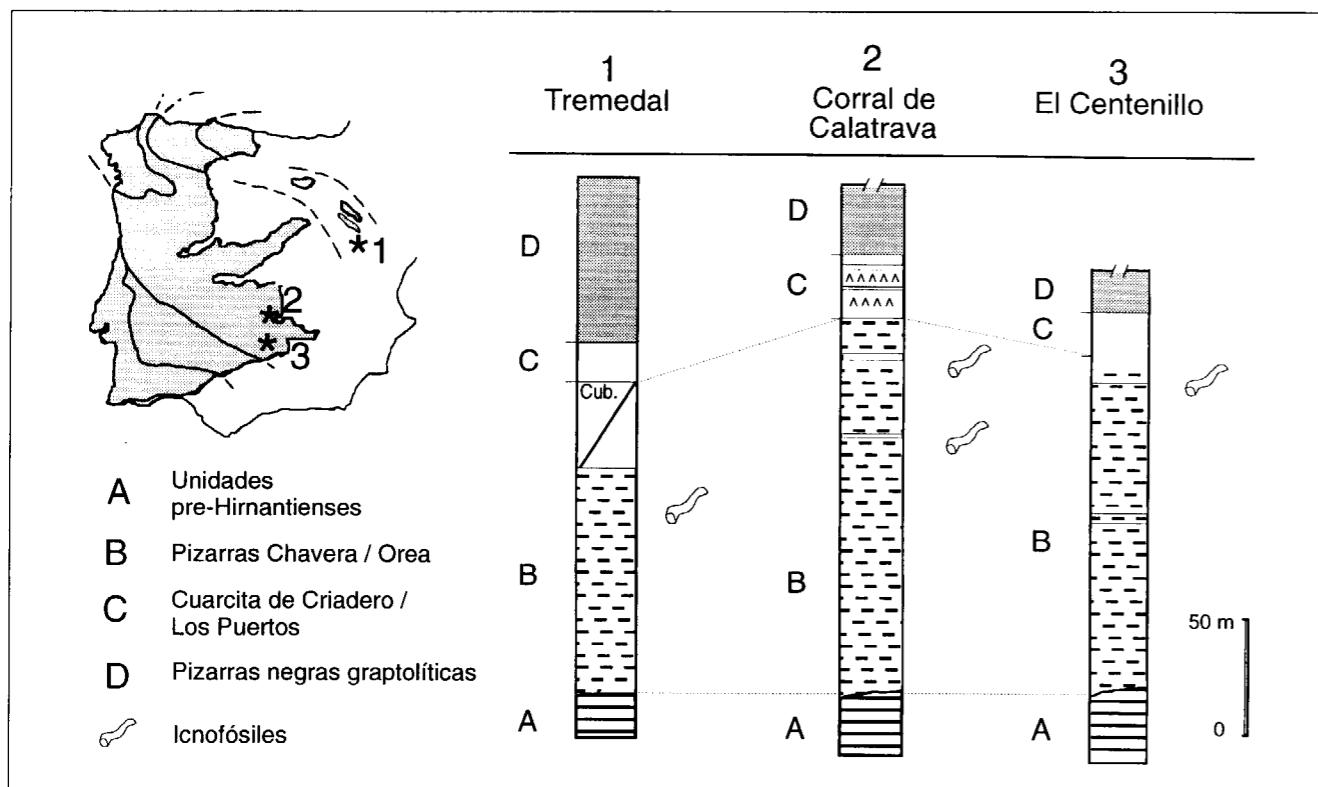


Figura 1.- Localización de las secciones estudiadas en el Macizo Hespérico (sombreado) y esquema estratigráfico de los niveles con icnofósiles. Las líneas de correlación enmarcan las pizarras hirnantianas.

unidades más antiguas (citados por ejemplo en BUTENWEG, 1968; KETTEL, 1968 o BALLESTRA *et al.*, 1982); así como a restos fósiles diversos contenidos en los "dropstones" (*geschiebe*) glaciomarinos (SARMIENTO, 1993; SCHALLREUTER y HINZ-SCHALLREUTER, 1998; ambos con referencias previas).

En la parte más meridional de la Zona Centroibérica, los materiales hirnantianos se encuentran representados esencialmente por las Pizarras Chavera (= "Argilitas/Pizarras de Muro" o "Pizarras de Castellar" *auct.*), formadas por 80-100 m de pizarras arcillosas masivas, alteradas a colores azulados o violáceos, de aspecto astiloso en afloramiento. Hacia su parte media y superior, la unidad intercala niveles delgados de pizarras y areniscas micáceas de tonalidades más claras, además de niveles muy esporádicos de diamictitas (PORTERO *et al.*, 1988; GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996).

En la Cordillera Ibérica, la unidad correlacionable con la anterior son las Pizarras de Orea, formadas por 50-125 m de pizarras finas y otras de aspecto grauváquico, debido a la frecuente presencia de "dropstones" de dimensiones mili a decimétricas (CARLS, 1975; FORTUIN, 1984).

En ambas regiones, tanto las Pizarras Chavera como las Pizarras de Orea presentan a techo un contacto neto con la siguiente unidad de cuarcitas (Cuarcita de Criadero, Cuarcita de Los Puertos, respectivamente), en cuyo seno se localiza el límite Ordovícico-Silúrico (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1998, con referencias previas).

ANTECEDENTES PALEONTOLOGICOS

Debido a la aparente ausencia de fósiles, las unidades representativas del Ordovícico terminal en el Macizo Hespérico fueron consideradas tradicionalmente como "azocas", y de tal modo aparecen consignadas con frecuencia en la bibliografía. Si descontamos los escasos hallazgos de fósiles reelaborados, sin valor bioestratigráfico, los datos paleontológicos más sobresalientes en la Zona Centroibérica son la asociación de acritarcos silúrica mencionada por HAFENRICHTER (1979, 1980) en Corral de Calatrava (Ciudad Real), y los supuestos graptolitos encontrados en El

Centenillo (Jaén) por RÍOS ARAGÜÉS (1977, 1978). En el primer caso las asociaciones sucesivas de acritarcos carecen de elementos válidos de datación, y la muestra más diversificada procede en realidad de los niveles basales de la Cuarcita de Criadero. En el segundo, los restos tomados por graptolitos (e identificados por T. del Pan como "*Dicellograptus complanatus*?", *Climacograptus pygmaeus* -sic-, *Pseudoclimacograptus* cf. *clevensis*, *Ps. scharenbergi*, *Orthograptus* aff. *quadrimucronatus*, *Amplexograptus perexcavatus* y *Corynoides* sp.") son en realidad icnofósiles (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996). LAURET (1974) menciona adicionalmente posibles ostrácodos mal conservados en el sinclinal de Almadén (Ciudad Real), y PORTERO *et al.* (1988) sumaron un presumible conulárido en la parte media de la unidad en Corral de Calatrava (Ciudad Real).

La presencia de icnofósiles en los materiales hirnantianos aquí tratados, fue señalada por vez primera por ALMELA *et al.* (1962) al sureste de Gargantiel (Ciudad Real), donde citan un ejemplar identificado como *Phyllodocites saportai* Delgado. El hallazgo motivó incluso la diferenciación local de un tramo de "pizarras negras o grisáceas con fucoides" en la parte media de las Pizarras Chavera.

Los siguientes restos paleoicnológicos proceden igualmente del sinclinal de Almadén, donde BLACHÈRE (1978) cita "pistas y excavaciones" en horizontes arenosos de las Pizarras Chavera, que brevemente describe como estructuras subcilíndricas de 1 a 2 mm de diámetro y orientación paralela o penetrativa respecto al plano de estratificación. En virtud de este hallazgo, BLACHÈRE (1978) enfatiza el carácter "no azoico" de la unidad, contrariamente a lo considerado hasta entonces por muchos autores. La abundancia local de icnofósiles es mencionada igualmente por GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) para estos mismos afloramientos del noroeste de Almadén.

HAFENRICHTER (1979) cita en las Pizarras Chavera de Corral de Calatrava siete tipos diferentes de icnofósiles, que atribuye a dos señales distintas de artrópodos, una pista de tendencia meandriforme, unas "píldoras de barro", sendas huellas que recuerdan a *Neonereites* y a

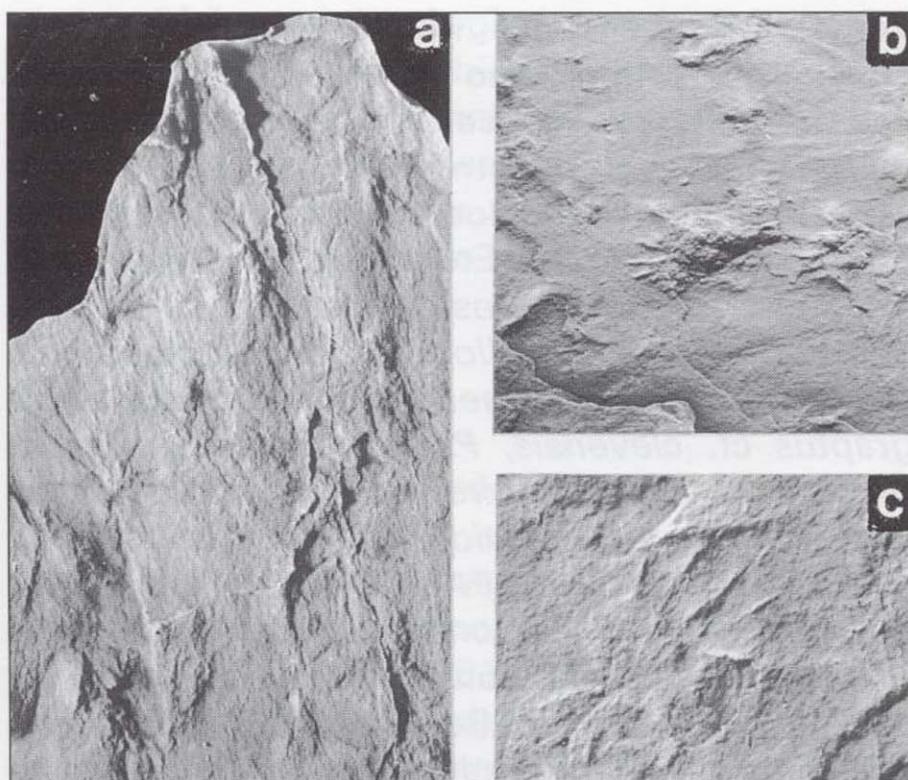


Figura 2.- *Allocotichnus palmatus* isp. nov. Pizarras Chavera, Hirnantense de Corral de Calatrava (Ciudad Real). **a**, vaciado en látex del holotipo, MGM-1910-OR (x 2,2); **b**, hiporrelieve, paratipo MGM-1912-OR (x 1,7); **c**, vaciado en látex de una pisada, paratipo MGM-1917-OR (x 4,5).

"*Laevicyclicus*" (sic), y posibles *Arenicolites* (tubos en "U"). En el mismo trabajo, HAFENRICHTER refiere un horizonte de concentración de "aff. *Laevicyclicus*" en el tramo arenoso basal de las Pizarras Chavera al sur de Terrinches (Ciudad Real). El conjunto de estos icnofósiles es descrito suscintamente, acompañado por dos ilustraciones, y es referido como una icnoasociación propia de aguas someras, aunque se contradice al compararla con la de las Pizarras Hunsrück del Devónico alemán, que en opinión de SEILACHER y HEMLEBEN (1966) representarían ambientes más profundos, tal vez batiales.

ICNOFÓSILES DE LAS PIZARRAS CHAVERA

Se han investigado dos perfiles, el primero de ellos situado 4 km al norte de Corral de Calatrava (Ciudad Real), en un afloramiento contiguo a la confluencia entre los ríos Guadiana y Jabalón, que corresponde a sección XVI B de HAFENRICHTER (1979, fig. 27). Las Pizarras Chavera se apoyan disconformes sobre la Caliza Urbana, cuyo techo revela signos de karstificación previa al depósito de las pelitas, y ha proporcionado conodontos de la Biozona de

Amorphognathus ordovicicus (SARMIENTO, 1990, 1993). Los icnofósiles abundan especialmente en los tramos con finas intercalaciones de limolitas micáceas, desarrollados en la mitad superior de la unidad pizarrosa. La mayor parte del material estudiado por nosotros procede de un tramo de alternancias arenosas desarrollado entre 80 y 90 m por encima de la base de las Pizarras Chavera (ilustración de campo en HAFENRICHTER, 1979: lám. 5, fig. 6) y Hoja 784 1:50.000, coord. UTM 30S VJ 406,3 4305,8. Los icnofósiles se conservan normalmente como epirrelieves cóncavos o hiporrelieves convexos, existiendo además abundantes endorrelieves en forma de galerías paralelas (más raramente oblicuas o perpendiculares) respecto al plano de estratificación. Los morfotipos identificados son los siguientes: *Allocotichnus palmatus* isp. nov., *Asaphoidichnus* isp., *Monomorphichnus* ispp., *Diplichnites* isp., *Curvolithus?* isp., *Didymaulichnus?* isp., *Helminthopsis* isp. *Cochlichnus?* isp., *Palaeophycus?* isp., *Neonereites* isp., *Laevicyclus* isp., *Arenicolites?* isp. y rastros indeterminados (*Pascichnion?* igen. et isp. indet.).

El segundo perfil analizado de las Pizarras Chavera se sitúa 6,5 km al NO de El Centenillo (Jaén), dentro de la finca Nava el Sach (= "Naval Sach" o "Navalsaz"): Hoja 862 esc. 1:50.000, coord. UTM 30SVH 431,65 4248,15. La sección comprende el punto donde RÍOS ARAGÜÉS (1977, 1978) cita la presencia de graptolitos en las Pizarras Chavera, y fue explorada por nosotros con el fin de contrastar dicha información. Los supuestos graptolitos correspondían en realidad a icnofósiles indeterminables, en su mayoría rastros internos que destacaban por su diferente coloración frente a la matriz. No obstante, el ejemplar figurado por RÍOS ARAGÜÉS (1977, Foto nº 11 de la pág. 66) como "*Climacograptus pygmaeus* Ruedemann. Ashgillense inferior" se corresponde claramente con el icnogénero *Helicorhaphe* Ksiazkiewicz. Éste es el icnofósil determinable más frecuente en las intercalaciones de areniscas finas micáceas presentes en la mitad superior de la unidad, donde coexiste también con *Gordia?* isp. Las Pizarras Chavera se apoyan disconformes, en la sección estudiada, sobre areniscas lumaquéticas pertenecientes a la parte superior de los "Bancos Mixtos", debido a la erosión completa de la Caliza Urbana, que en

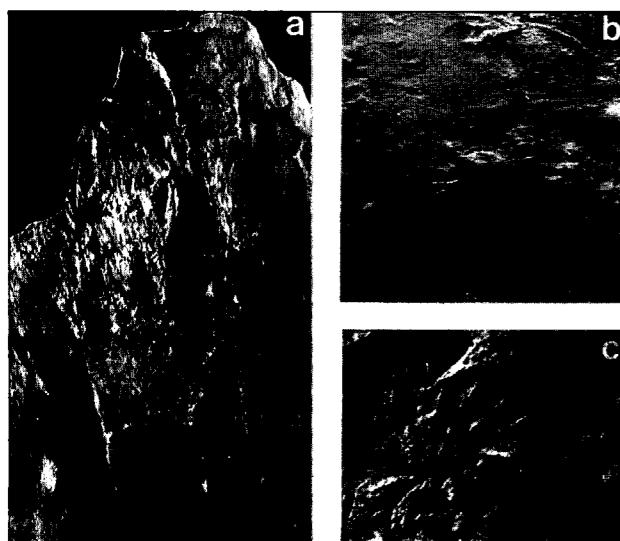


Figura 2.- *Allocotichnus palmatus* isp. nov. Pizarras Chavera, Hirnantiene de Corral de Calatrava (Ciudad Real). a, vaciado en látex del holotipo, MGM-1910-OR (x 2,2); b, hiperrelieve, paratipo MGM-1912-OR (x 1,7); c, vaciado en látex de una pisada, paratipo MGM-1917-OR (x 4,5).

"Laevicyclicus" (sic), y posibles *Arenicolites* (tubos en "U"). En el mismo trabajo, HAFENRICHTER refiere un horizonte de concentración de "aff. *Laevicyclicus*" en el tramo arenoso basal de las Pizarras Chavera al sur de Terrinches (Ciudad Real). El conjunto de estos icnofósiles es descrito suscintamente, acompañado por dos ilustraciones, y es referido como una icnoasociación propia de aguas someras, aunque se contradice al compararla con la de las Pizarras Hunsrück del Devónico alemán, que en opinión de SEILACHER y HEMLEBEN (1966) representarían ambientes más profundos, tal vez batiales.

ICNOFÓSILES DE LAS PIZARRAS CHAVERA

Se han investigado dos perfiles, el primero de ellos situado 4 km al norte de Corral de Calatrava (Ciudad Real), en un afloramiento contiguo a la confluencia entre los ríos Guadiana y Jabalón, que corresponde a sección XVI B de HAFENRICHTER (1979, fig. 27). Las Pizarras Chavera se apoyan disconformes sobre la Caliza Urbana, cuyo techo revela signos de karstificación previa al depósito de las pelitas, y ha proporcionado conodontos de la Biozona de

Amorphognathus ordovicicus (SARMIENTO, 1990, 1993). Los icnofósiles abundan especialmente en los tramos con finas intercalaciones de limolitas micáceas, desarrollados en la mitad superior de la unidad pizarrosa. La mayor parte del material estudiado por nosotros procede de un tramo de alternancias arenosas desarrollado entre 80 y 90 m por encima de la base de las Pizarras Chavera (ilustración de campo en HAFENRICHTER, 1979: lám. 5, fig. 6) y Hoja 784 1:50.000, coord. UTM 30S VJ 406,3 4305,8. Los icnofósiles se conservan normalmente como epirrelieves cóncavos o hiperrelieves convexos, existiendo además abundantes endorrelieves en forma de galerías paralelas (más raramente oblicuas o perpendiculares) respecto al plano de estratificación. Los morfotipos identificados son los siguientes: *Allocotichnus palmatus* isp. nov., *Asaphoidichnus* isp., *Monomorphichnus* ispp., *Diplichnites* isp., *Curvolithus?* isp., *Didymaulichnus?* isp., *Helminthopsis* isp. *Cochlichnus?* isp., *Palaeophycus?* isp., *Neonereites* isp., *Laevicyclicus* isp., *Arenicolites?* isp. y rastros indeterminados (*Pascichnion?* igen. et isp. indet.).

El segundo perfil analizado de las Pizarras Chavera se sitúa 6,5 km al NO de El Centenillo (Jaén), dentro de la finca Nava el Sach ("Naval Sach" o "Navalsaz"): Hoja 862 esc. 1:50.000, coord. UTM 30SVH 431,65 4248,15. La sección comprende el punto donde RÍOS ARAGÜÉS (1977, 1978) cita la presencia de graptolitos en las Pizarras Chavera, y fue explorada por nosotros con el fin de contrastar dicha información. Los supuestos graptolitos correspondían en realidad a icnofósiles indeterminables, en su mayoría rastros internos que destacaban por su diferente coloración frente a la matriz. No obstante, el ejemplar figurado por RÍOS ARAGÜÉS (1977, Foto nº 11 de la pág. 66) como "*Climacograptus pygmaens* Ruedemann. Ashgillense inferior" se corresponde claramente con el icnogénero *Helicorhaphe* Ksiazkiewicz. Éste es el icnofósil determinable más frecuente en las intercalaciones de areniscas finas micáceas presentes en la mitad superior de la unidad, donde coexiste también con *Gordia?* isp. Las Pizarras Chavera se apoyan disconformes, en la sección estudiada, sobre areniscas lumaquáticas pertenecientes a la parte superior de los "Bancos Mixtos", debido a la erosión completa de la Caliza Urbana, que en

esta región sólo se conoce en sondeos emplazados en áreas próximas (PINEDA VELASCO, 1987).

ICNOFÓSILES DE LAS PIZARRAS DE OREA

Las Pizarras de Orea en su área tipo del núcleo paleozoico del anticlinorio de la Sierra de Albarracín son muy pobres en icnofósiles, dado que no existen en su seno tramos heterolíticos finos que faciliten su conservación. No obstante, 1,8 km al ONO de la población turolense de Noguera (Hoja 565 esc. 1:50.000, coord. UTM 30TXK 617,25 4480,5), dentro del llamado Macizo del Tremedal, hemos observado la presencia de tramos de pizarras arcillosas, que presentan algunas laminaciones arenosas micáceas, milimétricas, con raros icnofósiles. Los mismos fueron identificados como *Allocotichnus palmatus* isp. nov., *Arenicolites* isp. (penetrativo en el sustrato), y raros epirrelieves comparables con variantes preservacionales de *Phyllodocites* isp. (= *Pascichnion?* igen. et isp. indet.). Dicho tramo fosilífero se sitúa unos 35 m bajo el techo de las Pizarras de Orea, en el km 55,10 de la carretera A-1512 entre Orihuela del Tremedal y Noguera. La unidad alcanza en esta sección una potencia total de 93,7 m y se apoya paraconformemente sobre 5 m de materiales descalcificados del Ashgill (margas y calizas con *Ovalocephalus*), que localmente definen el techo de las Capas de Bronchales (Caradoc-Ashgill).

OBSERVACIONES PALEOICNOLÓGICAS

Icnogénero *Allocotichnus* Osgood, 1970

Icnoespecie tipo: *Asaphoidichnus dyeri* Miller, 1880

Allocotichnus palmatus isp. nov.
(Fig. 2 a-c; Lám. 1, fig. 1-2)

1979 Arthropodenfährte, typ 1 - Hafenrichter, pág. 86, Lám. 12, fig. 10.

Derivación del nombre: Del latín *palmatus*, aludiendo a su semejanza con la huella de una mano.

Holotipo: Ejemplar MGM-1910-OR (Lám. 1, fig. 1).
Localidad tipo: Corral de Calatrava (Ciudad Real),

1 km al noreste de la confluencia entre los ríos Guadiana y Jabalón (Hoja 784 1:50.000; coordenadas UTM 30S VJ 406,3 4305,8).

Estrato tipo: Formación Pizarras Chavera, intercalación arenosa 80 m por encima de la base de la unidad. Ashgill superior (Hirnantense).

Paratipos: Diversos ejemplares contenidos en las muestras MGM-1912-OR a MGM-1921-OR, procedentes de Corral de Calatrava, y un rastro aislado de Noguera (MGM-1908-OR).

Diagnosis

Icnoespecie caracterizada por pisadas diminutas formadas por 5 a 10 estrías filiformes dispuestas en forma radiada, rara vez de aspecto fasciculado.

Descripción

Rastros disímétricos de pisadas formados por 3 a 5 pares de huellas alternas, conservadas generalmente como epirrelieves cóncavos, y más raramente como hiperrelieves convexos en intercalaciones finas de limolitas micáceas. Las pisadas de una de las series se presentan más marcadas que las de la opuesta, alcanzando un diámetro medio de 2,5 a 3 mm; en algunos epirrelieves generan depresiones circulares de las que parten estrías filiformes características. El caso más habitual es la existencia de una depresión excéntrica de la que irradian, en forma fasciculada o periférica, 5 a 10 marcas muy finas (0,09 - 0,1 mm), indivisas y de 1,5 a 1,9 mm de longitud (3,2 mm como máximo). La hilera de marcas opuesta alterna con la anterior en la dirección de desplazamiento, y se encuentra mal definida, apareciendo como simples marcas puntiformes o alargadas, de las que ocasionalmente irradian algunas estrías finas de hasta 0,8 mm. de longitud.

Relaciones y diferencias

Allocotichnus palmatus isp. nov. difiere de *A. dyeri* (Miller) y de las restantes formas del icnogénero por el carácter radial de las estrías principales de los rastros (escasamente divergentes en el resto), y por el tamaño diminuto de los mismos (en la nueva icnoespecie).

Observaciones

Corresponde al icnofósil más abundante en la sección de Corral de Calatrava, donde suele pasar inadvertido por sus reducidas dimensiones, y está igualmente representado por un ejemplar en el afloramiento de Noguera (Cordillera Ibérica). HAFENRICHTER (1979) describe brevemente esta huella, de la que ilustra un ejemplar procedente de las Pizarras Chavera, de Corral de Calatrava, interpretándola como rastros de artrópodos indeterminados. En ese sentido, compara el aspecto palmeado de las marcas principales con las "coronas de cerdas" de algunas trazas de artrópodos ilustradas para las Pizarras Hunsrück por RICHTER (1941, fig. 12-14) y SEILACHER y HEMLEBEN (1966, fig. 2c), que en nuestra opinión pertenecen a un icnogénero distinto.

Allocotichnus se interpreta como pistas de reptación de artrópodos, que caminaban lateral u oblicuamente al eje de su cuerpo, apoyando únicamente algunos pares de apéndices locomotores. OSGOOD (1970) considera a la icnoespecie tipo como huellas de trilobites, tal vez generadas por el asáfido *Isotelus*. Por sus rasgos morfológicos, coincidimos en atribuir *A. palmatus* a un artrópodo, sin que sea posible acotar su productor de una forma más precisa.

Distribución

Allocotichnus palmatus isp. nov. se encuentra representado hasta la fecha en horizontes hirnantenses de la Zona Centroibérica y de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Icnogénero *Arenicolites* Salter, 1857

Icnoespecie tipo: *Arenicola carbonaria* Binney, 1852

Arenicolites? isp.

Observaciones: El material estudiado consiste a la vez en pares de huellas conservadas como depresiones circulares en el plano de estratificación, y fragmentos de tubos en U simples, sin conexiones (*spreite*), que se orientan perpendiculares a la superficie anterior. El diámetro de los tubos varía entre 1-4 mm para la sección de Corral de Calatrava, y de 4-8 mm en ejemplares del afloramiento de Noguera. El relleno de la estructura es más micáceo y grosero que la matriz, y la superficie externa de los tubos es lisa. HAFENRICHTER (1979, pág. 86) relaciona con *Arenicolites* un tubo en U de Corral que mide 5 mm de diámetro y 15 mm de separación entre aberturas.

Icnogénero *Asaphoidichnus* Miller, 1880

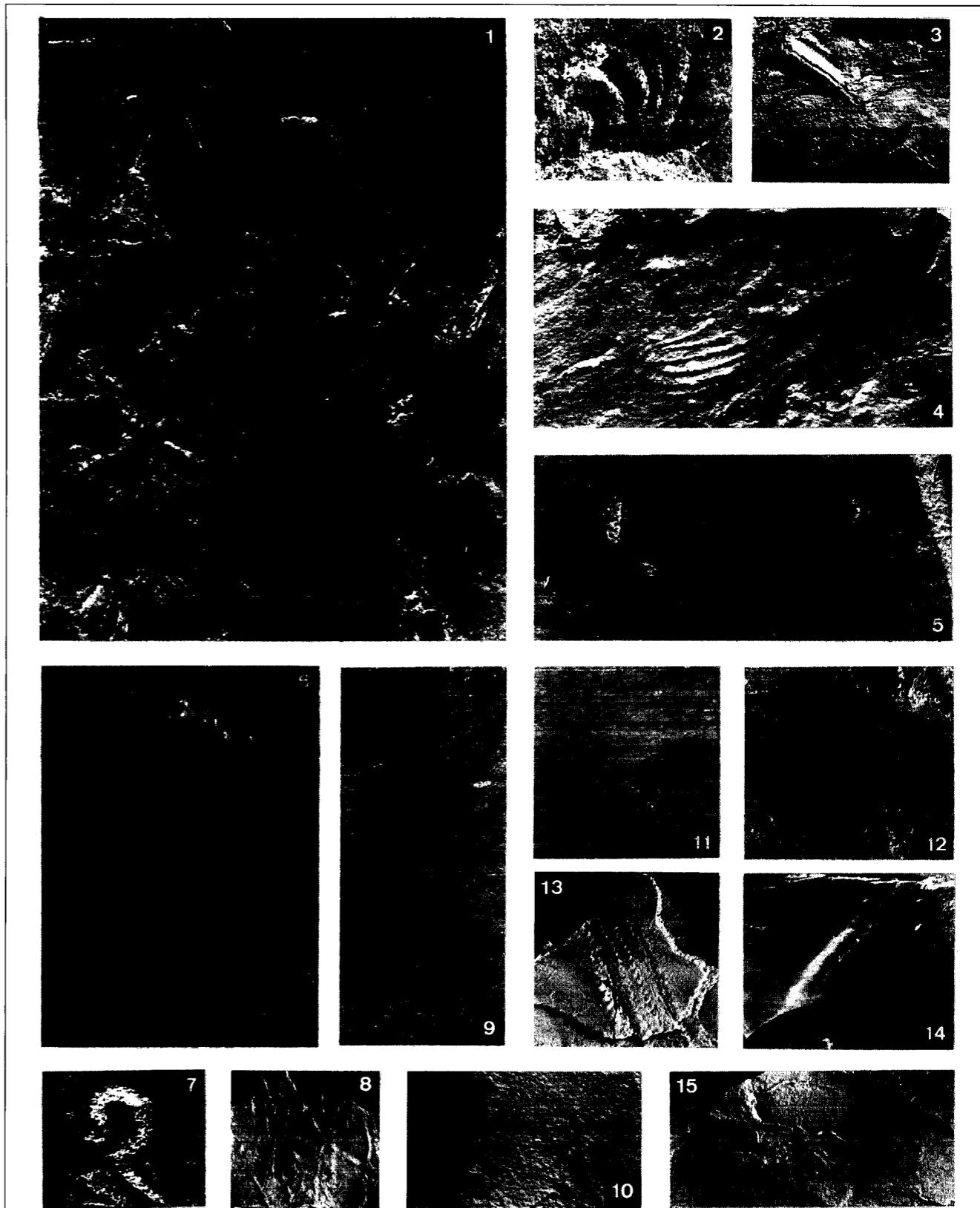
Icnoespecie tipo: *Asaphoidichnus trifidus* Häntzschel, 1962

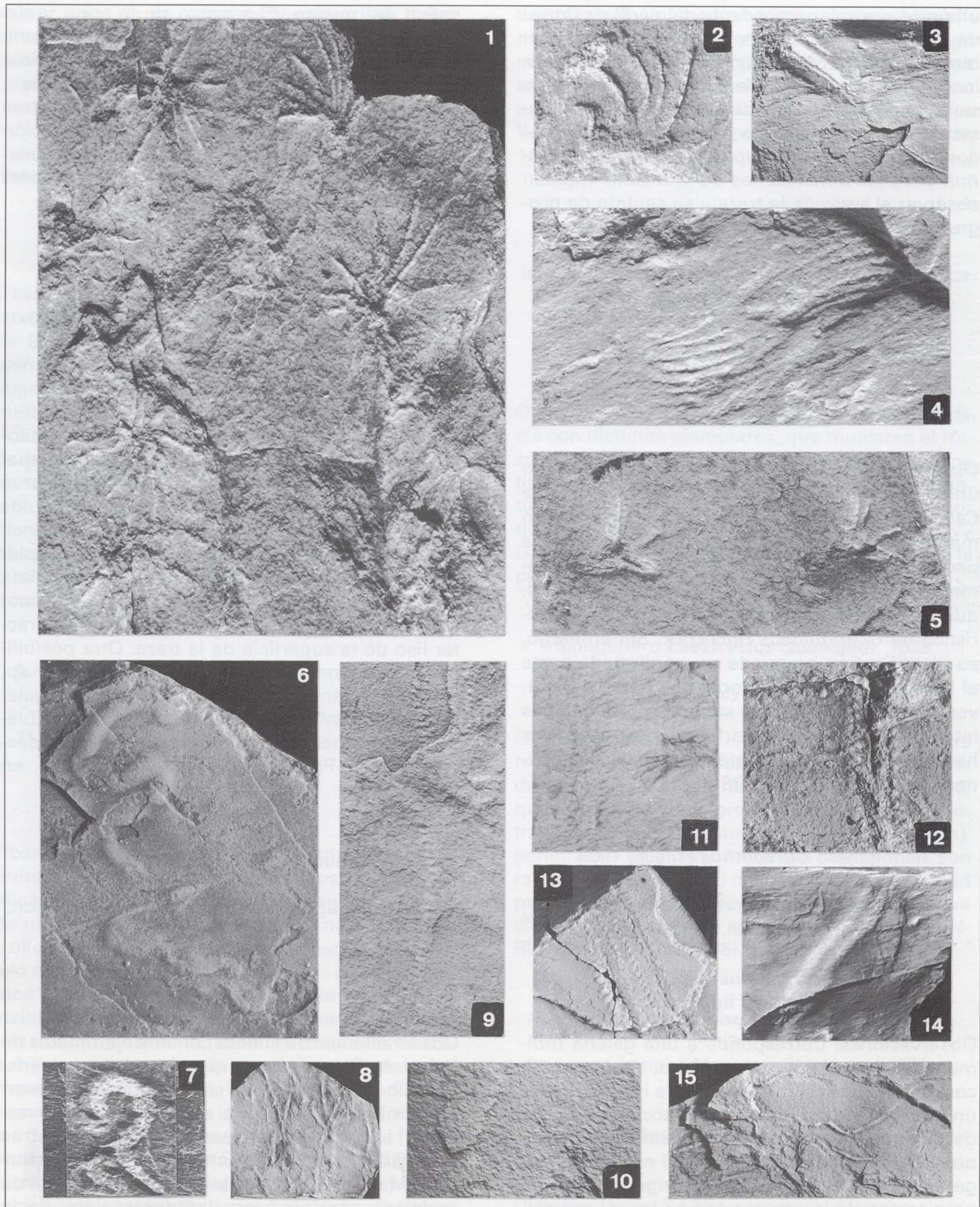
Asaphoidichnus isp.
(Lám. 1, fig. 5)

Observaciones: A este icnogénero adscribimos

Lámina 1. Icnofósiles hirnantienses del Macizo Hespérico.

- 1-2, *Allocotichnus palmatus* isp. nov., varios rastros en una misma superficie (1, holotipo MGM-1910-OR, x 5) y detalle de una pisada de tendencia fasciculada (vaciado en látex, MGM-1911-OR, x 5,7).
 3, *Curvolithus* isp., ejemplar MGM-1923-OR, x 1,4.
 4, *Monomorphichnus* isp., MGM-1924-OR, x 5,5.
 5, *Asaphoidichnus* isp., detalle de dos pisadas trifidas, MGM-1922-OR, x 4,3.
 6, *Gordia?* isp., ejemplar fragmentario MGM-1907-OR, x 2,6.
 7, *Neonereites* isp., MGM-1933-OR, x 1,5.
 8, *Palaeophycus* isp., galerías depositadas bajo las siglas MGM-1934-OR, x 0,7.
 9-10, *Helicoraphe* isp., hiperrelieves, MGM-1905/06-OR, x 3,2.
 11, *Diplichnites* isp., en asociación con *Allocotichnus palmatus* isp. nov., MGM-1927-OR, x 3,5.
 12, *Pascichnion?* igen. et isp. indet., MGM-1929-OR, x 3,2.
 13, *Pascichnion?* igen. et isp. indet., MGM-1909-OR, x 1,4.
 14, *Didymaulichnus?* isp., MGM-1930-OR, x 1,8.
 15, *Helminthopsis* isp., detalle del ejemplar MGM-1932-OR, x 1,5. Procedencia de los ejemplares: 1-12 y 14-15, Pizarras Chavera de EL Centenillo (Jaén) figs. 6, 9 y 10; y Corral de Calatrava (Ciudad Real: resto de ejemplares); 13, Pizarras de Orea en Noguera (Teruel).





un único ejemplar procedente del perfil de Corral de Calatrava, que se caracteriza por marcas claramente trífidas de tamaño apreciable (3,8 mm longitud y 3,1 a 3,8 mm de anchura), integradas a su vez por una a tres estrías muy finas. Se conservan como epirrelieves cóncavos bien marcados en una pequeña superficie con *Allocotichnus*, pero las dimensiones de la misma impiden observar el resto de la traza y su sentido de progresión.

Icnogénero *Cochlichnus* Hitchcock, 1858

Icnoespecie tipo: *Cochlichnus anguineus* Hitchcock, 1858

Cochlichnus? isp.

Observaciones: Atribuimos a este icnogénero un único ejemplar procedente de Corral de Calatrava, conservado como un semirrelieve en materiales algo más lutíticos. Se trata de una pequeña pista lisa e indistinta, de aproximadamente 0,8 mm de anchura y 8 mm de longitud, que muestra el trazado sinuoso regular característico de *C. anguineus* Hitchcock. Sin embargo, su identificación no puede ser confirmada hasta el hallazgo de nuevo material que permita resolver si se trata de pistas de superficie o de galerías internas. Con idéntica morfología, las segundas han sido reunidas recientemente en el icnogénero *Cymataulus* (RINDSBERG, 1994).

Icnogénero *Curvolithus* Fritsch, 1908

Icnoespecie tipo: *Curvolithus multiplex* Häntzschel, 1962

Curvolithus? isp.
(Lám. 1, fig. 3)

Observaciones: Corresponde a una galería tridimensional de 3 mm. de anchura, de la que se conservan dos vestigios de su cara inferior, como un hiporrelieve convexo, en la sección de Corral de Calatrava. La estructura presenta dos cordones longitudinales prominentes al estilo del icnogénero *Subphyllochorda* Götzinger y Becker, pero carece de la ornamentación lateral caracte-

rística del mismo. El aspecto de la traza y sus divisiones longitudinales lo asemejan más a una forma innominada de *Curvolithus* Fritsch, distinta de las revisadas por BUATOIS *et al.* (1998) para este icnogénero. Adicionalmente, existen otros ejemplares de disposición interestratal y sección aplanada, que describen cortos trazados arqueados semejantes a los descritos en *C. simplex* Buatois *et al.* 1988.

Icnogénero *Didymaulichnus* Young, 1972

Icnoespecie tipo: *Fraena lyelli* Rouault, 1850.

Didymaulichnus? isp.
(Lám. 1, fig. 14)

Observaciones: Se trata de un hiporrelieve bilobulado, de 2,5 mm de anchura y superficie aparentemente lisa, aunque afectada por una estriación oblicua continua a través de los dos lóbulos y que coincide con la lineación tectónica principal. Dado que sólo se dispone de un ejemplar procedente de Corral de Calatrava, no se puede asegurar su identidad icnotaxonómica hasta contar con nuevo material donde confirmar el carácter liso de la superficie de la traza. Otra posibilidad sería considerar a *Didymaulichnus?* sp. como la variante bilobulada (¿techo?) de la galería de ciertos "*Phyllodocites*", a los que posiblemente pertenezcan también los ejemplares descritos como *Pascichnion* igen. et isp. indet. en esta nota.

Icnogénero *Diplichnites* Dawson, 1873

Icnoespecie tipo: *Diplichnites aenigma* Dawson, 1873

Diplichnites isp.
(Lám. 1, fig. 11)

Observaciones: Se cuenta con dos ejemplares de Corral de Calatrava, que presentan el característico alineamiento en dos series paralelas de marcas similares, orientadas oblicuamente con respecto al eje de desplazamiento. Los rastros estudiados presentan unas dimensiones muy reducidas (10-12 mm de longitud y 2,2 a 3 mm de anchura), sensiblemente inferiores a los de la

mayor parte de las icnoespecies descritas, todas ellas atribuidas al desplazamiento de artrópodos, principalmente trilobites.

Icnogénero *Gordia* Emmons, 1844

Icnoespecie tipo: *Gordia marina* Emmons, 1844

Gordia? isp.
(Lám. 1, fig. 6)

Observaciones: Asignamos con esta denominación un único ejemplar fragmentario procedente de El Centenillo, y que consiste en uno o dos ejemplares asociados de una pista o galería de superficie lisa y trazado curvo irregular. Su diámetro máximo es de 1,2 mm, y el relleno es idéntico a la roca matriz. El carácter no meandriforme de la estructura, unido a su fuerte curvatura, lo aproxima a *Gordia* Emmons, pero la identificación no es segura por las pequeñas variaciones en el diámetro de la traza y las constricciones observadas en sus partes más curvas, que tal vez pudieran denotar alteraciones en fase bioestratigráfica.

Icnogénero *Helicorhaphe* Ksiazkiewicz, 1970

Icnoespecie tipo: *Helicorhaphe tortilis* Ksiazkiewicz, 1970

Helicorhaphe isp.
(Lám. 1, fig. 9-10)

Observaciones: El material examinado comprende tres ejemplares preservados en pizarras micáceas en la sección de El Centenillo. Se trata de una huella aparentemente interna y de desarrollo helicoidal, con eje de enrollamiento paralelo a la estratificación. Su recorrido combina tramos rectos con otros ligeramente arqueados, visibles en una longitud máxima de 13 mm. La traza es muy estrecha (anchura constante de 0,6 a 0,7 mm) y las vueltas se disponen apretadamente (23 a 24 por cm). Los caracteres y dimensiones de *Helicorhaphe* isp. son muy parecidos a los de *H. tortilis* Ksiazkiewicz, descrito en el flysch eoceno de Polonia (cf. KSIAZKIEWICZ, 1977). Los ejemplares ibéricos representarían el primer registro paleozoico del icnogénero, y para llegar

a esta conclusión se han descartado posibles afinidades con otros icnofósiles de aspecto algo similar, como ciertos *Impenoglyphus* Vyalov (con estructura de conos invaginados) u otras formas anuladas, tanto de *Planolites* (*P. annularius* Walcott), como de *Palaeophycus* (ver BUCKMAN, 1995).

Icnogénero *Helminthopsis* Heer, 1877

Icnoespecie tipo: *Helminthopsis hyaeroglyphica* Wetzel y Bromley, 1996 (non Mailliard, 1887).

Helminthopsis isp.
(Lám. 1, fig. 15)

Observaciones: Se ha estudiado una sola superficie con distintos ejemplares, que muestran el trazado indiviso e irregularmente meandriforme típico del icnogénero. El mismo había sido identificado previamente en el Ordovícico Superior de la Zona Centroibérica (ACEÑOLAZA y GUTIÉRREZ-MARCO, 1998), al que añadimos la presente cita en Corral de Calatrava.

Icnogénero *Laevicyclus* Quenstedt, 1879

Laevicyclus isp.

Observaciones: Este icnogénero se encuentra representado por marcas circulares en el plano de estratificación, de hasta 5 mm. de diámetro, que internamente se prolongan en un canal central muy delgado (diámetro menor de 1 mm), penetrativo en el sustrato. Estas morfologías son raras, pero habían sido descritas con anterioridad para esta misma sección de Corral de Calatrava como "*Laevicyclites*" (*lapsus linguae*: HAFENRICKER, 1979, pág. 86).

Icnogénero *Monomorphichnus* Crimes, 1970

Icnoespecie tipo: *Monomorphichnus bilinearis* Crimes, 1970.

Monomorphichnus spp.
(Lám. 1, fig. 4)

Observaciones: Se han estudiado diversos ejem-

plares de este icnogénero procedentes del perfil de Corral de Calatrava, que corresponden a varias icnoespecies. Las formas más simples son pares de estrías paralelas de longitud desigual (hasta 10 mm la más larga), comparables con *M. bilinearis* Crimes. Las formas más complejas constituyen sets formados por 5-7 estrías paralelas, de trazado rectilíneo a ligeramente sigmoide, comparables con *M. lineatus* Crimes, Legg, Marcos y Arboleya. Además de éstas, se ha observado un raro caso de un set aislado que presenta 9 ó 10 estrías cortas, de las cuales las centrales resultan ser las más prominentes, al estilo de *M. multilineatus* Alpert. La confirmación de estas icnoespecies se postpone al hallazgo de un material más abundante en la referida sección.

Icnogénero ***Neonereites*** Seilacher, 1960

Icnoespecie tipo: ***Neonereites biserialis*** Seilacher, 1960.

Neonereites isp.
(Lám. 1, fig. 7)

Observaciones: Se trata de una huella alargada pustulosa, conservada en pizarra, con recorrido curvo irregular y de 2 mm de anchura. En las zonas mejor conservadas, se aprecia que el interior comprende una doble cadena de pústulas flanqueada por un halo de bioturbación, semejantes a las descritas para *N. biserialis* Seilacher. El ejemplar ilustrado procede de Corral de Calatrava, donde HAFENRICHTER (1979, pág. 86) había identificado igualmente la posible presencia de este icnogénero.

Icnogénero ***Palaeophycus*** Hall, 1847

Icnoespecie tipo: ***Palaeophycus tubularis*** Bassler, 1915

Palaeophycus isp.
(Lám. 1, fig. 8)

Observaciones: Constituyen trazas muy frecuentes en la sección de Corral de Calatrava, en forma de galerías cilíndricas rectas a ligeramente cur-

vas, de 0,8 a 1 mm de anchura y paredes desprovistas de ornamentación, desarrolladas en planos paralelos al de estratificación.

Pascichnion? igen. et isp. indet.
(Lám. 1, fig. 12-13)

Observaciones: Bajo este nombre reunimos trazas de difícil adscripción, cuya morfología presenta variaciones de índole posiblemente preservacional. En general, se trata de restos alargados de 3 a 4 mm de anchura, flanqueados por una hilera, sencilla o doble, de pústulas redondeadas, y con un área central lisa u ornamentada, mal conservada en el material estudiado. Éste procede de las secciones de Corral de Calatrava y Noguera. Su morfología recuerda a primera vista marcas de paso de artrópodos, pero en detalle son más complejas y resultan muy parecidas a variantes preservacionales de "Phylloclites" *saportai* Delgado, descrito en el Ordovícico inferior de Portugal (cf. DELGADO, 1910, lám. 28). Este controvertido icnogénero había sido citado previamente por ALMELA *et al.* (1962) en las Pizarras Chavera de Almadén. HAFENRICHTER (1979, pág. 87) describe también formas semejantes a las estudiadas en Corral de Calatrava.

Otros icnofósiles indeterminables: En las pizarras arcillosas micáceas de la sección de El Centenillo, se observaron restos de finas galerías ramificadas, cuyo relleno resaltaba por su diferente coloración respecto a la matriz, y que fueron confundidas con la mayor parte de los graptolitos citados por Del Pan (in RÍOS ARAGÜÉS, 1978). La morfología y dimensiones de las galerías resultan sensiblemente idénticas a las descritas como "Chondrites" sp. en el Ordovícico Superior de Bohemia (MIKULÁS, 1988).

La totalidad del material estudiado en este trabajo se encuentra depositado en el Museo Geominero (ITGE, Madrid), con los números MGM-1905-OR a MGM-1938-OR, ambos inclusive.

CONCLUSIONES

Se revisa el contenido icnológico de las pizarras del Hirnantiano (Ordovícico terminal) de la Zona

Centroibérica y Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, generalmente consideradas "azoicas" en relación con la crisis climática impuesta por la glaciación fini-ordovícica.

La mayor abundancia de icnofósiles corresponde a tramos con intercalaciones arenosas situados en la mitad superior de las Pizarras Chavera, y a secciones donde los horizontes con "dropstones" glaciomarinos resultan más esporádicos o incluso ausentes. Este carácter es interpretado por ROBARDET y DORÉ (1988) como relacionado con áreas someras, sin calado suficiente para el ingreso de hielos flotantes, o bien combinadas con corrientes marinas que desviaban su presencia. La primera hipótesis se ve refrendada por el gradiente deducido para la plataforma centroibérica, que establece sus áreas más someras al sur y suroeste actual de la región.

La asociación de icnofósiles comprende al menos 15 formas distintas, que describimos brevemente y en parte se ilustran, las cuales amplían en más de una decena el número de icnogéneros conocidos hasta ahora en estos materiales.

La mayoría de los icnogéneros identificados son "facies crossing" y no están ligados a un tipo particular de ambientes sedimentarios. Como excepción destaca *Helicorhaphe*, representado hasta ahora en depósitos de tipo flysch, y cuyo presente registro constituye el primero para el Paleozoico Inferior. Desde el punto de vista genético, todas las formas identificadas se encuentran relacionadas con la actividad de artrópodos o bien con la de organismos vermiformes indeterminados.

La presente icnoasociación resulta de gran interés debido a la ausencia generalizada de datos paleoicnológicos existente para el margen gondwánico durante el Hirnantiano: en áreas próximas a las estudiadas, la única referencia comparable se sitúa en el Kosoviense de Perunica (MIKULÁS, 1992, 1994).

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. D. Santiago Ríos Aragüés (Zaragoza) por facilitarnos detalles imprescindibles para la relocalización de su yacimiento al noroeste de El Centenillo; a los Dres. M. Robardet (Rennes), M.

Mélou (Brest) y J.M. Piçarra (Beja), por su ayuda en la investigación de esta misma sección; al geólogo A. García Palacios (Madrid), por su colaboración en el muestreo en Corral de Calatrava, a Uly Martín (Madrid), por las fotografías; y a los dos revisores del manuscrito, quienes realizaron sugerencias de interés. Este trabajo forma parte de los proyectos PB96-0839 de la DGES y 410 del PICG (IUGS-UNESCO). La participación del primer autor se inscribe en el marco de una Beca Externa otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de la República Argentina, y en el proyecto "Dinámica faunística perigondwánica" del Programa de Cooperación Científica con Iberoamérica.

REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, G.F. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1998): *Helminthopsis abeli* Ksiazkiewicz, un icnofósil del Ordovícico Superior de la Zona Centroibérica española. *Geogaceta*, 24: 7-10.
- ALMELA, A., ALVARADO, M., COMA, J., FELGUEROZO, C. y QUINTERO, I. (1962): Estudio Geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 73: 193-327.
- BALLESTRA, G., BECKER-WAHL, C., GERMANN, A., HÖFGES, J., HOFFMANN, M., KUMPA, M., MARKER, A., NEIDHÖFER, R., RÜTH, H.G., SCHILLING, E., WILCKE, J. y WALTER, R. (1982): La geología del sinclinal de Guadarranque. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 56: 45-68.
- BLACHÈRE, H. (1978): *Etude géologique et minière de la région de Chillón-El Borracho (Synclinal d'Almadén)*, Ciudad Real, Espagne. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay), 163 p. (inéd.).
- BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M., YOUNG, T.P. y STORCH, P. (1991): Hirnantian glaciomarine diamictites - evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. *Geol. Surv. Canada, Paper 90-9*: 325-336.
- BUATOIS, L.A., MÁNGANO, M.G., MIKULÁS, R. y MAPLES, C.G. (1998): The ichnogenus *Curvolithus* revisited. *J. Paleont.*, 72: 758-769.
- BUCKMAN, J.O. (1995): A comment on annulate forms of *Palaeophycus* Hall 1847: with particular reference to *P. "annulatus"* sensu Pemberton and Frey 1982, and the erection of *P. crenulatus* ichnosp. nov. *Ichnos*, 4: 131-140.
- BUTENWEG, P. (1968): Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena, nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 6: 1-126.
- CARLS, P. (1975): The Ordovician of the eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (prov. Zaragoza, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 150: 127-146.

- DELGADO, J.F.N. (1910): Terrains paléozoïques du Portugal. Étude sur les fossiles des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos. *Mémoires de la Commission du Service Géologique du Portugal*, Lisboa, 68 p.
- FORTUIN, A.R. (1984): Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albaracín, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 48: 245-261.
- GARCÍA PALACIOS, A., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HERRANZ ARAÚJO, P. (1996): Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica Meridional (España y Portugal). *Geogaceta*, 20: 19-22.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J., LORENZO ALVAREZ, S. y ORTEGA GIRONÉS, E. (1987): *Memoria explicativa de la Hoja nº 781 (Siruela) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª ser.* MAGNA, 50 p..
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M. y PIÇARRA, J.M. (1998): Silurian Stratigraphy and Palaeogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 13-44.
- HAFENRICHTER, M. (1979): Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160: 138-148.
- KETTEL, D. (1968): Zur geologie del östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 8: 1-159.
- LAURET, J.-M. (1974): *Recherches géologiques et minières dans la region d'Almadén-Almadenejos (Espagne)*. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay), 149 p. (inéd.).
- MIKULÁS, R. (1988): Trace fossils from the Upper Ordovician pelitic sediments of Bohemia. *Acta Univ. Carolinae (Geol.)*, 3: 343-363.
- MIKULÁS, R. (1992): Trace fossils from the Kosov Formation of the Bohemian Upper Ordovician. *Sbor. Geol. Ved. Paleont.*, 32: 9-54.
- MIKULÁS, R. (1994): Finds of ichnofossils in the Ordovician of the Rozmitál Trench (Czech Republic). *J. Czech Geol. Soc.*, 39: 241-243.
- OSGOOD, R.G. (1970): Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeontologica Americana*, 6: 281-444.
- PARIS, F., ELAOUAD-DEBBAJ, Z., JAGLIN, J.C., MASSA, D. y
- OULEBSIR, L. (1995): Chitinozoans and Late Ordovician Glacial Events on Gondwana. En: COOPER, J.D., DROSER, M.L. y FINNEY, S.C. (eds.), *Ordovician Odyssey*. Pacific Sect. Soc. Sedim. Geol., Book 77: 171-176.
- PINEDA VELASCO, A. (1987): La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 98: 780-793.
- PORTERO, J.M., ANCOCHEA, E., GALLARDO, J. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988): *Memoria Explicativa de la Hoja nº 784 (Ciudad Real) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª ser.* MAGNA, 101 p.
- RICHTER, R. (1941): Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. 3) Fährten als Zeugnisse des Lebens auf dem Meeres-Grunde. *Senckenbergiana*, 23: 218-260.
- RINDSBERG, A. (1994): Ichnology of the Upper Mississippian Hartselle sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous Formations. *Bull. Geol. Surv. Alabama*, 158: 1-107.
- RÍOS ARAGÜÉS, S. (1977): *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordovícico (La Carolina-Santa Elena, Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén)*. Tesis doctoral ETSIM, Universidad Politécnica de Madrid (inéd.).
- RÍOS ARAGÜÉS, S. (1978): Evolución tectónica y guías de la prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena Oriental, Jaén, España). *Bol. Geol. Min.*, 89: 550-561.
- ROBARDET, M. y DORÉ, F. (1988): The late Ordovician diamictic formations from southwestern europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- SAN JOSÉ, M.A., RÁBANO, I., HERRANZ, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992): El Paleozoico Inferior en la Zona Centroibérica meridional. En: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. y SAAVEDRA, J. (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura: 505-521.
- SARMIENTO, G.N. (1990): Conodontos de la Zona Ordovicicus (Ashgill) en la Caliza Urbana, Corral de Calatrava (Ciudad Real). *Geogaceta*, 7: 54-56.
- SARMIENTO, G.N. (1993): *Conodontos ordovicicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis doct., Univ. Complutense Madrid, 598 p. (inéd.).
- SCHALLREUTER, R. y HINZ-SCHALLREUTER, I. (1998): Ein Geschiebe aus Armorica im Thüringer Lederschiefer (Ordoviz). *Archiv für Geschiebekunde*, 2: 323-360.
- SEILACHER, A. y HEMLEBEN, C. (1966): Spurenfauna und Bildungstiefen der Hünrruckschiefer (Unterdevon). *Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch.*, 94: 40-53.

Original recibido: Junio de 1998.

Original aceptado: Noviembre de 1998.

LOS DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS DE LA ISLA DE LA PALMA (CANARIAS): SU RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN DE LAS CALDERAS DE TABURIENTE Y CUMBRE NUEVA.

Por J. VEGAS SALAMANCA (*), A. HERNÁNDEZ-PACHECO(*) y R. MARFIL PÉREZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se realiza, por primera vez, el estudio de los depósitos volcanoclásticos de la isla de La Palma desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico. Estos materiales, que se encuentran en el contexto de una isla oceánica con un vulcanismo predominantemente alcalino, son un claro ejemplo de los procesos de erosión-transporte-sedimentación que ocurren en islas volcánicas. En este caso, constituyen un complemento fundamental para el conocimiento de la evolución geológica de las calderas de Taburiente y Cumbre Nueva.

Del estudio detallado de los distintos tipos de facies, sus asociaciones y su posterior interpretación, se han definido tres ambientes de sedimentación relacionados con estas calderas: un ambiente de tipo lacustre para la Caldera de Taburiente, un "fan delta" que progradó desde la zona de apertura de Taburiente hacia el Océano Atlántico, en la región que hoy en día se conoce como el barranco de Las Angustias y un "fan delta" lacustre en la depresión de la palocaldera de Cumbre Nueva. Asimismo, se ha distinguido una unidad piroclástica, localizada en la base del barranco de Las Angustias, originada por una erupción hidrovolcánica.

Con los datos anteriores y la datación isotópica de las unidades se ha realizado un modelo evolutivo que ha permitido reconstruir la paleogeografía de las áreas estudiadas para los últimos 400.000 años.

Palabras clave: Depósitos volcanoclásticos, Ambientes sedimentarios, Volcanismo, Edades isotópicas, Reconstrucción paleogeográfica, Taburiente, Cumbre Nueva, La Palma, Canarias.

ABSTRACT

The aim of this paper is to present an overview of the stratigraphical, lithological and sedimentological features of the volcanoclastic deposits of the La Palma island. In this study we combine, for the first time, the sedimentary facies affected or produced by volcanism. The volcanoclastic particles were generated by a volcanism typical of oceanic island environments, and present, predominantly, an alkaline composition.

Our study focusses on the weathering, erosion, transport and accumulation processes developed in a variety of sedimentary environments. During our research we distinguished the pyroclastic from epiclastic depositional mechanisms.

We have defined three sedimentary environments related to the geological evolution of the Taburiente and Cumbre Nueva: (i) lacustrine setting, for the Caldera de Taburiente epiclastic deposits; (ii) a fan delta that prograded from the mouth zone of Taburiente into the Atlantic Ocean, in the region that today is known as barranco de La Angustias; and (iii) a fan delta in lacustrine setting, in the palaeo-caldera of Cumbre Nueva. Moreover, we have isolated one pyroclastic unit which produced by an hidrovolcanic eruption and located at the barranco de Las Angustias base.

The study of these environmental and depositional settings together with the isotopic datation of the different units, enabled us to reconstruct the last 400.000 years of depositional and evolutive models in these regions.

Key words: Volcanoclastic deposits, Sedimentary settings, Volcanism, Isotopic ages, Depositional models, Taburiente, Cumbre Nueva, La Palma, Canarias.

(*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

1. INTRODUCCIÓN

La presencia de grandes acumulaciones de depósitos sedimentarios, tanto en el edificio norte de la isla (la Caldera de Taburiente), como en la paleocaldera de Cumbre Nueva, justifica la necesidad de abordar el estudio de los mismos desde un punto de vista sedimentológico, como complemento fundamental para el conocimiento de la evolución geológica de la isla.

Uno de los principales objetivos de este trabajo estriba en la distinción entre depósitos volcánicos *piroclásticos* y depósitos *epiclásticos* (CAS y WRIGHT, 1987). Estos últimos, corresponden a los materiales volcanoclasticos originados por la erosión, transporte y sedimentación de rocas volcánicas previas en ambientes fluviales, lacustres o marinos. Una vez diferenciados ambos tipos genéticos (*piroclásticos* y *epiclásticos*), el siguiente objetivo planteado consiste en la determinación de los ambientes de sedimentación de estos materiales volcanoclasticos, basado en el estudio detallado de las facies y de sus asociaciones predominantes.

Asimismo, en este trabajo se aborda la reconstrucción paleogeográfica de los distintos episodios de formación de los materiales volcanoclasticos, proponiéndose unos modelos de evolución para los últimos 400.000 años. Los datos obtenidos contribuirán al conocimiento de las últimas etapas de formación de la Caldera de Taburiente y de la paleocaldera de Cumbre Nueva.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio de este trabajo está localizada en La Palma (Fig. 1). Esta isla ocupa una extensión de 730 Km² y tiene una forma que se asemeja a un triángulo invertido, con una longitud de su base de 25 km y una altura alrededor de 50 km. Una de las particularidades de su geografía es la diferencia de cotas en relación a su extensión, sobrepasando los 2.000 m de altitud en el edificio norte de la isla y los 4.000 m de profundidad en las inmediaciones de sus fondos oceánicos. Estas diferencias influyen en el relieve, dando lugar a altas pendientes y un sistema de barrancos profundos y muy encajados.

El accidente geográfico más importante se encuentra en la zona norte de la isla y lo constituye la Caldera de Taburiente, que forma una depresión circular de unos 1.500 m de desnivel y casi 8 km de diámetro. Esta se abre hacia el suroeste por el barranco de Las Angustias, que recoge todas las aguas y sedimentos procedentes de la caldera (Fig. 1).

La crestería que forma el circo de la caldera se continúa hacia el sur por Cumbre Nueva, con una morfología en arco abierto hacia el oeste, que es el resto de otra paleocaldera. En el tercio sur con-

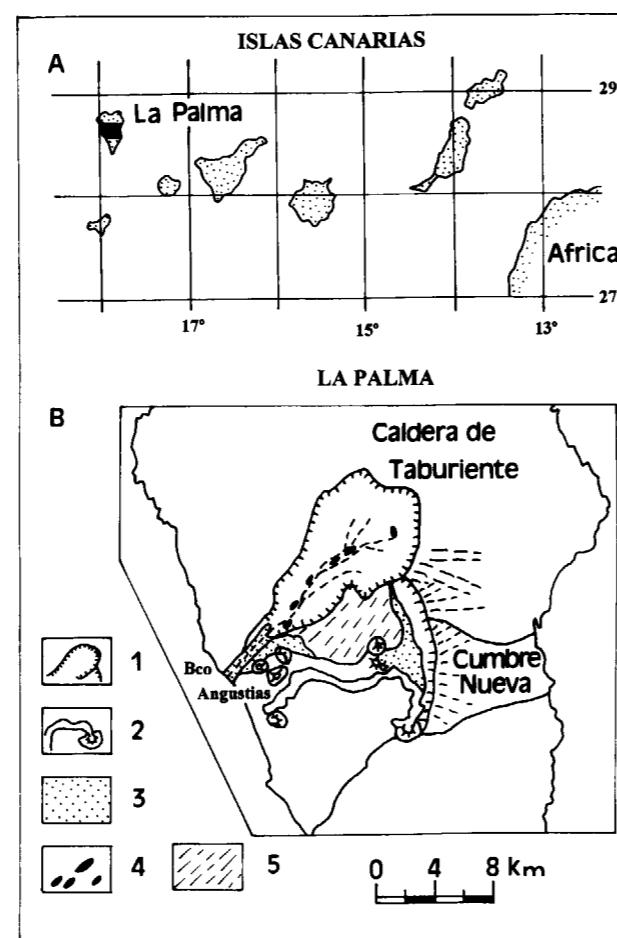


Fig. 1.- A) Esquema de situación de la isla de La Palma. B) Zona de trabajo: 1, límite de calderas; al norte Taburiente y en el centro Cumbre Nueva; 2, conos volcánicos y coladas recientes; 3, unidades volcanoclasticas del barranco de Las Angustias y de Cumbre Nueva; 4, afloramientos de la unidad epiclástica de la Caldera de Taburiente; 5, edificio volcánico de El Bejenado.

tinúa por la alineación orográfica de Cumbre Vieja, salpicada por conos volcánicos muy recientes.

3. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

Geológicamente, la isla de La Palma está formada por tres edificios volcánicos principales, imbricados y alineados de norte a sur. El más septentrional, Taburiente, con edades radiométricas comprendidas entre 2.0 y 0.77 M.a., se solapa con el central, Cumbre Nueva, de edades entre 0.81 y 0.69 M.a., que a su vez está cubierto en su extremo sur por el edificio más reciente, Cumbre Vieja, con edades que oscilan entre 0.62 M.a. hasta la actualidad (ABDEL MONEM et al., 1972; FERAUD, 1981; STAUDIGEL et al., 1986; ANCOCHEA et al., 1994).

En el interior de la Caldera de Taburiente aflora el "Complejo Basal", que forma el substrato o raíz de dicho edificio. Sus materiales más antiguos son vulcanitas submarinas: lavas almohadilladas, hialoclastitas y todo tipo de brechas y aglomerados submarinos. Su edad no está definitivamente determinada y se puede inferir a partir de datos paleontológicos como Plioceno (STAUDIGEL et al., 1984) o, posiblemente, hasta Mioceno Medio-Superior (RAMÍREZ DEL POZO, 1973, en comunicación personal a HERNÁNDEZ-PACHECO), por la microfauna encontrada en las hialoclastitas. El primer autor que citó materiales submarinos en ese substrato en la zona de La Viña, fue VUAGNAT (1960). Posteriormente, HERNÁNDEZ-PACHECO (1971) ya indica el carácter submarino de la mayor parte de esta formación, a la que denominó "Complejo Basal". Actualmente, todos los autores han aceptado que esta formación representa un "sea-mount" emergido (STAUDIGEL et al., 1981, 1984).

Sobre esta formación submarina se emplazaría un nuevo edificio volcánico, probablemente primero submarino y posteriormente subaéreo, que se situaría en la actual caldera. Lo que queda de él son los episodios filonianos más antiguos, del tipo "sheeted-dikes" y "dike in dike", con direcciones tectónicas múltiples, predominantemente NO-SE, NE-SO y N-S. Estos enjambres filonianos tienen tal densidad que, en gran parte del complejo, la primitiva formación submarina aparece

como masas poligonales o "screens" de dimensiones métricas entre ellos. Además de estos episodios filonianos caracterizan a esta formación numerosas intrusiones de pequeños plutones, pitones y en general apófisis de rocas granudas básicas: piroxenitas, gabros olivínicos y gabros alcalinos (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1971; DE LA NUEZ, 1983).

La altura sobre el nivel del mar de este Complejo Basal submarino llega actualmente hasta la cota de 1.300 m, poniéndose en contacto, a través de una discordancia erosiva, con la base de la pared de la caldera. Esta discordancia muestra que la superficie de esta formación tenía ya un relieve abrupto, con grandes barrancos fosilizados, cuando se depositaron sobre él las Series Basálticas de la Pared.

Un nuevo ciclo volcánico sería el responsable de la actual pared del circo, que originó nuevas mallas de intrusiones filonianas y los pequeños plutones, pitones y apófisis de rocas granudas gabroides, en este caso, con predominio de los términos de la serie alcalina, como teralitas, essexitas, ijolitas, etc. Tanto estas apófisis gabroides, como gran parte de los diques, representan facies profundas subvolcánicas y conductos de erupción de series volcánicas ya desaparecidas y de las que forman las paredes del circo de la caldera y de su antigua cobertura (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1971; DE LA NUEZ, 1983). Estas últimas formaciones post-Complejo Basal están constituidas por el apilamiento de coladas, aglomerados y piroclastos de carácter basáltico y traquibasáltico, configurando el fuerte relieve del circo de la pared, cuyos materiales buzan, aunque no siempre, periclinalmente desde el centro de la caldera, formando en total un conjunto de unos 1.100 m de espesor. En estas Series de la Pared algunos autores han separado distintos episodios tales como "Series Antiguas Inferiores" y "Series Antiguas Superiores" o como "Taburiente I" y "Taburiente II", con criterios basados en las distintas etapas de su construcción o de las diferentes zonas del circo. Las Series de la Pared están atravesadas por una gran cantidad de diques basálticos y traquibasálticos de poca potencia, que corresponden a los conductos de emisión de estas mismas series y cuyo techo está erosionado. Esta red de diques es mucho menos tupida que la que arma en el Complejo Basal.

Como una formación diferente de las Series típicas de la Pared está el macizo de El Bejenado, que aunque forma su parte meridional, se encuentra desmembrado del circo de la pared por el collado de La Cumbrecita. Presenta unas pendientes muy acusadas, con coladas que actualmente buzan unos 40° en dirección sur y suroeste, pudiendo indicar un basculamiento de dicho edificio hacia el sur (SAPPER, 1906).

En la periferia del edificio norte se localizan diversos centros de emisión y coladas basálticas de edad cuaternaria, que corresponderían a un vulcanismo epigenético, lo que apoyaría la hipótesis de la elevación y fracturación final del Complejo Basal (RECK, 1928).

La Caldera de Taburiente tiene actualmente una morfología que es el resultado de diversos episodios erosivos y "land-slides" (ANCOCHEA et al., 1994; VEGAS, 1998), favorecidos y condicionados por procesos de emersión y elevación de la isla y por directrices estructurales determinadas, habiendo señalado todos los autores la existencia de tres fases de emersión y erosión. Durante estas fases erosivas se ha grabado, tanto en las paredes del circo como en la zona central del Complejo Basal, una red de drenaje que converge en un gran barranco central, denominado como el barranco de Las Angustias.

El segundo edificio citado, Cumbre Nueva, situado en el centro de la isla, está constituido por un apilamiento de coladas basálticas que buzan hacia el este y forman los restos de una gran paleocaldera que, para algunos autores (SAPPER, 1906; DE LA NUEZ, 1983), es anterior a las Series de la Pared. Esto se contradice con las edades radiométricas de sus materiales, que indican que ambas se imbrican en el tiempo. De todas formas, de ella sólo queda el arco central, que se prolonga hacia el norte por un estrecho valle, hasta llegar a la escotadura de La

Cumbrecita, en el borde sur de la Caldera de Taburiente.

4. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS EMPLEADAS

Para la realización de este trabajo se efectuó una cartografía geológica a escala 1:5.000 y un levantamiento de columnas estratigráficas, con un muestreo sistemático en cada una de ellas. Las diferentes columnas estratigráficas levantadas en cada unidad han sido la base de la descripción de los tipos de facies presentes. Sus asociaciones y posterior interpretación han permitido definir el ambiente de sedimentación de los depósitos epiclásticos y el tipo de erupción que generó los depósitos piroclásticos.

La datación de coladas volcánicas, intercaladas en los depósitos piroclásticos del barranco de Las Angustias, se ha realizado por el método K-Ar. También se ha utilizado el método del ^{14}C para la datación de restos vegetales (pirofuxinita), contenidos en niveles sedimentarios del barranco de Las Angustias y en los sedimentos de Cumbre Nueva.

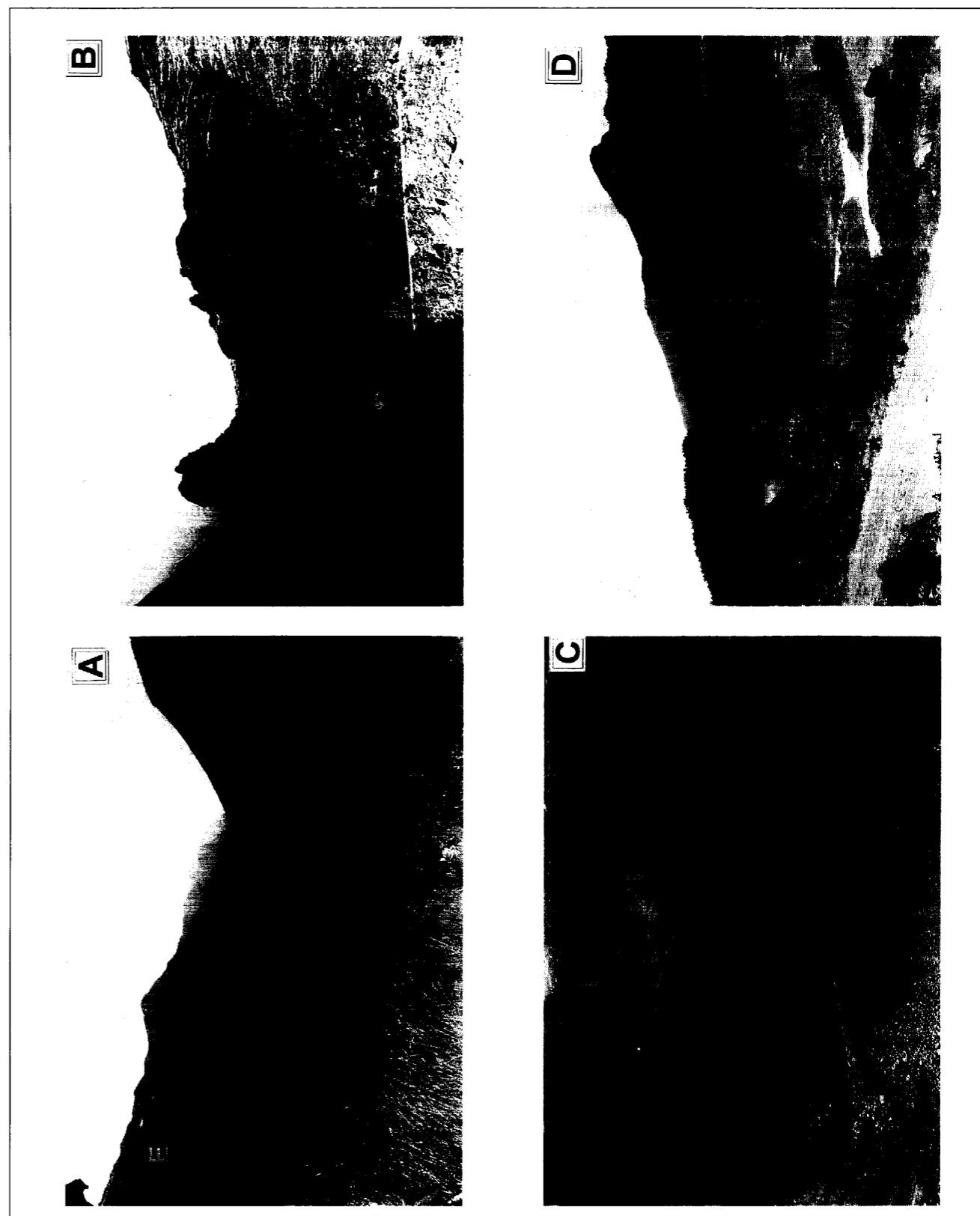
Con los resultados obtenidos se han realizado una serie de modelos de reconstrucción paleogeográfica para el edificio norte, relacionando los conceptos de "espacio" y "tiempo", fundamentales para determinar la evolución de los ambientes sedimentarios y los eventos volcánicos asociados.

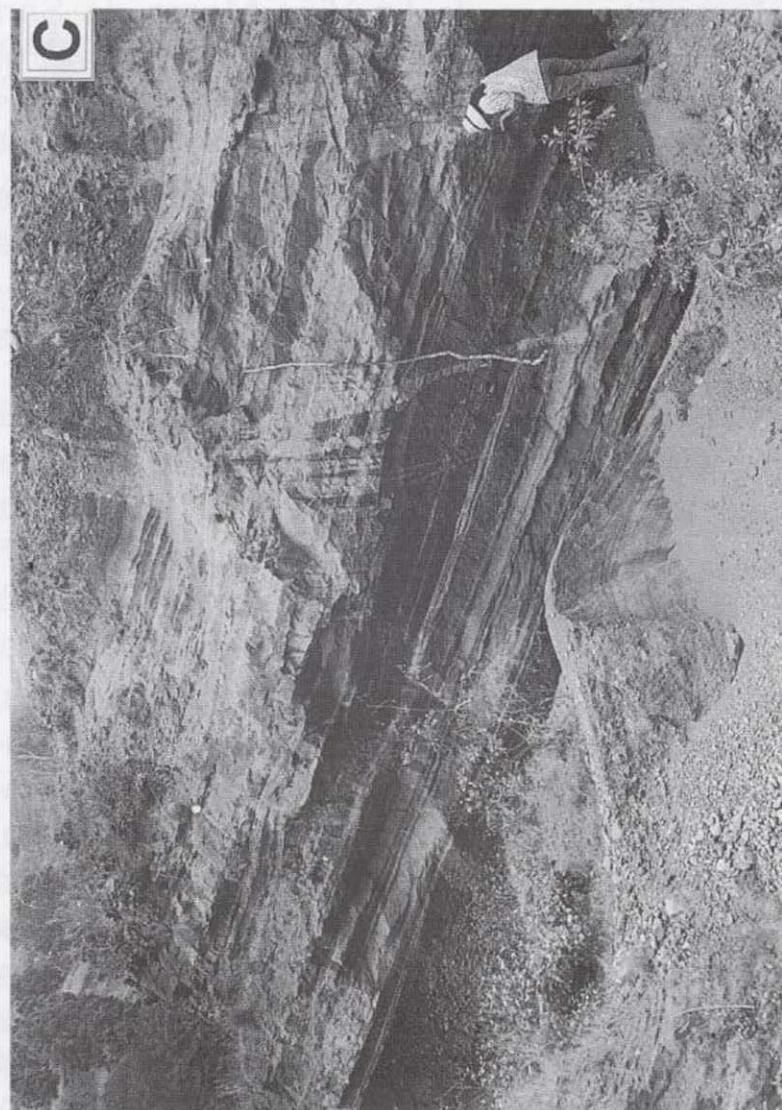
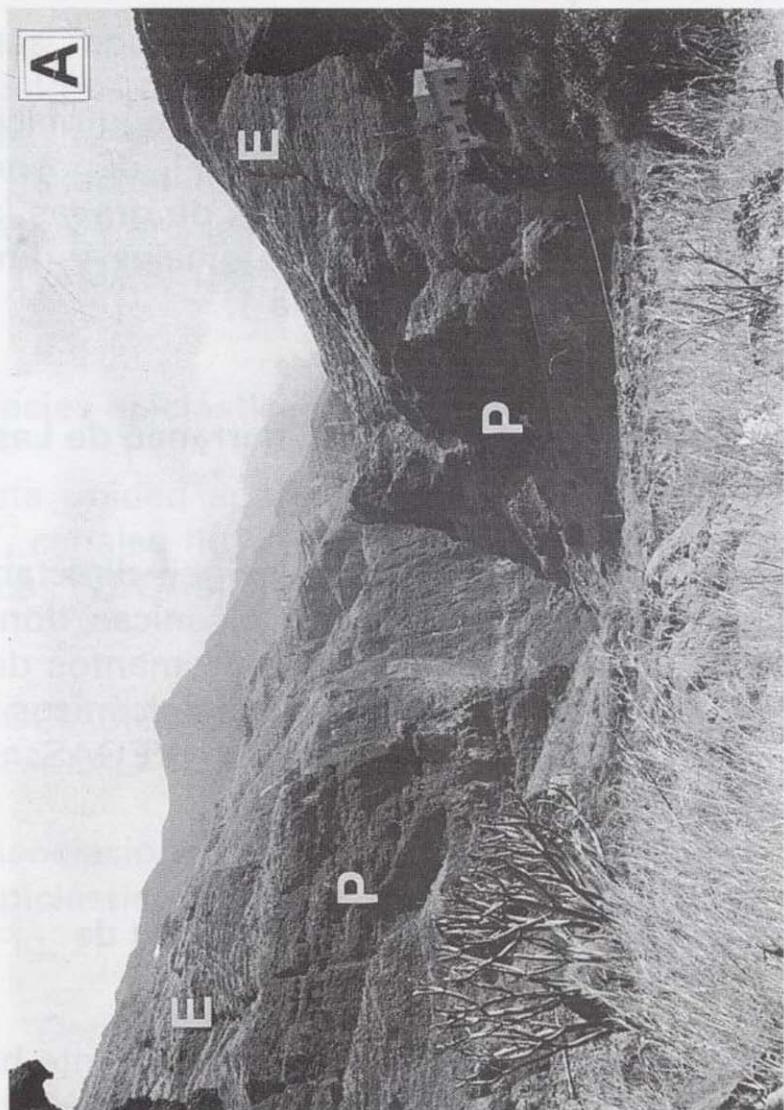
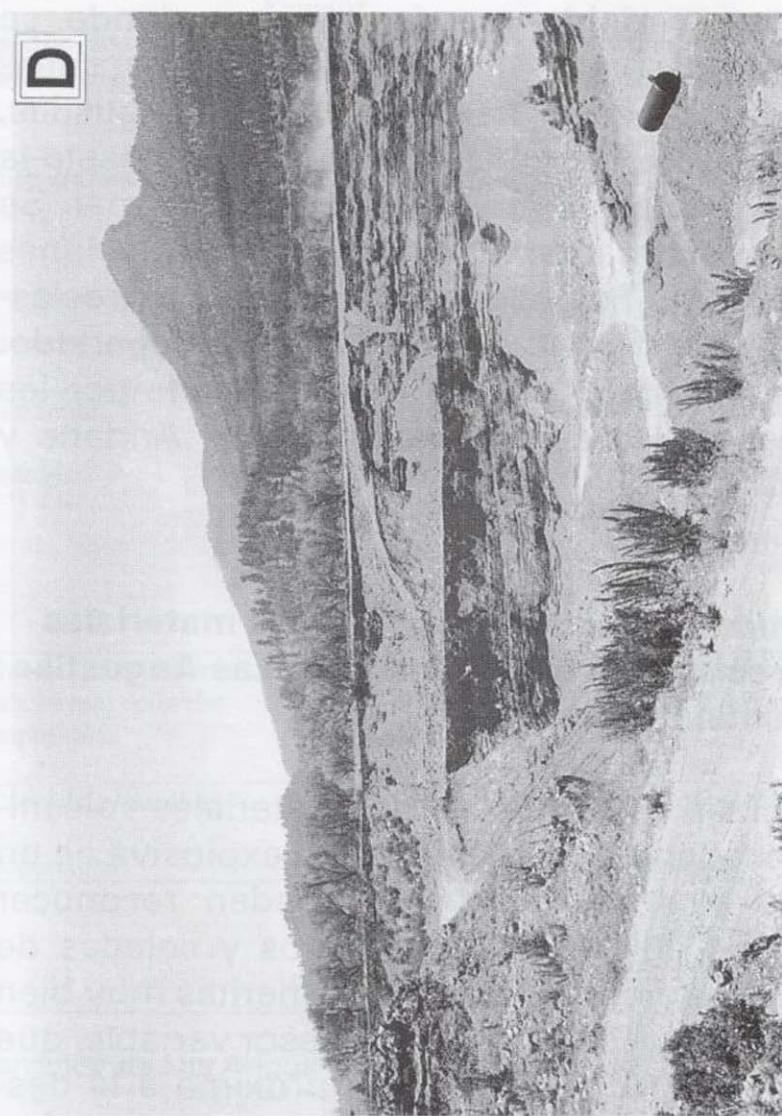
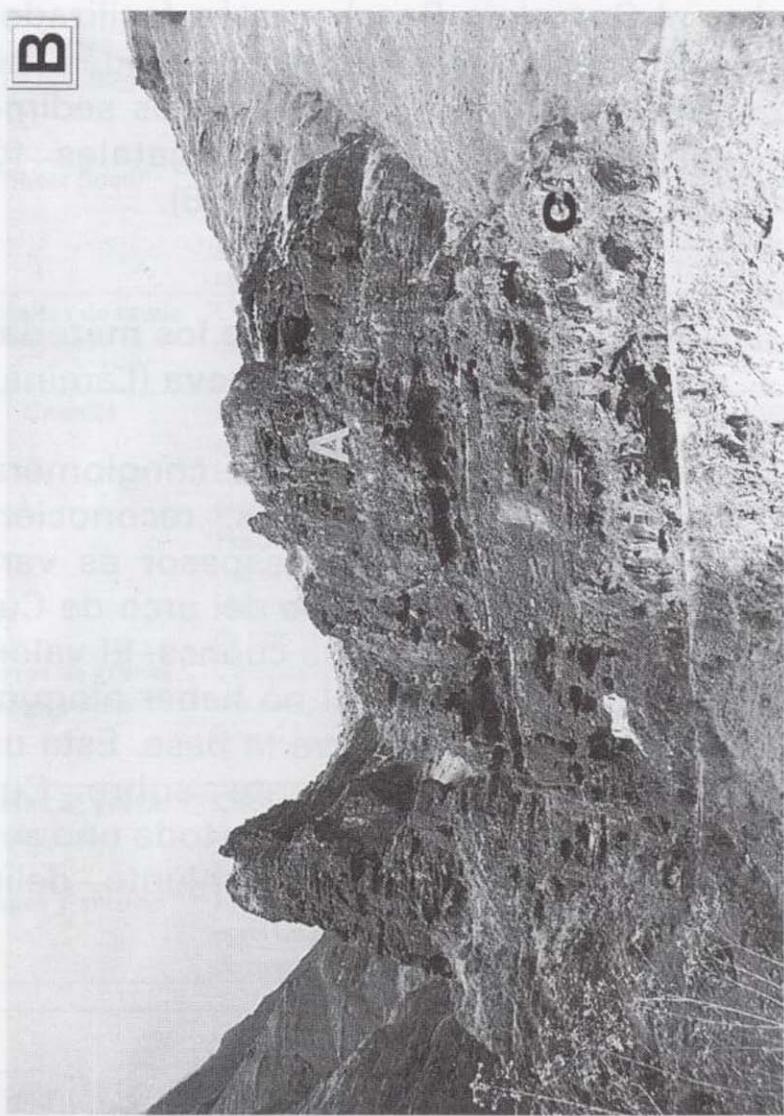
5. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

5.1. Unidad litoestratigráfica de los materiales epiclásticos del barranco de Las Angustias (Lámina 1.A)

Esta unidad está constituida por conglomerados mal seleccionados, con cambios laterales de

Lámina 1.- A, en esta fotografía se puede observar la unidad piroclástica (P) en la base del barranco de Las Angustias y por encima de ella la unidad epoclástica (E); B, aspecto de los conglomerados volcánicos (A) y de una colada (C) de la unidad piroclástica del barranco de Las Angustias; C, detalle de uno de los afloramientos de la unidad epoclástica de la Caldera de Taburiente donde se distinguen las capas de limos y arcillas y capas de litoarenitas (volcarenitas); D, grava de la Ermita de la Virgen del Pino donde se puede ver la unidad epoclástica de la paleocaldera de Cumbre Nueva. Al fondo El Bejenado.





facies frecuentes, que en conjunto tienen unos espesores variables según la zona donde se observen, oscilando de 100 a 300 m. Se encuentra localizada en el barranco de Las Angustias, extendiéndose desde la zona de La Viña hasta la desembocadura de este barranco en el mar. Se apoyan discordantemente sobre las formaciones de El Time, El Bejenado y los depósitos piroclásticos que se describen en el siguiente apartado. Posteriormente la unidad está fosilizada por los volcanes recientes de Los Llanos de Aridane y Argual.

5.2. Unidad litoestratigráfica de los materiales piroclásticos del barranco de Las Angustias (Lámina 1.A y 1.B)

Esta unidad está formada por materiales volcánicos procedentes de una erupción explosiva de un magma alcalino, donde se pueden reconocer materiales aglomeráticos gruesos y coladas de lava, que lateralmente pasan a cineritas muy bien estratificadas. Presentan un espesor variable, que oscila entre 10 m, en la zona próxima a la desembocadura del barranco en el mar, y los 400 m, en las inmediaciones de La Viña-Morro de San Jacinto. Se apoya discordantemente sobre el Complejo Basal, El Time y El Bejenado y está fosilizada por los depósitos sedimentarios epiclásticos descritos anteriormente. Estas dos unidades litoestratigráficas del barranco de Las Angustias están separadas entre sí por una superficie erosiva, que define un paleorrelieve que afecta a los materiales piroclásticos.

5.3. Unidad litoestratigráfica de los materiales epiclásticos de la Caldera de Taburiente (Lámina 1.C)

Esta unidad está formada por conglomerados, limos y arcillas y, en menor proporción, por litoarenitas. Se ha reconstruido a partir de varios afloramientos situados en el interior de la caldera, pero formarían parte de un mismo ambiente de sedimentación como se discutirá más adelante. Se presenta en varios afloramientos o bloques aislados que, en algunos casos, no están en su posición original, debido posiblemente a la erosión de la base y el deslizamiento por la ladera. El espesor de estos bloques es variable, oscilando

entre 5 y 10 m. Se apoyan discordantemente sobre el Complejo Basal y están fosilizados por coluviones recientes, formados después del deslizamiento de esta unidad. En estos sedimentos se han encontrado restos vegetales fósiles (VEGAS, 1998; VEGAS et al., 1998).

5.4. Unidad litoestratigráfica de los materiales epiclásticos de Cumbre Nueva (Lámina 1.D)

Está formada por materiales conglomeráticos mal seleccionados y arcillas, reconociéndose varios tipos de facies. Su espesor es variable, aumentando desde el borde del arco de Cumbre Nueva hacia el centro de la cuenca. El valor total no se ha podido medir, al no haber ningún afloramiento donde se observe la base. Esta unidad se apoya discordantemente sobre Cumbre Nueva, El Bejenado, Corralejo y toda una serie de volcanes recientes que, en conjunto, delimitan esta cuenca de sedimentación.

6. FACIES

6.1. Facies epiclásticas del barranco de Las Angustias

En esta unidad se han podido distinguir facies de tipo "debris flow", "sheet flood", depósitos de tamiz, canales fluviales, barras de gravas laterales, barras de gravas longitudinales y, limos y arcillas (VEGAS, 1998) (Tabla 1).

6.2. Facies piroclásticas del barranco de Las Angustias

Estos materiales tienen un origen directamente relacionado con erupciones volcánicas, donde ha sido posible distinguir facies de mantos de brechas piroclásticas, conglomerados volcánicos y, por último, oleadas piroclásticas (VEGAS, 1998) (Tabla 2).

6.3. Facies epiclásticas de la Caldera de Taburiente

En el interior de la Caldera de Taburiente hay un número variado de facies sedimentarias, que ocupan posiciones distintas dentro de ella y que,

Facies	Descripción	Texturas y estructuras sedimentarias	Espesor (m)	Interpretación
"Debris flow"	Cuerpos tabulares de paraconglomerados, sin capacidad erosiva.	Grandes bloques granosportados. Subangulosos a subredondeados.	1-2	"Debris flow". Alta viscosidad y densidad. Zona proximal de "fan delta" subáereo.
"Sheet flood"	Cuerpos tabulares de conglomerados y gravas, con gran extensión lateral y base erosiva.	Laminación paralela, estratificación cruzada planar. Clastos subredondeados.	0,7-0,3	Flujos acuosos densos, muy energéticos. Zona subáerea del "fan delta".
Depósitos de tamiz (sieve)	Cuerpos lobulados de bloques y gravas sin matriz.	Cantos imbricados. Clastos subangulosos a subredondeados	0,2	Depósitos con carga de sedimentos pobre en material fino, infiltración rápida del flujo acuoso.
Canales	Cuerpos de gravas con geometría de canal, de base cóncava y techo plano. Base erosiva con "lag" de cantos. Puede haber canales principales, canales secundarios simples y amalgamados y, de tipo "ribbon".	Estratificación cruzada planar y de surco. Cantos imbricados. Clastos subangulosos a subredondeados. Granoclasiación positiva.	3 0,8-0,4	Medio de múltiples canales que funciona durante las épocas de avenida, con alto régimen de flujo. Corrientes acuosas efimeras y muy energéticas. Zona media del "fan delta" subáereo.
Barras de gravas longitudinales	Cuerpos lenticulares de gravas con poca extensión lateral.	Cantos imbricados. Núcleo masivo de gravas a partir del cual se forman caras de avalancha mal definidas. Clastos subredondeados. Granosportados.	1-0,5	Acumulación de formas del lecho en épocas de alto régimen de flujo. Asociadas a facies de canal. Zona subáerea del "fan delta".
Barras de gravas laterales	Cuerpos de gravas con morfología lenticular y sigmoidal.	Estratificación cruzada planar. Caras de avalancha y de acreción lateral mal definidas. Clastos subredondeados. Granosportados.	0,8	Barras laterales adosadas a los márgenes del canal. Zona subáerea del "fan delta".
Limos y arcillas	Limos y arcillas de color ocre, dispuestos en cuerpos de poca continuidad lateral.	Laminación paralela.	2-0,1	Zonas de sombra entre barras, zonas inundadas durante las épocas de avenida. Zona subáerea del "fan delta".

Tabla 1. - Facies epiclásticas del barranco de Las Angustias.

además, aparecen como afloramientos dispersos. Esto es debido a la enorme tasa de erosión que se ha producido desde su sedimentación hasta la actualidad. El tipo de facies presentes son limos y arcillas, capas de turbiditas y "debris flow" (VEGAS, 1998) (Tabla 3).

6.4. Facies epiclásticas de Cumbre Nueva

En esta unidad aparecen facies de tipo "debris flow", canales fluviales, turbiditas y canales turbidíticos (VEGAS, 1998) (tabla 4).

7. ASOCIACIONES DE FACIES, DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

7.1. Asociaciones de facies de los depósitos epiclásticos del barranco de Las Angustias (Fig. 2)

7.1.1. "Debris flows"

Está formada por capas de paraconglomerados matrizsoportados. Se encuentran rellenando anti-

guos canales, pero no tienen capacidad erosiva. Son flujos de alta densidad y alta viscosidad, producidos por descargas de alta energía en las zonas proximales del sistema deposicional.

7.1.2. "Debris flows" y "sheet floods"

Esta asociación es la más frecuente de todas, predomina en todas las zonas próximas y medias del sistema deposicional. Está formada por capas de "sheet flood", intercaladas con capas de "debris flow", producidas en situaciones de alta energía, con flujos muy energéticos no canalizados.

7.1.3. "Sheet floods" y canales

Se encuentran niveles de "sheet flood", con desarrollo de cuerpos canalizados a techo de algunos de ellos. Estos canales implican un cambio en el régimen de flujo, pasando de una sedimentación en épocas de avenida con alta energía ("sheet flood"), a una sedimentación en canales al disminuir la energía y concentrarse el flujo

Facies	Descripción	Estructura y composición	Espesor (m)	Interpretación
Mantos de brechas piroclásticas	Brechas piroclásticas con fragmentos de distinto origen (juveniles, cognatos, accidentales) soldados por una matriz volcánica vítreas.	Masivos, caóticos. En ocasiones son matrizsoportados. Los fragmentos líticos son de naturaleza basáltica y traquibasáltica.	8	Episodios volcánicos explosivos de alta energía y turbulentos. Próximos al punto de emisión.
Aglomerados volcánicos	Capas de aglomerados volcánicos con geometría tabular, formados por distintos fragmentos (juveniles, cognatos, accidentales) soldados por una matriz volcánica vítreas.	Masivos o con cierta gradación, tanto negativa como positiva. Los fragmentos líticos están subredondeados y son de naturaleza basáltica y traquibasáltica.	1-0,4	Episodios volcánicos explosivos. La presencia de formas canalizadas en algunos aglomerados sugiere la existencia de un cierto transporte y removilización epoclástica puede indicar el final de cada pulso eruptivo. Zona intermedia de la erupción.
Oleadas piroclásticas	Capas tabulares de cineritas de color rosado y marrón, con un tamaño de grano <2 mm. A veces aparecen canales de conglomerados epoclásticos intercalados en estas facies.	Estructuras tipo A ₁ , A ₂ , B, E, D (Allen, 1985). "Sand wave" piroclástica, laminación paralela piroclástica (Ricci Lucchi, 1986). Aspecto fantasmal. Fragmentos líticos. Cristales rotos y fragmentos basálticos dispersos en una matriz volcánica vítreas. Nódulos carbonatados. Tubos de escape de gases.	0,6-0,15	Material más fino originado en episodios volcánicos explosivos. Son capaces de alcanzar las zonas más distales del punto de emisión.

Tabla 2.- Facies piroclásticas del barranco de Las Angustias.

Facies	Descripción	Textura y estructuras sedimentarias	Espesor (m)	Interpretación
Limos y arcillas	Alternancias rítmicas de limos y arcillas de color crema, ocre y naranja, con gran continuidad lateral. Fósiles de vegetales "in situ".	Laminación paralela, masivas. Estructuras de escape de fluidos.	1-0,2	Depósitos formados por decantación en un medio de baja energía, de tipo lacustre.
Capas de turbiditas	A. Niveles de paraconglomerados con base y techo planos. B. Cuerpos de arenas medianas y finas, con morfología tabular. C. Arenas muy finas. D. Limos y arcillas de color crema. E. Arcillas de color crema. Restos vegetales fósiles.	Caótico, masivo. La secuencia es granodecresiente, predominando los términos D y E. En general el tamaño de grano es menor que el tamaño de los episodios turbidíticos descritos para las facies de Cumbre Nueva.	0,4-0,3	Unidad A de la secuencia de Bouma. Flujos de alta densidad. Unidad B de la secuencia de Bouma. Unidad C de la secuencia de Bouma. Últimos estadios de alta energía de los episodios turbidíticos. Unidad D de la secuencia de Bouma. Unidad E de la secuencia de Bouma.
	Masivas, estructuras de escamas de fluidos.			

Tabla 3.- Facies epoclásticas de la Caldera de Taburiente.

acuoso. Este tipo de asociación se encuentra en la zona media de este sistema sedimentario.

7.1.4. "Sheet flood" y depósitos de tamiz

Corresponden a depósitos muy energéticos, "sheet flood", con carga de material grueso, donde en algún momento se producen infiltraciones rápidas de todo el flujo acuoso, quedando niveles de conglomerados sin nada de matriz entre niveles de "sheet flood". Esta asociación

aparece en zonas proximales del sistema deposicional.

7.1.5. Barras de gravas y canales

Esta asociación es la predominante en la zona media, y dentro de ésta en su parte más distal. Un buen ejemplo de esta distribución es la que encontramos en el barranco de El Salto, donde aparecen relacionados cuerpos conglomeráticos de las barras de gravas, tanto longitudinales

Facies	Descripción	Textura y estructuras sedimentarias	Espesor (m)	Interpretación
"Debris flow"	Cuerpos tabulares de paraconglomerados, poca continuidad lateral. Sin base erosiva. En ocasiones rellenan canales.	Caótico, bloques subangulosos, matrizsoportados.	0,7	Debris flow de zonas proximales del "fan delta" lacustre de Cumbre Nueva. Pueden llegar al centro de la cuenca.
Canales de conglomerados	Conglomerados con base erosiva cóncava y techo ondulado.	Clastos imbricados. Caras de avalancha mal definidas. Granosoportados. Granoclasicación positiva	0,5-0,7	Relleno de canales en los ápices y en la zona subárea del "fan delta" lacustre. Asociados a facies de debris flow.
Turbiditas	A. Conglomerados con base erosiva y techo plano. B. Niveles de gravas.	Clastos subangulosos a subredondeados. Laminación paralela de alto régimen de flujo. Granosoportadas.		Unidad A de la secuencia de Bouma. Corrientes turbidíticas de alta densidad, zona del frente deltaico y prodelta.
	C. Arenas gruesas y gravas.	Ripples. Laminación cruzada planar. Capas muy delgadas. Granosoportada. Granoclasicación positiva.	0,4-0,6	Unidad B de la secuencia de Bouma. Frente deltaico y prodelta.
	D. Capas de limos y arcillas.	Laminación paralela de bajo régimen de flujo.		Unidad C de la secuencia de Bouma. Últimos estadios de alta energía de la corriente turbidítica. Prodelta.
	E. Arcillas de color marrón. Restos de maderas carbonizadas	Masiva.		Unidad D de la secuencia de Bouma. Prodelta
Canales turbidíticos	Arenas y gravas dispuestas en cuerpos con base cóncava y techo plano.	Estratificación cruzada planar. Alineaciones de cantos. Rellenos multiepisódicos. Clastos granosoportados. Granoclasicación positiva.	0,3	Rellenos de canales turbidíticos en el interior de la cuenca. Los rellenos multiepisódicos corresponden a distintos pulsos del flujo.

Tabla 4.- Facies epoclásticas de la paleocaldera de Cumbre Nueva.

como laterales, con facies de canales. El aspecto que muestran en conjunto son cuerpos amalgamados de canales y barras, que funcionarían en épocas de avenida con flujos acuosos canalizados, típicos de la zona media del sistema deposicional.

donde la energía del medio sedimentario es muy baja o prácticamente inexistente. Se depositarían al término de cada época de avenida, en las zonas medias de este sistema.

7.2. Asociaciones de facies de los depósitos piroclásticos del barranco de Las Angustias (Fig. 3)

7.2.1. Brechas piroclásticas

En esta asociación aparece una alternancia de "sheet floods", cortados por un canal de mayor entidad que los descritos en el apartado anterior. Esta facies correspondería al desarrollo de un canal principal sobre la zona media del sistema deposicional, que es capaz de erosionar a los materiales de avenidas anteriores.

7.1.7. Barras de gravas, canales y arcillas de zonas inundadas

Esta asociación es similar a la descrita en el punto 5 pero, en este caso, además aparecen depósitos de limos y arcillas, correspondientes a las zonas de sombra de las barras y al techo de las secuencias de relleno de los canales. Este registro de materiales finos indica momentos

que estamos en una de las zonas más cercanas al punto de emisión, cuya posición es difícil de situar al estar toda la zona muy modificada por derrumbes de las laderas y por la erosión en general. Los datos de campo indican que el punto principal de la emisión estaría en la oquedad calderiforme de La Viña-Los Grietones. En esta zona hay grandes planchas de brechas piroclásticas que buzan con gran pendiente hacia el suroeste,

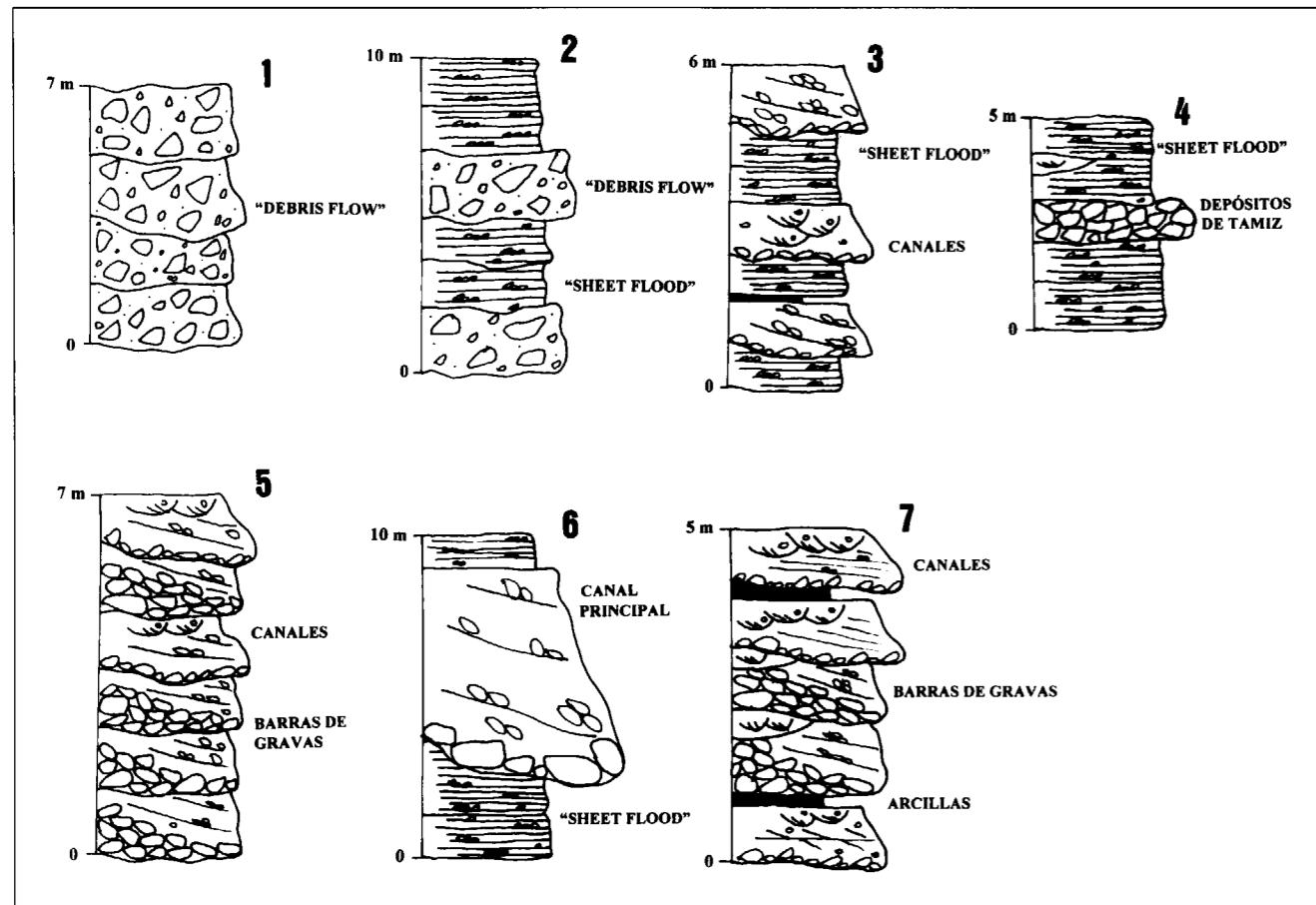


Fig. 2.- Asociaciones de facies epoclásticas del barranco de Las Angustias: 1, "debris flow"; 2, "debris flow" y "sheet flood"; 3, "sheet flood" y canales; 4, "sheet flood" y depósitos de tamiz ("sieve"); 5, canales y barras de gravas; 6, canal principal y "sheet flood"; 7, canales, barras de gravas y arcillas.

y un conjunto de diques localizados en Los Grietones, que podrían representar las chimeneas de salida de esta emisión.

7.2.2. Aglomerados volcánicos explosivos y coladas

Esta asociación es la que alcanza un mayor desarrollo en el ámbito piroclástico del barranco de Las Angustias. Está formada por capas continuas de aglomerados volcánicos con varias coladas de lava intercaladas. Se encuentra localizada en zonas próximas al punto de emisión y las coladas de lava representarían episodios efusivos de la erupción. Los aglomerados volcánicos corresponderían a distintos pulsos explosivos de energía más alta.

7.2.3. Aglomerados volcánicos

Es una repetición monótona de las facies de capas de aglomerados volcánicos. Se encuentran localizados en las zonas próximas de la erupción volcánica explosiva.

7.2.4. Aglomerados volcánicos y oleadas piroclásticas

En esta asociación encontramos capas de aglomerados volcánicos, que hemos definido como la facies típica de la zona proximal, intercaladas con capas de cineritas de las oleadas piroclásticas. Estas oleadas piroclásticas corresponden al material volcánico de tamaño de grano más fino producido durante la erupción, que es capaz de

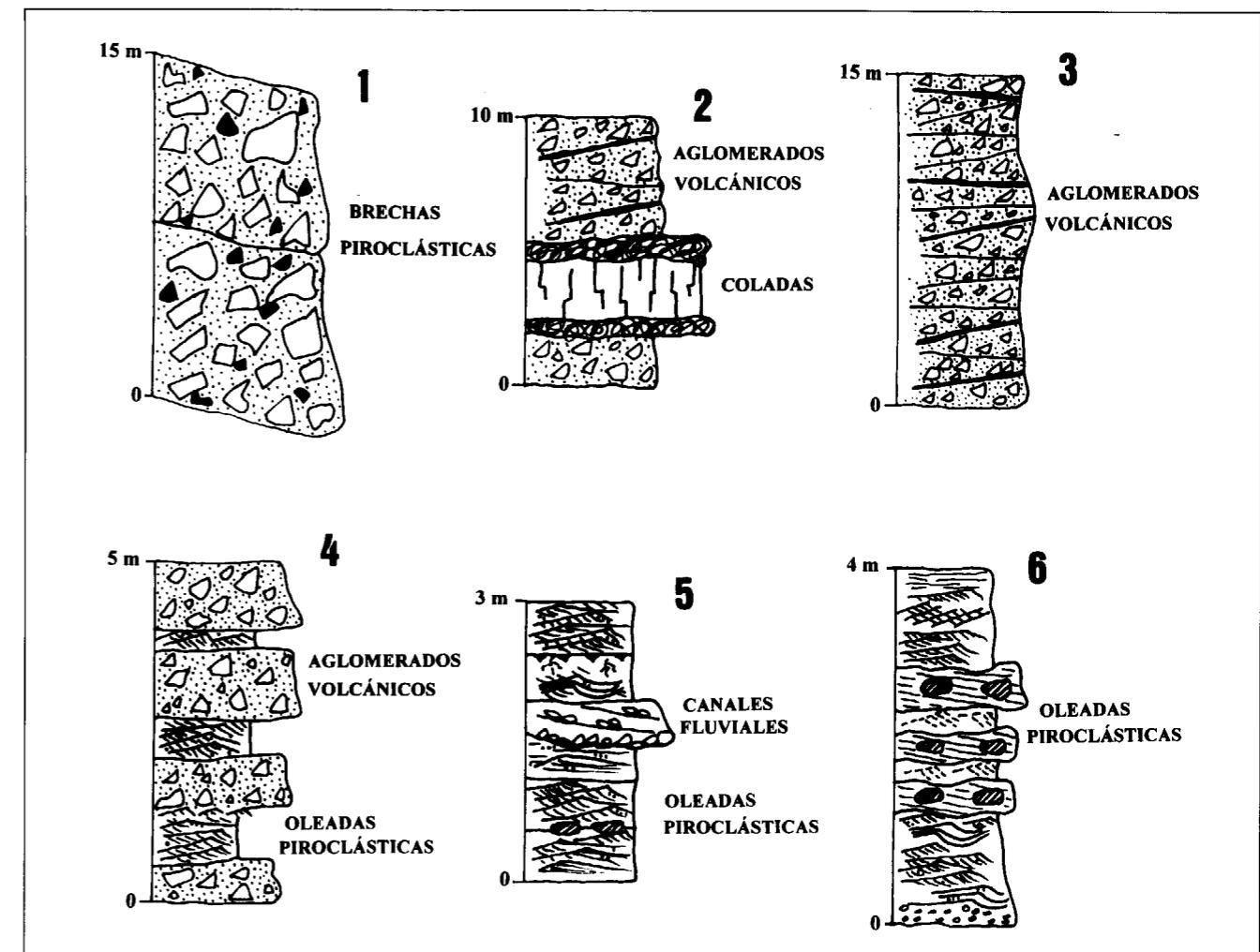


Fig. 3.- Asociaciones de facies piroclásticas del barranco de Las Angustias: 1, brechas piroclásticas; 2, aglomerados volcánicos y coladas; 3, aglomerados volcánicos; 4, aglomerados volcánicos y oleadas piroclásticas; 5, oleadas piroclásticas y canales fluviales epoclásticos; 6, oleadas piroclásticas.

alcanzar las zonas más alejadas del punto de emisión. Al encontrarlos asociados a los aglomerados volcánicos estaríamos en la zona donde se produce el cambio lateral de facies, denominando a la región que comprende a esta asociación como la zona media del sistema deposicional volcánico.

7.2.5. Oleadas piroclásticas y canales fluviales epoclásticos

Esta asociación, donde predominan las capas cineríticas de las oleadas piroclásticas, indicaría que estamos en una zona más alejada del cráter,

denominada como zona distal. La asociación con canales fluviales, típicamente sedimentarios, situados a techo de algunas de las capas de cineritas, indicaría períodos de interrupción en la erupción, durante los cuales se retocan los depósitos piroclásticos por concentraciones de flujos acuosos canalizados, que posiblemente procederían de aguas de escorrentía superficial.

7.2.6. Oleadas piroclásticas

Capas de cineritas, que corresponden a las facies típicas de las zonas distales de la erupción. Contienen un gran número de estructuras depo-

Geometría	Tamaño	Descripción	Clasificación	Interpretación
	25 a 3 cm.	Límites de sets ondulados. Interiormente muestran una laminación inclinada.	B (Allen, 1985).	Estructura de formas progresivas. Oleadas relativamente secas y calientes. Allen, 1985.
	15 a 10 cm.	Láminas en zig zag.	A ₁ (Allen, 1985).	Estructura de formas progresivas. Oleadas relativamente secas y calientes. Allen, 1985.
	30 a 20 cm.	Láminas de agradación convexa.	A ₂ (Allen, 1985).	Estructura de formas progresivas. Oleadas relativamente secas y calientes. Allen, 1985.
	20 cm.	Límites de los sets con morfología sigmoidal.	D (Allen, 1985).	Estructura de formas regresivas. Oleadas relativamente húmedas y frías. Allen, 1985.
	25 cm.	Sets con laminación interior inclinada.	E (Allen, 1985).	Estructuras de formas regresivas. Oleadas relativamente húmedas y frías. Allen, 1985.
	40 a 30 cm.	Sets con laminación interior de muy bajo ángulo.	"Sand wave" piroclástica, "estilo surge". (Ricci Lucchi, 1986).	Formas tractivas del fondo, en flujos de baja densidad. Ricci Lucchi, 1986.
	25 a 3 cm.	Laminación paralela, en ocasiones difusa.	Laminación paralela piroclástica. (Ricci Lucchi, 1986).	Depositadas al disminuir la turbulencia de la oleada. Ricci Lucchi, 1986.
	15 cm.	Sets ascendentes	¿A ₁ de Allen, 1985?	Similares a formas de tipo "climbing ripples".
	120 a 20 cm.	Rellenos de canal con secciones en forma de U. Láminas de avalancha.	Barras.	Estructura producida por corrientes de agua, llenando canales lateral o longitudinalmente.

Tabla 5.- Principales estructuras deposicionales de las oleadas piroclásticas del barranco de Las Angustias.

sicionales (Tabla 5), algunas de ellas con un aspecto fantasmal muy característico de este tipo de depósitos, similares a algunas de las formas descritas por ALLEN (1985) y RICCI LUCCHI et al., (1986). También se pueden encontrar tubos de escape de gases y estructuras que se pueden atribuir a lapilli acrecionario.

7.3. Asociaciones de facies epiclásticas de la paleocaldera de Cumbre Nueva (Fig. 4)

7.3.1. Brechas y conglomerados

Esta asociación está formada por conglomerados y brechas de grandes bloques, caóticos y muy mal seleccionados, que están dispuestos en cuerpos canalizados erosivos. Representan la zona proximal del barranco por el que anteriormente

desaguaba la Caldera de Taburiente, pero que hoy en día queda como un valle colgado: el barranco de El Riachuelo.

7.3.2. "Debris flow"

Encontramos depósitos tipo "debris flow" en la zona proximal del abanico aluvial de la Ermita de la Virgen del Pino. Son cuerpos de paraconglomerados, matrizsoportados, mal seleccionados y sin capacidad erosiva. Estos cuerpos se depositan en condiciones muy energéticas durante períodos de tiempo muy cortos.

7.3.3. Turbiditas: unidades A y E

Hay una alternancia rítmica de la unidad A y E de

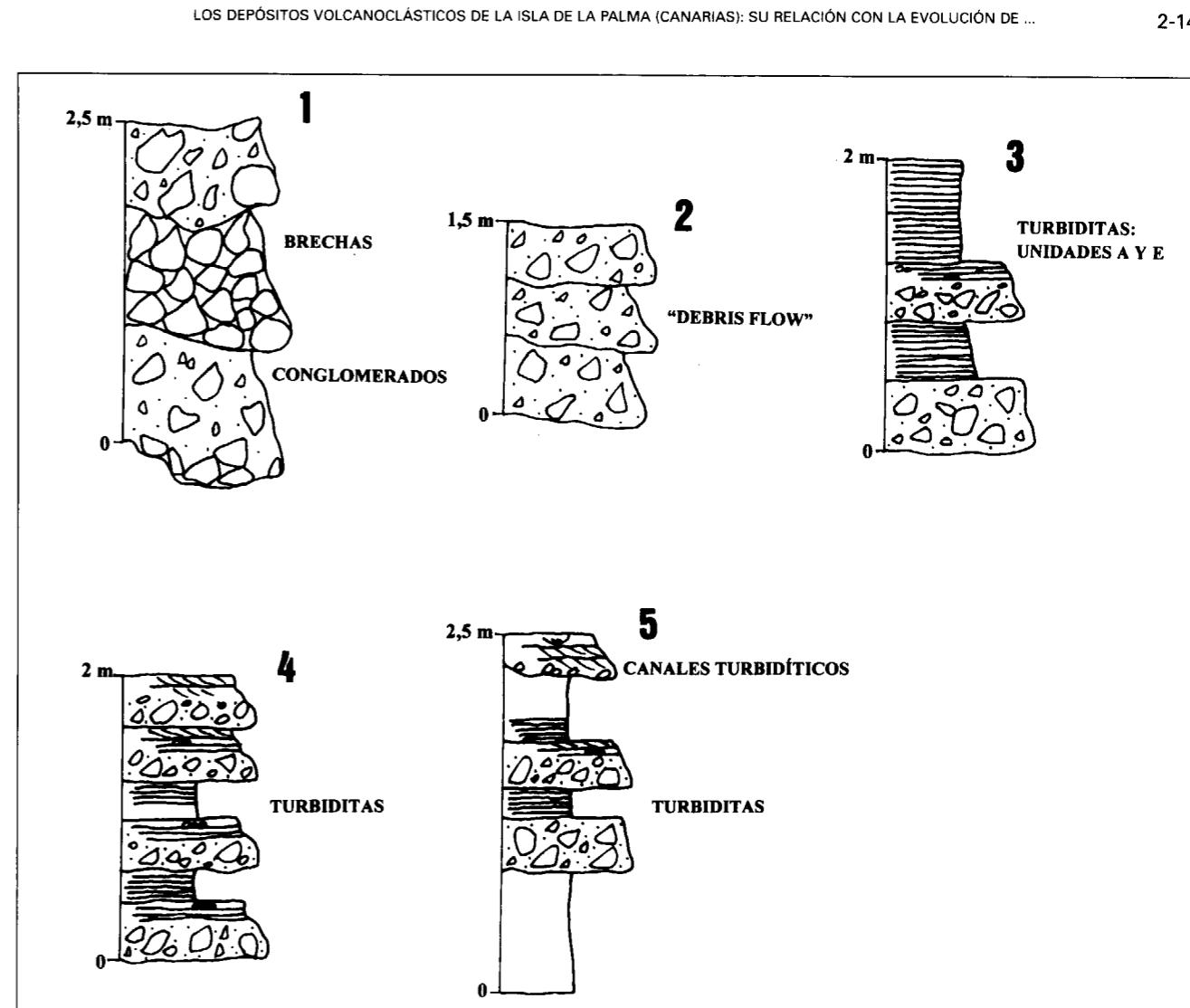


Fig. 4.- Asociaciones de facies epiclásticas de la paleocaldera de Cumbre Nueva: 1, brechas y conglomerados; 2, "debris flow"; 3, turbiditas: unidades A y E; 4, turbiditas; 5, turbiditas y canales turbidíticos.

las facies de capas turbidíticas. La primera de ellas corresponde al episodio de más energía, A, que aparece junto a las capas de arcillas de la unidad E. Esta unidad se produce al cesar la energía del flujo turbidítico, cuando se pasa a una sedimentación por decantación del material más fino que lleva en suspensión.

7.3.4. Turbiditas

Podemos encontrar esta asociación en todos los cortes de las canteras de la zona, donde aparecen

capas con la secuencia de Bouma completa, aunque los términos que alcanzan un mayor desarrollo son A, B y E; este último, formado por arcillas masivas o con laminación paralela, no muestra señales de bioturbación, ni de exposición subaérea. Por ello, el depósito se produce, probablemente, en un medio acuoso, con lámina de agua durante el tiempo que dura la sedimentación de todos los materiales epiclásticos de la paleocaldera de Cumbre Nueva.

La aparición de esta asociación dentro de un ambiente lacustre está favorecida, en primer

lugar, por una alta pendiente deposicional, relacionada con el escarpe de Cumbre Nueva y el barranco de El Riachuelo; y, por otro lado, a la gran cantidad de material que se genera y que es capaz de alcanzar el ambiente lacustre. La aparición de la secuencia de Bouma completa nos indicaría que estamos en la zona media del flujo turbidítico.

7.3.5. Turbiditas y canales turbidíticos

Esta asociación también se encuentra en los cortes de las canteras de la zona, donde están relacionadas capas de turbiditas, que pueden no estar completas, con rellenos de canales de poco espesor, con un carácter multiepisódico. Este tipo de relleno nos señalaría distintos pulsos del flujo turbidítico, que pudo canalizarse en algunas ocasiones, dentro de este ambiente lacustre.

8. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES

8.1. Interpretación de las asociaciones de facies de los depósitos epoclásticos del barranco de Las Angustias

Estudiando el conjunto de características que definen a los materiales sedimentarios epoclásticos de Las Angustias, sobre todo su litología, predominantemente conglomerática, los tipos de facies y sus asociaciones, y el ámbito regional donde se encuentran, podemos definir que estos depósitos son típicos de un ambiente de sedimentación tipo "fan delta", HOLMES (1965) y McGOWEN (1970), WESCOTT y ETHRIDGE (1990). Las condiciones necesarias para la formación de los "fan deltas" son un alto relieve de las áreas madres cercanas a la línea de costa y un gran aporte de material dentro de una cuenca. Estos criterios, junto a la aparición de materiales de grano grueso, que predominan en estos depósitos, y la morfología de abanico que presentan, permiten designar este tipo de ambiente de sedimentación.

La zona del "fan delta" que se puede observar en los afloramientos corresponde a la zona del "fan delta" subaéreo, que en realidad es la porción más pequeña del depósito, donde aparecen sedi-

mentos fluviales tipo "debris flow", "sheet flood", depósitos de tamiz y canales. Por ello, se puede decir que es un "fan delta" caracterizado por descargas fluviales efímeras y muy energéticas, producidas por precipitaciones estacionales en un clima templado. Estos procesos se han definido en abanicos actuales de Virginia (KOCHEL y JOHNSON, 1984) y en Nueva Zelanda (PIERSON, 1980), (citados en WESCOTT y ETHRIDGE, 1990). En cambio, no ha quedado ningún registro sedimentario que pudiera corresponder con la zona de transición, donde se encontrarían depósitos influenciados por el oleaje. Esto puede deberse, en gran parte, a los procesos erosivos ya que este "fan delta", en la actualidad, permanece inactivo al quedar fosilizado por las coladas de los volcanes recientes de los Llanos de Aridane y de Argual, formándose un acantilado en la línea de la costa.

Lo mismo ocurre con los materiales que se sedimentaron en el mar ("fan delta" submarino), para los cuales no hay ningún registro de ellos que pueda observarse en el campo. En realidad, esta es la zona que está peor estudiada y que menos se conoce del sistema deposicional (WESCOTT y ETHRIDGE, 1990), ya que se forman en áreas que son tectónicamente activas, donde las características estructurales del margen de la cuenca juegan un papel muy importante en la formación y distribución de las facies.

El modelo de sedimentación que define mejor al "fan delta" de Las Angustias es el denominado "modelo de pendiente", según la clasificación que WESCOTT y ETHRIDGE (1990) realizan para estos ambientes. Este "fan delta" progradaría desde el borde de la isla oceánica y llegaría al ambiente marino a través de una ruptura de pendiente muy brusca (talud), pasando desde el nivel del mar, a grandes profundidades (casi 4.000 m), en pocos kilómetros de distancia, desarrollando una zona intermareal muy restringida. Por ello, este "fan delta" sería semejante al modelo de tipo A, definido por estos autores (Fig. 5).

8.2. Interpretación de las asociaciones de facies piroclásticas del barranco de Las Angustias

Las asociaciones de facies de estos materiales proceden de erupciones volcánicas explosivas,

ciones ya fueron descritas durante una erupción en Islandia en 1973, que produjo explosiones hidrovolcánicas locales (COLGATE y SIGURGEIRSSON, 1973; citado en CAS y WRIGHT, 1987). Como consecuencia de estas explosiones se produce una fragmentación de la lava, que genera unos materiales de características similares a los derivados de explosiones freatomagnéticas, con unos depósitos formados por una mezcla de fragmentos gruesos y de cineritas, depositados mediante flujos húmedos y templados, similares a los que producen las oleadas piroclásticas.

8.3. Interpretación de las asociaciones de facies de los depósitos epoclásticos de Cumbre Nueva

El espacio de acomodación que existía en el momento de producirse la sedimentación de estos materiales era una pequeña cuenca, limitada por el arco de Cumbre Nueva, El Bejenado y toda una seriación de pequeños conos volcánicos. Esta depresión, en la que se originó un lago, recogió todo el aporte fluvial que provenía de estadios anteriores de la Caldera de Taburiente, a través del barranco de El Riachuelo, así como el aporte procedente de las laderas de Cumbre Nueva. Durante este período la Caldera de Taburiente se comunicaba con la paleocaldera de Cumbre Nueva. La formación de este tipo de barrancos en calderas volcánicas es frecuente, como ocurre en el caso de la caldera del volcán Changbai-shan en Manchuria (CHENGLIANG y YONGHUA, 1996), donde el lago interior de esta caldera desagua por un barranco morfológicamente igual al del Riachuelo.

Al pie del escarpe de Cumbre Nueva se encuentra un depósito formado por todo el material procedente de la erosión de estas laderas, que presenta una morfología de abanico. Está constituido por unos materiales detriticos gruesos, mal seleccionados, asimilables a los depósitos de un abanico aluvial. Dado que este abanico progradaría dentro del lago descrito anteriormente, se puede afirmar que es un ambiente de sedimentación tipo "fan delta" lacustre GILBERT (1980), WESCOTT y ETHRIDGE (1990). Estos "fan deltas" son muy comunes en los márgenes de lagos de zonas montañosas.

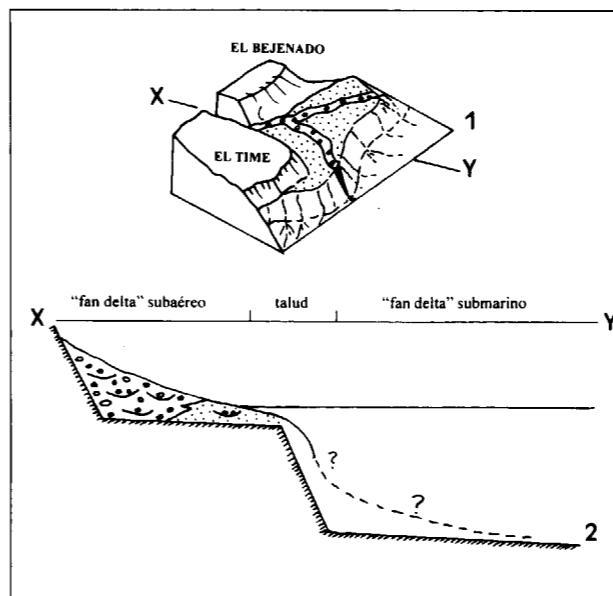


Fig. 5.- "Modelo de pendiente" para el "fan delta" del barranco de Las Angustias, según la clasificación de WESCOTT y ETHRIDGE (1990). 1, bloque diagrama; 2, corte esquemático.

derivadas de un magma de carácter basáltico, puesto que las coladas lávicas que aparecen intercaladas así como la mayoría de los fragmentos que se encuentran en los aglomerados volcánicos son de naturaleza basáltica y traquibasáltica (VEGAS, 1998).

La posición geográfica que ocupaban estos materiales durante la erupción era la zona de Los Grietones-La Viña, donde, cercano a él, se situaría el punto principal de la erupción. En este punto hay una gran acumulación de brechas volcánicas explosivas, que lateralmente pasan a las facies de aglomerados volcánicos y coladas intercaladas. Este volcán, hoy desaparecido por la acción de la erosión, que hemos denominado como volcán de La Viña, estaría muy próximo a la línea de costa, puesto que en aquella época no estarían formados ni los materiales sedimentarios del "fan delta" de Las Angustias ni los volcanes de Los Llanos-Argual, quedando esta zona como una pequeña bahía. Esta situación favorece que los flujos de lava calientes, al penetrar en un cuerpo de agua, produzcan explosiones locales, como consecuencia de la diferencia térmica entre el material volcánico y la masa de agua, produciéndose una expansión muy rápida. Estas condi-

La zona subaérea del "fan delta" corresponde a los materiales situados en los alrededores de la Ermita de La Virgen del Pino, que en realidad es la parte más pequeña del abanico, donde aparecen "debris flows" y canales, que se producen por descargas fluviales efímeras. La zona de transición entre la parte subaérea y la submarina corresponde al frente deltaico, con una pendiente deposicional suave, donde se desarrollarían "foreset" de gravas. Estos depósitos no han podido ser identificados sobre el terreno, dado la escasez de afloramientos. La pendiente deposicional es mucho menor que en el caso del "fan delta" de Las Angustias. En el frente deltaico se producen fenómenos de transporte en masa conglomeráticos, favorecidos por la tasa de sedimentación de la zona, que incrementaría la presión del agua contenida en los poros de los sedimentos, generando corrientes de turbidez que se incorporan al prodelta, donde la asociación de facies predominantes está formada por las unidades A y E de la secuencia de Bouma. En este ambiente se encuentran capas delgadas de "debris flow" que, en algunas ocasiones, pueden llenar canales en la zona de ruptura de pendiente. Ésta no debería ser muy acusada, pues no se encuentran fenómenos de "slumping" (WESCOTT y ETHRIDGE, 1990). Hacia el centro de esta cuenca se concentran los mayores espesores de las capas de arcillas, que también son típicas de las partes distales del prodelta.

El modelo de sedimentación que más se asemeja a este "fan delta" es el denominado "modelo Tipo-Gilbert" por WESCOTT Y ETHRIDGE, (1990), con una secuencia de "fan delta" que progresa desde el escarpe de Cumbre Nueva hasta llegar al ambiente lacustre (Fig. 6).

8.4. Interpretación de las facies de los depósitos sedimentarios de la Caldera de Taburiente

En el interior, por el momento, sólo se han podido estudiar en detalle una serie de pequeños afloramientos. Dado el tipo de facies presentes, donde dominan las facies de arcillas formadas por decantación y los restos vegetales fósiles que contienen (VEGAS et al., 1998), el ambiente de sedimentación definido para el interior de la caldera fue de tipo lacustre. No se puede precisar la extensión que alcanzaría este ambiente, pues

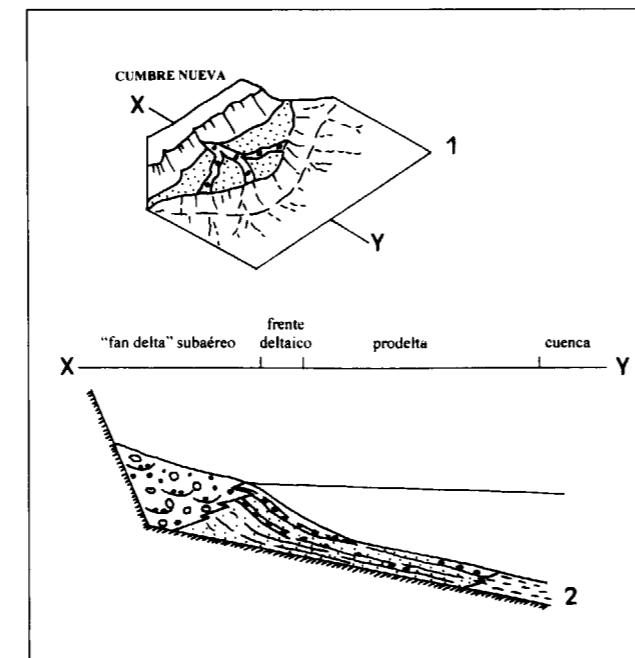


Fig. 6.- "Modelo Tipo-Gilbert" para el "fan delta" lacustre de la paleocaldera de Cumbre Nueva, según la clasificación de WESCOTT y ETHRIDGE (1990). 1, bloque diagrama; 2, corte esquemático.

gran parte de los afloramientos están erosionados. El desarrollo de este paleolago, o en su caso el conjunto de pequeñas lagunas interiores, indicaría que durante algún tiempo la caldera, o parte de ella, permaneció cerrada recibiendo un aporte de agua desde el borde del circo. La época de sedimentación debió de ser en el Plioceno, según la edad que reflejan los restos vegetales fósiles y el estudio de los palinomorfos presentes en esta unidad (VEGAS et al., 1998; ÁLVAREZ-RAMIS et al., en prensa).

9. CRONOESTRATIGRAFÍA

9.1. Introducción

Por el método K-Ar se han datado dos coladas volcánicas, intercaladas en la base y el techo en los conglomerados volcánicos del barranco de Las Angustias. Por el método del ^{14}C se han datado los restos de madera carbonizada (pirofuxinita), contenidos en los sedimentos del barranco de Las Angustias y de la paleocaldera de Cumbre Nueva.

Como complemento de estos datos se ha realizado una revisión exhaustiva de los trabajos de los autores que han aportado edades radiométricas por el método K-Ar referentes a la zona de estudio: ABDEL MONEM et al., (1972); FERAUD, (1981); STAUDIGEL et al., (1986) y ANCOCHEA et al., (1994). Muchos de los datos de estos autores tienen interés para datar los grandes ciclos o unidades volcánicas de la isla, aunque algunos de ellos no resuelven los problemas geológicos concretos de los materiales de este trabajo (VEGAS, 1998).

9.2. Medidas radiométricas

En la Tabla 6 se detallan las edades obtenidas por el método K-Ar de la unidad piroclástica de Las Angustias. Estos valores corresponden al volcán que se ha denominado de La Viña y que en la actualidad está destruido en gran parte por la erosión. Las señales que tenemos de su existencia son: la presencia de los materiales piroclásticos (aglomerados volcánicos y coladas); los diques que hay en la zona de Los Grietones, que pudieron ser la raíz de la erupción, y la morfología calderiforme que queda en esa zona.

Las edades de los sedimentos epiclásticos del barranco de Las Angustias y de la paleocaldera de Cumbre Nueva se han estimado a partir de las dataciones por el método del ^{14}C (Tabla 7) en restos de pirofuxinita, que contenían algunos de los niveles arcillosos. En estas unidades, por el momento, no se han encontrado restos fósiles en los sedimentos que pudieran contribuir a su datación.

9.3. Secuencia volcanoestratigráfica

9.3.1. Unidad piroclástica del barranco de Las Angustias: Volcán de la Viña

Como ha quedado reflejado anteriormente, se han realizado dos dataciones K-Ar en roca total de las coladas intercaladas en esta unidad. Una de ellas está situada en la pared sur del barranco, en la zona de La Viña, que corresponde con la colada más baja de este episodio, obteniendo una edad de 0,4 Ma. La segunda muestra es de una colada de la pared norte del barranco, situada casi a techo de la unidad, de la que se ha obtenido una edad de 0,2 Ma.

Las edades obtenidas comprenden un intervalo temporal de error bastante grande (Tabla 6) debido, en gran parte, a que están muy cerca del límite del método K-Ar. A efectos prácticos se pueden considerar aceptables, fundamentalmente, ya que la secuencia volcanoestratigráfica observada en el campo es la misma que la obtenida por los datos de las dataciones radiométricas: *El Time* → *El Bejenado* → *unidad piroclástica de Las Angustias* → *unidad epiclástica de Las Angustias* → *volcanes subhistóricos de los Llanos-Argual*.

9.3.2. Unidad epiclástica del barranco de Las Angustias: "fan delta"

Después del período eruptivo assignable al Volcán de la Viña entramos en una etapa dominada, fundamentalmente, por procesos erosivos y de sedimentación en esta región de la isla. Para una

Nº MUESTRA	MATERIAL ANALIZADO	K%	$^{40}\text{Ar}\%$	EDAD ISOTÓPICA (Ma)	LOCALIZACIÓN
45-3A-P	Roca total	3,09 3,09	5,4 5,3	0,2±0,1	Pared Norte del barranco, colada a techo al depósito piroclástico. Lat: 28° 40' 11'' Long: 14° 13' 52''
45-5A-P	Roca total	0,84 0,84	6,1 5,5	0,4±0,2	Pared Sur del barranco, primera colada por encima de la discordancia del Complejo Basal. Lat: 28° 40' 11'' Long: 14° 13' 18''

Tabla 6.- Dataciones K-Ar de las coladas intercaladas en los materiales piroclásticos del barranco de Las Angustias.
(Realizadas en TELEDYNE BROWN ENGINEERING, Environmental, Services. New Jersey).

edad mínima estimada en 0,2 Ma (coincidiendo con el final de la unidad anterior) predominaría la erosión, puesto que hay un paleorrelieve grabado en los materiales piroclásticos. Posterior a esta fecha y hasta una edad comprendida entre los 40.000 y 26.905 años, se produjo la sedimentación del "fan delta" de Las Angustias. Estos datos del límite superior corresponden: el primero, a la datación de una muestra de madera carbonizada (Tabla 7) encontrada debajo de las coladas que fosilizan esta unidad en la localidad de Los Llanos de Aridane, y el segundo dato a unos restos de pirofuxinita de los sedimentos del techo de esta unidad en la pared en que se apoya sobre El Time.

9.3.3. Unidad epiclástica de la paleocaldera de Cumbre Nueva

Los datos radiométricos obtenidos para esta unidad arrojan una edad mínima para la época de sedimentación, dado que en los afloramientos (graveras de la Ermita de la Virgen del Pino) no aflora la base de la unidad. Debido a ello no se sabe con exactitud cuando se produjo el comienzo de la sedimentación, que tuvo que ser posterior a algunos de los volcanes que cierran esta depresión y que están sin datar.

De esta unidad hay tres datos obtenidos por el método ^{14}C . La muestra de los niveles más bajos corresponde a una edad de 33.206 años BP; la

muestra de la zona media de la unidad tiene una edad de 8.578 años BP; y el último dato, de una muestra cogida casi a techo, tiene un valor de 938 años BP.

9.3.4. Volcanes de los Llanos de Aridane y Argual

Una parte del "fan delta" de Las Angustias, la zona más al sur, quedó fosilizada por las erupciones de estos volcanes. El intervalo temporal que se puede atribuir a esta unidad abarcaría como mínimo desde los 33.206 años BP (Tabla 7), para el límite inferior, hasta el año 1.470 d.C. para el límite superior, que equivale a la edad de una colada situada por encima de la unidad.

10. RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

En el ámbito geológico del Archipiélago existen una serie de directrices estructurales generales que son comunes a todas las islas. Se manifiestan en las direcciones predominantes de las mallas filonianas, en las alineaciones de centros eruptivos, fracturas, etc.

En La Palma las dos directrices principales que condicionan su geología son NE-SO y la N-S. Así, los tres grandes edificios que forman la isla se alinean según la dirección N-S.

En la Caldera de Taburiente se observa que la red

Nº MUESTRA	MATERIAL ANALIZADO	EDAD ^{14}C (AÑOS)	EDAD EQUIVALENTE	LOCALIZACIÓN	REFERENCIA LABORATORIO
53-1-P	Madera carbonizada	8530±70	8.578 años BP	Sedimentos gravera de la Ermita de la Virgen del Pino. Cumbre Nueva. Lat: 28° 39' 10" Long: 14° 08' 50"	CSIC-388.
53-2-P	Madera carbonizada	890±50	938 años BP	Sedimentos gravera de la Ermita de la Virgen del Pino. Cumbre Nueva. Lat: 28° 39' 10" Long: 14° 08' 50"	CSIC-389.
VP-6	Madera carbonizada	+439	33.206 años BP	Base sedimentos gravera de la Ermita de la Virgen del Pino. Cumbre Nueva. Lat: 28° 39' 10" Long: 14° 08' 50"	CSIC-1364.
51-7-P	Madera carbonizada	>40.000		Base de coladas Los Llanos de Aridane. Lat: 28° 38' 58" Long: 14° 13' 03"	CSIC-381.
T(E-2)C-100	Madera carbonizada	+299	26.905 años BP	Techo "fan delta" Las Angustias. Pared Norte. Lat: 28° 39' 10" Long: 14° 14' 27"	CSIC-1365.
		-288			

Tabla 7.- Dataciones ^{14}C de maderas carbonizadas de los sedimentos del bco. de Las Angustias y de Cumbre Nueva. (Realizadas en el Laboratorio de Geocronología del Instituto de Química Física "ROCASOLANO" CSIC).

de drenaje está condicionada por las fracturas y por las direcciones de las mallas filonianas del Complejo Basal. El mismo barranco de Las Angustias y la pared norte de la caldera también siguen la directriz principal NE-SO. En Cumbre Nueva, el barranco de El Riachuelo tiene una dirección N-S, siendo considerado por algunos autores como una fractura importante.

Otra cuestión a tener en cuenta es que el substrato de la caldera, el Complejo Basal submarino, está situado actualmente a una cota de 1.000-1.300 m sobre el nivel actual del mar. Esta elevación puede deberse a las sucesivas intrusiones magmáticas de los cuerpos plutónicos y de las mallas filonianas. En definitiva, los movimientos en la vertical contribuyeron a la emersión de la isla en distintos episodios, condicionando, en mayor o menor medida, la tasa de erosión y sedimentación.

En Canarias se han definido dos episodios transgresivos marinos: uno en el Pleistoceno Superior y otro durante el Holoceno, determinados a partir del estudio de varias playas levantadas en la isla de Fuerteventura. El primero corresponde a 35 m sobre el nivel del mar (playa datada en 300.000 años), y el segundo corresponde a 4-5 m sobre el nivel del mar (MECO et al., 1987). Según las edades obtenidas en este trabajo, para el período durante el cual se formaron los materiales piroclásticos del barranco de Las Angustias (400.000 a 200.000 años), el nivel del mar estaría situado por encima del actual (+35 m). Esta situación puede estar reflejada en la presencia de filipsita y encostramientos en las facies de cineritas (VEGAS, 1998), formados en ambiente marino. El segundo dato, correspondiente al Holoceno (+4.5 m), puede explicar la apertura y encajamiento del barranco de Las Angustias a través de los depósitos volcanoclasticos estudiados, debido en gran parte al descenso de ese nivel hasta el nivel actual.

El espacio de acomodación es un factor muy importante a la hora de definir las características de los ambientes sedimentarios, puesto que puede haber un espacio de acomodación abierto hacia el mar, como en el caso del barranco de Las Angustias, o un espacio de acomodación restringido y con los límites de cuenca bien definidos, como ocurre en la paleocaldera de Cumbre

Nueva. Además, en esta isla hay que tener en cuenta como influyen de forma directa en este factor las nuevas erupciones volcánicas que se producen durante o después de la sedimentación, ya que son capaces de cambiar, en un período de tiempo muy corto, el espacio de acomodación. Se puede ver como las erupciones de los volcanes recientes de Los Llanos y Argual cubren el "fan delta" de Las Angustias. Este condicionante también se observa en los sedimentos de Cumbre Nueva, con las últimas coladas y volcanes que cierran parte de la cuenca.

10.1. Modelos paleogeográficos

Se han realizado cuatro modelos paleogeográficos para las últimas etapas de la evolución de las calderas de Taburiente y Cumbre Nueva, relacionados con la formación de los materiales volcanoclasticos que constituyen este trabajo.

En el *modelo 1* se representan las unidades anteriores a la formación de los materiales volcanoclasticos objeto de estudio. Se han distinguido: el Complejo Basal, El Time, El Bejenado y los límites de las calderas (Taburiente, al norte y Cumbre Nueva, en el centro) marcándose las directrices estructurales principales de la isla. La región paleogeográfica que ocuparían las unidades piroclástica y epiclástica de Las Angustias estaría ocupada en este período por una bahía. Este hecho pudo contribuir a un aporte local de agua salada al interior de la Caldera de Taburiente, inferido por la presencia de CINa en algunas muestras arcillosas y la presencia de palinomorfos atribuibles a *Salix fsp* que aparecen junto a *Sparganiaceae-Typhaceae* (VEGAS et al., 1998; ÁLVAREZ-RAMIS et al., en prensa), especies eurihalinas que pueden indicar una cierta influencia marina en el ambiente lacustre de la unidad epiclástica de la Caldera.

El *modelo 2* representa el momento de la erupción del Volcán de La Viña, con sus emisiones piroclásticas y coladas de lava, que dan lugar a la unidad litoestratigráfica de los materiales piroclásticos de Las Angustias. Debido a su situación paleogeográfica, esta erupción ocasionaría el cierre del circo de la Caldera de Taburiente durante algún tiempo, imponiendo un régimen de sedimentación de tipo lacustre en algunas zonas de la misma. El hecho de que el nivel del mar fuera

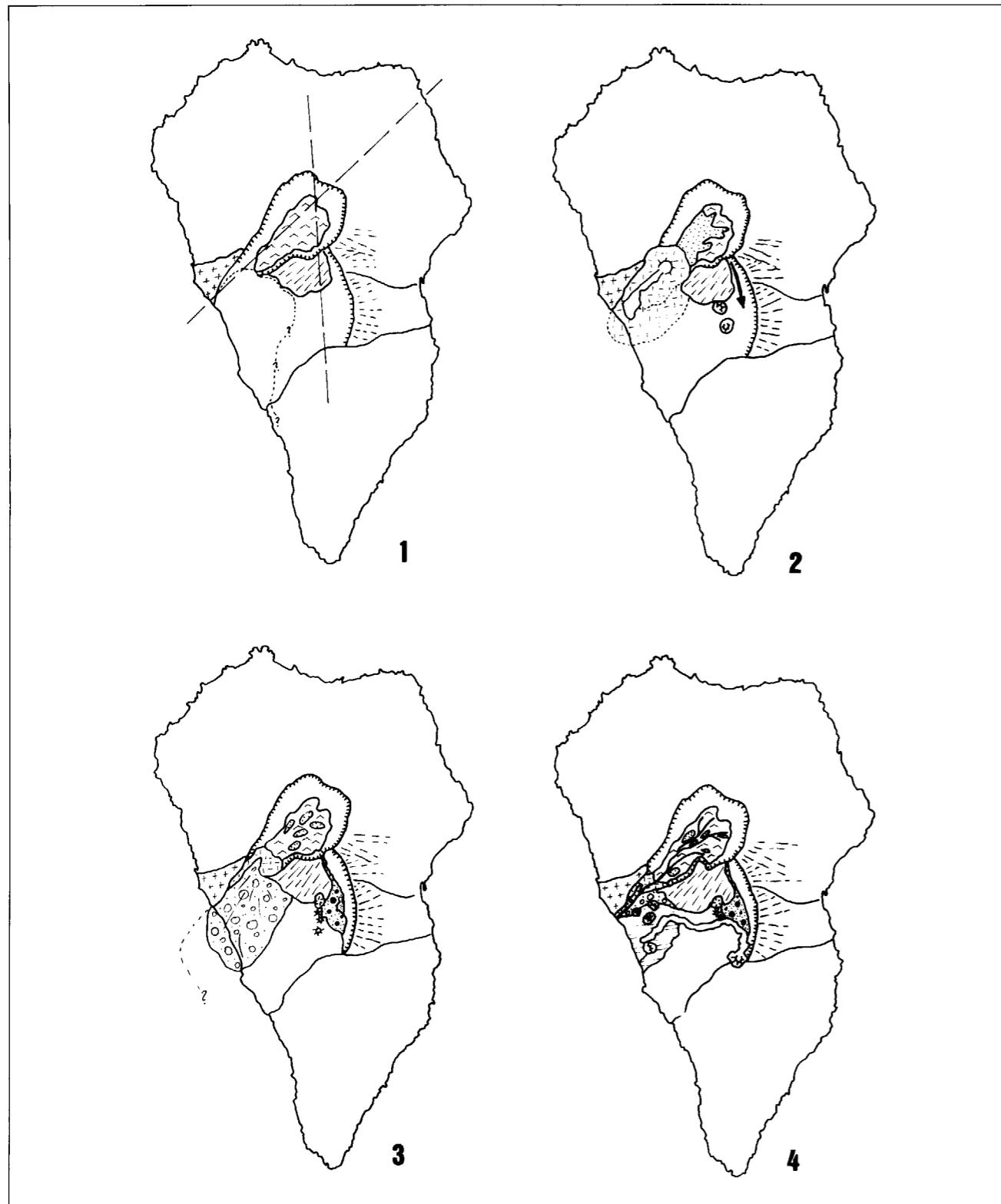
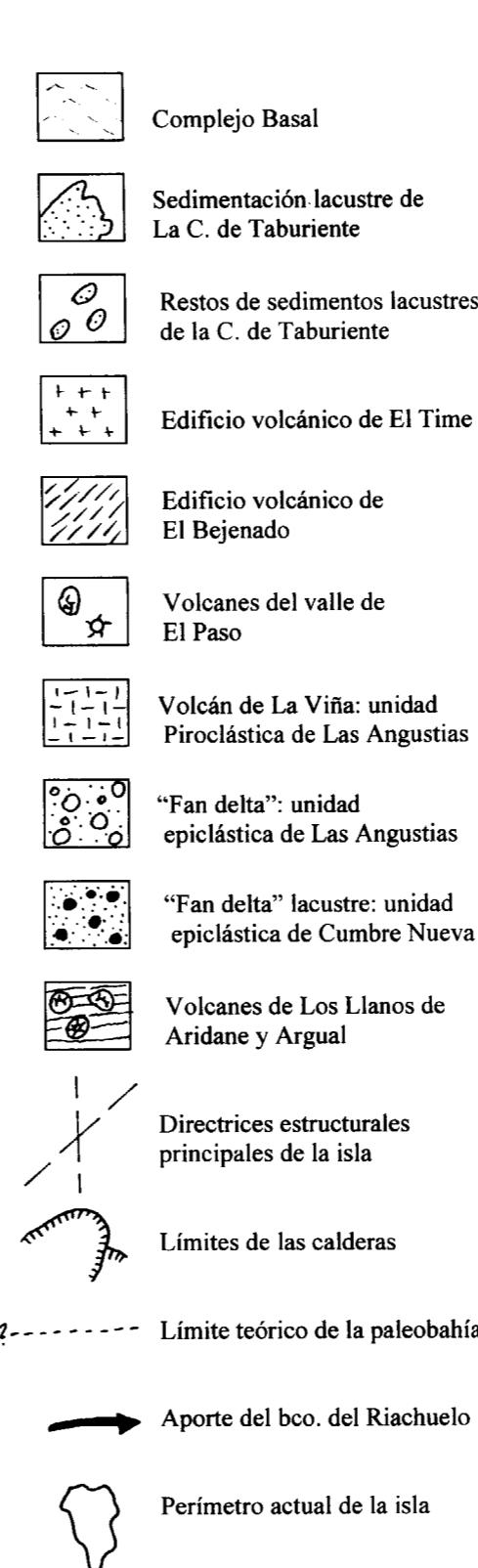


Fig. 7.- Modelos paleogeográficos representativos de las unidades volcanoclasticas estudiadas para los últimos 400.000 años (ver el texto).



superior durante este período (MECO et al., 1987) pudo influir en las características de la erupción volcánica. El barranco del Riachuelo comunicaba la Caldera de Taburiente con Cumbre Nueva, aportando agua y sedimentos a esta paleocaldera. Este período abarca desde los 400.000 a los 200.000 años.

El *modelo 3* refleja un período de erosión que afectó al techo de la unidad del Volcán de La Viña y a la Caldera de Taburiente. Muchos de los roques y terrazas colgadas de la caldera se deben, en gran medida, a esta erosión. Después, como respuesta sedimentaria, se formó un "fan delta" en esta zona de apertura de la caldera. En esta etapa se formó un lago a favor de la depresión originada en las inmediaciones de Cumbre Nueva, donde comenzaría la sedimentación en la paleocaldera y la formación de un "fan delta" de tipo lacustre. Fruto de la erosión y de la apertura de la caldera el barranco del Riachuelo quedó como un valle colgado. Este período estaría comprendido entre los 200.000 y los 26.905 años.

Por último, el *modelo 4* muestra la emisión de los volcanes de Los Llanos de Aridane y Argual, que fosilizan y modifican, en parte, el "fan delta" de Las Angustias. Este hecho junto con las oscilaciones del nivel del mar definidas para el Holoceno (MECO et al., 1987), favorecerían la formación del barranco de Las Angustias a través de la unidad epoclástica y la unidad piroclástica de Las Angustias, dejando varios niveles de terrazas en los márgenes del barranco. En Cumbre Nueva se produjo la colmatación de la cuenca sedimentaria. Este período abarcaría desde la etapa anterior hasta la actualidad.

11. CONCLUSIONES

Como resultado de este trabajo se aportan al conocimiento de la geología de la isla de La Palma toda una serie de nuevos datos, tanto en los aspectos regionales de índole volcánico como en lo referido a los procesos sedimentarios. Las conclusiones fundamentales obtenidas son las siguientes:

- Caracterización e interpretación de dos unidades litoestratigráficas de los materiales volcanoclasticos del barranco de Las Angustias, conside-

rados anteriormente como una única unidad de carácter sedimentario. Se han diferenciado por primera vez los materiales piroclásticos de carácter volcánico explosivo de los materiales epiclásticos, derivados estos últimos de la erosión, transporte y sedimentación de rocas volcánicas previas. Asimismo, se han caracterizado e interpretado los sedimentos epiclásticos de la paleocaldera de Cumbre Nueva y del interior de la Caldera de Taburiente, que estaban citados anteriormente, pero que no habían sido estudiados bajo un punto de vista estratigráfico.

- Se ha realizado un análisis de las facies de todos los depósitos volcanoclásticos, elaborando un modelo para cada uno de los ambientes diferenciados, habiéndose distinguido para el barranco de Las Angustias una erupción volcánica explosiva, asociada a las facies piroclásticas, y un sistema de "fan delta", con las facies epiclásticas. Las facies epiclásticas de Cumbre Nueva corresponden a un sistema de "fan delta" lacustre.

- Se han obtenido nuevos datos sobre las edades radiométricas de los materiales volcanoclásticos: 0,4-0,2 Ma para la unidad piroclástica de Las Angustias; >40.000-26.905 años BP para el techo de la unidad epoclástica del barranco de Las Angustias y; 33.206-8.578-938 años BP para la unidad epoclástica de la paleocaldera de Cumbre Nueva.

- Se ha identificado la situación geográfica donde estaría el centro de erupción que originó los depósitos piroclásticos del barranco de Las Angustias, que se ha denominado como Volcán de La Viña.

- Se ha realizado la reconstrucción paleogeográfica de los episodios que se han ido sucediendo en los últimos 400.000 años en el edificio norte de la isla, relacionados con los materiales volcanoclásticos estudiados. Ello ha permitido reconstruir parte de la historia erosiva de la Caldera de Taburiente y la formación del barranco de Las Angustias.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos DCICYT N° PB 94-0596 y N° PB 96-1236-CO2.

Agradecemos, muy especialmente, a la Dra. Soledad Fernández Santín, su ayuda con los datos isotópicos; al Dr. J. Andrés de la Peña, su ayuda en la revisión del manuscrito, a D. Fernán Alonso, del Instituto de Química Física "Rocasolano" del CSIC, su inestimable ayuda en la realización de las dataciones de ^{14}C , y al revisor Dr. Félix Bellido la revisión, comentarios y sugerencias realizadas al manuscrito.

REFERENCIAS

- ÁLVAREZ-RAMIS, M. C.; LAAMARTI, N. y VEGAS, J.: A preliminary palynological study of epiclastic deposits from Caldera de Taburiente. La Palma island. Canary, Spain. Plant Cell Biology and Development, 11. (En prensa).
- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. y GAST, P.W. (1972): Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. Amer. Jour. Sci., 272: 805-825.
- ALLEN, J. R. (1985): *Sedimentary structures, their character and physical basis*, 30B. Amsterdam, Elsevier: 663 p.
- ANCOCHEA, E.; HERNÁN, F.; CENDRERO, A.; CANTAGREL, J.M.; FÚSTER, J.M.; IBARROLA, E. y COELLO, J. (1994): *Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente*. Jour. Volcanol. and Geotherm. Res., 60: 243-262.
- CAS, R.A.F. y WRIGTH, J.V. (1987): *Volcanic succession modern and ancient*. Unwin Hyman, London: 528 p.
- CHENGLIANG, Z. y YONGHAN, Z. (1996): *Volcanic geology in the Changbai Mountains area, Jilin*. Field Trip Guide, 30th International Geol. Congress, Beijmg, China.
- DE LA NUEZ, J. (1983): *El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid: 355 p.
- FÉRAUD, G. (1981): *Datations des réseaux de dykes et de roches volcaniques sous-marines par les méthodes K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar . Utilisation des dykes comme marqueurs de paleoconstraines*. Thése, Univ. Nice.:146p.
- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.V. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Heidelberg: 472 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1971): *Nota previa sobre el Complejo Basal de la Isla de La Palma (Canarias)*. Estudios geol., 27: 255-265.
- HOLMES, A. (1965): *Principles of Phisical Geology*. New York, The Ronald Press Co.: 1288 p.
- McGOWEN, J. H. (1970): *Gum Holow Fan Delta, Nueces Bay, Texas*. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. Report of Investigation, 69: 61 p.
- MECO, J., POMEL, R.S., AGUIRRE, E. STEARNS, CH. (1987): *The recent marine Quaternary of the Canary Island*. En: C. Zazo (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*, 10. IGCP, Proyecto 2000: 283-303.
- RICCI LUCCHI, F.; ROSSI, P.L. y LANZAFAME, G. (1986): *Meccanismi deposizionali e facies piroclastico - depositi del II periodo di M.T.E.S. Angelo (Lipari) - Area sottomarina di Panarea*. CNR. Grupo Naz. Vulcanología. Bull., 35: 461-478.
- SAPPER, K. (1906): *Beiträge zur Kenntnis von La Palma und Lanzarote*. Peterm. Geogr. Hittl.
- STAUDIGEL, H.; FÉRAUD, G. y GIANNERINI, G. (1986): *The history of intrusive avtivity on the island of La Palma (Canary Islands)*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 27: 299-322.
- STAUDIGEL, H. y SCHMINCKE, H. U. (1984): *The Pliocene sea-mount series of La Palma/Canary Islands*. J. Geophys. Res., 89: 11.195-11.215.
- VEGAS, J. (1998): *Los depósitos volcanoclásticos de la isla de La Palma (Canarias): Su relación con la evolución de las calderas de Taburiente y Cumbre Nueva*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid: 80 p.
- VEGAS, J.; ÁLVAREZ-RAMIS, M. C. y LAAMARTI, N. (1998): *Reconstrucción de los megarrestos vegetales fósiles encontrados en los sedimentos epoclásticos de la Caldera de Taburiente. La Palma (Islas Canarias)*. En: C. Castillo y M. Martín, (Eds): *Actas de las XIV Jornadas de Paleontología*. Tenerife. 187-189.
- VEGAS, J.; GARCÍA, E. y MARFIL, R.: *Procesos de transformación y neoformación de esmectitas en los materiales volcanoclásticos de la isla de La Palma (Canarias)*. Geogaceta. (En prensa).
- WESCOTT, W. y ETHEridge, F. (1990): *Fan deltas - Alluvial fans in coastal settings*. En: A. Rachoki y M. Church, (Eds.): *Alluvial fans, a field approach*. John Wiley & Sons, New York: 195-213.

Original recibido: Diciembre de 1998.

Original aceptado: Marzo de 1999.

INFLUENCIA DE LA MINERALOGÍA Y LIBERACIÓN EN LOS POSIBLES PROCESOS DE TRATAMIENTO DE MENAS AURÍFERAS REFRACTARIAS DEL PROYECTO "SALAMÓN", EN LA PROVINCIA DE LEÓN.

Por F. J. GARCÍA FRUTOS (*) y R. ÁLVAREZ RODRÍGUEZ (**)

R E S U M E N

Se han investigado muestras procedentes del yacimiento aurífero de Crémenes (N. de la provincia de León) desde el punto de vista mineralógico y de liberación de los minerales constituyentes y su influencia en el posible beneficio del oro contenido. Es un yacimiento que se puede clasificar como de tipo Carlin, con materia carbonosa, con un oro invisible incluso en microscopía electrónica de barrido, totalmente refractario a la cianuración directa y con un tamaño de liberación de los sulfuros principales (pirita y arsenopirita) muy bajo, que hace prácticamente inviable una buena recuperación de estos sulfuros por flotación. La cianuración, previa tostación para abrir las estructuras de los minerales portadores, hace factible la recuperación del oro, pero aún así sigue siendo necesaria una molienda fina para obtener buenos resultados.

Palabras clave: Oro, Concentración, Flotación, Cianuración, Provincia de León.

A B S T R A C T

This paper presents the research about samples from the gold deposit of Cremenès (N. León province) from the mineralogical and liberation points of view and their influence on the possible gold recovery. It is a deposit that can be classified as Carlin type, with carbonaceous matter, with invisible gold under electronic scanning microscopy. Completely refractory to direct cyanidation, and with a very low size of liberation of the principal sulphides (pyrite and arsenopyrite), that made very difficult a good recovery of sulphides by flotation. The cyanidation, previously subjected to a roasting treatment to destroy the sulphides structures, made possible the gold recovery, but in this case was necessary a very fine grinding to obtain good results.

Key words: Gold, Concentration, Flotation, Cyanidation, León Province (Spain).

1. INTRODUCCIÓN

El objeto de este trabajo es investigar la influencia que la mineralogía y el tamaño de liberación tienen sobre el beneficio del oro contenido en este yacimiento y cuales son los métodos y condiciones que pueden permitir su recuperación.

Las muestras objeto de este estudio pertenecen al municipio de Crémenes y al proyecto minero "Salamón", en el norte de la provincia de León. Encaja en los materiales carbonatados con inter-

calaciones pelíticas, muy bituminosos, de la formación Lois-Cigüera (Westfaliense) (PANIAGUA et al., 1996). En torno a la mineralización y en relación con los sistemas de fracturas se desarrollan procesos de carbonitización, silificación y dolomitización de la caliza encajante, y localmente argilitización hidrotermal. Existen dos fases en la mineralización: una precoz con diseminación de sulfuros de grano fino con dominio de la pirita arsenical y de la arsenopirita y una fase tardía de grano más grueso y con presencia de pirita, calcopirita, esfalerita, tennantita, cinabrio, rejalar y estibina y con amplias variaciones locales.

(*) ITGE. Actualmente perteneciente a CIEMAT.

(**) E.T.S. Ingenieros de Minas. U.P.M.

Presenta una gran similitud con los yacimientos

de oro tipo Carlin aunque la geoquímica de la mena se distingue del modelo americano por la presencia de Ni y Co y la ausencia de Tl, como elementos característicos.

2. MATERIALES Y METODOLOGÍA

Contenido en oro y mineralogía

A partir de sondeos realizados en el yacimiento, cuyos testigos habían sido sometidos a análisis químico por oro, y también a estudios microscópicos, por luz transmitida, luz reflejada y microsonda electrónica, para la realización de este trabajo se seleccionó el sondeo S dadas las altas leyes en oro que presentaba y lo interesante de su mineralización.

En la Figura 1 aparecen los resultados analíticos de oro obtenidos cada metro para este sondeo.

Los análisis de oro se realizaron mediante la técnica de fusión-copelación, seguida del análisis del botón de metales preciosos mediante una microsonda electrónica, que permite detectar contenidos muy bajos, y en otros casos en que se sospechaba que este contenido era inferior a 0.5 ppm, también se ha utilizado la absorción atómica, previa puesta en solución de la muestra mediante un ataque combinado de ácidos y extracción subsiguiente de los metales preciosos.

Para el estudio mineralógico y naturaleza de las

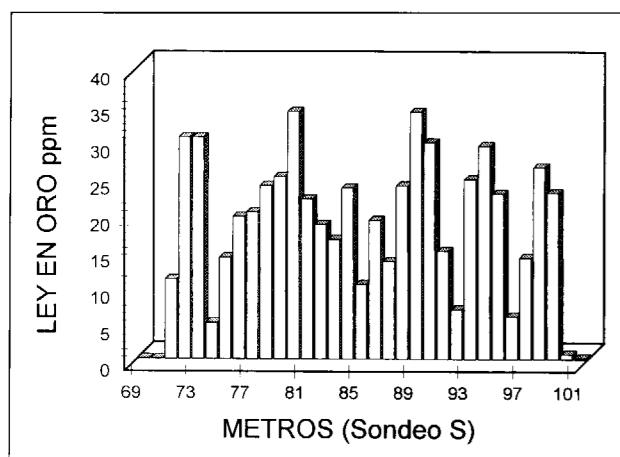


Figura 1. Variación del contenido en oro en los tramos de la zona mineralizada del sondeo S.

rocas (ya que cada testigo se había cortado longitudinalmente, habiéndose reservado 1/3 longitudinal para la extracción de las láminas delgadas y probetas pulidas necesarias) se eligieron tramos, tanto que cortaban la mineralización como otros que no la cortaban, realizándose en ambos una serie de probetas y láminas delgadas que fueron estudiadas mediante microscopía óptica.

Investigación de los portadores de oro y su liberación

Para llevar a cabo el estudio de los portadores de oro, su liberación, y la influencia que ello supondría en los posibles procesos de beneficio que se podían proponer, se realizó una selección de los tramos del sondeo con mayor riqueza; se prepararon varias muestras compuestas producto de la unión de varios tramos con el objetivo de averiguar si había alguna influencia de la ley en la recuperación. Para ello, los tramos de sondeo se trituraron y molieron a un tamaño inferior a 2 mm. Sobre estas muestras compuestas se estudiaron diferentes procesos de separación de minerales tanto por técnicas físicas o químico físicas: clasificación, separación en líquido denso, flotación, tostación, cianuración.

Los resultados que se exponen en este trabajo corresponden a la muestra compuesta denominada M4, la de más alta ley.

La muestra se caracterizó químicamente y granulometricamente, estudiándose la variación de leyes y reparto de los diferentes elementos en función de la granulometría. En la Tabla 1 aparece la composición química de la muestra inicial.

El oro se determinó como ya se describió anteriormente, los elementos mayoritarios mediante FRX y los minoritarios mediante espectroscopía plasma ICP y el azufre mediante gravimetría. La

MUESTRA	Leyes									
	Au (ppm)	S (%)	SiO ₂ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)
Inicial	18,26	2,42	70,32	6,76	3,46	4,23	184	197	940	751

Tabla 1. Composición química de la muestra inicial.

granulometría se determinó mediante tamizado y cyclosizer.

La composición mineralógica determinada por difracción de R-X muestra como especie principal cuarzo, y como minerales secundarios dolomita, calcita y pirita. La composición racional estimativa de las especies mineralógicas presentes en la muestra es la dada en la Tabla 2.

Para realizar el estudio de liberación, sobre diferentes fracciones granulométricas obtenidas por tamizado de la muestra compuesta se efectuaron separaciones mediante líquido denso (Bromoformo, $d= 1.82 \text{ g/cm}^3$). Para cada fracción se determinó el reparto del oro y el azufre en los productos pesado y ligero obtenidos. Sobre cada producto pesado se efectuaron secciones pulidas las cuales fueron observadas mediante microscopía electrónica. Así mismo, sobre la del producto pesado de la fracción más fina separada ($-0.062+0.036 \text{ mm}$) se realizó el estudio de liberación de pirita mediante medida de superficies de los minerales que la portan.

3. RESULTADOS

Contenido en oro y mineralogía

Como resumen de todos los estudios, se puede decir que los sondeos estériles o casi estériles corresponden a calizas de grano fino (biomicritas) con signos de silicificación o a rocas volcánicas o subvolcánicas y de composición básica, tipo andesita-basalto, habiendo sufrido procesos de propilitización de incipientes a intensos.

El tramo mineralizado del sondeo S de donde se obtuvo la muestra M4, está constituido por rocas carbonatadas con intensos procesos de silicificación y recristalización, correspondiendo a jaspe-

ESPECIE MINERAL	(%)
Dolomita	15.42
Calcita	3.64
Pirita	4.74
Cuarzo + Otros	76.20

Tabla 2. Composición racional estimativa de la muestra inicial.

roides. En el tramo estéril de este sondeo en el metro 23,5, se intersecta un dique básico en el que, del estudio de láminas transparentes, se desprende que se trata de una roca gris clara, de grano fino, compacta, de aspecto lávico, fractura irregular y con venas llenas de calcita blanca.

Sus componentes principales son plagioclasas (andesita-labradorita) y piroxeno monoclínico. Como componentes secundarios tiene carbonatos y como componentes accesorios: biotita, apatito, hornblenda, opacos y cuarzo. La textura es intergranular. Presenta listones de plagioclasas (andesita-labradorita) entrecruzados entre sí y englobando a ferromagnesianos entre los intersticios. Estos ferromagnesianos en parte están sustituidos por carbonatos, observándose restos de piroxeno monoclínico, hornblenda y alguna lámina de biotita. También se han observado algunas formas que hubieran podido corresponder a olivinos pero que están totalmente transformados en carbonatos. En este tramo la roca puede considerarse como un basalto con fenómenos de carbonitización.

En todos los sondeos existe mineralización de sulfuros, pero mientras en los estériles hay abundancia relativa de tetraedrita, no es así en el sondeo S en que el sulfuro predominante es la pirita, con un poco de arsenopirita. Es de notar, la presencia de materia orgánica e incluso grafito como mineral accesorio en alguna muestra.

Así en el tramo de 71,7 a 73,5 m en que la ley en oro es de 30,5 ppm, se tiene que se trata de una roca gris oscura, constituida por trozos angulosos de rocas de distintas tonalidades y tamaños. Sus componentes principales son sílice (en forma de chert o microcristalino), dolomita, materias arcillosas y materia orgánica. Como componentes accesorios tiene calcita y opacos.

En general se observa una sustitución de la dolomita por chert silíceo, es decir una fuerte silicificación. La calcita se localiza en venillas que atraviesan los diferentes fragmentos. La roca puede clasificarse como una brecha silicificada.

Los opacos se localizan bien en estilolitos o definiendo un bandeados en algunos fragmentos y del estudio de las probetas pulidas se deduce que en la mineralización el componente principal es

la pirita, el componente accesorio el grafito y como mineral secundario está la marcasita. Se trata de una mineralización escasa, de disposición bandeada sobre una metapellita impregnada toda ella por pirita muy fina (4,6 micrómetros). El bandeados está marcado por granos de pirita de mayor tamaño (46 micrómetros), los cuales están parcial o totalmente sustituidos por marcasita. Existe una banda de pirita de 4 mm concordante con el bandeados general donde la deposición de esta ha sido casi masiva, llegando incluso en ocasiones, a estar los granos totalmente soldados aunque generalmente queda una ganga intersticial entre los granos de pirita. La existencia de estas dos poblaciones de pirita, una de grano fino y otra de grano grueso es casi constante en la zona mineralizada. No se detecta oro ópticamente y en microscopía electrónica sólo se puede tomar como seguro un contenido de 200 ppm. en uno de los granos, que tiene también un apreciable contenido en arsénico.

El oro no es visible ópticamente, y en los análisis por microsonda electrónica, sólo se ha podido detectar con cierta seguridad en un caso, en la red de pirita, y esto no explica la cantidad encontrada de oro en la muestra.

Investigación de los portadores de oro y su liberación

En la Figura 2 se muestra la distribución del oro, silicio, arsénico y cobre en las diferentes fracciones granulométricas, así como la recuperación en peso de estas. Se observa que la recuperación de oro sigue los pasos de la recuperación en peso de cada fracción, mostrando que no existe una segregación importante. El oro se correlaciona muy bien con el silicio, bastante bien con el azufre, salvo en la fracción entre 62 y 42 µm. Similar correlación presenta el oro con el calcio, magnesio y hierro. Con el arsénico se correlaciona algo peor, pues hay marcadas diferencias en las fracciones entre 62 y 42 µm y en la menor de 12 µm, al igual que sucede con el plomo. Los elementos que correlacionan peor son el cobre y el cinc.

En la Tabla 3 se muestran las leyes en oro y azufre de las fracciones granulométricas seleccionadas para realizar el estudio de liberación con líquido denso. Así mismo, en la Tabla 4 se

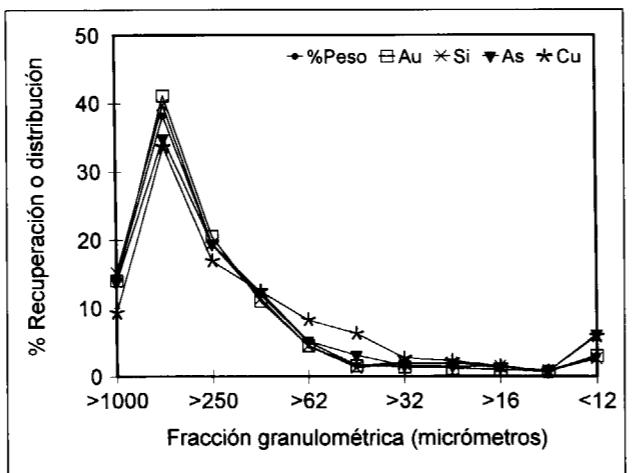


Figura 2. Distribución del peso y de varios elementos de las fracciones granulométricas de la muestra M4.

FRACCIÓN (mm)	PESO (%)		LEYES LIGERO		LEYES PESADO	
	LIGERO	PESADO	Au (ppm)	S (%)	Au (ppm)	S (%)
-0.500+0.250	83.48	16.52	19,50	1,56	29,80	9,28
-0.250+0.125	73.64	26.36	17,60	1,40	33,90	5,86
-0.125+0.062	89.22	10.78	10,30	1,09	45,00	15,13
-0.062+0.036	89.42	10.58	8,08	0,74	58,50	18,31

Tabla 3. Leyes en Au y S de los productos pesados y ligeros.

encuentra el reparto en oro y azufre en el producto pesado.

Se observa que el contenido en oro de los productos ligeros va disminuyendo según disminuye la granulometría, pero aún así en la fracción entre 62 y 36 µm todavía tiene 8 ppm. de oro y en cuanto al reparto del oro se lleva el 53,85% del contenido en dicha fracción (el 46,15 va al pesado). Se deduce una mala liberación del oro o de sus minerales portadores si son pesados.

FRACCIÓN (mm)	RECUPERACION DE PESADOS (%)	
	Au	S
-0.500+0.250	23.22	54.07
-0.250+0.125	40.81	59.73
-0.125+0.062	34.55	62.65
-0.062+0.036	46.15	74.55

Tabla 4. Recuperación del oro y azufre en los productos pesados.

De la Tabla 3, también se deduce que la relación entre contenido en oro y azufre en el ligero es del orden de 10, mientras que en el pesado es del orden de 3, mostrando la mala correlación entre el contenido en oro y el azufre total, aunque como ya se mencionó en la investigación mineralógica existen dos tipos de pirita, uno fino que podría contener el oro y otro más grueso que sería estéril.

Estos hechos nos daban una idea muy aproximada del bajo tamaño de liberación, lo cual se corroboró con el estudio de liberación de la pirita, observándose cualitativamente los siguientes hechos:

- Existen dos poblaciones de pirita, una que libera a tamaño grueso y otra a tamaño más fino. Prácticamente el 90% de los mixtos de pirita son con cuarzo, encontrándose totalmente diseminada en el mismo y por consiguiente su tamaño es del orden de micras.
- La arsenopirita está presente, estimándose en un 11% en volumen del de pirita, estando siempre asociada a ella en mixtos con cuarzo.

Cuantitativamente, mediante el tratamiento estadístico de los datos, se obtienen las curvas de liberación correspondientes a la fracción pesada (bromoformo) que se representan en la Figura 3.

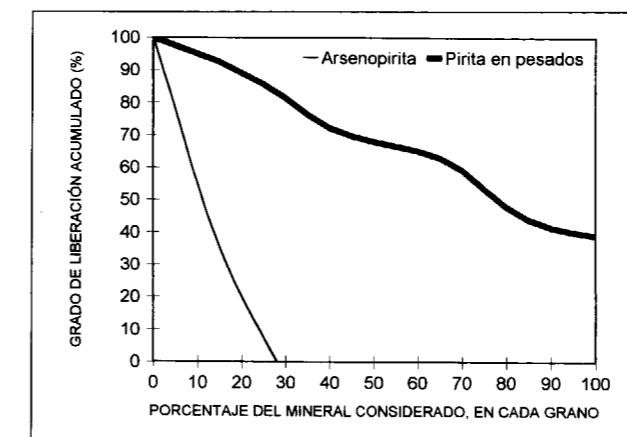


Figura 3. Curvas de liberación de la pirita en la fracción pesada, y de la arsenopirita, en la fracción granulométrica -62+36 µm de la muestra M4.

En ella se observa claramente, debido a la inflexión de la curva de la pirita, que existen dos poblaciones de este mineral. Dada la menor abundancia de arsenopirita, su curva tiene menor precisión pero muestra muy bien la gran dificultad de liberarla.

El porcentaje de pirita liberada en esta fracción granulométrica de 49 µm de tamaño medio, es del 35% aproximadamente si se consideran como liberados los granos con más del 80% de pirita, lo que muestra el bajo tamaño de liberación de la misma. Esto unido a su clara asociación con el cuarzo pronostica dificultades en el tratamiento de la muestra.

Preconcentración del oro por métodos físicos y flotación

La posibilidad de preconcentración del oro sería una importante ventaja en el tratamiento de esta mena, aunque dados los bajos tamaños de liberación y los resultados de los ensayos en líquidos densos, hay que descartar totalmente los métodos gravimétricos ya que incluso en el caso ideal la recuperación se quedaría en el 45% para la fracción entre 62 y 38 µm, ya muy fina para pensar en tratamientos por gravedad.

Dada la relación existente entre el oro y el azufre (a juzgar por los datos obtenidos, entre otros, en las separaciones por líquidos densos), la flotación es el método que ofrece, en principio, las mejores expectativas y por ello se investigó, ya que numerosos autores (LINS y ADAMIAN, 1993; DUCHEN y CARTER, 1993; VALDERRAMA y RUBIO, 1998) reconocen el valor de esta técnica en la recuperación de las partículas muy finas de oro que se pudieran liberar o de los sulfuros portadores.

En virtud del pequeño tamaño de liberación de la pirita se realizaron ensayos sobre fracciones granulométricas en los que se determinó el esquema de flotación adecuado así como la segregación de los portadores de oro y su variación en función de la granulometría.

A partir de la muestra molida a menos 2 mm, se han obtenido diversas fracciones granulométricas que se han flotado separadamente. El

esquema de flotación para las fracciones granulométricas, fue el obtener un flotado de pirita, un flotado del resto de los sulfuros (excepto en la fracción más gruesa, entre 0,125 y 0,250 mm) y un hundido.

Las flotaciones se llevaron a cabo utilizando el régimen de reactivos dados en la Tabla 5. Los resultados obtenidos se muestran en las Tablas 6, 7, 8 y 9.

TIPO DE REACTIVO	DENOMINACION	DOSIFICACION (g/t)
Depresor carbonatos	Ekofact	2000
Depresor silicatos	Silicato sódico	2000
Activador sulfuros	Sulfato de Cobre	500
Colector pirita	Etilxantato potásico	500
Colector sulfuros	Amilxantato sódico	500
Espumante	Aceite de pino	50

Tabla 5. Reactivos utilizados para la flotación de los sulfuros.

Fracción -0.250+0.125 mm					
PRODUCTO	PESO (%)	LEYES		REPARTOS (%)	
		Au (ppm)	S (%)	Au	S
FLOTADO	9.80	44.00	12.55	21.65	51.19
HUNDIDO	90.20	17.30	1.30	78.35	48.81
T.U. (r)	100.00	19.92	2.40	100.00	100.00

Tabla 6. Resultados obtenidos en la flotación sobre la fracción granulométrica entre 0,250 y 0,125 mm

Los productos de flotación de la fracción intermedia, -0.125+0.063 mm, fueron analizados también por los elementos SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO y MgO dando el reparto expuesto en la Tabla 10.

También se determinó mediante Difracción de Rayos X la composición mineralógica de estos productos, con el resultado dado en la Tabla 11.

De la observación en lupa binocular de estos productos, sobre todo del producto Flotado 2, se deduce que el cuarzo presenta un tono negro, incluso entre los intersticios del grano como si de un bitumen de relleno se tratara. Debido a esto se procedió a analizar el contenido en $\text{C}_{\text{orgánico}}$ y en $\text{S}_{\text{orgánico}}$, así como los contenidos totales de estos elementos, obteniendo los resultados dados en la Tabla 12.

Fracción -0.125+0.063 mm					
PRODUCTO	PESO (%)	LEYES		REPARTOS (%)	
		Au (ppm)	S (%)	Au	S
FLOTADO 1	10.65	41.30	14.67	26.78	57.08
FLOTADO 2	10.22	33.30	3.29	20.72	12.28
HUNDIDO	79.13	10.90	1.06	52.51	30.64
T.U. (r)	100.00	16.43	2.74	100.00	100.00

Tabla 8. Resultados obtenidos en la flotación sobre la fracción entre 0,125 y 0,063 mm.

Fracción -63 µm					
PRODUCTO	PESO (%)	LEYES		REPARTOS (%)	
		Au (ppm)	S (%)	Au	S
FLOTADO 1	13.03	22.10	9.70	19.01	34.98
FLOTADO 2	12.89	27.40	4.55	23.30	16.22
HUNDIDO	74.08	11.80	2.38	57.69	48.79
T.U. (r)	100.00	15.15	3.61	100.00	100.00

Tabla 9. Resultados obtenidos en la flotación sobre la fracción menor de 0,063 mm.

Fracción -0.125+0.063 mm					
PRODUCTO	PESO (%)	LEYES		REPARTOS (%)	
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO+MgO	SiO ₂
FLOTADO 1	10.65	52.43	21.81	2.73	7.89 55.17 2.88
FLOTADO 2	10.22	77.22	5.64	3.32	11.16 13.69 3.36
HUNDIDO	79.13	72.37	1.66	11.97	80.95 31.14 93.76
T.U. (r)	100.00	70.74	4.21	10.10	100.00 100.00 100.00

Tabla 10. Análisis por Si, Fe, Ca y Mg en los productos de la flotación de la fracción entre 0,125 y 0,063 mm.

MUESTRA	MINERAL PRINCIPAL	MINERALES SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS
FLOTADO 1	CUARZO	PIRITA	DOLOMITA, CALCITA, MICA, CAOLIN
FLOTADO 2	CUARZO	-	CALCITA, DOLOMITA, MICA, CAOLIN, PIRITA
HUNDIDO	CUARZO	DOLOMITA	CALCITA, MICA, CAOLIN

Tabla 11. Composición mineralógica de los productos de flotación de la fracción entre 0,125 y 0,063 mm.

Estos datos muestran el papel tan importante que juega la materia carbonosa en este mineral y

PRODUCTO	C_{TOTAL}	$C_{\text{ORGÁNICO}}$	S_{TOTAL}	S_{TOTAL}
FLOTADO 1	1.20	0.84	14.80	5.0
FLOTADO 2	0.91	0.41	3.4	0.91
HUNDIDO	4.1	0.30	0.84	<0.10

Tabla 12. Análisis de carbono y azufre orgánicos y totales en los productos de flotación de la fracción entre 0,125 y 0,063 mm.

PRODUCTO	PESO (%)	LEYES		REPARTOS (%)	
		Au (ppm)	S (%)	Au	S
FLOTADO C	4.04	25.9	7.80	5.05	12.36
FLOTADO S	26.56	36.7	6.14	47.05	63.96
HUNDIDO	69.40	14.3	0.87	47.90	23.68
T.U. (r)	100.00	20.7	2.55	100.00	100.00

Tabla 14. Resultados de flotación de la muestra molida a un d_{50} de 116 μm .

PRODUCTO	PESO (%)	LEYES		REPARTOS (%)	
		Au (ppm)	S (%)	Au	S
FLOTADO C	3.89	40.8	11.79	7.93	18.62
FLOTADO S	36.58	37.0	4.43	67.66	65.68
HUNDIDO	59.53	8.2	0.65	24.41	15.70
T.U. (r)	100.00	20.0	2.46	100.00	100.00

Tabla 15. Resultados de flotación de la muestra molida a un d_{50} de 74 μm .

del oro contenido se reparte en los hundidos (aunque si obtiene mejores resultados que los procesos gravimétricos). Por ello la preconcentración por métodos físicos debe ser descartada.

Investigación de la cianuración

Dada la dificultad de enriquecimiento por flotación debido a los bajos tamaños de liberación y a la presencia de carbonatos, que generan importantes gastos de ácido y a la presencia de materia orgánica, que o bien incluye parte del oro o puede absorber este, se investigaron tratamientos de tostación y posterior lixiviación cianurada, para comprobar la viabilidad técnica de este método, que ha sido ampliamente investigado (LUCION y DE CUYPER, 1993; LAUGHLIN et al, 1993), prefiriéndose en una investigación inicial a otros métodos aún no plenamente implantados, como

molida a un d_{80} de 63 μm , con una solución cianurada con una concentración de 5 g/l y un pH de 12 conseguido con cal, en matraz agitado durante varias horas. En paralelo se realiza otro ensayo, pero con el mineral tostado a 750°C y sin adición de cal, ya que ahora el pH natural después de la tostación era de 12,7. Al final de las lixiviaciones los pH eran de 11,7 y 12,7 respectivamente. La recuperación de oro en el líquido cianurado fue absolutamente nula en el caso del mineral sin tostar, y del 80% en el caso del mineral tostado.

Con el fin de comprobar estos resultados se realizaron ensayos estudiando la influencia de la molienda. Para ello, se estudió una molienda gruesa y una fina (d_{80} de 0,9 mm y de 63 μm respectivamente). Las tostaciones se realizaron a 750 °C y la cianuración se realizó en reactor agitado y manteniendo la concentración de cianuro a 4 g/litro y un pH de alrededor de 12.

Los tiempos ensayados han sido de 3 y 6 horas de tratamiento y los análisis de oro se han realizado por el método de fusión y copelación. Los resultados de estos ensayos se encuentran en las Tablas 16, 17, 18 y 19.

Los gastos o consumos de cianuro por g de oro recuperado se dan en la Tabla 20.

De estos resultados se deduce que a pesar de la tostación, es preciso una molienda fina para lograr la liberación del oro y que la solución lixiviante pueda tener acceso a él. Así las recuperaciones suben desde niveles del 60 % hasta niveles del 80% con las moliendas ensayadas.

Los tiempos de tratamiento cortos son los más ventajosos ya que aumentándolos no aumenta la recuperación y en cambio aumenta de manera sensible el consumo de cianuro, por el ataque a otras especies metálicas presentes en el mineral.

FRACCION	mg Au por 1000 g Iniciales sólido	RENDIMIENTO (%)
Solución	11,63	67,19
Residuo sólido	5,68	32,81
Todo-uno	17,31	

Tabla 16. Cianuración de la muestra con $d_{80}=0,9\text{mm}$ y Tiempo = 3 horas

FRACCION	mg Au por 1000 g Iniciales sólido	RENDIMIENTO (%)
Solución	14,94	81,91
Residuo sólido	3,30	18,09
Todo-uno	18,24	

Tabla 17. Cianuración de la muestra con $d_{80}=63\mu\text{m}$ y Tiempo = 3 horas

FRACCION	mg Au por 1000 g Iniciales sólido	RENDIMIENTO (%)
Solución	12,79	62,64
Residuo sólido	7,63	37,36
Todo-uno	20,42	

Tabla 18. Cianuración de la muestra con $d_{80}=0,9\text{ mm}$ y Tiempo = 6 horas

FRACCION	mg Au por 1000 g Iniciales sólido	RENDIMIENTO (%)
Solución	15,45	72,77
Residuo sólido	5,78	27,22
Todo-uno	21,23	

Tabla 19. Cianuración de la muestra con $d_{80}=63\mu\text{m}$ y Tiempo = 6 horas

MOLIENDA	TIEMPO (horas)	CONSUMO NaCN (g/g oro extraído)
Gruesa	3	230
Fina	3	190
Gruesa	6	346
Fina	6	228

Tabla 20. Consumos de cianuro por g de oro recuperado

Una ventaja del sistema es no precisar de alcalinizante ni regulador de pH, ya que la tostación genera el óxido de calcio necesario.

Es posible incrementar la recuperación de oro hasta el 90% utilizando el método de cianuración descrito, tal como se muestra en estudios posteriores que exceden del contexto de este trabajo, pero utilizando una tostación previa especial (CRESPO, 1998).

4. CONCLUSIONES

A la vista de estos resultados se pueden deducir las siguientes conclusiones:

1. Se trata de un yacimiento de oro con zonas de alto contenido
2. Se trata de un oro totalmente refractario a la cianuración directa.
3. No se ha detectado, en ningún caso, oro metálico, ni mediante microscopía óptica, ni electrónica, bien sobre las muestras directamente o sobre fracciones enriquecidas por concentración.
4. Hay una aceptable correlación entre el contenido en oro y en azufre, en diferentes fracciones de una misma muestra, aunque no entre muestras diferentes
5. Existe materia orgánica impregnando toda la muestra, sobre todo en aquellos con altos contenidos en oro.
6. El oro parece estar distribuido entre la pirita y la materia orgánica, aunque en todo caso como partículas submicroscópicas o absorbido en la fase orgánica, ya que ha sido imposible localizarlo por microscopía electrónica, al menos en cantidades que justifiquen su contenido.
7. Por sus características, esta mineralización se podría clasificar como de tipo Carlin carbonácea, con una importante silicificación que en parte da lugar a cuerpos jasperoides.
8. El tamaño de liberación de la pirita y arsenopirita es muy bajo, lo que impide procesos de separación gravimétrica o magnética efectivos y dificulta su concentración por flotación, por problemas de molienda y de recuperación.
9. La concentración de la pirita también se ve afectada por la presencia de carbonatos, que conducen a altos consumos de ácido.
10. Los procesos de concentración adecuados serán los que destruyan la materia orgánica y la red de los sulfuros, tales como la tostación y posterior recuperación del oro por cianuración. Se puede llegar a recuperaciones del 80% utilizando una tostación oxidante clásica o del 90% con una tostación especial.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la financiación de la CICYT, Proyecto AMB92-0061, que ha hecho posible esta investigación. También agradecen a la empresa SIEMCALSA su ayuda y colaboración.

REFERENCIAS

- CALDEIRA, C.L. y CIMINELLI, V.S.T. (1993) Thiourea leaching of a refractory gold ore, XVIII International Mineral Processing Congress, Sydney, pp. 1123-1128
- DIANZUO WANG, DELIANG LI, GUANZHOU QU y YUEHUA HU (1993) A new gold lixiviant-CSUT, XVIII International Mineral Processing Congress, Sydney, pp. 1137-1140
- DUCHAN, R.B. y CARTER, L.A.E. (1986) An investigation into the effects of various flotation parameters on the flotation behavior of pyrite, gold and uranium contained in Witwatersrand type of ores and their practical exploitation. International Conference on Gold, SAIMM-Johannesburg, pp 505-525
- JIANG TAO, CHEN JIN y XU SHI (1993). Electrochemistry and mechanism of leaching gold with ammoniacal thiosulphate. XVIII International Mineral Processing Congress, Syney, pp. 1141-1146
- LAUGHLIN, J.D.M., QUINN, P., AGAR, G.E., CLOUTIER, J.Y., DUBE, G. y LECLERC, A (1993) Oxigen mass transfer rate measurements under different hydrodynamic regimes. XVIII International Mineral Processing Congress, Sydney, pp 1153-1159
- LINS, F.F. y ADAMIAN, R. (1993) Some chemical aspects of gold particles flotation. XVIII International Mineral Processing Congress, Sydney, pp 1119-1122
- LUCION, Ch y DE CUYPER, J. (1993) Preprocessing of a cyanided gold calcine. XVIII International Mineral Processing Congress, Sydney, pp 1129-1136
- PANIAGUA, A., RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S., LOREDO, J., FONT-BOTE, L y FENOLL HACH-ALÍ, P. (1996) Un yacimiento de Au en carbonatos del Orógeno Hercínico: el área de Salamón (N León). Geogaceta, vol. 20 pp. 1605-1608
- VALDERRAMA, L. y RUBIO, J. (1998) High intensity conditioning and the carrier flotation of gold fine particles. Int. J. Mine. Process. Vol. 52, pp. 273-285
- CRESPO, J. L. (1998), The Salamón Gold Project (León, Spain). International meeting of gold exploration and mining in NW Spain. Arias, D., Martín-Izard and Paniagua, A. eds, pp 86-95.
- Original recibido: Enero de 1999.
Original aceptado: Marzo de 1999.

LOS ACUÍFEROS KÁRSTICOS EN TORNO A LOS MACIZOS IBÉRICOS PALEOZOICOS DE NEILA Y LA DEMANDA (SECTOR ORIENTAL).

Por P. COLOMA LÓPEZ (*) y J. A. SÁNCHEZ NAVARRO (*)

RESUMEN

En torno a los macizos paleozoicos de Neila y La Demanda (Cordillera Ibérica) se ha reconocido la existencia de siete sistemas kársticos desarrollados en formaciones carbonatadas del Jurásico en facies marinas, repartiéndose su superficie entre las cuencas del Ebro y del Duero; estos son: Torrecilla en Cameros, Brieva de Cameros, Las Viniegras, Mansilla, Fuente Negra, Neila y Urbión. La recarga se verifica de dos maneras: recarga directa o autóctona, por infiltración del agua de las precipitaciones en los afloramientos permeables; e indirecta o alóctona, a través de sumideros en los cauces de los ríos, en dolinas-sumidero, o en valles secos que discurren por el Jurásico, con capacidades máximas de infiltración desde del orden de decenas de l/s hasta, excepcionalmente, varios cientos de l/s. La descarga tiene lugar a través de manantiales caudalosos de entre los que destacan el Manantial de San Pedro, el Nacimiento del Brieva, los manantiales de Viniegra de Arriba, El Borbullón, la Fuente Negra, los manantiales de Neila (nacimiento del río Najarilla) y la Fuente Sanza (nacimiento del río Arlanza); además de por aportes directos a los cauces de los ríos. Presentan un funcionamiento típicamente kárstico con rápidas respuestas a episodios de recarga y agotamientos igualmente rápidos, tratándose de sistemas de baja inercia y escaso efecto memoria y régimen pluvionival patente. Los recursos medios subterráneos generados en estos sistemas totalizan 98 hm³/año.

Palabras clave: Sistema kárstico, Jurásico, Surgencias kársticas, Neila y La Demanda.

ABSTRACT

Related with Neila and La Demanda variscan massifs (Iberian range) we recognize the existence of seven karst systems developed in marine Jurassic carbonated formations, their surface is divided among the Ebro and the Duero basins; these are: Torrecilla en Cameros, Brieva de Cameros, Las Viniegras, Mansilla, Fuente Negra, Neila and Urbión. The recharge may be: direct, by infiltration of the water of the rainfalls in the permeable outcrops, and indirect, associated with dry valleys and losses by currents with maximum infiltration capacities of the tens order of l/s until exceptionally several hundred of l/s. The discharge takes place through high-flow springs from among those which underline the springs of San Pedro, Brieva, Viniegra de Arriba, The Borbullón, Fuente Negra, Neila (birth of Najarilla river) and Fuente Sanza (birth of the Arlanza river); also by discharge to the rivers. All the systems present a typically karstic regime with rapid flow increases answering to episodes of precipitations (rain and snow) and equally rapid decreases, these are low-inertia and low-record systems and with pluvial-snow regimes. The groundwater resources generated in these systems totalling 98 hm³/year.

Key words: Karst systems, Jurassic, Karstic springs, Neila and La Demanda.

INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

En torno a los macizos paleozoicos de Neila y La Demanda (Cordillera Ibérica) afloran un conjunto de formaciones carbonatadas pertenecientes al Jurásico en facies marinas que se encuentran

(*) Área de Geodinámica. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA.

karstificadas, constituyendo acuíferos importantes que drenan por varios manantiales, algunos de ellos muy caudalosos (Neila, fuente Sanza, fuente Negra, nacido del Brieva,...); estos acuíferos se encuentran en sectores de cabecera de cuenca, repartiéndose entre las del Ebro y, en menor medida, del Duero. Incluye las cabeceras de las subcuenca del Iregua en la parte occidental, Najarilla en el sector central (ambos afluentes

del Ebro), Pedroso en el sector oriental y Arlanza en la zona más meridional (estos dos últimos, afluentes del Duero).

Las importantes alineaciones montañosas de las sierras de Neila, Urbión y Cebollera alcanzan altitudes importantes (Collado de Neila, 1405 m; Urbión, 2228 m y Puerto de Santa Inés, 1753 m) constituyendo la divisoria de primer orden entre las vertientes atlántica y mediterránea. Administrativamente, la zona de estudio se incluye en las Comunidades de La Rioja y Castilla-León (provincias de Burgos y Soria).

El estudio de estos acuíferos tiene interés, ya que si bien presentan un grado de utilización directa de sus recursos muy bajo, éstos son abundantes y constituyen un porcentaje mayoritario de los caudales de base de los ríos; por otra parte, poseen un valor estratégico muy interesante no sólo por sus importantes recursos, sino por tratarse de una potencial fuente de aguas de calidad para abastecimiento, susceptible de aprovechamiento a medio y largo plazo.

Se ha puesto un especial énfasis en el estudio de la geología de la zona, ya que existe una íntima relación entre contactos estratigráficos, accidentes tectónicos y ubicación de zonas de descarga y recarga.

Varios son los estudios hidrogeológicos regionales existentes, destacando los realizados por el IGME (1969) para la entonces provincia de Logroño y, dentro del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), los realizados en el sistema acuífero nº 63 (Sierras de La Demanda y Cameros) que aparecen en IGME (1983). Las unidades hidrogeológicas Ortigosa-Mansilla-Neila (09/32) y Jubera-Anguiano (09/33), constituidas por materiales carbonatados jurásicos del dominio ibérico han sido estudiadas más en detalle (CHE, 1991; ITGE, 1992).

La caracterización hidrogeológica de los sistemas kársticos de Neila y Sierra de Urbión ha sido realizada por BLASCO y ROLANDI (1992) y, sobre todo, por SANZ (1992, 1993 y 1996a) que ha puesto de manifiesto, mediante el empleo de trazadores, el trasvase subterráneo desde la cuenca del Ebro a la del Duero dando origen al naci-

miento del río Arlanza (Fuente Sanza); este último autor también ha caracterizado la recarga natural en los sistemas de Las Viniegras y Brieva de Cameros (SANZ, 1996b). El estudio de los recursos y del funcionamiento hidrogeológico, así como los aspectos hidroquímicos de los tres sistemas más orientales (Las Viniegras, Brieva de Cameros y Torrecilla en Cameros) han sido estudiados en un amplio contexto regional por COLOMA (1997) y COLOMA *et al.* (1995).

La metodología empleada en este trabajo ha comprendido el estudio y cartografía de las unidades litoestratigráficas que conforman los sistemas acuíferos y de las formas kársticas desarrolladas, la actualización exhaustiva del inventario de puntos de agua subterránea, el control y seguimiento de caudales de entrada y salida en los sistemas kársticos, la toma de muestras y datos hidroquímicos y, por último, la interpretación del funcionamiento hidrogeológico de los sistemas acuíferos.

La caracterización hidrogeológica de los materiales requiere de un adecuado conocimiento de varios factores, que se pueden agrupar en litoestratigráficos, tectónicos y topográfico-geomorfológicos; y también de la interpretación de datos cuantitativos como son los que se obtienen en aforos de sondeos, medición de niveles piezométricos, medición de caudales en manantiales y ríos, datos hidroquímicos, etc...

Los factores litoestratigráficos se refieren tanto a la naturaleza litológica de los materiales como a su disposición u ordenamiento en la serie estratigráfica, lo que condiciona la alternancia de unidades permeables e impermeables; en ese sentido se diferencian unidades en función de su comportamiento hidrogeológico (permeabilidad, difusividad hidráulica...) denominadas unidades hidroestratigráficas, según terminología de SCOTT (1987), estas unidades suelen coincidir con unidades litoestratigráficas o con un conjunto de ellas de litologías homogéneas.

Los factores tectónicos hacen referencia a la estructura del medio (presencia de pliegues y fallas), que condicionan el movimiento del agua subterránea.

Los factores topográfico-geomorfológicos condi-

cionan en gran medida la ubicación de las zonas de recarga y descarga de las aguas subterráneas, así como su movimiento.

GEOLOGÍA Y UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS

La zona de estudio se sitúa en el extremo NO de la Cordillera Ibérica, representada por el Macizo de Demanda-Cameros y, concretamente en su sector occidental, donde afloran los materiales

más antiguos (precámbrios y paleozoicos) del macizo de La Demanda, que constituyen el zócalo Hercínico del mesozoico y cenozoico (figura 1). Dentro de esta unidad hercínica podemos distinguir dos grandes subunidades que corresponden a las de La Demanda (al norte) y Neila (al sur), separadas por el sinclinal de Villavelayo, estructurado en materiales mesozoicos.

Los afloramientos jurásicos carbonatados que constituyen los acuíferos kársticos estudiados en el presente trabajo se ubican en torno a los maci-

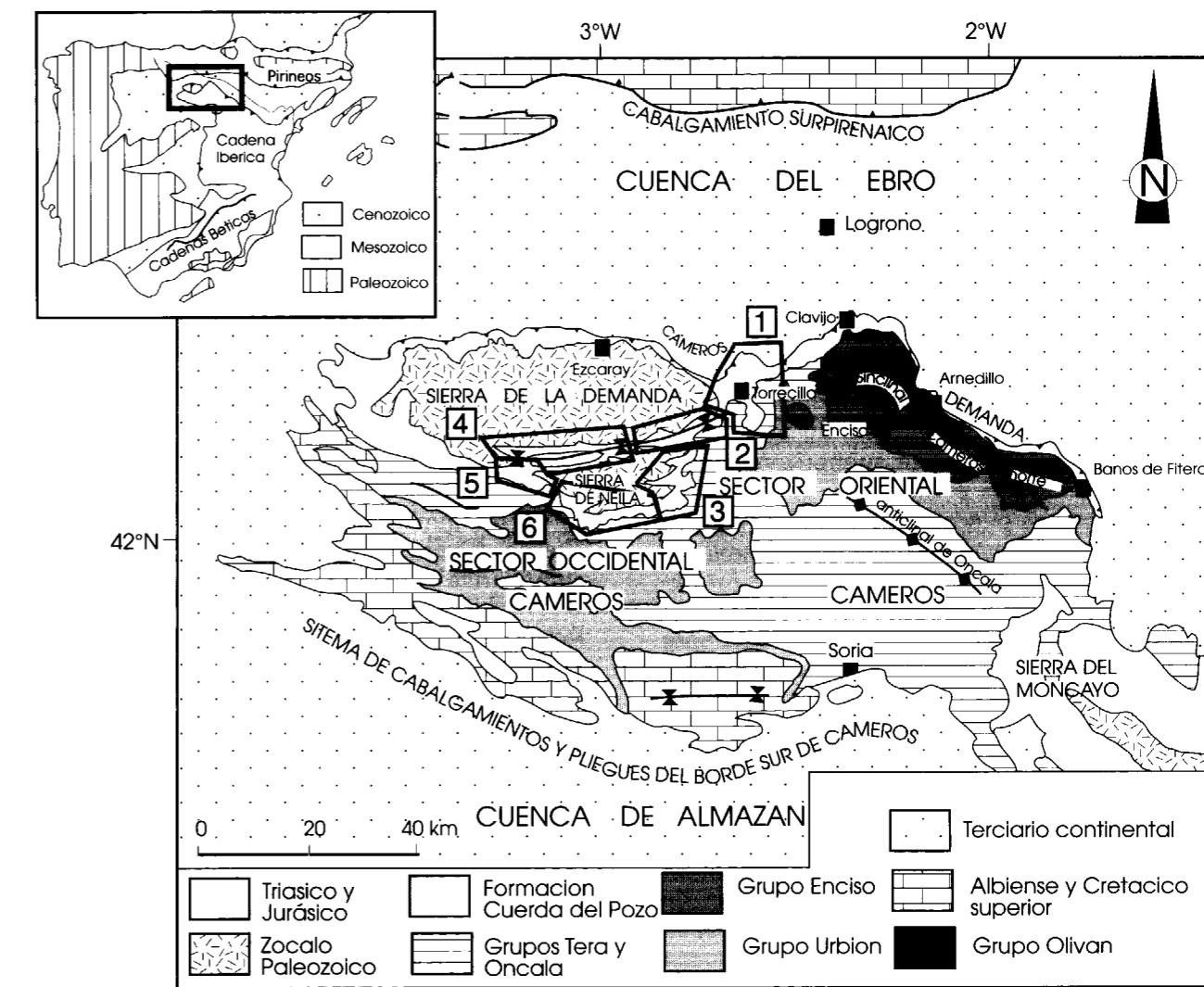


Figura 1.- Situación de los sistemas estudiados en el entorno del macizo de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). 1: sistema de Torrecilla en Cameros, 2: sistema de Brieva de Cameros, 3: sistema de Las Viniegras, 4: sistema de Mansilla, 5: sistemas de Neila y de la Sierra de Urbión.

cionan en gran medida la ubicación de las zonas de recarga y descarga de las aguas subterráneas, así como su movimiento.

GEOLOGÍA Y UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS

La zona de estudio se sitúa en el extremo NO de la Cordillera Ibérica, representada por el Macizo de Demanda-Cameros y, concretamente en su sector occidental, donde afloran los materiales

más antiguos (precámbrios y paleozoicos) del macizo de La Demanda, que constituyen el zócalo Hercínico del mesozoico y cenozoico (figura 1). Dentro de esta unidad hercínica podemos distinguir dos grandes subunidades que corresponden a las de La Demanda (al norte) y Neila (al sur), separadas por el sinclinal de Villavelayo, estructurado en materiales mesozoicos.

Los afloramientos jurásicos carbonatados que constituyen los acuíferos kársticos estudiados en el presente trabajo se ubican en torno a los maci-

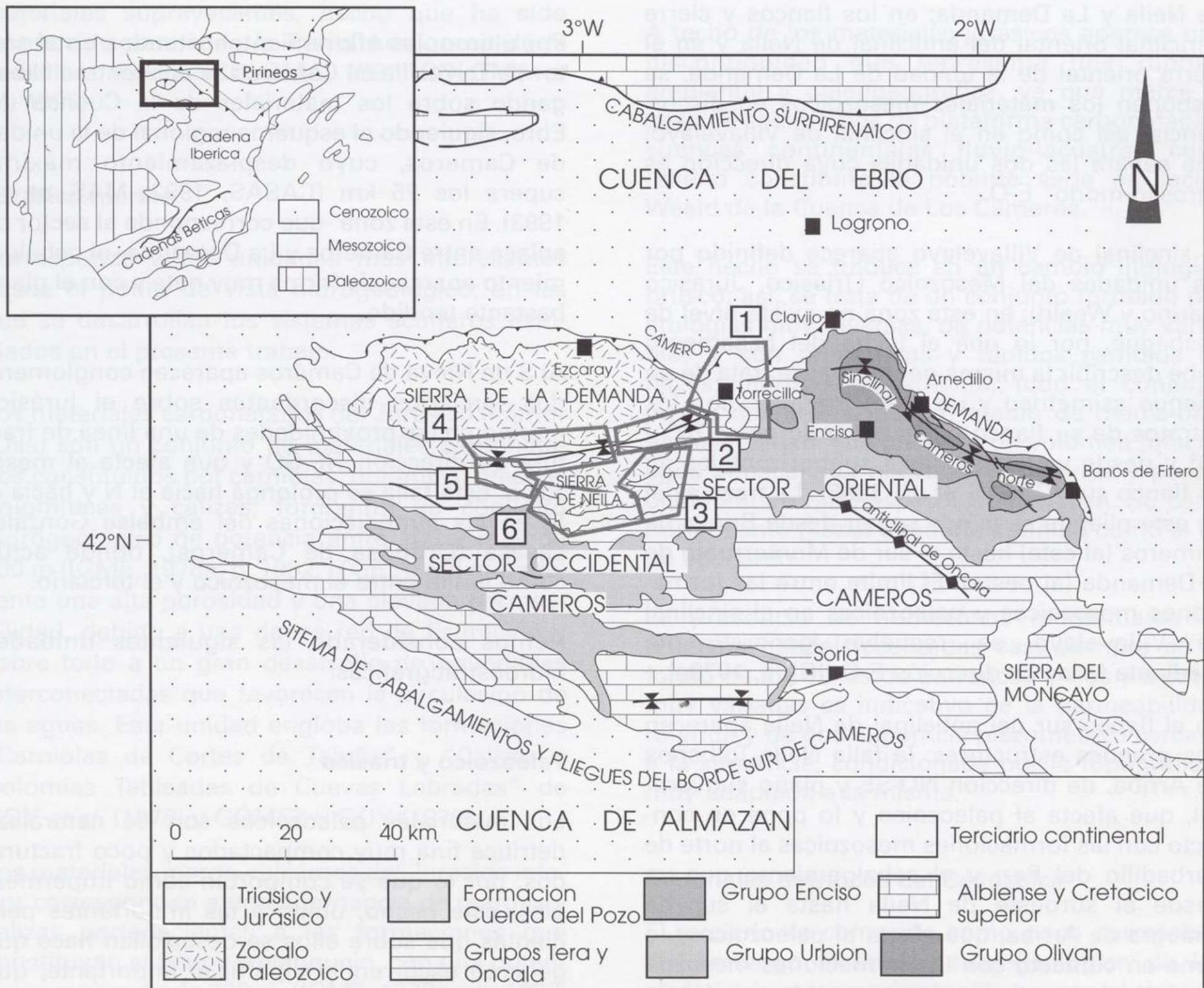


Figura 1.- Situación de los sistemas estudiados en el entorno del macizo de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). 1: sistema de Torrecilla en Cameros, 2: sistema de Brieva de Cameros, 3: sistema de Las Viniegras, 4: sistema de Mansilla, 5: sistema de Fuente Negra, 6: sistemas de Neila y de la Sierra de Urbión.

zos hercínicos de Neila y La Demanda; los límites de estos acuíferos vienen definidos bien por los propios de afloramiento de los materiales permeables, bien por estructuras geológicas no aflorantes.

La estructura es complicada, ya que encontramos tectónica Hercínica y Alpina. Durante la fase de deformación Alpina se deforman tanto la cobertura mesozoica como el zócalo paleozoico; destaca la existencia de un importante nivel de despegue formado por los materiales margoevaporíticos en facies Keuper. La macroestructura queda definida por dos meganticlinales de núcleo Paleozoico, que constituyen las unidades de Neila y La Demanda; en los flancos y cierre periclinal oriental del anticlinal de Neila y en el cierre oriental de la unidad de La Demanda, se disponen los materiales mesozoicos en discordancia, así como en el sinclinal de Villavelayo, que separa las dos unidades cuya dirección es "grosso-modo" E-O.

El sinclinal de Villavelayo aparece definido por las unidades del Mesozoico (Triásico, Jurásico marino y Weald); en esta zona no existe nivel de despegue, por lo que el techo del basamento debe describir la misma geometría; se trata de un pliegue asimétrico y un tanto irregular, con los estratos de su flanco norte buzando entre 20° y 30° y desde verticales hasta subhorizontales en su flanco sur (CASAS *et al.*, 1995). La traza axial de este pliegue se puede seguir desde Brieva de Cameros (al este) hasta el sur de Monterrubio de la Demanda (al oeste). El límite entre las formaciones mesozoicas y paleozoicas en el sinclinal de Villavelayo se resuelve generalmente mediante fallas de dirección E-O (IGME, 1978a).

En el flanco sur del anticlinal de Neila aparecen dos grandes estructuras: la falla Neila-Tolbaños de Arriba, de dirección NO-SE y plano subvertical, que afecta al paleozoico y lo pone en contacto con las formaciones mesozoicas al norte de Barbadillo del Pez; y el cabalgamiento que va desde el suroeste de Neila hasta el sur de Viniegra de Arriba, que afecta al paleozoico y lo pone en contacto con las formaciones mesozoicas; el cabalgamiento desaparece hacia el este (sector de Montenegro de Cameros) donde existe continuidad estratigráfica. Además, destaca la existencia de fallas de dirección NE-SO que afec-

tan a la continuidad lateral de los afloramientos jurásicos.

El jurásico situado al sur del anticlinal de Neila presenta una estructura básicamente monocinal con unos buzamientos hacia el sur comprendidos entre 15° y 40° complicada por la existencia de las fracturas antes mencionadas y por la existencia de pliegues menores.

El jurásico situado al este (sector de Montenegro de Cameros) presenta una estructura subtabular, con mínima variación en la dirección de las capas y complicada por la presencia de fracturas normales, con predominio de direcciones NO-SE.

Por último, los afloramientos situados en el sector de Torrecilla en Cameros se encuentran cabalgando sobre los materiales de la Cuenca del Ebro, siguiendo el esquema regional de la unidad de Cameros, cuyo desplazamiento máximo supera los 25 km (CASAS, 1992; MAS *et al.*, 1993). En esta zona -que corresponde al sector de enlace entre Cameros y La Demanda- el cabalgamiento aparece de forma muy neta y con el plano bastante tendido.

Al S de Nieve de Cameros aparecen conglomerados terciarios discordantes sobre el jurásico marino en las proximidades de una línea de fractura de dirección NE-SO y que afecta al mesozoico. Esta falla se prolonga hacia el N y hacia el S, en las inmediaciones del embalse González Lacasa (Ortigosa de Cameros), donde actúa como límite entre el mesozoico y el terciario.

Hemos considerado las siguientes unidades hidroestratigráficas:

Paleozoico y triásico

Los materiales paleozoicos son de naturaleza detrítica fina muy compactados y poco fracturados, por lo que se comportan como impermeables; este hecho, unido a las importantes pendientes que sobre ellos se desarrollan hace que generen escorrentía superficial importante, que en las zonas de contacto con los materiales jurásicos se infiltra total o parcialmente.

El triásico se presenta en las formaciones típicas

del resto de la Cordillera Ibérica (Triásico Germánico); las facies Buntsandstein, por ser areniscas muy cementadas y no estar afectadas por una fracturación importante, tienen carácter poco permeable, siendo característico la presencia de pequeñas -y en muchos casos efímeras- fuentes que ratifican ese carácter. Las dolomías del Triásico, en facies Muschelkalk, aunque presentan una litología favorable para la karstificación, su escasa potencia hace que su interés hidrogeológico sea secundario. Las facies Keuper corresponden a un conjunto de materiales lutítico-evaporíticos caracterizados por presentar una muy baja permeabilidad, de manera que constituyen el sustrato impermeable de todos los materiales suprayacentes, hecho que ha sido reconocido para toda la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (COLOMA, 1997; COLOMA *et al.*, 1995).

Jurásico marino

Corresponde a las unidades más interesantes desde el punto de vista hidrogeológico; en las que se desarrollan los sistemas acuíferos estudiados en el presente trabajo.

Los materiales carbonatados del Jurásico inferior (Lías) son un conjunto de materiales carbonatados constituidos por carniolas, dolomías, brechas dolomíticas y calizas, formando un conjunto hidrogeológico de potencia entre 100 y más de 200 m (IGME, 1978a; b; 1982; ITGE, 1990) que presenta una alta porosidad y una elevada permeabilidad, debido a una densa red de fisuración y sobre todo a un gran desarrollo de oquedades interconectadas que favorecen la circulación de las aguas. Esta unidad engloba las formaciones "Carniolas de Cortes de Tajuña" y "Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas" de GOY *et al.* (1976) y GÓMEZ y GOY (1979).

Los materiales margo-calcáreos del Jurásico inferior corresponden a una alternancia de margas y calizas pertenecientes a las formaciones que constituyen el Grupo Ablanquejo, con una potencia aproximada de 200 m (IGME, 1978a y b; 1982; 1990). El predominio de los materiales margosos les confiere una menor permeabilidad que contrasta con las excelentes condiciones hidrodiná-

micas que tienen las unidades hidroestratigráficas situadas a base y a techo de esta unidad.

Por último, los materiales carbonatados del Jurásico medio y superior son un conjunto esencialmente carbonatado que incluye las formaciones Carbonatada de Chelva, Calizas negras de Aldealpozo y Calizas con Corales de Torrecilla en Cameros. La potencia de este conjunto varía entre 250 y más de 400 m (IGME, 1978a y b; 1982; ITGE, 1990; ALONSO y MAS, 1990).

Materiales detríticos y carbonatados de las facies Weald

A techo de los materiales jurásicos aparece una discontinuidad que representa una ruptura ambiental y paleogeográfica, ya que marca el paso de sedimentos de plataforma carbonatada a cuencas continentales fluvio-lacustres cuyo relleno constituirá la potente serie en facies Weald de la Cuenca de Los Cameros.

Este hecho se traduce en un cambio litológico brusco; así, se trata de un conjunto formado por litologías muy diversas, de potencias muy variables y con numerosos y rápidos cambios de facies; hidrogeológicamente, todo el conjunto puede definirse como un medio de media-baja permeabilidad, que presenta un volumen total de agua almacenada relevante (en fisuras y poros) debido al elevado espesor que poseen. Su comportamiento global quedaría definido como el de un acuitardo.

La presencia de numerosos manantiales de pequeño caudal localizadas casi siempre en el fondo de los valles de barrancos y ríos y a cotas muy variadas es indicativo de la permeabilidad referida y de una superficie piezométrica cercana a la superficie, condicionada por la topografía y muy adaptada a la misma.

Materiales detríticos del Cenozoico

El terciario se comporta como poco permeable; sin embargo el interés hidrogeológico de los materiales cuaternarios reside en que al tratarse de depósitos muy permeables regulan la recarga que tiene lugar cuando recubren los materiales acuíferos karstificados.

FORMAS KÁRSTICAS PRESENTES EN LOS SISTEMAS ACUÍFEROS

Las formaciones carbonatadas susceptibles de karstificación (jurásico en facies marinas) se encuentran a cotas elevadas, por encima de los 900 m hasta aproximadamente los 1800 m; presentan unas laderas muy regulares como el resto de formaciones; las formas kársticas más importantes desarrolladas en estos materiales son:

Lenares

Estas formas no son excesivamente abundantes. SANZ (1994), siguiendo la nomenclatura propuesta por SWEETING (1972), reconoce los siguientes tipos: *kluftkarren*, se trata de acanaladuras que siguen a diaclasas; *hölkarren* (SWEETING, 1972), lapiaces alveolares; *rillenkarren*, finas crestas afiladas y alineadas según la pendiente; *rundkarren*, acanaladuras; además también se encuentran *lapiaces estructurales*.

Dolinas

Aparecen bien aisladas o formando campos de dolinas; según SANZ (1994) la impronta nival es importante en ellas; destaca el campo de dolinas de la Plataforma de los Gamellones (PELLICER, 1985) con más de 180 dolinas. También son abundantes las *dolinas de sufusión o aluviales* sobre depósitos glaciares, fluvioglaciares, aluviales o residuales (*terra-rossa*) que tapizan las formaciones karstificables.

Valles secos y sumideros

Hay gran cantidad de valles cuyos cauces permanecen secos prácticamente durante todo el año, debido a la alta permeabilidad de su lecho; otras veces existen dolinas -sobre todo aluviales- que se encuentran en los valles funcionando como sumideros. Los sumideros o "tragaderos" incluyen algunas de las dolinas y tramos localizados en los cauces en los que se pierde todo o parte del caudal circulante.

Formas glaciokársticas

Corresponden a depresiones más o menos cerra-

das de grandes dimensiones a las que SANZ (1994) atribuye un origen por efectos combinados de modelado glaciar y kárstico; destacan las formas de Nilsa Chica y Nilsa Grande en la Sierra de Urbión, en cuyo fondo se instalan sendos sumideros permanentes.

La karstificación en la zona está favorecida por las altas precipitaciones, baja temperatura y abundancia de precipitaciones en forma de nieve, así como por la presencia de fracturas.

RESULTADOS OBTENIDOS: FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS KÁRSTICOS DIFERENCIADOS.

En este apartado se definen y describe el funcionamiento hidrogeológico de cada uno de los sistemas kársticos desde que se produce la infiltración en las zonas de recarga hasta que alcanza las zonas de descarga, prestando especial atención al mecanismo de recarga preponderante, a la ubicación de las zonas de descarga y a la respuesta de los mismos a los episodios de precipitaciones.

En base a las características hidrogeológicas de los materiales geológicos, a la geometría de los mismos y a la ubicación de las zonas de recarga y descarga de las aguas subterráneas, hemos distinguido los siguientes acuíferos o sistemas kársticos desarrollados en los materiales carbonatados jurásicos:

- Acuífero o Sistema Kárstico de Torrecilla en Cameros
 - Acuífero o Sistema Kárstico de Brieva de Cameros
 - Acuífero o Sistema Kárstico de las Viniegras
 - Acuífero o Sistema Kárstico de Mansilla
 - Acuífero o Sistema Kárstico de Fuente Negra
 - Acuífero o Sistema Kárstico de Neila
 - Acuífero o Sistema Kárstico de la Sierra de Urbión

Acuífero o Sistema Kárstico de Torrecilla en Cameros

Sobre el jurásico carbonatado en el entorno del cauce del río Iregua, entre las localidades de Pradillo y de Torrecilla en Cameros, se ha desarrollado un importante aparato kárstico. Estos materiales se encuentran cabalgando sobre los materiales de la Cuenca del Ebro, con el plano bastante tendido; los materiales jurásicos se encuentran intensamente fracturados.

En este sistema destaca la presencia de gran cantidad de dolinas y dolinas-sumidero, especialmente abundantes en el entorno de la divisoria entre las cuencas del Iregua y Najarilla (Plataforma de los Gamellones) que llegan a tener hasta 20 m de diámetro, con un total de 181 dolinas (PELLICER, 1985) algunas de las cuales funcionan como sumideros (figura 2); además, también existen bastantes sumideros en los barrancos de la margen izquierda del río Iregua que, por otra parte, sólo llevan agua en períodos de lluvias, permaneciendo sus cauces secos durante la mayor parte del año; en ellos, parte del agua circulante se pierde recargando el acuífero. La recarga tiene lugar también por infiltración del agua de las precipitaciones en los 80 km² de superficie permeable; otra componente de la recarga deben ser las transferencias desde el acuífero Weald, si bien no parecen ser importantes.

La descarga tiene lugar mediante varios manantiales situados a cotas entre 1305 y 800 m, y por aportes directos al cauce del río Iregua; la surgencia más importante es el manantial de San Pedro ubicado en el arroyo del mismo nombre en el contacto entre el Lías carbonatado y el margoso. Ha sido controlado periódicamente durante los años hidrológicos 1993/94 a 1996/97, arrojando caudales entre 12 y 255 l/s, presentando un típico comportamiento kárstico fuertemente influenciado por las precipitaciones; su caudal medio es de 74 l/s. En la figura 3 se ha representado la evolución de su caudal diario (los datos de caudal diario proceden de campañas de CHE, 1991); el carácter kárstico del acuífero que drena queda evidenciado además por las bajas mineralizaciones y temperaturas de surgencia. El resto de manantiales totalizan un caudal medio en torno a los 30 l/s.

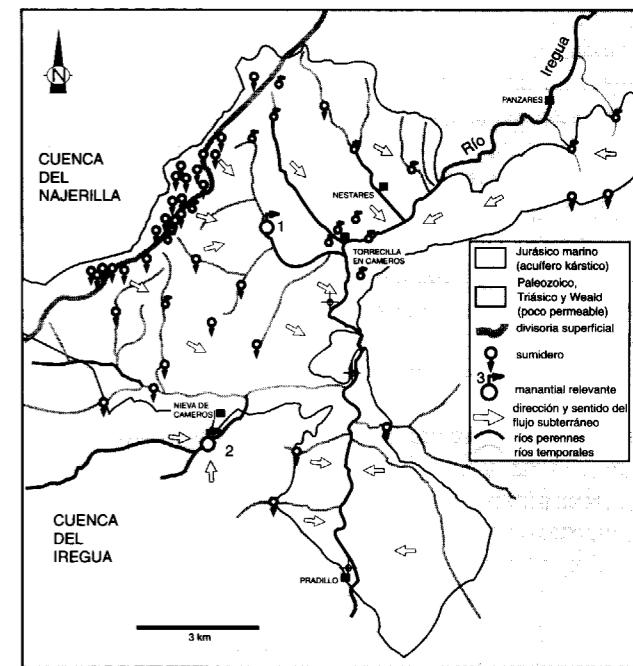


Figura 2.- Esquema hidrogeológico del sistema kárstico de Torrecilla en Cameros. 1: Manantial de San Pedro, 2: Fuente Fría

La descarga del acuífero carbonatado se produce principalmente directamente al cauce del río Iregua a cotas entre 870 y 712 m; el caudal aportado ha sido evaluado mediante la realización de aforos diferenciales controlando tres escalas limnimétricas cuya situación es: Pradillo (en los primeros afloramientos jurásicos), puente de Almarza y azud de la Central Hidroeléctrica de Panzares (aguas abajo del frente cabalgante); controlando los caudales derivados por acequias que podrían enmascarar los resultados. El río presenta un carácter efluente, con caudales descargados medios de 170 l/s entre Pradillo y

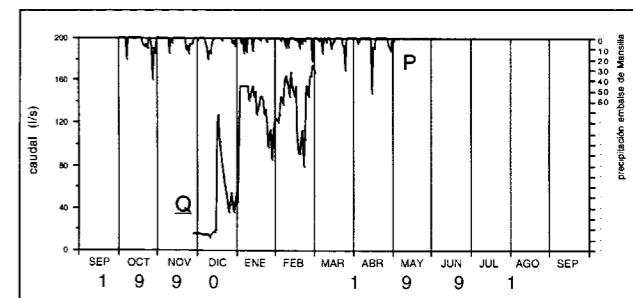


Figura 3.- Hidrograma del manantial de San Pedro (Torrecilla en Cameros). (P=precipitación, Q=caudal)

punte de Almarza, y de 240 l/s entre puente de Almarza y el azud de la Central Eléctrica. Estos valores deben tomarse como estimativos dada la enorme dificultad en los aforos del Iregua como consecuencia de la irregularidad de las secciones y de los relativamente importantes caudales circulantes.

Acuífero o Sistema Kárstico de Brieva de Cameros

La superficie de este sistema kárstico se reparte entre las cuencas del Iregua y del Najarilla. Su geometría viene definida en el sector occidental por el sinclinal de Villavelayo; esta estructura se amortigua hacia Ortigosa, donde el Jurásico pasa a disponerse prácticamente tabular hasta interrumpirse en una línea de fractura de dirección NE-SO y que afecta al Mesozoico.

La recarga se produce de forma directa por infil-

tración del agua de las precipitaciones en los 35 km² de afloramiento de los materiales permeables y, en la cuenca del Iregua, a través de los sumideros de los arroyos afluentes del río Seco de Ortigosa, en el contacto entre los materiales triásicos y jurásicos. En la cuenca del Najarilla la recarga tiene lugar, sobre todo, a partir de la infiltración en sumideros en los que se infiltra parte de la escorrentía generada en los materiales impermeables, destacando los sumideros de los ríos Brieva y Ventrosa con una capacidad de infiltración de más de 300 y 50 l/s respectivamente, el resto de sumideros son de carácter temporal ya que sus cuencas receptoras son de escasa entidad. La superficie impermeable que recogen los sumideros es de 26 km².

El Nacedero del Brieva es el punto de surgencia principal (figura 4) con 150 l/s de caudal medio; se sitúa a cota de 1020 m en el cauce del río que le da nombre, surge en el contacto entre la Formación Cortes de Tajuña y el Keuper que

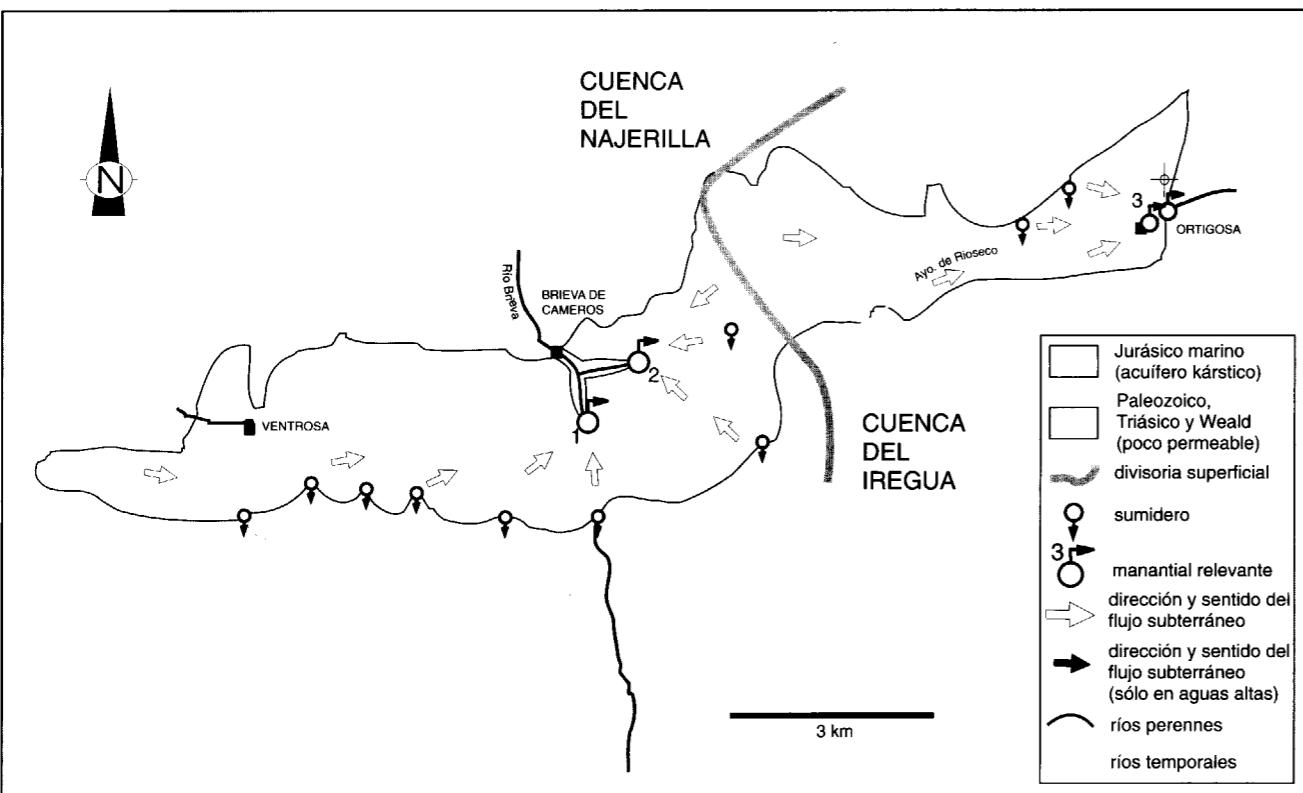


Figura 4.- Esquema hidrogeológico del sistema kárstico de Brieva de Cameros. 1: Nacedero del Brieva, 2: Fuente el Berrinche, 3: Fuente Ortigosa, 4: Fuente de los Ríos

aflora en el fondo del valle, a través de un débil recubrimiento cuaternario; otro punto de surgencia importante es la fuente del Berrinche, ubicada a 1035 m en el arroyo de Morcariza, afluente del Brieva, la surgencia tiene lugar de la misma forma que en el caso anterior, pero su caudal medio es inferior (20 l/s). Los caudales del río Brieva tras las surgencias han sido controlados diariamente durante un período de un año por CHE (1991). El hidrograma incluye la aportación subterránea de los manantiales y la escorrentía superficial que ha logrado atravesar los afloramientos permeables. Con el fin de analizar las respuestas del sistema a las mismas en el gráfico de la figura 5 se representan estos datos diarios de caudales, conjuntamente con la precipitación diaria. El estudio del hidrograma indica la existencia de un sistema con escaso efecto memoria y baja inercia, por lo que tanto las respuestas a los episodios de recarga como los agotamientos son extraordinariamente rápidos; además, se manifiesta una escasa capacidad de almacenamiento.

La descarga también tiene lugar en Ortigosa; se produce mediante dos surgencias situadas en el cauce del río Albercos: la fuente de Los Ríos, que es una zona de descarga difusa ubicada en el fondo de un desfiladero calizo, de 50 l/s; y la fuente de Ortigosa, de 27 l/s. Ambas surgen a una cota de 1006 m, en calizas de la Formación Chelva, que se presentan karstificadas y con un notable desarrollo espeleológico (Cuevas de Ortigosa) en su zona no saturada. Los caudales han sido controlados mediante aforos diferenciales en el río Albercos debido a que se trata de una zona de drenaje difuso; el caudal medio descargado por este sistema kárstico en el cauce del río

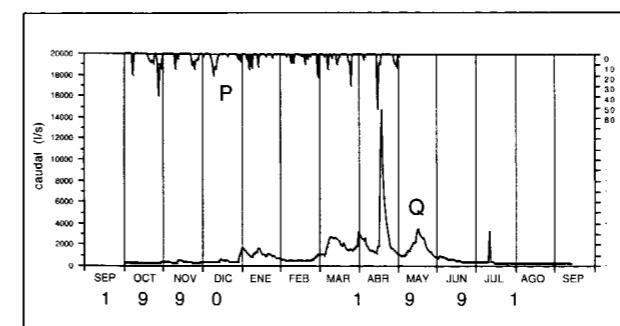


Figura 5.- Hidrograma de los manantiales de Brieva de Cameros. (P=precipitación, Q=caudal)

es de 80 l/s. La descarga presenta oscilaciones de caudal, asociadas a épocas de lluvias o deshielos con puntas de hasta 240 l/s; las características de variación de caudal, bajas temperaturas de surgencia y turbidez que presenta el agua tras períodos de lluvias son indicativas del desarrollo de un acuífero kárstico s.s.

A la luz de los datos existentes hasta el momento podemos deducir que la divisoria de aguas superficial coincide grosso-modo con la subterránea (ver figura 4); también se pone de manifiesto cómo las fuentes de Brieva drenan fundamentalmente los materiales del Jurásico inferior, mientras que en Ortigosa predomina el drenaje de los materiales del Jurásico marino medio y superior.

Acuífero o Sistema Kárstico de Las Viniegras

Presenta una geometría subtabular, con mínima variación en la dirección de las capas y complicada por la presencia de fracturas normales, con predominio de direcciones NO-SE.

Sus 35 km² de superficie permeable se reparten entre las cuencas del Iregua y del Najarilla. La recarga del sistema se produce a través de la infiltración directa del agua de las precipitaciones (recarga autóctona generada en 10 km² de cuenca) y especialmente a través de dolinas-sumideros, sumideros en los cauces de arroyos y valles secos que constituyen zonas localizadas de fuerte recarga (SANZ, 1996 b) que presentan un régimen de infiltración irregular, con caudales máximos de infiltración entre 10 y 30 l/s.

La descarga principal del sistema de Las Viniegras tiene lugar por los manantiales de la Ermita y del Río en Viniegra de Arriba (figura 6), ubicados próximos al punto en que los arroyos Ormazal y del Puerto de Montenegro, respectivamente, intersectan el contacto entre la Formación Cortes de Tajuña y el triásico en facies Keuper impermeable, a cotas de 1215 y 1200 m, aportando 500 l/s en conjunto (según se desprende de los datos de CHE, 1991 y propios). Este caudal incluye, además de la aportación subterránea, la escorrentía superficial no infiltrada en los afloramientos carbonatados, aunque están calculados en base a un período corto de medidas (octubre 1990-mayo 1991) (CHE, 1991).

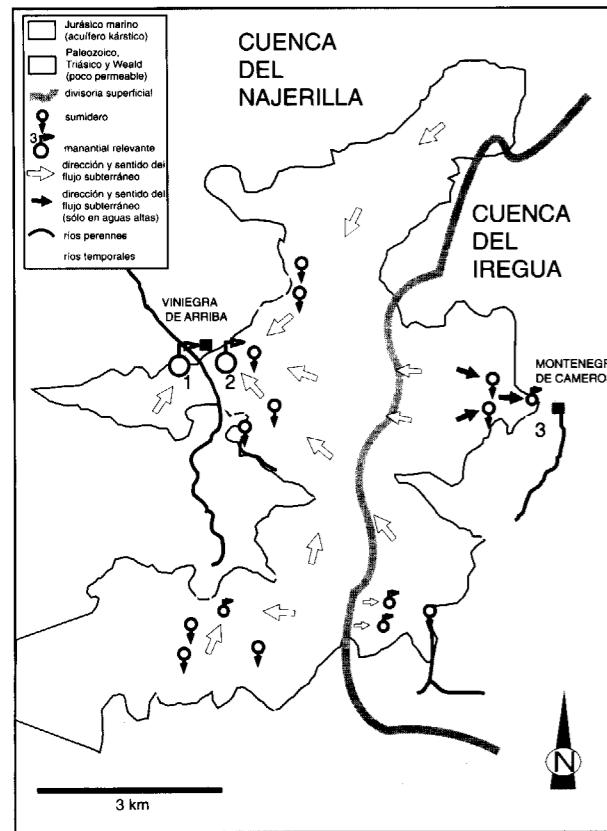


Figura 6.- Esquema hidrogeológico del sistema kárstico de las Viniegras. 1: Manantial la Ermita, 2: Manantial el Río, 3: Manantial intermitente de Montenegro de Cameros

Muy próximo al casco urbano de Montenegro de Cameros se ubica, a cota 1215 m, el manantial intermitente de Montenegro, con un típico funcionamiento kárstico; sólo funciona en épocas de deshielos o lluvias cuando los arroyos de Horcajuelo y Montenegro llevan agua que se infiltra -total o parcialmente- en sendos sumideros con una capacidad máxima de infiltración de 30 l/s cada uno, alimentando el manantial ocasional. Su caudal está fuertemente influenciado por la infiltración en los sumideros, siendo su respuesta muy rápida; se trata de un *trop-plein* de carácter ocasional.

La componente principal del flujo en este sistema kárstico es hacia los manantiales de Las Viniegras en la cuenca del río Nájera -poniéndose de manifiesto un traspase subterráneo intercuencas- mientras que el manantial intermitente de Montenegro sólo funciona en épocas de

deshielos o lluvias cuando circula agua por los arroyos de Horcajuelo y Montenegro, actuando entonces como punto de descarga del sistema kárstico.

Como puede observarse en el gráfico de la figura 7 dónde se representa el hidrograma de estos manantiales (incluye además las aportaciones superficiales que consiguen atravesar los afloramientos permeables), las oscilaciones del caudal son importantes y rápidas, con una sensibilidad patente a las lluvias y con un régimen pluvionival manifiesto; asimismo, se pone de manifiesto el drenaje de un sistema acuífero con funcionamiento típicamente kárstico (*conduit-flow aquifer*), con rápidas respuestas a episodios de recarga y agotamientos igualmente rápidos; se trata de un sistema de baja inercia y escaso efecto memoria.

Acuífero o Sistema Kárstico de Mansilla

Está constituido por los afloramientos de materiales permeables ubicados en los flancos del sinclinal de Villavelayo, cuyo núcleo lo ocupan las formaciones del Weald y en cuyos flancos aparecen las formaciones del resto del mesozoico y del paleozoico.

La recarga se verifica a partir de la infiltración directa del agua de las precipitaciones (69 km² de afloramiento permeable), así como a través de cauces influentes (valles secos) y sumideros (ver figura 8). De entre estos últimos, los más importantes son el ubicado en el cauce del río Nájera, justo en el contacto entre el trías impermeable y el jurásico (sumidero de Los Tollos), con una

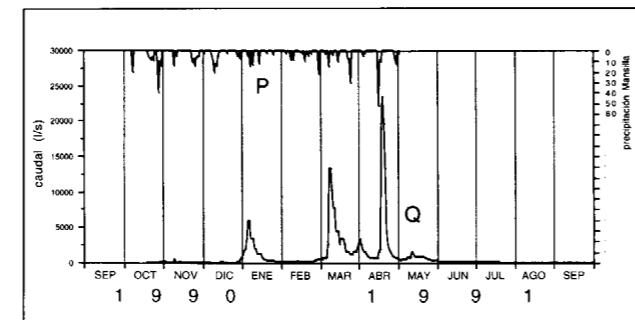


Figura 7.- Hidrograma de las surgencias de Viniegra de Arriba. (P=precipitación, Q=caudal)

capacidad de infiltración máxima de hasta 1000 l/s, constituyendo un ejemplo espectacular de sumidero permanente; así como los situados en el río Portilla justo en la cola del embalse de Mansilla, con una capacidad de infiltración máxima de 200 l/s en conjunto.

Otros sumideros importantes son los ubicados en las inmediaciones del cauce del río Urria (en arroyos afluentes), con 100 l/s de capacidad máxima de infiltración en conjunto y los situados en los barrancos que descienden de la sierra de La Demanda al norte de los afloramientos permeables, con una media de 20 l/s de capacidad máxima de infiltración cada uno.

La descarga se produce en tres puntos: por una parte en el fondo del vaso del embalse de Mansilla (de 67,7 hm³ de capacidad) que incluye 8 manantiales (de ellos el más caudaloso es el Borbullón) ubicados a cotas entre 890 y 905 m, que totalizan unos 150 l/s de caudal medio. Estas surgencias son sólamente visibles cuando el embalse está prácticamente vacío; cuando no lo está, la columna de agua que soportan las surgencias disminuirá su caudal y modificará tanto el régimen de recarga-descarga como el nivel

piezométrico en el entorno del embalse. El segundo de los puntos de descarga se ubica en el barranco de San Jorge, cerca de la localidad de Canales de la Sierra, por medio de dos manantiales principales que totalizan casi 100 l/s; aforos ocasionales han permitido constatar la respuesta rápida a las precipitaciones y sus importantes variaciones temporales. La última de las zonas de descarga se ubica en el río Urria y corresponde a recirculaciones en su cauce; destacan las surgencias del Juez (45 l/s) y Ortigueño (25 l/s). Señalar que en épocas de estiaje el cauce permanece seco en varios tramos, mientras que en épocas de aguas altas el río logra atravesar los afloramientos permeables.

Acuífero o Sistema Kárstico de Fuente Negra

Con una traza axial paralela al sinclinal de Villavelayo -al sur y oeste del mismo- existe un anticlinal de núcleo paleozoico (anticlinal de Neila) que hace aparecer el Jurásico carbonatado en dos afloramientos: el correspondiente a los sistemas de Neila-Urbión al este y el afloramiento situado más al oeste, desde Tolbaños de Arriba hasta Barbadillo del Pez, donde está

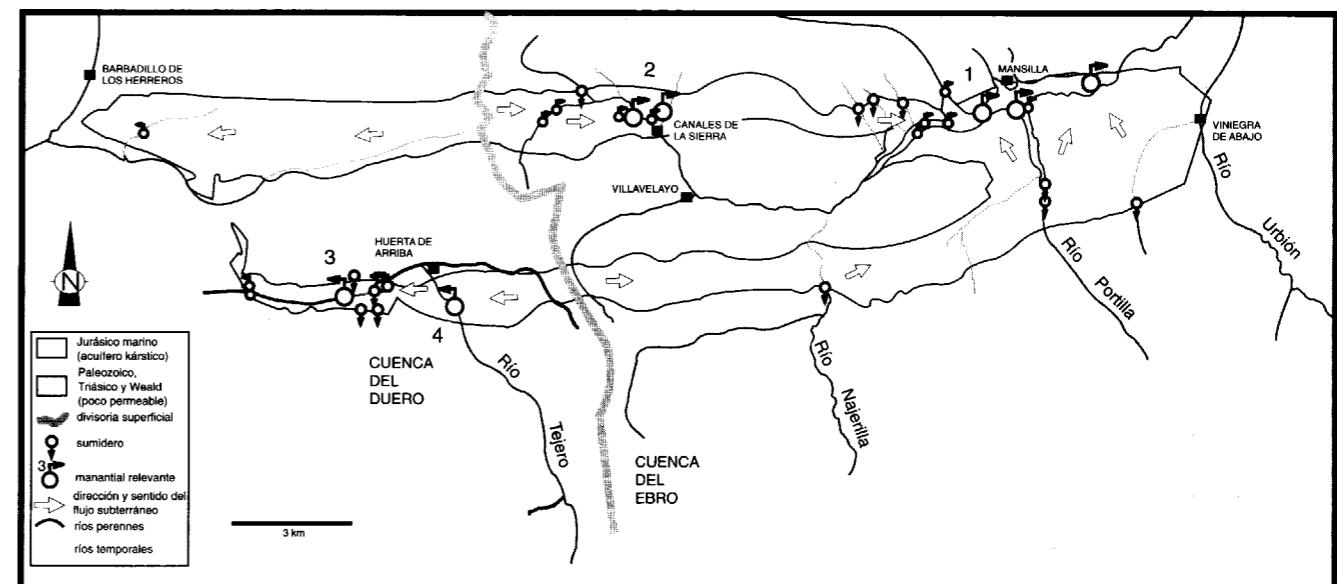


Figura 8.- Esquema hidrogeológico del sistema kárstico de Mansilla. 1: Manantiales del embalse de Mansilla, 2: Manantiales de Canales de La Sierra, 3: Fuente del Juez, 4: Manantial el Ortigueño

cubierto por el pliocuaternario y cuaternario; este segundo afloramiento constituye el sistema kárstico de Fuente Negra. La serie mesozoica presenta una estructura monocinal en la parte oriental, con buzamientos suaves hacia el sur (10-15°), y subtabular hacia la parte occidental, coincidiendo con el cierre periclinal de la gran estructura del anticlinal de Neila.

La recarga tiene lugar por infiltración directa del agua de las precipitaciones en los 18,5 km² de afloramiento y a través de los sumideros ubicados en el punto en que los afluentes de la margen izquierda del río Urria pasan de discurrir por materiales impermeables a hacerlo por permeables, recogiendo la escorrentía de más de 50 km²; se han reconocido cinco sumideros (SANZ PÉREZ, 1996 b), cuya capacidad máxima de infiltración varía entre 10 y 40 l/s.

La descarga principal se localiza en las proximidades del cauce del río Urria (afluente del Pedroso, perteneciente a la cuenca del Duero) en la localidad de Quintanilla de Urrilla, a una cota de 1057 m (figura 9); son dos surgencias de similar entidad situadas muy próximas. Además,

existen aportes directos al río Urria. Este manantial no ha sido aforado de manera continua, pero los aforos preexistentes (ITGE, 1992; SANZ, 1996b) y algunos propios, nos permiten caracterizar este manantial como típicamente kárstico, con puntas de más de 1700 l/s en primavera, y estiajes de tan sólo 15 l/s a finales de verano; el caudal medio de este manantial lo estimamos en torno a los 400-500 l/s, mientras que los aportes directos al río oscilan entre 50 y más de 350 l/s calculados mediante aforos diferenciales realizados en el cauce del río. Su surgencia tiene lugar en el contacto entre dos unidades del jurásico marino: la Formación Cuevas Labradas y el Grupo Ablanquejo, de menor permeabilidad.

Acuífero o Sistema Kárstico de Neila

En el flanco sur del anticlinal de Neila aflora de nuevo la serie carbonatada jurásica, que presenta una disposición de las capas básicamente monocinal, con buzamientos del orden de 10-20° hacia el sur; esta estructura está complicada por una serie de fracturas de dirección NNO a SSO y, especialmente por el cabalgamiento que va

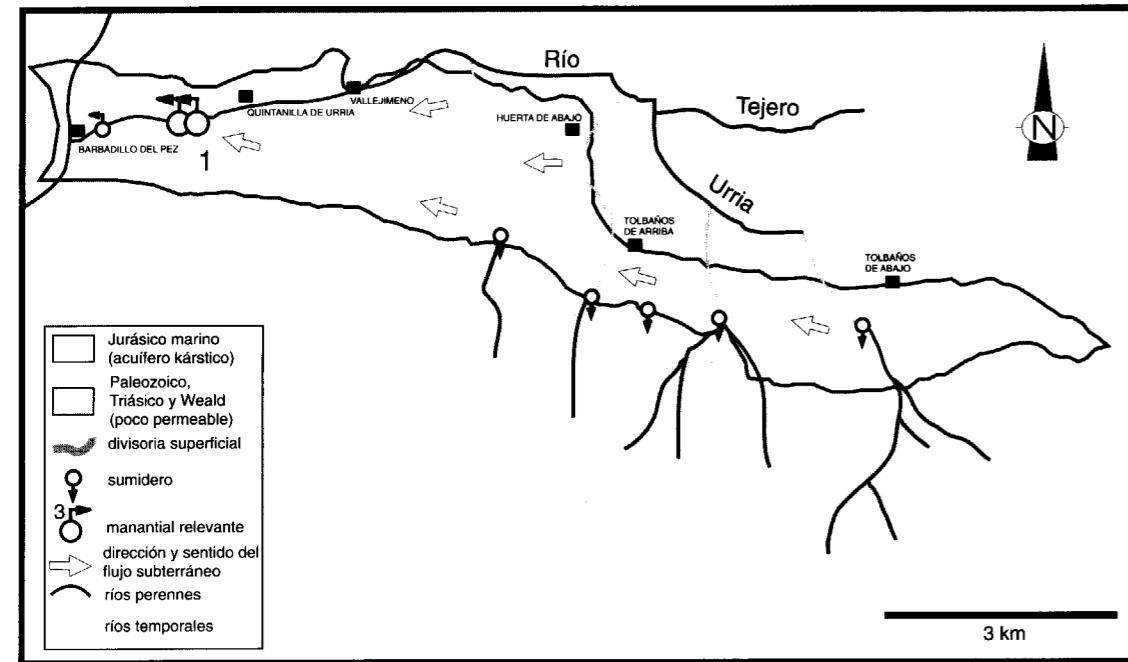


Figura 9.- Esquema hidrogeológico del sistema kárstico de Fuente Negra. 1: Fuente Negra

desde el suroeste de Neila hasta el sur de Viniegra de Arriba; este cabalgamiento desaparece hacia el este (sector de Montenegro de Cameros), donde existe continuidad estratigráfica; su significado hidrogeológico es importante, ya que por un lado limita el sistema kárstico de Neila al sur y este de dicha localidad y por otra hace de divisoria virtual entre los sistemas de Neila (al oeste) y Urbión (al este), al dificultar o impedir la conexión hidráulica entre ellos; otro accidente tectónico importante corresponde a la falla Neila-Tolbaños de Arriba, de dirección NO-SE y plano subvertical, que pone en contacto el Paleozoico con las formaciones mesozoicas al sur.

En el sistema de Neila (figura 10) la recarga autógena o directa tiene lugar a través de los 10 km² de afloramientos permeables, mientras que la indirecta se verifica a través de las pérdidas de los arroyos que descienden de las cumbres y lagunas de Neila tanto hacia la cuenca del Duero (3 sumideros) como hacia la del Ebro (3 sumideros) recogiendo la escorrentía de 10 km²; la capa

ciudad máxima de infiltración conjunta es del orden de 70 l/s.

La descarga tiene lugar principalmente por los manantiales de Neila que constituyen el nacimiento del río Najarilla; son dos manantiales próximos, de manera que la cueva que da lugar a estas surgencias sufre una bifurcación 350 m antes de su salida (SANZ, 1992) para dar lugar al manantial de La Cueva (surgencia principal, N1) y Pantorra (surgencia secundaria, N2). Un hecho constatado es la variación brusca de caudal que sufren estos manantiales como consecuencia de la formación de bancos de arena que se rompen de forma repentina. El caudal medio conjunto es de 198 l/s.

Los caudales de las surgencias han sido controlados diariamente durante un período de un año por CHE (1991); el caudal aportado por las dos surgencias principales se presenta en el gráfico de la figura 11 conjuntamente con la precipitación diaria; como en los casos anteriores se pone de manifiesto el carácter kárstico sensu estricto

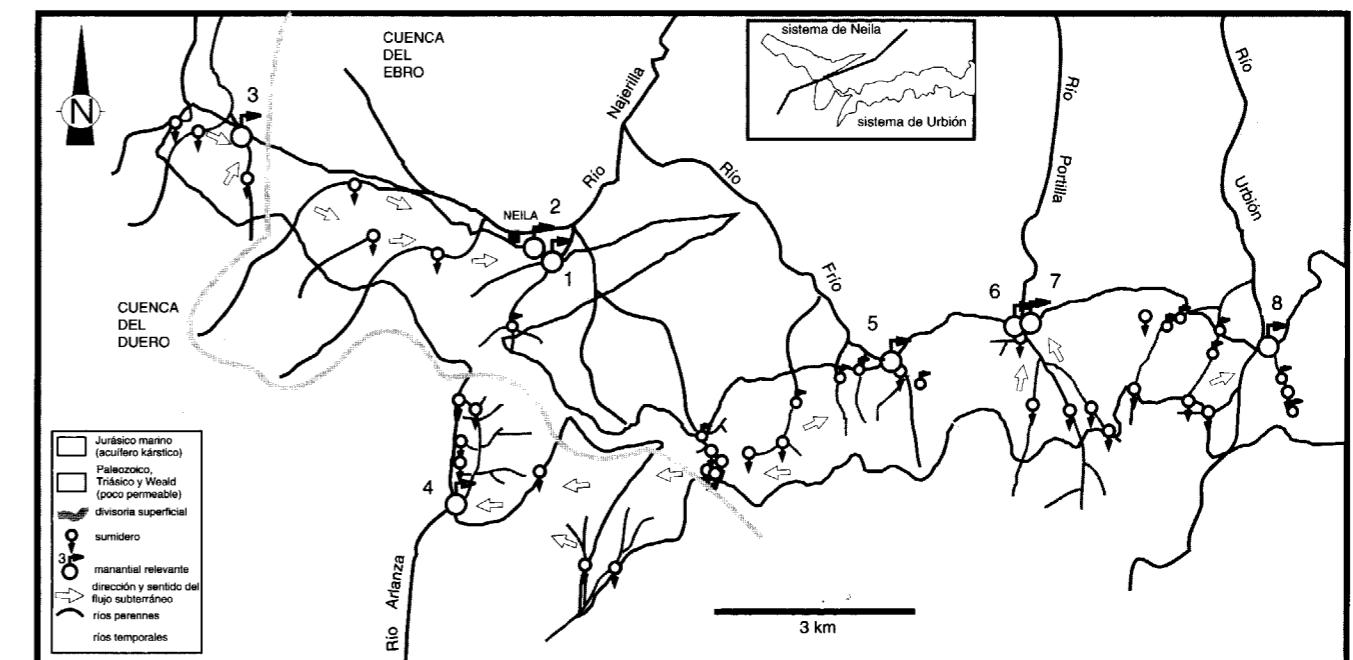


Figura 10.- Esquema hidrogeológico de los sistemas kársticos de Neila y de la Sierra de Urbión. 1: Manantial la Cueva, 2: Manantial Pantorra, 3: Manantial Santa Catalina, 4: Fuente Sanza, 5: Manantial Río Frío, 6: Manantial Río Portilla, 7: Manantial Porqueros, 8: Fuentedorra

del sistema, con oscilaciones importantes y rápidas de caudal y una respuesta rápida a las precipitaciones o a las infiltraciones en los barrancos, presentan un régimen pluvionival patente con respuestas menos sensibles a tormentas de verano que a otros períodos húmedos (consecuencia de la fusión nival), de forma que los caudales más altos corresponden a épocas de deshielo.

La descarga también tiene lugar a través del manantial de Santa Catalina en el sector más occidental, ya en la cuenca del Duero, de 25 l/s de caudal, no descartándose la posibilidad de existencia de un trasvase subterráneo hacia los manantiales de Neila.

Acuífero o Sistema Kárstico de la Sierra de Urbión

Como hemos señalado, el cabalgamiento que va desde el suroeste de Neila hasta el sur de Viniegra de Arriba limita el sistema kárstico de Urbión por el oeste, mientras que su límite oriental es aproximado y correspondería con la divisoria subterránea con el sistema de Las Viniegras.

En el sistema de Urbión (figura 10) la recarga autóctona o directa tiene lugar a través de los 20 km² de afloramientos permeables, mientras que la indirecta se verifica a través de las pérdidas de los arroyos que descienden de las cumbres y lagunas de Neila tanto hacia la cuenca del Duero (7 sumideros) como hacia la del Ebro (16 sumideros) recogiendo la escorrentía de 18 km²; la capacidad máxima de infiltración varía entre 5 y

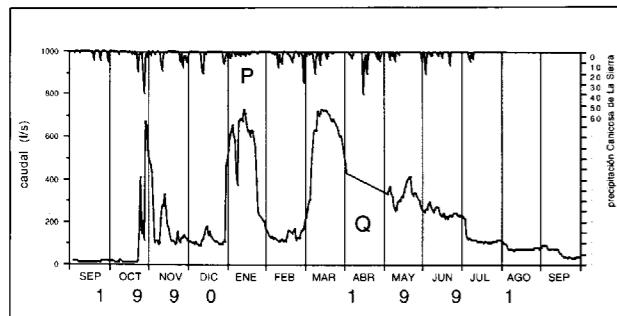


Figura 11.- Hidrograma de los manantiales de Neila. (P=precipitación, Q=caudal)

50 l/s; destacando sobre estos los sumideros de Nilsa Chica, del río Frío y del río Portilla con 200, 200 y 500 l/s respectivamente.

La surgencia principal es la Fuente Sanza (en Quintanar de La Sierra), situada a una cota de 1300 m en la cabecera del río Arlanza. Surge en calizas del Dogger, muy cerca del contacto con las facies Weald; se trata de dos brotes cercanos -uno de ellos mucho más importante-, más otras tres fuentes (manantiales de La Toba, Cuestarvergares, La Cuesta) y otros más pequeños.

Los caudales de la surgencia, controlados por CHE (1991) se presentan en el gráfico de la figura 12 conjuntamente con la precipitación diaria; se pone de manifiesto el carácter kárstico sensu estricto del sistema, con un régimen pluvionival patente, oscilaciones importantes y rápidas de caudal y una respuesta rápida a las precipitaciones (con un decalaje de apenas un día) o a las infiltraciones en los barrancos.

El caudal medio de la surgencia es de 500 l/s, que no se explica con la infiltración en la cuenca del Arlanza (3,5 km²); los caudales provienen del trasvase subterráneo desde la cuenca del Ebro, hecho sugerido por CHE (1991), BLASCO y ROLANDI (1992) y comprobado mediante trazadores por SANZ (1992).

Otros puntos de descarga importantes tienen lugar en los ríos que descienden de la Sierra de Urbión hacia el Nájera, en el contacto entre los materiales jurásicos y el Keuper impermeable, siempre en relación con sumideros próximos;

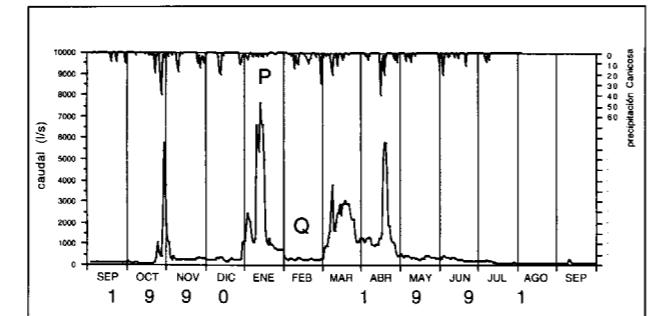


Figura 12.- Hidrograma de Fuente Sanza. (P=precipitación, Q=caudal)

así, en el río Frío de Urbión se sitúa a cota de 1280 m el manantial del Río Frío de 20 l/s; en el río Portilla se sitúan, a cotas de 1390 y 1360 m, respectivamente, los manantiales de Río Portilla y Fuentedorra, con 50 l/s de caudal cada uno, y en el río Urbión se sitúa a cota de 1360 m el manantial de Porqueros, de 50 l/s.

CONCLUSIONES

Hemos reconocido la existencia de siete sistemas kársticos en torno a los macizos paleozoicos de Neila y La Demanda (Cordillera Ibérica), desarrollados en formaciones carbonatadas del Jurásico en facies marinas, repartiéndose sus 268 km² de superficie permeable entre las cuencas del Ebro, y en menor medida, del Duero; los sistemas kársticos son: Torrecilla en Cameros, Brieva de Cameros, Las Viniegras, Mansilla, Fuente Negra, Neila y Urbión.

La recarga tiene dos componentes: una recarga directa o autóctona que tiene origen en la infiltración del agua de las precipitaciones en los afloramientos permeables, y otra indirecta o alóctona que tiene lugar por medio de sumideros en los cauces de los ríos, en dolinas-sumidero, o en valles secos que discurren por el Jurásico, con capacidades máximas de infiltración del orden de decenas de l/s hasta, excepcionalmente, varios cientos de l/s; la ubicación de los sumideros suele coincidir con el punto en que los cauces atraviesan los primeros afloramientos permeables.

La descarga tiene lugar a través de manantiales caudalosos y por aportes directos a los cauces de los ríos. El estudio de los hidrogramas de caudales diarios y de los datos de aforos periódicos ponen de manifiesto el drenaje de sistemas acuíferos con funcionamiento típicamente kárstico (*conduit-flow aquifers*), con rápidas respuestas a episodios de recarga y agotamientos igualmente rápidos, tratándose de sistemas de baja inercia, escaso efecto memoria y régimen pluvionival patente.

La escasez de datos de caudales diarios no permite estudiar el hidrograma correspondiente a varios ciclos mediante análisis de correlación espectral simple y cruzado (MANGIN, 1984;

ANTIGÜEDAD, 1986; PADILLA et al., 1994) o la deconvolución (PULIDO, 1996), que permitirían un conocimiento detallado del funcionamiento de los sistemas y de los grados de karstificación.

Los recursos subterráneos generados en estos sistemas son importantes y han sido evaluados en: 15 hm³/año para el sistema de Torrecilla en Cameros; 7,7 hm³/año para el sistema de Brieva de Cameros; 15,8 hm³/año para el sistema de las Viniegras; 9,9 hm³/año para el sistema de Mansilla; 21,7 hm³/año para el sistema de Fuente Negra, 7 hm³/año para el sistema de Neila y 97,9 hm³/año para el sistema de la Sierra de Urbión, totalizando 175 hm³/año en conjunto.

AGRADECIMIENTOS

A la Confederación hidrográfica del Ebro, especialmente a Víctor Arqued y a Javier San Román; al ITGE (Zaragoza), especialmente a D. Antonio Azcón por permitirnos la consulta de varios datos e informes. Este trabajo está incluido en los proyectos PB89/0344 (DGICYT) y HID96/1882, además ha sido financiado parcialmente por una beca del Instituto de Estudios Riojanos, disfrutada por P. Coloma.

REFERENCIAS

- ANTIGÜEDAD, I. (1986): Estudio hidrogeológico del Nervión-Ibaizabal. Contribución a la investigación de los acuíferos kársticos. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco, 338 pp.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1990): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (la Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, pp. 173-178.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros. *España. Cuad. Geol. Ibérica*, 17.
- BLASCO, O. y ROLANDI, M. (1992): Contribución al conocimiento de la hidrogeología de la unidad de Mansilla-Neila (La Rioja-Burgos-Soria). *Actas III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. Tomo II, pp. 251-255.
- CASAS, A.M. (1992): El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubia*, monográfico núm. 4, 220 pp.
- CASAS, A.M.; CORTÉS, A.; GIL, A.; MAESTRO, A.; MUÑOZ, A.; POCOVÍ, A.; MARTÍNEZ, B.; OLIVA, B.; LIESA, C.; CASTILLO, E.; PUEYO, E.; MILLÁN, H.; SIMÓN, J.L.; ARLEGUI, L.;

- AURELL, M.; MATA, M.P.; TENA, S. y ROMÁN, T. (1995): *Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica)*. Guía de Campo. VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E. Logroño, 1995. Servicio de Publicaciones. Univ. de Zaragoza. 113 pp.
- CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL EBRO (CHE) (1991): *Asistencia técnica para el estudio de los recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen derecha del Ebro. Zona I: Acuíferos de Cabecera (Plan Hidrológico)*. Tomo XII: Unidad Hidrogeológica nº 9-33: Mansilla-Neila. Tomo XIII: Unidad Hidrogeológica nº 9-34: Jubera-Anguiano. Memorias y planos. (inédito).
- COLOMA, P. (1997): *Funcionamiento Hidrogeológico de las Cuencas Riojanas Orientales: Iregua, Leza, Cidacos y Alhama*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 375 pp., planos y anexos.
- COLOMA, P.; MARTÍNEZ, F.J. y SÁNCHEZ, J.A. (1995): Caracterización hidroquímica del Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XX, pp. 171-178.
- CVIJC, J. (1893): Das Karstphänomen. *Geogra. Abhand von A. Penck*, 5(3), pp. 215-319.
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas, del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 35, pp. 596-598.
- GOY, A.; GÓMEZ, J.J. y YÉBENES, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, pp. 391-423.
- IGME. DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE LOGROÑO (1969): *Estudio hidrogeológico general de la provincia de Logroño*. (informe inédito).
- IGME (1978): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie. nº 278 (Canales de La Sierra)*. Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (19): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie. nº 277 (Salas de Los Infantes)*. Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1982c): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie. nº 279 (Villalada de Cameros)*. Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1983): *Proyecto de investigación Hidrogeológica del Sistema Acuífero nº 63 y Tramo Alto del Sistema nº 62. Cuenca del Ebro*. (P.I.A.S.). Madrid. (inédito).
- ITGE (1990): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie. nº 242 (Anguiano)*. Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (1992): *Estudio Hidrogeológico de las unidades de Jubera-Anguiano y Torrecilla-Mansilla-Neila*. Proyecto para estudios de asesoramiento en materia de aguas subterráneas a organismos de cuenca y Comunidades Autónomas de Aragón, Asturias, Cantabria, Castilla-León, Cataluña, Navarra, País Vasco y La Rioja (Cuenca Hidrográfica del Norte, Ebro y Pirineo Oriental). Tomo I: memoria y planos, tomo II: anejos. (informe inédito).
- ITGE (1992b): *Las aguas subterráneas de La Rioja. Memoria-síntesis*. (informe inédito).
- MANGIN, A. (1984): Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses de corrélation et spectrale. *Jour. Hydrol.*, 67, pp. 25-43.
- MAS, J.R.; ALONSO, A. y GUIMERÀ, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretáctica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), pp. 129-144.
- PADILLA, A.; PULIDO, A. y MANGIN, A. (1994): Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst springs. *Groundwater*, 32(2), pp. 267-277.
- PELICER, F. (1985): Modelado exokárstico de la plataforma de los Gamellos (Torrecilla en Cameros, La Rioja). Actas del primer Coloquio sobre Geografía de La Rioja, Logroño 1984. Tomo II. *Colección Ciencias de La Tierra*, nº 5, Instituto de Estudios Riojanos, pp. 43-54.
- PULIDO, A. (1996): Los métodos de exploración de acuíferos kársticos y su aplicación a la explotación. *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas*. Vitoria. Ponencias. pp. 45-64.
- SANZ, E. (1992): El karst de la Sierra de Neila (Burgos). V Simposio Nacional de Hidrogeología. Alicante, Marzo 1992. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XV, pp. 83-96.
- SANZ, E. (1993): El trasvase subterráneo del nacimiento del río Arlanza (Burgos). *Rev. de Obras Públicas*, nº 3327, pp. 41-53.
- SANZ, E. (1994): El Karst de la Sierra de Urbión (Burgos). *Geogaceta*, 15, pp. 86-89.
- SANZ, E. (1996a): Les systèmes karstiques des Sierras de Urbión et de Neila (Burgos, Espagne). *Hydrol. Sci. Journal*, 41(3), pp. 385-398.
- SANZ, E. (1996b): Caracterización de la recarga natural en los sistemas kársticos de Brieva de Cameros, Las Viniegras (La Rioja) y Fuente Negra (Burgos). *Geogaceta*, 20(6), pp. 1261-1263.
- SCOTT, E. (1978): Regional hydrodynamics of the proposed high-level nuclear-waste repository sites in the Texas Panhandle. *Journal of Hydrology*, 92, pp. 149-172.
- SWEETING, M.M. (1972): *Karst Landforms*. Macmillan. 362pp.

Original recibido: Noviembre de 1998.
Original aceptado: Febrero de 1999.

EVOLUCIÓN Y ESTADO ACTUAL DE LA INTRUSIÓN MARINA EN EL ACUÍFERO DE JÁVEA (PROVINCIA DE ALICANTE).

Por N. BOLUDA (*), J. M. ANDREU (**) A. HERNÁNDEZ (*) C. SEMPERE (*) y A. PULIDO-BOSCH (***)

R E S U M E N

El acuífero de Jávea es un pequeño acuífero detrítico del litoral mediterráneo. Durante varias décadas estuvo sometido a una fuerte explotación, lo que originó problemas de intrusión marina, con el consiguiente deterioro de la calidad de sus aguas. Este fenómeno fue agravándose hasta mediados de la década de los ochenta cuando, debido a las transformaciones agrarias y al abandono de muchas captaciones por problemas de salinidad, comenzaron a reducirse sus bombeos. En el presente trabajo se ha intentado establecer cuál ha sido su evolución y qué repercusiones ha tenido sobre el químismo del agua este último período en el que su balance hidráulico está cercano al equilibrio. La comparación de los resultados analíticos de estudios previos con dos muestras efectuados en julio de 1994 y enero de 1995 constata una mejoría generalizada de todo el sector influenciado por la invasión de agua marina. No obstante, continúan existiendo procesos químicos que confirman la intervención de tal agua dentro del acuífero.

Palabras clave: Intrusión marina, Acuífero detrítico, Hidrogeoquímica, Alicante

A B S T R A C T

The aquifer of Javea is a small detrital aquifer situated in the Mediterranean seaside. During several years groundwater was intensively exploited, which produced seawater intrusion problems, and degradation of the water quality. The seawater intrusion was increasing until middle of the eighties. After this period the pumping amount was reduced due to the agricultural developments and the abandon of the salinized wells. The aim of this paper is to establish the evolution of the seawater intrusion and its influence on the water chemistry, when the aquifer budget is close to the equilibrium. Analytical results obtained in July of 1994 and January of 1995 are compared with previous ones. An improvement of the water quality has been found, however several chemical process confirm the presence of the saltwater in the aquifer.

Key words: Seawater intrusion, Detritic aquifer, Hydrogeochemistry, Alicante

INTRODUCCIÓN

La provincia de Alicante experimentó un fuerte crecimiento durante las décadas de los sesenta y setenta como consecuencia de la llegada del turismo y de las transformaciones agrícolas. La comarca de la Marina, en el N de la provincia de Alicante (fig. 1), ha sido una de las regiones donde mayores cambios se produjeron, tanto desde el punto de vista agrícola, con un incre-

mento de superficie de regadío, como por el aumento de la población turística estacional. La explotación intensiva de las aguas subterráneas para satisfacer las nuevas necesidades hídricas provocó que muy pronto las extracciones superasen a los recursos. El resultado en pequeños acuíferos costeros fue su sobreexplotación, que rápidamente desencadenó el fenómeno de la intrusión marina con el consiguiente deterioro de la calidad de las aguas. El acuífero de Jávea, con una extensión aproximada de 12 km² (fig. 1), es un ejemplo de esos pequeños sistemas con problemas de intrusión marina.

Los primeros estudios hidrogeológicos efectua-

(*) Dpto. Ingeniería Química. Universidad de Alicante.

(**) Dpt. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante.

(***) Dpto. Hidrogeología y Química Analítica. Universidad de Almería.

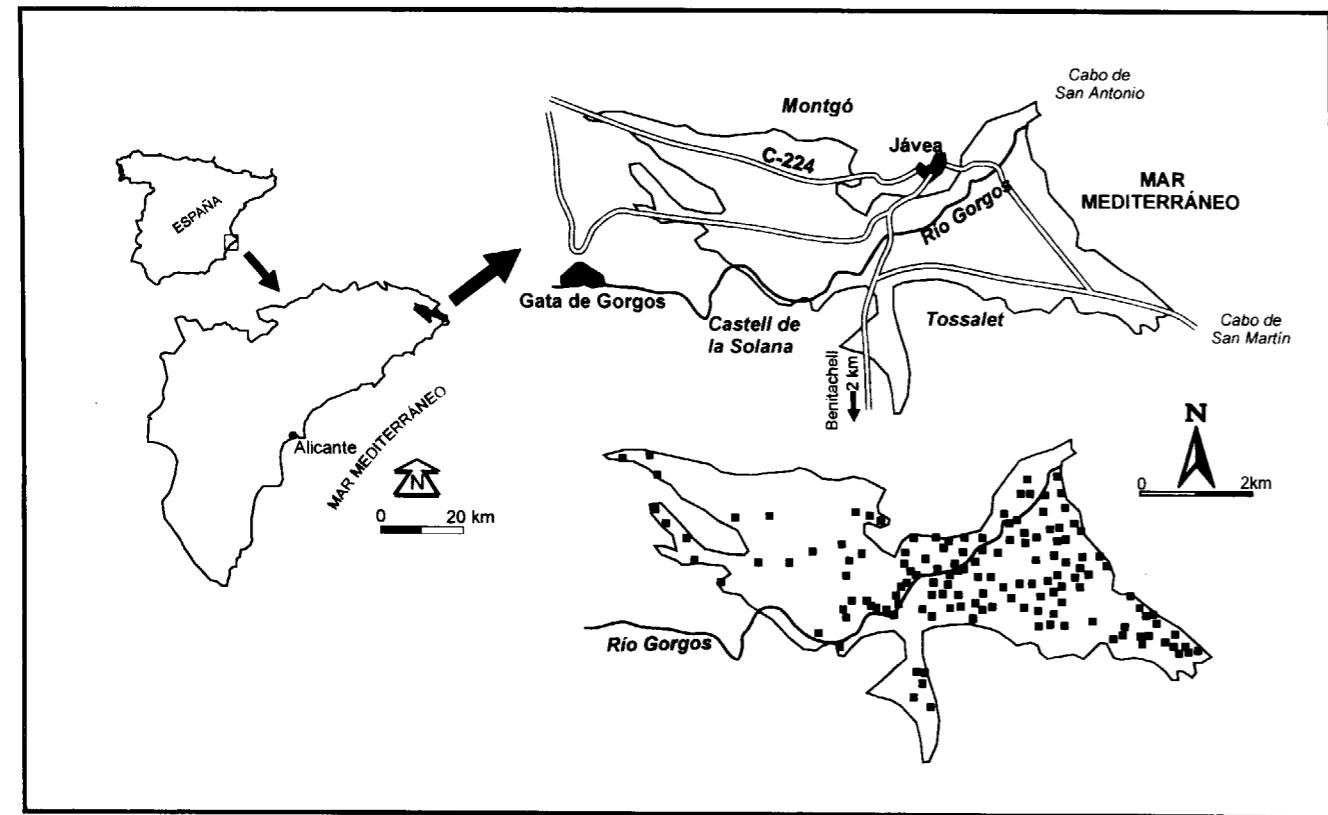


Figura 1 - Localización geográfica y situación de puntos muestreados en el acuífero de Jávea.

dos en el área ya pusieron de manifiesto que los bombeos efectuados a finales de los años sesenta, principios de los setenta alcanzaron cifras superiores a $8 \text{ hm}^3/\text{año}$ (PULIDO-BOSCH, 1976), frente a unas entradas estimadas del orden de $3 \text{ hm}^3/\text{año}$ (ITGE, 1991), lo que da idea de la fuerte magnitud de la sobreexplotación a la que estuvo sometido el sistema. Como consecuencia de tal desequilibrio se produjo una inversión de flujo hacia el continente y, por consiguiente, un incremento de la mineralización de sus aguas. Esta situación se mantuvo hasta pasado mediado de los años ochenta (ÁLVAREZ y MARTÍNEZ-NAVARRETE, 1988), si bien ha habido períodos en que las precipitaciones fueron superiores a las medias habituales, como el otoño de 1987 en el que se alcanzaron valores de 650 mm, cuando lo normal es que en el período otoñal sean inferiores a 400 mm. Esto produjo una

recarga superior que se tradujo en una disminución de la salinidad (BLASCO, 1988; RUIZ-BEVÍA et al., 1988). En los últimos años el Departamento de Ingeniería Química de la Universidad de Alicante ha efectuado un seguimiento del comportamiento de este acuífero, en el cual se enmarca este trabajo.

El principal objetivo del presente trabajo es caracterizar el estado en que se encuentra la intrusión marina en el acuífero de Jávea y compararla con situaciones anteriores, con el fin de tener una idea evolutiva durante los últimos veinte años. Para ello, se han realizado dos campañas de obtención de datos (Julio de 1994 y Enero de 1995) en los que se estableció la disposición de la superficie piezométrica y se tomaron muestras de agua para su determinación analítica.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS E HIDROGEOLÓGICAS

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio es una pequeña depresión neógena de materiales detríticos situada dentro del dominio Prebético perteneciente a la Zona Externa de la Cordillera Bética. Está rodeada por los relieves del Montgó, al N, y las estribaciones de las sierras de Castell de la Solana y Benitachell, al O y S. Por el E se pone en contacto directo con el mar Mediterráneo, entre los cabos de San Antonio y de San Martín. Esta depresión está rellena fundamentalmente por gravas, arenas y limos de carácter fluvial, relacionados con la sedimentación del río Gorgos y, en menor medida, de ramblas que desembocan en el valle y derrubios de ladera. En la parte oriental, bordeando la costa, existe una banda de calcarineras y areniscas de ambientes típicamente litorales. Este conjunto de litologías de edad reciente (Cuaternario) constituye el acuífero de Jávea.

La mayor parte de los materiales que bordean la depresión del río Gorgos son margosos y margocalizos y constituyen los límites hidrogeológicos del acuífero. Se trata de margas blancas del Mioceno superior (tap) y margocalizas y calizas margosas del Cretácico inferior (fig. 2). No obstante en su extremo meridional, concretamente en el Tossalet, afloran calizas del Cretácico superior en contacto directo con el detrítico, lo que ha sido interpretado como un límite abierto por el que existe cesión de agua del carbonático al detrítico (ÁLVAREZ y MARTÍNEZ-NAVARRETE, 1988; BLASCO, 1988; BOLUDA et al., 1997a).

La potencia que presenta este acuífero se desconoce con exactitud puesto que no existen captaciones suficientemente profundas que alcancen el impermeable de base, si bien, se estima que es inferior a 100 m (IGME, 1982). Todo apunta que dicho impermeable está constituido por las propias margas miocénicas de facies "tap" que ocupan el núcleo del sinclinal de Jávea (PULIDO-

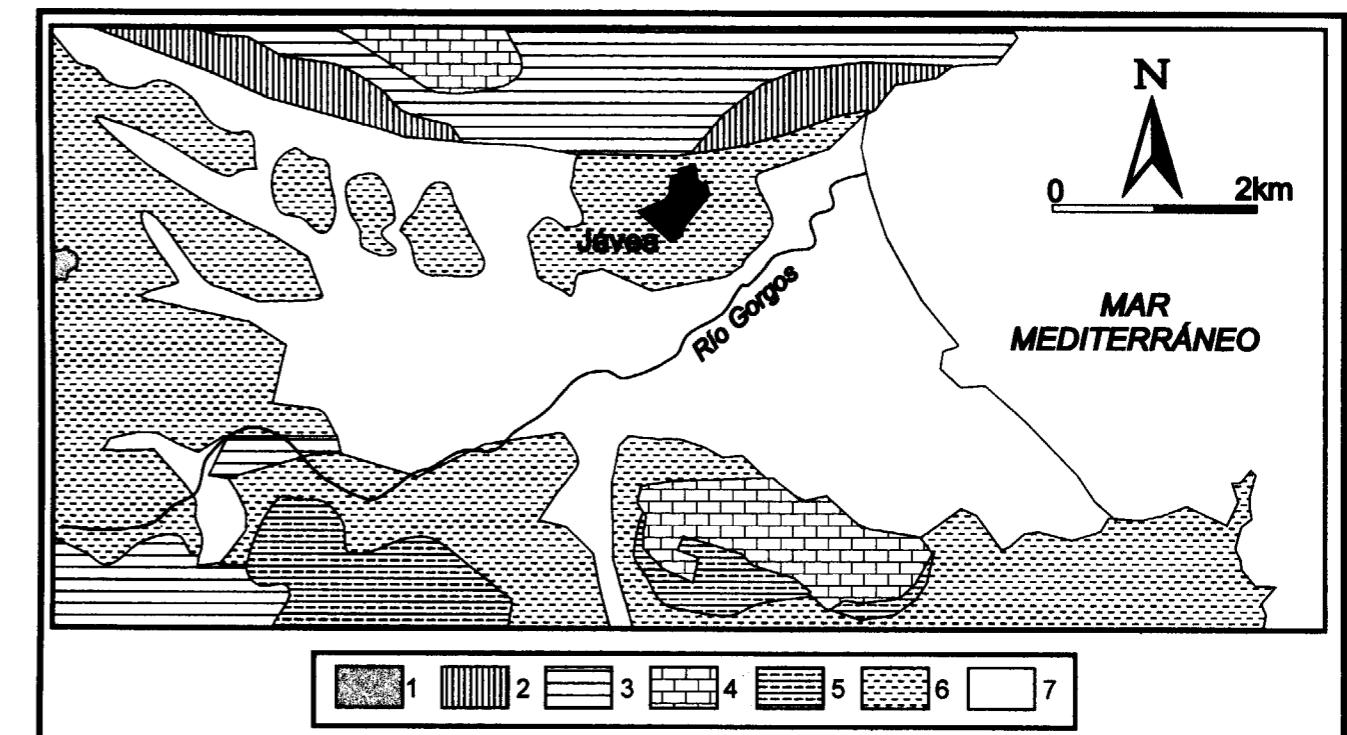


Figura 2 - Esquema geológico del área de estudio. Leyenda: 1. Arcillas y yesos del Triásico; 2. Margocalizas del Aptiense-Albiense; 3. Margas y margocalizas del Cenomanense-Turonense; 4. Calizas del Senoniense; 5. Margas del Mioceno inferior; 6. Calizas y margas del Mioceno superior; 7. Arenas, conglomerados, limos y arcillas del Cuaternario.

BOSCH, 1976; RODRÍGUEZ-HERNÁNDEZ, 1980; IGME, 1982).

Los únicos datos de transmisividad que se disponen corresponden a los obtenidos a partir de los caudales específicos, cuyos valores están comprendidos entre 750 y 7500 m³/día. En principio, la transmisividad tiende a aumentar al aproximarse al mar (PULIDO-BOSCH, 1976), si bien el escaso número de puntos de muestreo y el procedimiento aproximado de su obtención impiden establecer un comportamiento generalizado, por lo que esta variación de transmisividad debe ser tomada como orientativa.

La alimentación del acuífero se produce a partir de la infiltración del agua de lluvia caída sobre el acuífero, de la aportada por el río Gorgos y la escorrentía superficial procedente de las vertientes de la cuenca, de la transferencia oculta de las calizas del Tossalet y del retorno de riegos. Según los datos más recientes el cómputo total medio está en torno a 3 hm³/año (ITGE, 1991). Las salidas tienen lugar, de forma casi exclusiva, por los bombeos destinados al riego y abastecimiento humano; su valor ha sido estimado del mismo orden al de las entradas (ITGE, op. cit.), por lo que habría desaparecido el anterior régimen de sobreexplotación, encontrándose actualmente en un estado de equilibrio.

SITUACIÓN ACTUAL DEL ACUÍFERO

Los resultados obtenidos en las campañas piezométricas quedan representados en la figura 3. Al comparar los dos muestreos se observa una gran semejanza entre los niveles del período estival y postotoñal o invernal. En ambos casos, en el sector más interno del acuífero existe un gradiente hidráulico hacia el mar, mientras que en la parte oriental la influencia de los bombeos provoca la inversión del gradiente hacia el continente, favoreciendo la posible entrada del agua del mar. Igualmente se denota un cono de depresión al SE de la localidad de Jávea que corresponde al área en la que producen las mayores extracciones. Lógicamente, este cono es más profundo en verano, pudiendo situar el nivel piezométrico 1m por debajo del nivel del mar.

Para caracterizar el estado hidroquímico actual

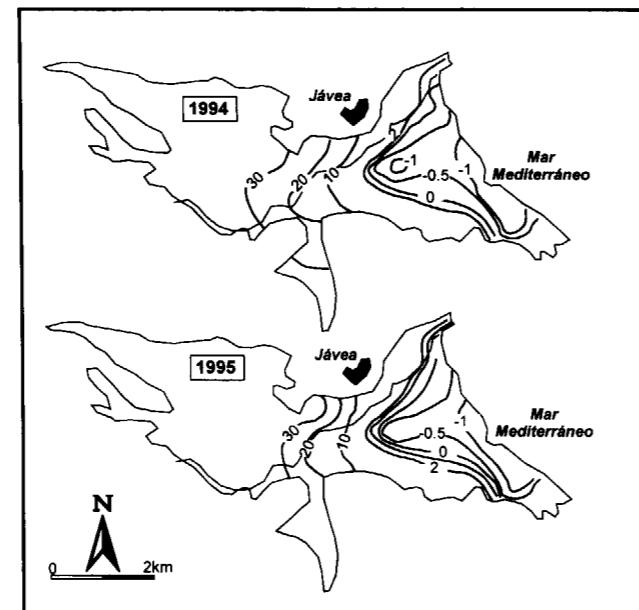


Figura 3 - Esquemas de isopiezas correspondiente a julio de 1994 y enero de 1995 (valores de las isopiezas en metros).

del acuífero se recogieron 128 muestras en julio de 1994 y 112 en enero de 1995. Los parámetros determinados siguiendo los métodos recomendados en APHA (1992) fueron: conductividad eléctrica, pH, sodio, potasio, calcio, magnesio, bicarbonatos, sulfatos, cloruros y nitratos.

La tabla 1 resume las principales características hidroquímicas de ambos muestreos. Se puede observar como los valores medios de conductividad eléctrica están en torno a 1700 μ S/cm, si bien su variación es elevada, ya que coexisten valores inferiores a los 300 μ S/cm, siempre en puntos ubicados en las partes más internas del acuífero, con otros en torno a 5000 μ S/cm, fundamentalmente cercanos a la línea de costa. Los principales iones responsables de la salinidad del agua son el cloruro y sodio y, en menor medida, el sulfato y el calcio.

La representación de los resultados analíticos en los diagramas de Piper (fig. 4) muestra una amplia distribución de facies comprendida entre clorurada sódica y bicarbonatada cálcica. Esta distribución es claramente espacial, situándose las aguas típicamente bicarbonatadas cálcicas en las partes más distantes del mar, mientras que

C	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Med	1764	7.3	239	33	180	6.4	309	357	272
D.T.	987	0.28	128	56	292	11	86	719	144
C.V.	56	3.8	53	169	162	172	28	201	53
M	4980	8.5	1300	540	2970	95	580	1260	<1
m	303	6.8	45	<1	5	<1	45	10	25

Julio 1994

C	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Med	1670	7.4	213	33	147	4.9	315	293	273
D.T.	1024	0.36	91	26	132	7	99	319	155
C.V.	61	4.9	43	79	90	143	31	109	57
M	5420	9.1	485	120	715	35	685	1940	<1
m	295	6.8	11	<1	11	<1	30	9	35

Enero 1995

Tabla 1. Estadísticas principales de los resultados analíticos efectuados en julio de 1994 y enero de 1995. Med: media; D.T. desviación típica; C.V. coeficiente de variación; M: máximo; m: mínimo; C: conductividad (μ S/cm) Valores de los distintos iones en mg/L.

las cloruradas sódicas están más próximas (fig. 5). De igual forma la facies está claramente relacionada con la mineralización de las aguas; así las aguas típicamente cloruradas sódicas son las que presentan mayores contenidos salinos,

mientras que las bicarbonatas cárnicas son de menor mineralización.

Los elevados contenidos de cloruros y sodio en las partes más próximas a la línea de costa, así como las relaciones iónicas $r\text{Cl}/r\text{HCO}_3$ y $r\text{SO}_4/r\text{HCO}_3$ en algunos casos superiores a 5 y 4 respectivamente, ponen de manifiesto aún en la actualidad la influencia de agua marina en las partes más orientales del acuífero, tal y como reflejan estudios previos (RUIZ-BEVIÁ et al., 1990; SEMPERE, 1996; BOLUDA et al. 1997a y 1997b).

EVOLUCIÓN DE LA INTRUSIÓN MARINA

La representación del estado de la piezometría a lo largo del período 1975-1994 (fig. 6 y 3) permite establecer su evolución a grandes rasgos. Corresponden estas situaciones a épocas estivales, en las que supuestamente los bombeos son más intensos y, por tanto, el desplazamiento de la interfase hacia el continente debe ser mayor. En general, no se observan grandes diferencias piezométricas entre los distintos períodos. De cualquier modo, sí se refleja que las mayores depresiones se produjeron en 1975 cuando se alcanzaron niveles por debajo de la cota cero a

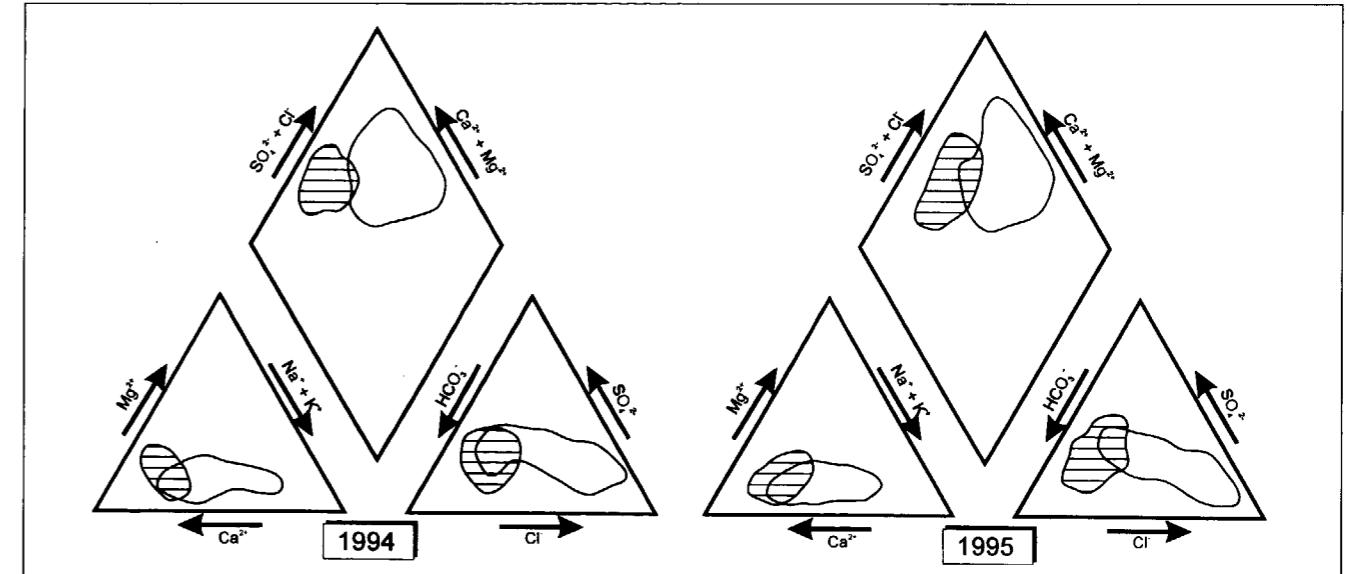


Figura 4 - Representación de los muestreos de 1994 y 1995 en los diagramas de Piper. El sector rayado corresponde a las muestras de la parte más occidental del acuífero. El sector en blanco al resto del acuífero.

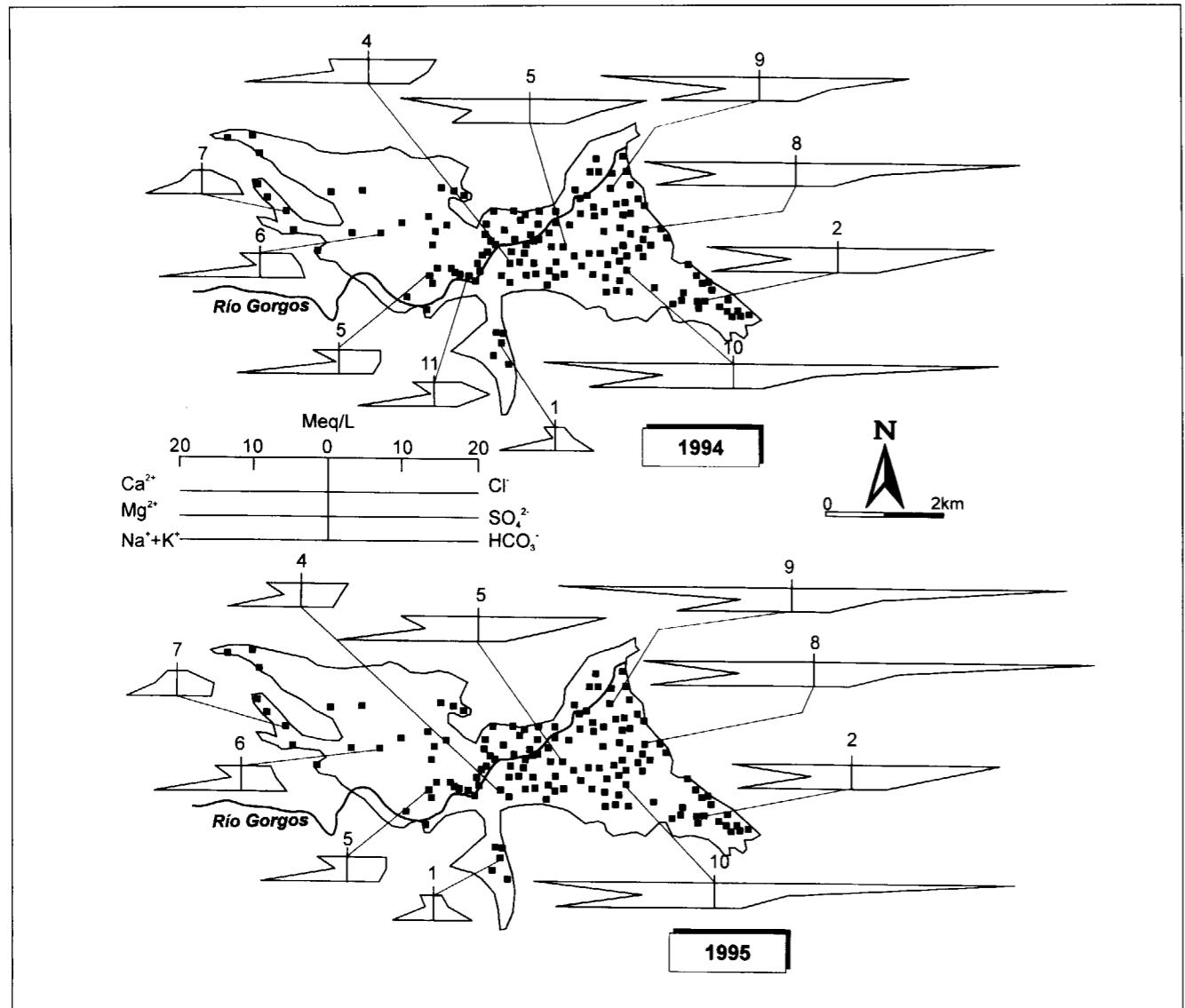


Figura 5 - Representación de los muestreos de 1994 y 1995 en los diagramas de Stiff.

más de 2 km de distancia de la costa. En los años 1994 y 1995 se ha producido un menor descenso en sectores más internos, si bien, se sigue denotando la existencia de puntos o áreas que continúan originando significativos conos de depresión.

Para establecer inicialmente la evolución hidrogeoquímica se ha seguido el mismo procedimiento que para la piezometría. Se han confecionado mapas de isocontenidos en cloruros,

parámetro más representativo para caracterizar la intrusión marina (fig.7). Entre 1974 y 1985 se constata el avance de la misma a favor del gradiente hidráulico existente en la parte occidental del sistema, desde la costa hacia el interior. No obstante, hay que destacar que no se disponen de análisis de la época estival del año 1975, por lo que los bajos contenidos de cloruros de 1974 se explicarían por la disminución de las extracciones y la mayor recarga de la época otoñal. Las concentraciones máximas de cloruros se alcanza-

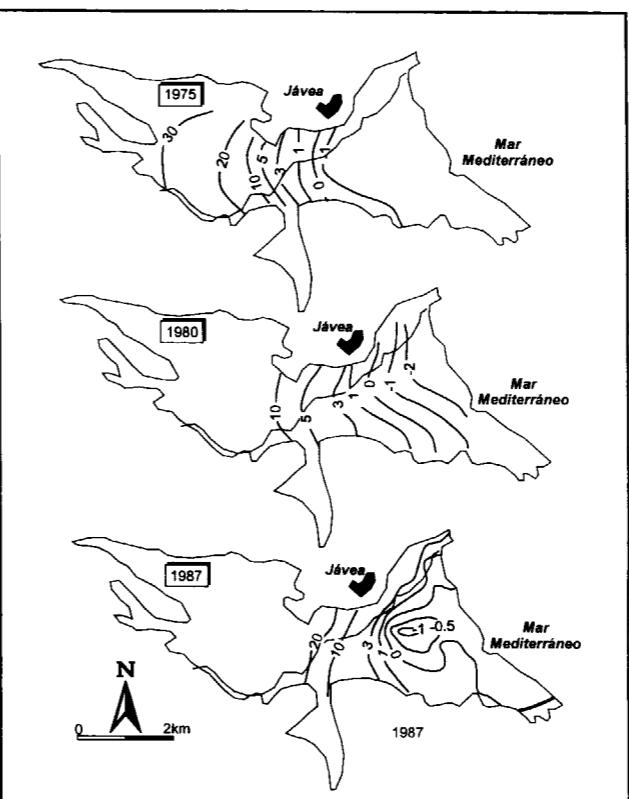


Figura 6 - Evolución de la piezometría. Piezometrias correspondientes al mes de julio de 1975, julio de 1980 y septiembre de 1987 (isopiezas en metros).

ron en 1985, llegando a superar 3000 mg/L en algunos sectores meridionales. Por contra, la mejoría es evidente en 1987, ya que exceptuando el sector del Tossalet, apenas se superaron los 2000 mg/L.

Finalmente, los mapas correspondientes a los años 1994 y 1995 muestran una mayor disminución global de los cloruros en el acuífero. Las concentraciones superiores a 1000 mg/L tan sólo se alcanzan en algunos sectores concretos. Apenas existen diferencias significativas entre ambos períodos que pudieran poner de manifiesto una cierta estacionalidad.

Otra forma de poder establecer la evolución de la intrusión marina es comparando el estado de la mezcla de agua marina y dulce del acuífero en distintos momentos. Con ello también es posible determinar de forma aproximada la influencia global de los fenómenos de precipitación-disolu-

ción, oxidación-reducción, formación de complejos e intercambio iónico que pueden producirse en el medio subterráneo. Con tal propósito, se ha realizado un estudio de las desviaciones de concentraciones de ciertos iones con respecto a los valores teóricos esperados considerando puntos afectados por la intrusión marina. Para ello, se ha utilizado la composición del agua dulce, calculada como la media de los pozos más alejados de la costa, cuya concentración en ión cloruro es inferior a 200 mg/L y la composición de agua marina también determinada en trabajos previos (BLASCO, 1988).

El cálculo del porcentaje de agua marina de cada punto se ha realizado considerando el carácter conservativo del ión cloruro. A partir de las concentraciones de agua dulce y marina antes señaladas (tabla 2) y suponiendo que la densidad del agua del acuífero es de 1000 kg/m³, la fracción másica X de agua marina obtenida a partir de los cloruros se puede calcular por la ecuación:

$$C_{cl-} = 19620 \cdot X + 95 \cdot (1 - X)$$

donde C_{cl-} expresa la concentración en mg/L de ión cloruro en el pozo considerado. De esta ecuación se obtiene:

$$X = \frac{C_{cl-} - 95}{19620 - 95}$$

Por otra parte, se ha calculado la composición que tendría el agua del acuífero si no hubiese reacciones química:

$$C_{isr} = C_i \cdot X + C_{ia} \cdot (1 - X)$$

donde C_{im} y C_{ia} son las concentraciones del ión i en el agua marina y en el interior del acuífero respectivamente. A partir de las concentraciones teórica obtenidas en el cálculo (C_{isr}), correspondientes a la concentración del ión i que debería tener el pozo como mezcla de agua dulce-agua salada, y de las concentraciones reales C_i obtenidas experimentalmente, se puede obtener el exceso de ión i en el pozo en cuestión.

$$\text{exceso de ión } i = C_i - C_{isr}$$

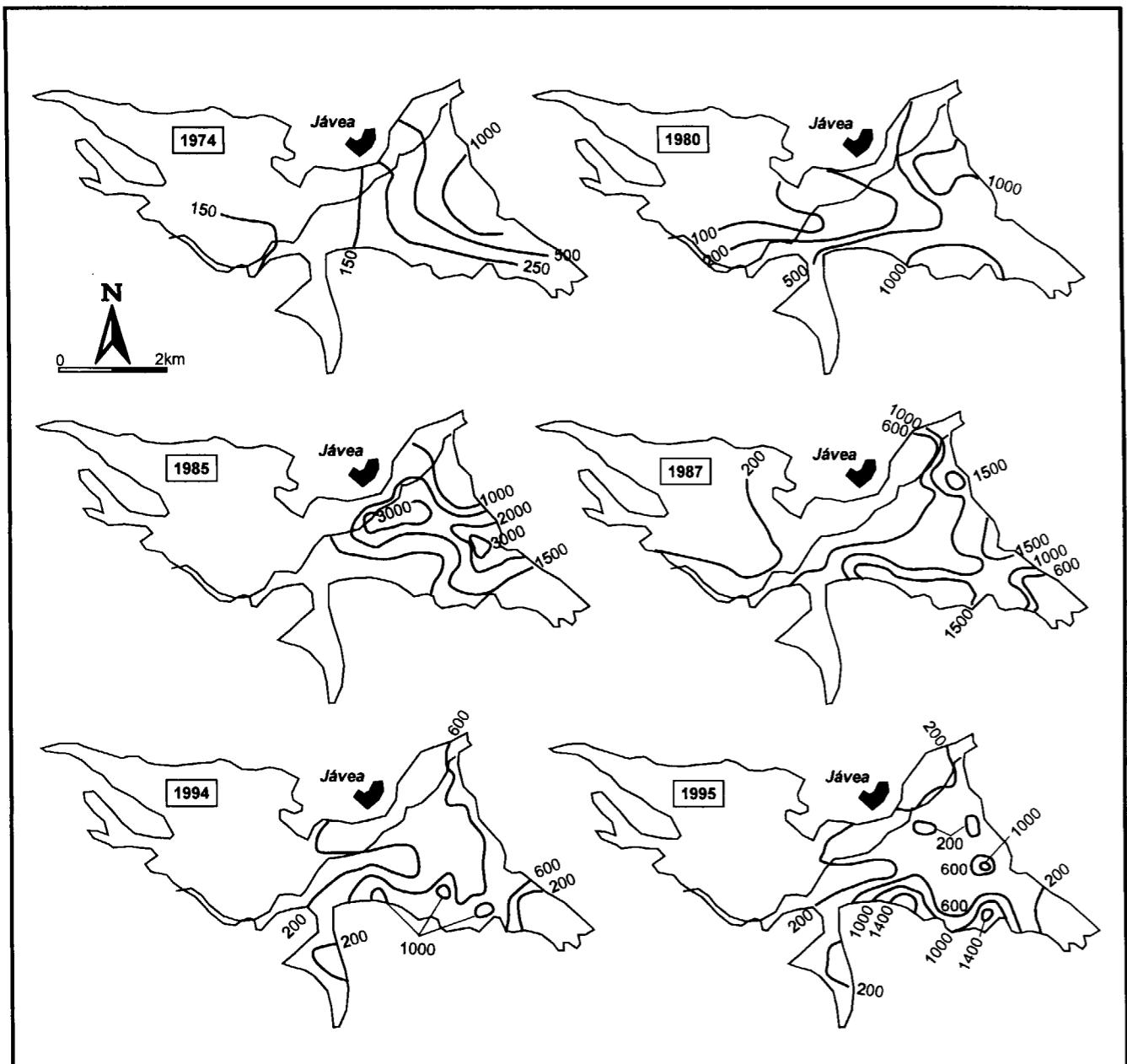


Figura 7 - Esquema de isocontenidos de cloruro en distintos períodos: 1. febrero de 1974; 2. julio de 1980; 3. julio de 1985; 4. septiembre de 1987; 5. julio de 1994 y 6. enero de 1995 (valores en mg/L).

Valores positivos de este parámetro indican que el ión considerado está en concentraciones superiores a las que tendría como mezcla de agua marina y del acuífero como consecuencia de una generación de este ión por reacciones químicas. Valores negativos señalan que el ión está en concentraciones inferiores a las que tendría como

mezcla, a causa de su eliminación por las reacciones que puedan tener lugar.

Se ha calculado el porcentaje de agua marina contenida en cada punto seleccionándose únicamente aquellos con cantidades superiores al 3%. Lógicamente, todos los pozos seleccionados se

Ion	Agua dulce	Agua marina
Na ⁺	65	10555
K ⁺	3	363
Ca ²⁺	190	445
Mg ²⁺	10	1502
HCO ₃ ⁻	310	145
Cl ⁻	95	19620
SO ₄ ²⁻	215	2830

Tabla 2. Composición media del agua dulce y del agua del mar (mg/L).

encuentran situados próximos a la línea de costa, aunque también se presentan mezclas por encima de este umbral en captaciones próximas al borde meridional, en las inmediaciones del Tossalet.

La figura 8 representa los excesos correspondientes a los iones sodio, calcio, magnesio y potasio frente al grado de intrusión marina, expresado por el tanto por ciento de agua marina en cada pozo y calculado a partir de la concentración de cloruro. Los diagramas quedan divididos en dos partes por la ordenada igual a cero: la parte superior contiene los pozos con exceso de ion y la inferior aquellos con defecto. Se pueden destacar los procesos de intercambio iónico que se producen en el acuífero, de ahí que el sodio esté por debajo de la línea de cero, mientras que el calcio se sitúa siempre por encima. Al comparar los resultados obtenidos para los muestreos efectuados en los últimos años con los realizados en 1987 se constata una disminución del número de captaciones con agua marina superior al 3%.

El ión sodio está generalmente en defecto, es decir, por debajo de la línea de cero de ordenadas. Esto se debe a que el agua marina, rica en este ión, lo intercambia con el calcio retenido por las arcillas del terreno. El calcio liberado en estas reacciones de intercambio, más el procedente de la posible disolución de calcita y yeso del terreno, hace que su concentración sea superior a la esperada por simple mezcla de aguas, tal y como reflejan las gráficas.

Al comparar las representaciones de los muestreos de 1987 y 1994-95 se observa como, mientras para los primeros el déficit de sodio alcanza valores entre 600-1000 mg/L para los últimos no

sobrepasan los 400 mg/L. De forma semejante el exceso de calcio se sitúa entre 600-800 mg/L en 1987, mientras que en 1994-95 apenas llega a los 400 mg/L. A tenor de estos resultados, se puede constatar que estos intercambios se acentúan más cuanto mayor es la intrusión marina, de ahí que, cuanto más a la derecha del eje de abcisas se encuentra un pozo, es decir, con porcentajes de agua marina más elevados, menos sodio presenta mientras el exceso de calcio es mayor.

Semejante comportamiento presentan las variaciones entre los iones magnesio y potasio. En este caso, la situación es similar a la del ión sodio, puesto que también forman parte de los procesos de intercambio iónico y muestran tendencia a encontrarse en menores cantidades. Sin embargo, como se puede observar en la figura 8, este efecto sólo es notable en captaciones con elevado porcentaje en agua marina. Para porcentajes de agua de mar inferiores al 7-8%, los puntos están más cerca del cero de ordenadas o composición correspondiente a la mezcla simple de agua dulce-salada. Esto es debido a que las concentraciones de ión magnesio y de ión potasio son relativamente pequeñas frente a las de ión sodio, por lo que este último interviene de forma más significativa en los procesos de intercambio con el calcio.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de las distintas situaciones piezométricas pone de manifiesto que las variaciones temporales de los niveles producidos en este acuífero son muy pequeñas. Ello puede ser explicado porque la mayoría de las captaciones son de escasa profundidad y poco penetrantes en la zona saturada. La razón de esta someridad de las captaciones podría deberse a unas características hidráulicas más deficientes hacia tramos más profundos del acuífero, tal y como se deduce de algunas de las columnas litológicas existentes.

A grandes rasgos, durante los años 1994 y 1995 se observa una disminución de la mineralización de las aguas del sector oriental afectado por intrusión marina con respecto a 1987. Esta dilución ha sido favorecida por varios factores entre los que se puede destacar una reducción de las

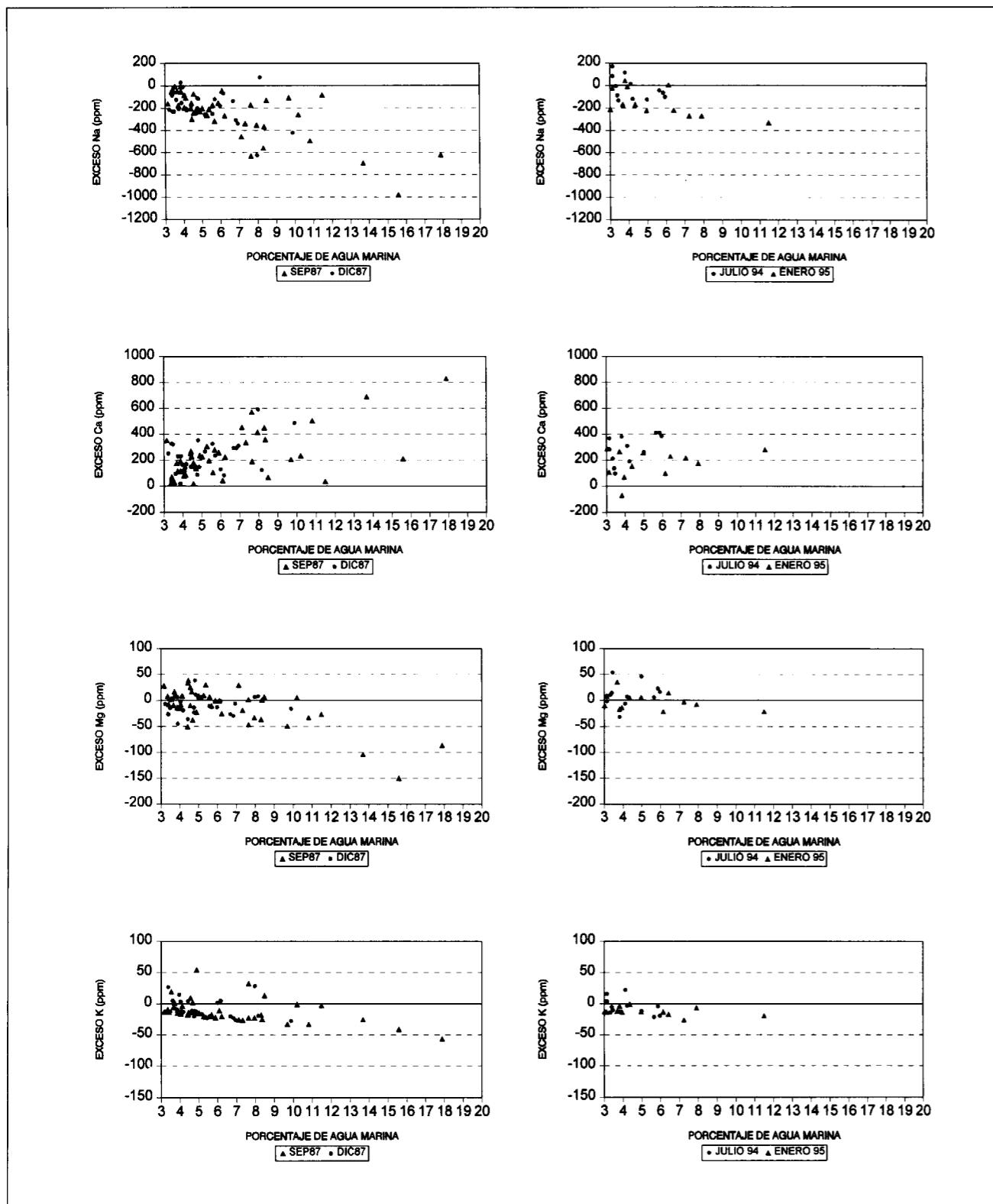


Figura 8 - Representación de los excesos de los principales cationes frente al porcentaje de agua marina de los muestreos realizados en 1987 y 1994-95.

explotaciones del sistema debido a las transformaciones en los sistemas de regadío tradicionales por otros más modernos, por la sustitución de parte de los bombeos de agua subterránea a otros acuíferos y, finalmente, por la influencia del período húmedo que afectó a la región entre 1986 y 1990 que ocasionó precipitaciones considerablemente superiores a la media.

Los menores contenidos en cloruros junto con las menores concentraciones de agua marina en la mezcla existente confirman el retroceso que la intrusión marina ha experimentado en los últimos años en el acuífero de Jávea. En los últimos muestreos se refleja una clara disminución de los procesos de intercambio iónicos como consecuencia de la dilución que ha experimentado la mezcla de agua dulce y marina existente en el acuífero.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Excmo. Diputación Provincial de Alicante la ayuda económica prestada, ya que el desarrollo de esta investigación se pudo llevar a cabo gracias al convenio específico "Red de Control de la Calidad Química de las Aguas Continentales de la Provincia de Alicante".

REFERENCIAS

ÁLVAREZ, A. y MARTÍNEZ NAVARRETE, C (1988). Evolución y estado actual de la intrusión en el Acuífero detrítico de La Plana de Jávea. In: TIAC 89. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros, Almuñécar (Granada): 199-210.

APHA-AWWA-WPCF (1992). Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. Am. Public. Assoc., Washington, DC, 18th Ed.

BLASCO, M.P. (1988). Estudio hidroquímico del acuífero del Cuaternario de Jávea (Alicante). Tesis Doct., Univ. Alicante, 355 pp.

BOLUDA, N., SEMPERE, C y RUÍZ BEVIÁ, F. (1997a). Evolución de la intrusión marina en el acuífero Cuaternario de Jávea (Alicante). I Congreso Ibérico de Geoquímica. VII Congreso de Geoquímica de España. Soria : 458-465.

BOLUDA, N., SEMPERE, C y RUÍZ BEVIÁ, F. (1997b). Hidrogeoquímica de la intrusión marina del acuífero Cuaternario de Jávea (Alicante). I Congreso Ibérico de Geoquímica. VII Congreso de Geoquímica de España. Soria : 466-471.

IGME (1982). Las aguas subterráneas en la provincia de Alicante. Excm. Dip. Prov. de Alicante. Publ. interna, 754 p.

ITGE (1991). Mapa del Agua de la Provincia de Alicante. Excm. Dip. Prov. de Alicante.

PULIDO BOSCH (1976). Salinización y recarga artificial en el Acuífero de Jávea (Alicante). Simp. Nac. Hidrogeol., Valencia, t II: 772-787.

RODRÍGUEZ HERNÁNDEZ, L. (1980). Establecimiento de una red de control para la situación de la zona de mezcla en acuíferos detríticos costeros. Aplicación a los acuíferos de Pego y Jávea (Alicante). Jornadas Minero-metalúrgicas, Huelva. Sec. V: 65- 79.

RUÍZ BEVIÁ, F., GOMIS, V. y BLASCO, P. (1990) Application of factor analysis to the hidrogeochemical study of a coastal aquifer. Journal of Hydrology: 119, 169-177.

RUÍZ BEVIÁ, F., PRATS, D., GOMIS, V. y BLASCO, P. (1988). Salinización del agua en el sistema acuífero del Cuaternario de Jávea (Alicante). Demanda y Economía del Agua en España, 171-178.

SEMPERE, C. (1996). Estado actual del Acuífero Cuaternario de Jávea. Tesis de Lic., Univ. de Alicante, 101 pp.

Original recibido: Julio de 1998.
Original aceptado: Enero de 1999.

DISTRIBUCIÓN DE LITIO Y FLÚOR EN DEPÓSITOS DE KEROLITAS Y ESMECTITAS MAGNÉSICAS DE LA CUENCA DE MADRID. IMPLICACIONES GENÉTICAS.

Por M. POZO (*), A. MORENO(*) y J. A. MARTÍN RUBÍ (**)

RESUMEN

Se estudia la distribución y modelo genético del litio, flúor y elementos asociados en 165 muestras de arcillas magnésicas pertenecientes a cuatro zonas de la cuenca de Madrid: Pinto, Esquivias, Magán y Cabañas de la Sagra. Los resultados obtenidos indican una excelente correlación positiva entre Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Y, Sc, La y Nb, elementos vinculados a constituyentes heredados en litofacies de lutitas marrones y verdes, ligadas a depósitos distales de abanico aluvial (Cabañas de la Sagra) o llanuras lutíticas de margen lacustre (Esquivias, Pinto y Magán). La correlación negativa de MgO con el grupo de elementos antes citado y su especial vinculación con la litofacies de lutitas rosas kerolíticas (Pinto y Esquivias), indica un origen en ambiente palustre sin participación de fases heredadas. Se interpretan las variaciones de concentración de flúor y litio como resultado de procesos postsedimentarios. El mayor contenido en litio se ha observado en las lutitas de Cabañas de la Sagra y Magán, los bajos contenidos observados (<550 ppm) se relacionan con un episodio de lavado, responsable de la removilización de este elemento en lutitas con esmectitas magnésicas predominantes. El bajo contenido en litio y enriquecimiento de flúor en nódulos de sepiolita, genéticamente posteriores a las kerolitas y esmectitas magnésicas, sugiere la participación de aguas subterráneas conteniendo sílice y flúor. Este hecho podría estar relacionado con una fase de endulzamiento de la cuenca, que coincide con la entrada súbita de aportes detriticos en todas las zonas estudiadas.

Palabras clave: Litio, Flúor, Arcillas magnésicas, Cuenca de Madrid.

ABSTRACT

Under study in this paper are the distribution and genetic model of lithium, fluorine and related elements in 165 samples of Mg-clays belonging to four zones in the Madrid basin: Pinto, Esquivias, Magán y Cabañas de la Sagra. The results indicate an excellent positive correlation among Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Y, Sc, La y Nb, elements associated to detrital minerals in brown and green lutite lithofacies, related to distal alluvial fan deposits (Cabañas de la Sagra) or mudflat lacustrine margin (Esquivias, Pinto and Magán). MgO is specially linked to pink kerolitic lutites (Pinto and Esquivias) showing negative correlation with the above mentioned elements, indicating palustrine environment where detrital phases are absent. A postsedimentary origin is given for concentration variations of fluorine and lithium. The higher lithium content has been observed in lutites from Cabañas de la Sagra and Magán, the low contents reported (<550 ppm) are related with the mobilization of this element by leaching of lutites where Mg-smectite is predominant. The low content in lithium and fluorine enrichment in sepiolitic nodules, which are later genetically than kerolites and Mg-smectites, suggest fluorine and silica-laden groundwater participation. This fact might be related with a freshening stage in the basin coincidental with the sudden input of detritals in all over studied zones.

Key words: Lithium, Fluorine, Magnesic clays, Madrid Basin.

INTRODUCCIÓN

En diversos puntos de la cuenca neógena de Madrid se explotan arcillas magnésicas no fibro-

(*) Dpto. de Q.A. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. U.A.M. Cantoblanco, 28049. MADRID.

(**) Instituto Tecnológico y Geominero de España. (ITGE). Tres Cantos. MADRID.

sas, destacando entre éstas, los depósitos kerolíticos de Esquivias-Pinto y los de esmectitas magnésicas de Magán y Cabañas de la Sagra. Los trabajos geoquímicos realizados en estos depósitos durante los últimos años, ponen de manifiesto variaciones significativas en los contenidos de F y Li para las distintas litofacies estudiadas. Así en la zona de Magán, POZO et al (1992b) observaron que el Li se acumula preferentemente en litofa-

cies de lutitas rosas, que químicamente son las más ricas en magnesio. En los depósitos de kerolita de Esquivias y Pinto, MORENO et al (1995) y POZO et al (1996a, 1997) observaron que los valores más bajos en Li se dan en muestras ricas en sepiolita, que son a su vez las que presentan mayores concentraciones de F.

En una primera aproximación la disponibilidad de F y Li estará en relación con su proporción en las rocas del área madre, su grado de meteorización y la existencia de un medio de transporte (aguas superficiales o subterráneas) que introduzca estos elementos en la cuenca.

El contenido de Li en aguas dulces es muy bajo, inferior a 0,1 ppm que es el valor presente en el agua de mar, por lo que su concentración requiere aportes de un área madre. En general, el contenido de este elemento en los diversos tipos de rocas frecuentes en un área madre es bajo. BRICKER y JONES (1995) han calculado valores medios en rocas ígneas de 32 ppm, mientras que en las rocas sedimentarias el Li se concentra en las lutitas donde alcanza un contenido medio de 46 ppm muy superior al observado en areniscas (15 ppm) o carbonatos (4,5 ppm). El estudio de RONOV et al (1970) sobre la geoquímica del litio en el ciclo sedimentario, pone de manifiesto que se concentra preferentemente en arcillas presentes en dos ambientes muy distintos: zonas de meteorización y medios evaporíticos. En relación con procesos de meteorización intensa, el Li se correlaciona positivamente con el aluminio, concentrándose preferentemente en la caolinita, siendo sólo liberado de ésta cuando la arcilla se convierte en una laterita. La otra forma de acumulación de Li es en zonas lacustres o cuencas en general de carácter salino, donde su contenido se correlaciona negativamente con el de aluminio pero positivamente con los de magnesio, sulfato y cloruro. Una de las características geoquímicas del Li es su gran movilidad, en este sentido CANNON et al (1975) han observado diferencias notables en la acumulación de litio en cuencas cerradas y abiertas. Así en las primeras, las sales solubles se desplazan hacia la superficie donde se concentran por evapotranspiración obteniéndose en los sedimentos valores entre 30 y 2000 ppm (media 150 ppm). En cuencas abiertas las sales descienden hasta los niveles freáticos perdiéndose lateralmente a una cuenca más

baja topográficamente, aquí los valores de Li oscilan entre 30-150 ppm (media 50 ppm).

En ausencia de emanaciones volcánicas el flúor procederá de los minerales presentes en las rocas del área madre, que durante la meteorización se han lixiviado y transportado fácilmente (KORITNIG 1963). Acorde a BRICKER y JONES (1995) el F se encuentra en las rocas con los siguientes valores medios: rocas ígneas 715 ppm, areniscas 220 ppm, lutitas 560 ppm, carbonatos 112 ppm. Según THOMAS et al (1977) en arcillas y minerales de la arcilla el F presenta un amplio rango de valores que oscilan entre 44 ppm en nontronita y 5,18% en hectorita. Enfatizan estos autores su interés potencial como indicador geoquímico del origen y ambiente deposicional de las arcillas.

En la cuenca de Madrid, con ambientes continentales fluvio-lacustres y abundantes depósitos salinos y de arcillas magnésicas, el Li se deberá correlacionar con el magnesio, su distribución y contenido permitirá, según los criterios de TARDY et al (1972), discriminar el origen residual, detrítico o autigénico de las arcillas que lo contienen.

El F por su parte, podría tener su origen en minerales como biotita y apatito asociados a las rocas ácidas (ígneas y metamórficas) del Sistema Central Español. Estos minerales son muy frecuentes en la fracción pesada de aportes detríticos ligados al margen lacustre (POZO y CASAS 1997). El paso de este elemento al sistema de aguas subterráneas del terciario detrítico de Madrid ha sido observado por MORENO DE GUERRA y LÓPEZ VERA (1979). Estos autores encontraron una población estadística con un contenido medio de 0.75 mg/l y observaron que existe una relación entre la concentración de ion fluoruro y el flujo subterráneo. De forma natural los átomos de F se integrarán en la estructura de la arcilla bien durante la formación del mineral de la arcilla (THOMAS et al 1977) o por alteración hidrotermal (DANIEL & HOOD, 1975). La presencia de hasta 2 ppm de F en aguas asociadas a depósitos de sepiolita de la cuenca de Madrid ha sido registrado por ALVAREZ et al (1987).

La aplicación del F y Li, junto a elementos de las

tierras raras y elementos traza de transición, ha sido enfatizado por TORRES et al (1994) en el estudio genético de minerales de la arcilla fibrosa.

El presente trabajo tiene varios objetivos: El primero, determinar como varía el contenido de F y Li en las diversas litofacies de los depósitos seleccionados, estableciendo cual es su relación estadística con la mineralogía y con el resto de los elementos químicos analizados. El segundo objetivo pretende, apoyándose en lo anterior, determinar si la distribución de F y Li observada es consecuencia del ambiente deposicional, o de procesos postsedimentarios que conducen a la formación autigénica de fases minerales.

MATERIALES Y MÉTODOS

Materiales estudiados

El estudio geoquímico se ha realizado a partir del análisis de elementos mayores y trazas en 165 muestras repartidas en cuatro sectores: Pinto, Esquivias, Magán y Cabañas de la Sagra (Figura 1).

Las litofacies que constituyen los depósitos arcillosos de Pinto, Esquivias y Magán pertenecen a la Unidad Intermedia del Mioceno (ALBERDI et al 1984), incluyéndose en la unidad lutítica magnésica propuesta por POZO y CASAS (1995). Esta unidad magnésica se dispone sobre otra de carácter detrítico constituida por lutitas, limos y arenas micáceas, interpretándose como depósitos lacustres marginales y palustres, afectados de procesos paleoedáficos de intensidad variable.

En Cabañas de la Sagra los depósitos de arcillas magnésicas están formadas por lutitas que se presentan en secuencias con rasgos paleoedáficos y frecuente desarrollo de silcretas vadosas (POZO et al 1998). Estas litofacies se disponen sobre depósitos detríticos limo-arenosos de composición arcólica, interpretándose como depósitos de encharcamiento ("ponds") asociados a facies distales de abanicos aluviales, próximos a un lago salino-alcalino.

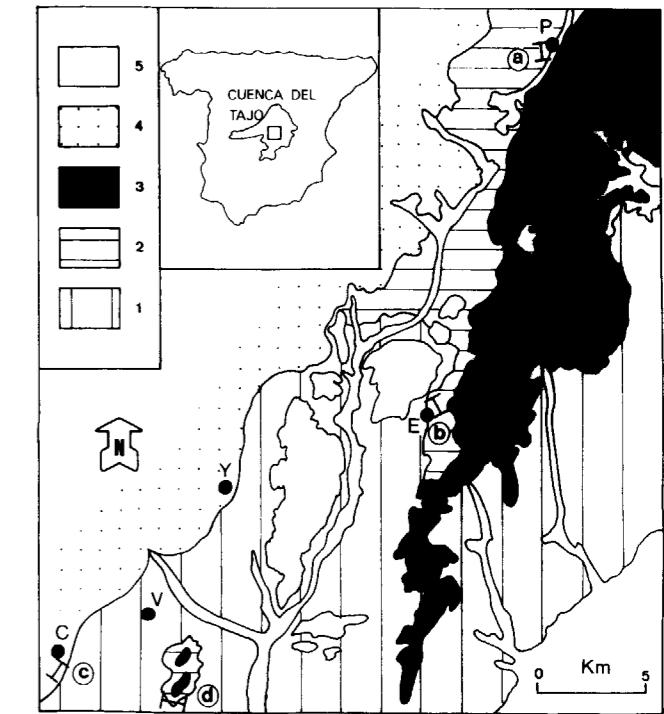


Figura 1.- Mapa geológico de la zona estudiada. Las letras a, b, c y d indican la posición de los sectores muestreados. P. Pinto. E. Esquivias. Y. Yuncos. V. Villaluenga. C. Cabañas de la Sagra.

Leyenda: TERCARIO. Unidad salina (1.-Yesos y lutitas). Unidad Intermedia (2.-Lutitas y arenas micáceas. 3.-Calizas, lutitas y materiales silíceos). Facies arcólica (4.-Arenas, limos y arcillas). CUATERNARIO. 5.-Depósitos recientes.

a) Sector de Pinto-Esquivas

En la zona de Esquivias (Figura 1b) se han estudiado 96 muestras repartidas en seis secciones de canteras y nueve de sondeos. La sección litológica representativa ESQ. (Figura 2a) muestra la distribución de sepiolita y la alternancia de las dos litofacies principales, objeto de estudio: lutitas rosas y lutitas verdes. En las lutitas rosas destaca la existencia de términos masivos y clásticos, así como la distribución irregular de nódulos y capas constituidas por lutitas muy compactas de tono blanco. (POZO y CASAS 1995)

En Pinto (Figura 1a) se han estudiado 23 muestras procedentes de un sondeo PIN. (Figura 3a) donde las litofacies lutíticas (rosas y verdes), con características similares a las de Esquivias, coexisten con dolocretas formando secuencias. (POZO et al. 1997).

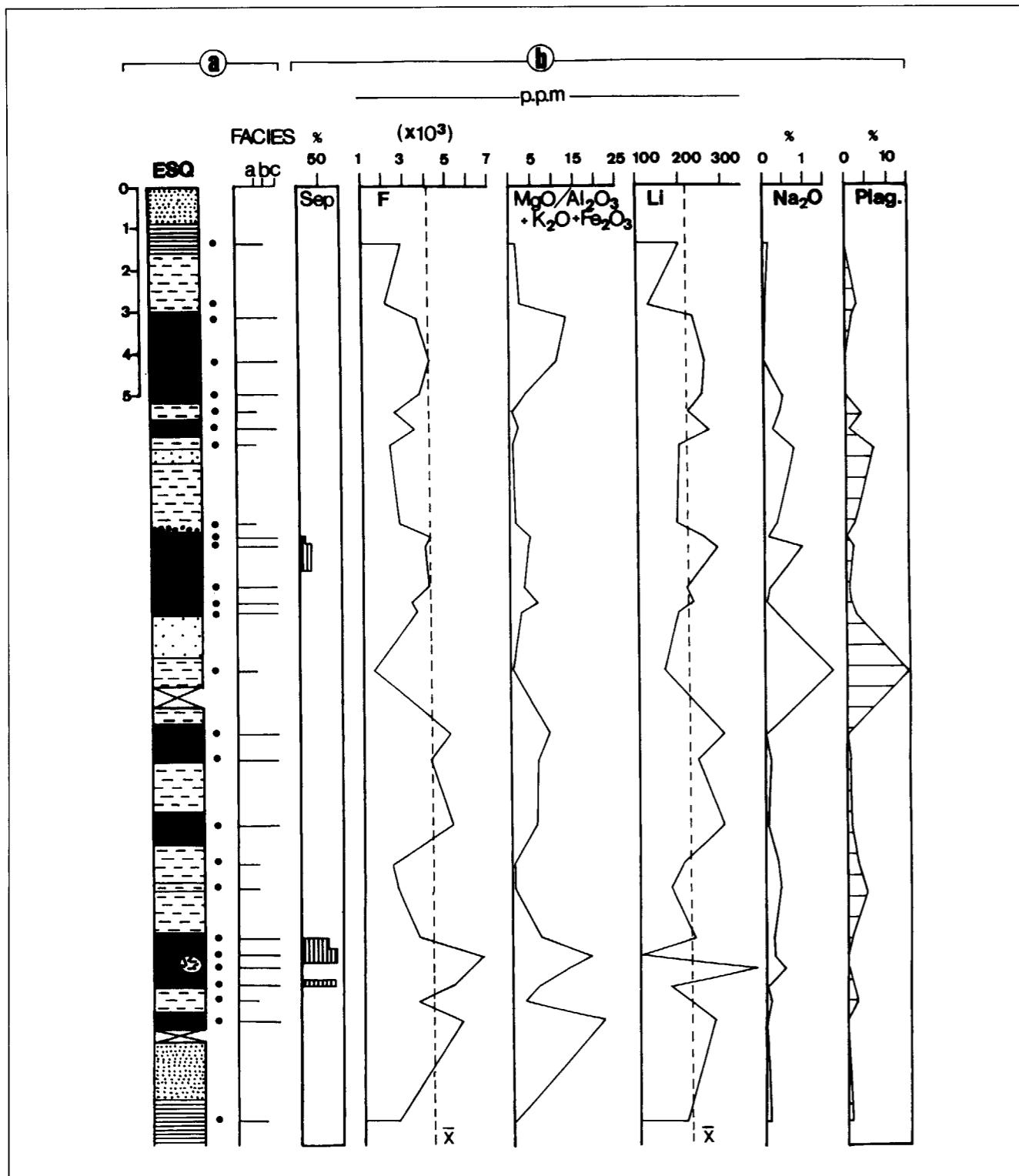


Figura 2.-Sección representativa del sector de Esquivias (ESQ). a) Columna litológica y distribución de facies: a. Lutitas verdes masivas. b. Lutitas laminadas. c. Lutitas rosas. b) Distribución en la vertical de la variación de Li, F, Na₂O y de la relación MgO/Al₂O₃+K₂O+Fe₂O₃, así como de algunos componentes mineralógicos seleccionados (sepiolita y plagioclásas). (X, representa el valor medio).

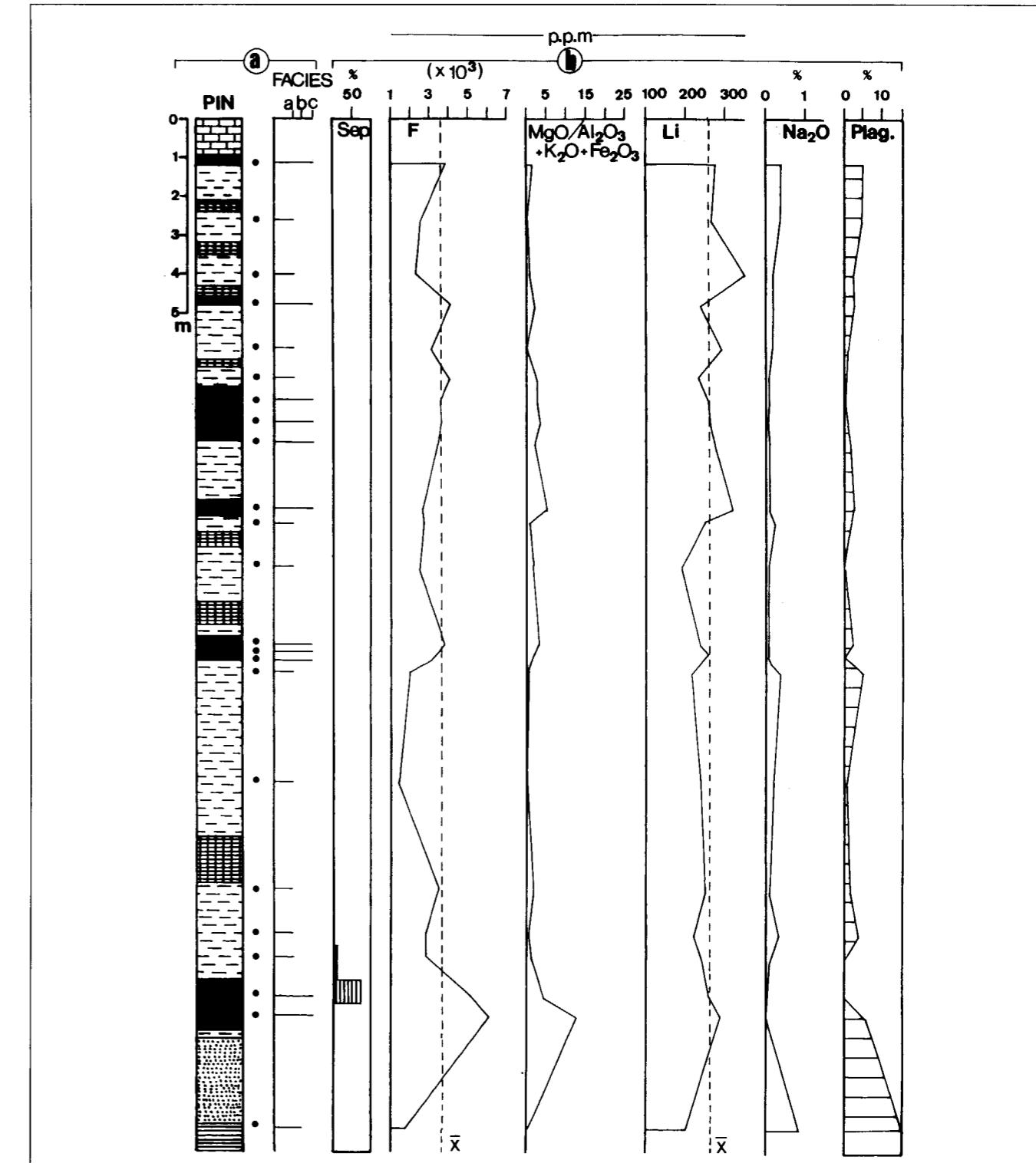


Figura 3.-Sección representativa del sector de Pinto (PIN). a) Columna litológica y distribución de facies: a. Lutitas verdes masivas. b. Lutitas laminadas. c. Lutitas rosas. b) Distribución en la vertical de la variación de Li, F, Na₂O y de la relación MgO/Al₂O₃+K₂O+Fe₂O₃, así como de algunos componentes mineralógicos seleccionados (sepiolita y plagioclásas). (X, representa el valor medio).

Composicionalmente (Tabla 1) éstas litofacies lutíticas presentan asociaciones mineralógicas donde destaca el elevado contenido en filosilicatos magnésicos. Así, las lutitas rosas están constituidas por interestratificados de kerolita/estevensita con proporción variable de la fase hinchable (MARTÍN DE VIDALES et al 1991, POZO et al 1996b). Las lutitas verdes muestran predominio de esmectitas magnésicas de carácter saponítico (estevensita>saponita) y especialmente de sepiolita, que es con frecuencia la fase predominante.

c) Sector de Cabañas

b) Sector de Magán

En la zona de Magán (Figura 1d) se han estudiado 23 muestras pertenecientes a un frente de cantera. La sección representativa MAG se recoge en la figura 4a, donde se incluye el contenido en sepiolita y la distribución de las dos litofacies estudiadas: lutitas rosas y lutitas verdes. Las lutitas verdes son predominantes caracterizándose por su aspecto masivo, abundantes "slickensides" y morfología gilgai-mukkara a techo. Las lutitas rosas se presentan en términos laminados, nodulosos y brechoides, frecuentemente en

capas de distribución lateral muy irregular, pudiendo estar ausentes en el depósito (POZO et al 1992b).

Mineralógicamente (Tabla 1) las lutitas verdes muestran predominio de esmectitas magnésicas de tipo saponítico, mientras que las rosas se caracterizan por la presencia de esmectitas magnésicas (estevensita>saponita) y especialmente de sepiolita, que es con frecuencia la fase predominante.

DEPOSITOS ASOCIADOS A FACIES DE MARGEN LACUSTRE

ZONA	LITOFAZES	ASOCIACION MINERALOGICA
ESQUIVIAS	Lutitas rosas	Filosilicatos (Kerolita - Kerolita/Estevensita ± Sepiolita ± Ilita) >> Calcita ± Cuarzo autigénico.
	Lutitas blancas	Filosilicatos (Sepiolita - Esmectita magnésica) >> Calcita.
	Lutitas verdes	Filosilicatos (Saponita - Ilita ± Caolinita) > Feldesp. - Cuarzo ± Opalo C/T± Baritina ± Heulandita - clinoptilolita.
PINTO	Lutitas rosas	Filosilicatos (Estevensita/Kerolita ± Sepiolita ± Ilita) >> Cuarzo ± feldespato.
	Lutitas verdes	Filosilicatos (Saponita-Ilita ± Caolinita) > Feldespato - Cuarzo ± Dolomita ± Baritina ± Heulandita - clinoptilolita.
MAGAN	Lutitas rosas	Filosilicatos (Sepiolita - Estevensita ± Saponita ± Ilita) >> Cuarzo ± Feldespato.
	Lutitas verdes	Filosilicatos (Saponita ± Ilita ± Sepiolita ± Esmectita aluminica ± Caolinita) > Feldespato ± Cuarzo ± Calcita.

DEPOSITOS ASOCIADOS A FACIES DISTALES DE ABANICOS ALUVIALES

ZONA	LITOFAZES	ASOCIACION MINERALOGICA
CABAÑAS	Lutitas marrones	Filosilicatos (Saponita - Ilita ± Estevensita/Kerolita ± Sepiolita) >> Cuarzo - Feldespato ± Dolomita ± cuarzo autigénico.

Tabla 1.- Asociaciones mineralógicas características de las litofacies lutíticas estudiadas en los sectores muestreados.

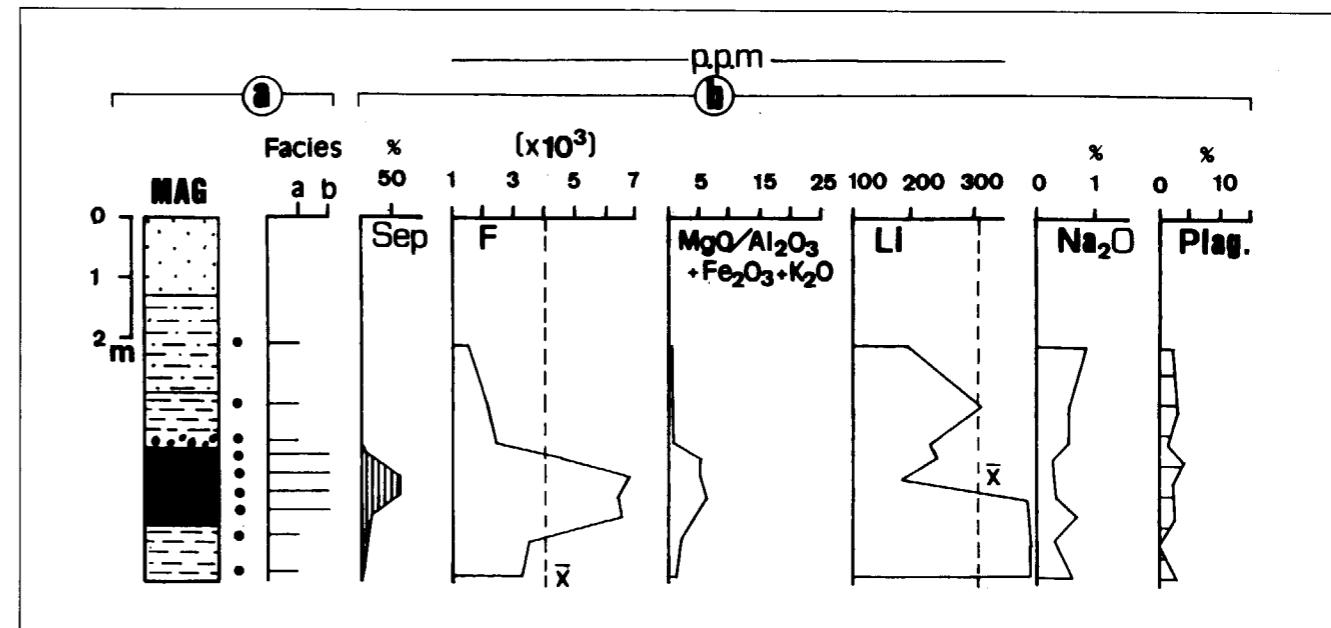


Figura 4.-Sección representativa del sector de Magán (MAG). a) Columna litológica y distribución de facies: a. Lutitas verdes masivas. b. Lutitas rosas. b) Distribución en la vertical de la variación de Li, F, Na₂O y de la relación MgO/Al₂O₃+K₂O+Fe₂O₃, así como de algunos componentes mineralógicos seleccionados (sepiolita y plagioclásas). (X̄, representa el valor medio).

Desde el punto de vista mineralógico (Tabla 1) las lutitas están constituidas predominantemente por esmectitas magnésicas en las que se han identificado términos saponíticos y estevensíticos, asimismo y en proporción variable se ha detectado sepiolita.

Metodología analítica

Para el análisis químico de elementos mayores se utilizó la fluorescencia de rayos X (FRX), previa fusión de la muestra con Li₂B₄O₇. El sodio se determinó por espectrofotometría de absorción atómica con llama. Los elementos traza Rb, Sr y Zr se analizaron por FRX sobre pastilla prensada, y el Li mediante absorción atómica con llama. El flúor se determinó, previa pirolisis, por colorimetría con alizarina. El resto de los elementos (Ba, Cr, V, Y, Zn, La, Nb y Sc) se analizaron mediante espectrofotometría de emisión Plasma de Acoplamiento Inducido (ICP), previo ataque multíacido a sequedad de la muestra, y posterior disolución en HCl.

La concentración de elementos mayores se ha

expresado en porcentajes en forma de óxido, los de elementos traza en partes por millón (ppm).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Variaciones geoquímicas y correlaciones

Geoquímica global

Dada la gran extensión de la tabla general de datos, se ha optado por una de síntesis que refleje el valor medio y el rango de valores de cada elemento, en las litofacies de las cuatro zonas estudiadas. Estos datos se han separado en dos tablas (tabla 2 y 3) que corresponden, respectivamente, a elementos mayores y trazas. El valor superior corresponde a la media aritmética y debajo aparece el rango en el que están comprendidos todos los valores de dicho elemento. Asimismo, se especifica para cada litofacies el número de muestras analizadas (n).

Considerando el total de los elementos analizados se deduce que:

a) Las lutitas verdes presentan las mayores con-

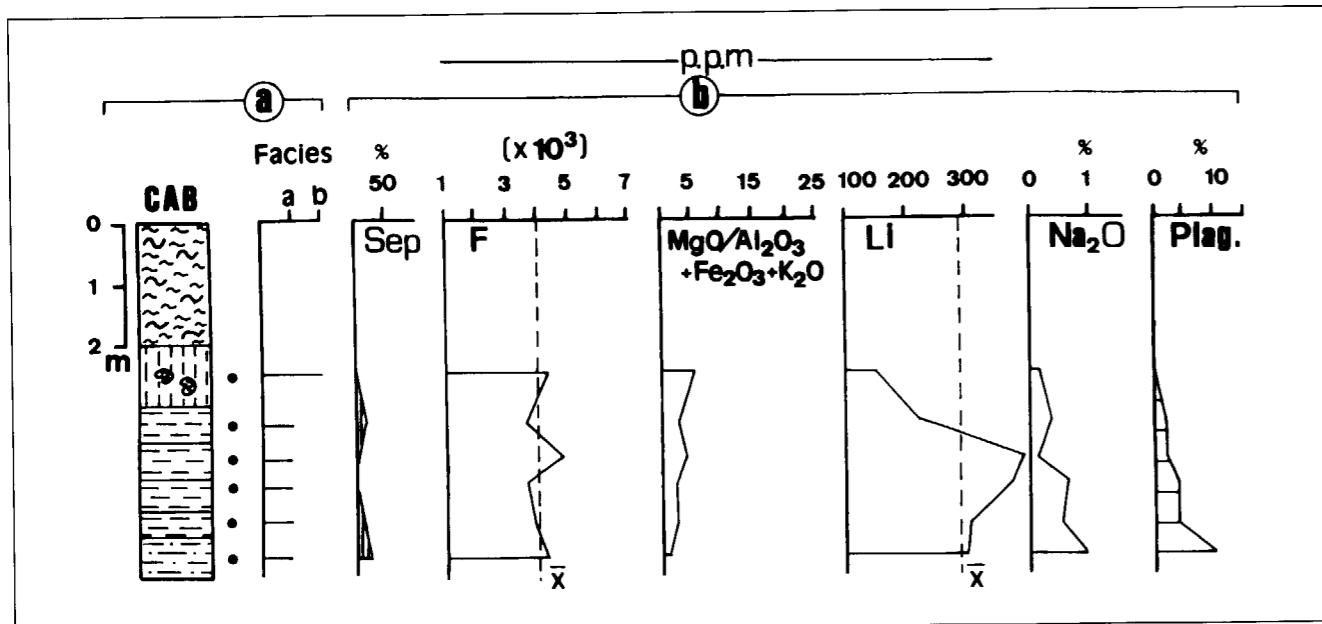


Figura 5.-Sección representativa del sector de Cabañas de la Sagra (CAB). a) Columna litológica y distribución de facies: a. Lutitas marrones. b. Lutitas granulares blancas. b) Distribución en la vertical de la variación de Li, F, Na₂O y de la relación MgO/Al₂O₃+K₂O+Fe₂O₃, así como de algunos componentes mineralógicos seleccionados (sepiolita y plagioclasas). (X, representa el valor medio)

centraciones en Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, K₂O, Rb, Ba, Cr, Y, Zn, La, Nb y Sc. El rango de concentración de éstos elementos es bastante homogéneo en todas las lutitas verdes analizadas, observándose que estadísticamente no hay diferencias significativas de concentración en las zonas muestreadas (Esquivias, Pinto y Magán).

b) Las lutitas rosas superan a las verdes solamente en los contenidos de SiO₂, MgO y F. Las muestras de Pinto presentan, en comparación a las de Esquivias y Magán, concentraciones estadísticamente superiores en TiO₂, K₂O y Al₂O₃ e inferiores en MgO.

c) En las lutitas blancas aparecen los mayores valores de SiO₂ y F. En los restantes elementos, excepto en MgO, las concentraciones son sensiblemente menores en comparación con las otras litofacies lutíticas.

d) Las lutitas marrones de Cabañas tienen un químico más parecido al de las lutitas rosas que al de las verdes, especialmente con aquellas pertenecientes al sector de Pinto. Con las lutitas rosas

de Esquivias y Magán se observan diferencias derivadas de una mayor concentración, en las lutitas de Cabañas, de elementos correlacionados positivamente con Al₂O₃.

Para estudiar la afinidad geoquímica entre los elementos se ha utilizado el coeficiente de correlación lineal de Pearson (r), mostrándose la matriz de correlación en la tabla 4. Entre los elementos mayores se dan excelentes correlaciones positivas en el grupo formado por Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ y K₂O. Entre ellos el valor del coeficiente es siempre superior a +0.98. Dicho grupo se correlaciona negativamente con el MgO, con valores del coeficiente comprendidos entre -0.93 y -0.95. Los restantes elementos mayores no presentan correlaciones significativas.

En cuanto a los elementos traza; Y, Sc, La, Nb y Rb presentan excelentes correlaciones positivas, con valores del coeficiente superiores a +0.94, con el grupo de elementos mayores antes citado. También están positivamente correlacionados con dicho grupo Sr, Zr, Ba y los elementos de la primera serie de transición Zn, Cr y V. Si bien en

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅
PINTO Lutitas rosas (n = 10)	50.99 47.22 - 55.34	5.22 1.32 - 9.15	1.87 0.50 - 3.27	0.65 0.25 - 2.83	0.26 0.06 - 0.44	0.03 0.02 - 0.04	1.08 0.27 - 2.04	21.69 16.27 - 27.98	0.13 0.01 - 0.39	0.06 0.01 - 0.20
PINTO Lutitas verdes (n = 13)	48.44 41.67 - 51.88	11.84 5.08 - 18.05	4.60 1.79 - 6.46	1.25 0.33 - 5.80	0.55 0.21 - 0.87	0.05 0.03 - 0.07	2.62 0.82 - 3.84	13.27 4.67 - 22.22	0.30 0.11 - 0.86	0.08 0.05 - 0.20
ESQUIVIAS Lutitas rosas (n = 59)	51.70 48.31 - 55.95	3.17 0.82 - 10.55	1.19 0.28 - 3.94	0.49 0.05 - 2.99	0.17 0.03 - 0.49	0.03 0.01 - 0.11	0.66 0.05 - 2.08	24.95 16.68 - 29.95	0.26 0.01 - 1.79	0.03 0.01 - 0.24
ESQUIVIAS Lutitas verdes (n = 22)	49.41 45.95 - 52.17	11.59 2.59 - 18.0	4.51 1.06 - 7.32	0.67 0.35 - 3.39	0.55 0.16 - 0.83	0.05 0.02 - 0.09	2.50 0.56 - 4.91	14.44 4.06 - 26.48	0.47 0.12 - 1.73	0.07 0.03 - 0.20
ESQUIVIAS Lutitas blancas (n = 15)	53.04 50.15 - 54.97	1.64 0.35 - 3.69	0.70 0.13 - 1.87	0.14 0.04 - 0.43	0.09 0.03 - 0.22	0.02 0.01 - 0.03	0.33 0.07 - 0.76	23.30 20.67 - 24.91	0.07 0.01 - 0.42	0.02 0.01 - 0.07
MAGAN Lutitas rosas (n = 11)	50.78 49.63 - 51.55	3.08 2.56 - 3.63	1.07 0.94 - 1.39	0.44 0.34 - 0.52	0.18 0.16 - 0.20	0.016 0.01 - 0.02	0.35 0.29 - 0.41	22.5 22.21 - 22.88	0.35 0.23 - 0.61	0.01 0.01 - 0.01
MAGAN Lutitas verdes (n = 12)	48.93 46.96 - 50.35	8.62 4.92 - 13.95	3.50 1.98 - 6.34	0.69 0.50 - 0.86	0.46 0.21 - 0.63	0.04 0.03 - 0.07	1.62 0.65 - 2.78	17.32 9.32 - 21.91	0.65 0.27 - 0.89	0.03 0.01 - 0.08
CABAÑAS Lutitas marrones (n = 23)	50.21 40.47 - 54.41	4.62 2.75 - 7.97	1.43 0.83 - 3.12	0.81 0.29 - 5.56	0.25 0.14 - 0.39	0.03 0.01 - 0.11	0.76 0.16 - 1.76	23.00 17.69 - 25.25	0.30 0.08 - 1.01	0.07 0.01 - 0.32

Tabla 2.- Análisis químico de elementos mayores (%), representativos de las litofacies lutíticas diferenciadas. El valor superior corresponde a la media aritmética y los dos inferiores al rango. (n, indica el tamaño de la muestra analizada).

	Li	F	Rb	Sr	Zr	Ba	Cr	V	Y	Zn	Sc	La	Nb
PINTO Lutitas rosas (n = 10)	263 239 - 323	3849 2745 - 6285	68 19 - 123	143 76 - 317	99 40 - 247	84 15 - 225	21 16 - 29	73 61 - 93	7 1 - 16	32 10 - 52	5 0.5 - 8	13 3 - 29	13 10 - 16
PINTO Lutitas verdes (n = 13)	247 197 - 294	2545 1415 - 4055	159 55 - 216	162 120 - 250	102 63 - 161	242 74 - 614	34 22 - 52	76 46 - 143	17 8 - 29	71 41 - 109	11 7 - 14	27 14 - 45	18 12 - 21
ESQUIVIAS Lutitas rosas (n = 42)	255 65 - 430	4270 3000 - 7105	45 8 - 122	86 11 - 224	68 38 - 137	115 25 - 686	21 9 - 115	57 36 - 121	6 1 - 20	31 9 - 160	3 1 - 11	10 4 - 26	12 9 - 18
ESQUIVIAS Lutitas verdes (n = 20)	204 125 - 250	2497 1470 - 3995	150 52 - 219	140 57 - 421	99 57 - 281	287 129 - 769	31 13 - 43	70 41 - 99	20 4 - 37	81 35 - 118	11 3 - 15	29 10 - 47	19 12 - 23
ESQUIVIAS Lutitas blancas (n = 15)	98 35 - 260	5208 2960 - 6750	18 2 - 45	24 7 - 75	38 29 - 48	33 4 - 75	11 4 - 17	70 34 - 109	2 1 - 5	19 9 - 76	2 1 - 3	5 4 - 8	10 9 - 12
MAGAN Lutitas rosas (n = 4)	* 180 - 490	6000 4500 - 6700	30 25 - 34	73 54 - 98	85 77 - 101	59 57 - 62	25 20 - 32	34 30 - 37	5 4 - 6	32 28 - 36	3 2 - 3	Sin Valores	12 11 - 13
MAGAN Lutitas verdes (n = 5)	** 190 - 450	2520 1500 - 3500	89 52 - 108	124 109 - 133	92 88 - 97	156 80 - 245	31 16 - 36	44 30 - 58	14 10 - 19	68 46 - 102	8 5 - 12	Sin Valores	16 13 - 20
CABAÑAS *** Lutitas marrones (n = 20)	344 150 - 528	4538 3300 - 8760	52 20 - 107	83 30 - 122	107 54 - 215	120 37 - 217	18 11 - 30	27 17 - 53	8 4 - 15	21 9 - 47	3 1 - 6	12 6 - 22	15 13 - 17

* n = 11 para el Li ** n = 12 para el Li *** n = 23 para F y Li

Tabla 3.- Análisis químico de elementos trazas (ppm), representativos de las litofacies lutíticas diferenciadas. El valor superior corresponde a la media aritmética y los dos inferiores al rango. (n, indica el tamaño de la muestra analizada).

este último caso las correlaciones no son tan buenas, valores del coeficiente superiores a +0.50, pero estadísticamente la correlación es significativa si tenemos en cuenta el tamaño de la muestra.

La buena correlación positiva que hay entre Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ y K₂O y los elementos traza mencionados se vincula a minerales heredados presentes en las litofacies de lutitas verdes y marrones, lo que es coherente con la asociación

mineralógica observada. La correlación negativa del MgO con este grupo indica una fuente geoquímica diferente, tratándose de un elemento que participa de forma activa en los procesos de precipitación y disolución en el ambiente sedimentario.

Las correlaciones observadas son acordes a la interpretación genética establecida por POZO et al (1992a, 1996c), donde los términos saponíticos, predominantes en las lutitas marrones de

SiO ₂	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		CaO		TiO ₂		MnO		K ₂ O		MgO		Na ₂ O		P ₂ O ₅		Li		F		Rb		Sr		Zr		Ba		Cr		V		Y		Zn		Sc		La		Nb																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
SiO ₂	<0.40		<0.40		0.99		<0.01		-0.02		<0.01		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37		0.99		0.97		-0.02		-0.37	

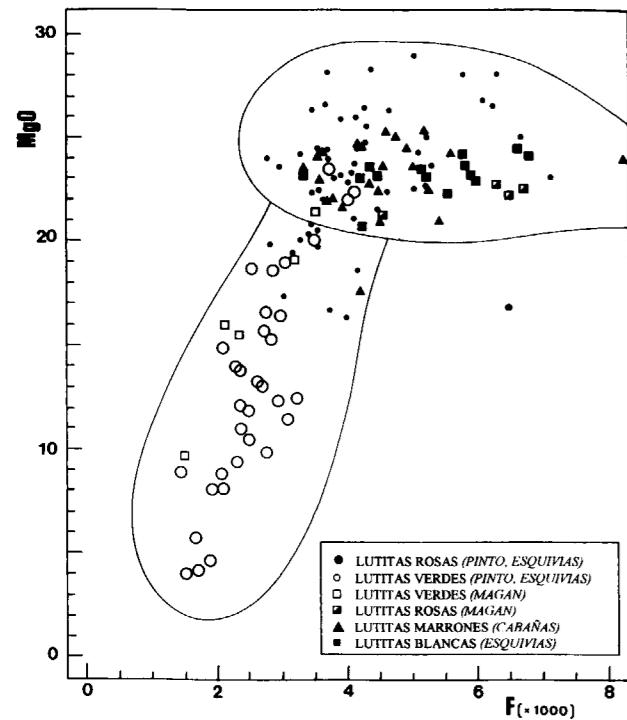


Figura 7.- Diagrama de dispersión de puntos para el par F/MgO. Muestra la separación clara de las lutitas verdes y el solapamiento entre lutitas rosas, marrones y blancas.

que llegan a 8760 ppm. En este caso, los valores mayores se centran en las lutitas blancas de Esquivias, en las lutitas rosas de Magán (ambas con abundante sepiolita) y en las lutitas marrones de Cabañas. El análisis de la varianza pone de manifiesto que los mayores contenidos de flúor en las lutitas rosas, respecto de las verdes, son significativos. Los valores obtenidos son inferiores a los registrados por LEGUEY et al (1995) en muestras ricas en esmectitas magnésicas (>70%) del yacimiento sepiolítico de Vicálvaro, donde se llegan a alcanzar 10.400 ppm de flúor.

El flúor aparece geoquímicamente asociado al MgO y al igual que éste, se correlaciona negativamente con todos los elementos ligados a aportes detriticos (Al_2O_3 y asociados). En el diagrama de nube de puntos F-MgO (Fig.7), se observa que la correlación entre ambos elementos es especialmente buena en el caso de las lutitas verdes ($r=+0.85$). En la población de lutitas rosas la nube de puntos presenta una mayor dispersión, lo que motiva que la correlación positiva de ambos ele-

mentos sea en este caso menos nítida. En las lutitas blancas sepiolíticas la recta de regresión cambia ostensiblemente de pendiente, esto es, ligeros incrementos en MgO permiten incrementos grandes en flúor; se trata de la litofacies con el valor medio más alto en flúor.

La identificación de flúor, a veces en contenidos importantes, en arcillas magnésicas sepiolíticas ha sido registrado en diversos trabajos. THOMAS et al (1977) citan un rango entre 0,57% para la sepiolita de N. Mexico y 0,94% para la de Vallecas. Más recientemente se han registrado incrementos notables en la proporción de F presente en sepiolitas de la Cuenca de Madrid, donde en los depósitos de Vallecas-Vicálvaro llegan a alcanzar el 1,58% (LEGUEY et al 1995). En éste yacimiento ALVAREZ et al (1987) han observado una relación directa entre contenido en F y proporción de MgO, sugiriendo que el F⁻ sustituye hidróxilos ligados al magnesio, sugiriendo una posible alteración hidrotermal. Posteriormente, SANTAREN y RUIZ-HITZKY (1990), aplicando diversas técnicas, han confirmado que el F⁻ en la sepiolita de Vallecas se presenta en la estructura del mineral sustituyendo grupos OH⁻, matizando que el F tiene un acceso limitado a los mismos. En medio acuoso el F se presenta como ión fluoruro que tiene la misma carga y un radio semejante (1,36 Å) al OH⁻ (1,40 Å) lo que permite a pH alto la sustitución de uno por otro.

Recientemente el empleo de sofisticadas técnicas de resonancia magnética nuclear (MAS-NMR) ha puesto de manifiesto en diversos tipos de arcillas la preferencia estructural del flúor por sitios en la capa octaédrica donde hay magnesio (HUVÉ et al 1992, LABOURIAU et al 1995).

Análisis factorial

El análisis de componentes principales (ACP) se ha hecho de forma separada, para elementos mayores y traza, incluyendo también la mineralogía. En el primer caso (Fig. 8) se han obtenido tres factores que de forma conjunta explican el 74.45% de la varianza total (F1=39.78%, F2=17.66% y F3=17.01%). El factor principal (F1) se correlaciona positivamente con los minerales típicamente detriticos (cuarzo, feldespato, illita y

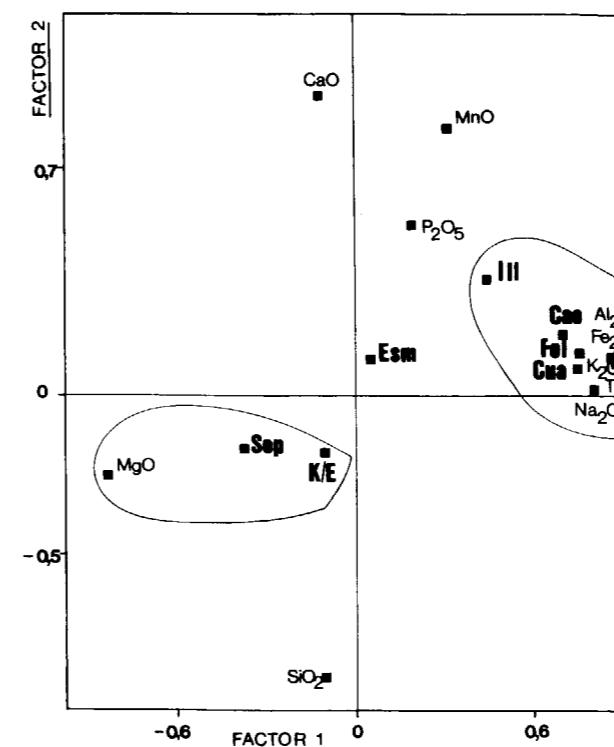


Figura 8.- Proyección de elementos mayores y mineralogía en el plano formado por los dos factores principales (F1 y F2). Las escalas indican el coeficiente de correlación entre ambos factores y las variables proyectadas (Cao: Caolinita, Cua: Cuarzo, Esm: Esmectita, Fel: Feldespato, III: Illita, K/E: Kerolita/Estevensita, Sep: Sepiolita).

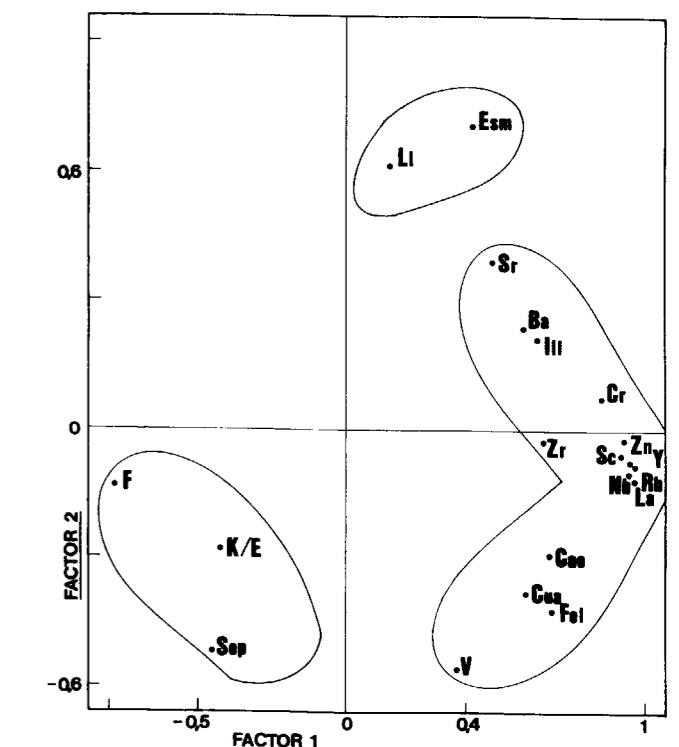


Figura 9.- Proyección de elementos traza y mineralogía en el plano formado por los dos factores principales (F1 y F2). Las escalas indican el coeficiente de correlación entre ambos factores y las variables proyectadas (Cao: Caolinita, Cua: cuarzo, Esm: Esmectita, Fel: Feldespato, III: Illita, K/E: Kerolita/Estevensita, Sep: Sepiolita).

caolinita) y con los óxidos de elementos representativos de ellos como son: Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2 y Na_2O . En la parte negativa del eje ocupado por el factor F1 se proyectan el MgO, la sepiolita y el interestratificado kerolita/estevensita. El factor F2 separa los minerales silicatados de CaO y MnO, componentes que se relacionan con calcita y pirolusita respectivamente.

En el análisis de componentes principales realizado con los elementos traza y la mineralogía se han seleccionado un total de tres factores que en conjunto cubren el 70.6% de la varianza total (F1=50.8%, F2=11.3% y F3=8.5%).

En la figura 9 se recoge la proyección de las variables en el plano formado por los dos factores principales (F1 y F2). En el extremo positivo

de F1 aparecen los minerales típicamente detriticos y los elementos que se vinculan a ellos (Zn, Sc, Y, Rb, Nb, La, Zr y Cr). Otros elementos, como Sr, Ba y V, aunque fundamentalmente relacionados con materiales detriticos, se separan algo del grupo anterior. El Sr tiene también cierta vinculación con los carbonatos, y el Ba constituye minerales propios (baritina). Correlacionados negativamente con el factor F1 se encuentran sepiolita, kerolita/estevensita y el F. El Li tiene una posición un tanto particular en el diagrama. Teniendo en cuenta los factores F2 y F3 (este último no aparece en el diagrama) el análisis factorial confirma que el litio es una de las diferencias geoquímicas fundamentales entre los silicatos magnésicos fibrosos (lutitas sepiolíticas) y aquellos que tienen estructura laminar, como las lutitas esmectíticas.

Interpretación paleoambiental de los resultados geoquímicos

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que las variaciones de F y Li en las litofacies de arcillas magnésicas estudiadas no están ligadas a los aportes detriticos sino a procesos autigénicos de transformación o neoformación, postsedimentarios.

El paralelismo en las variaciones de contenidos de Na_2O y plagioclasa en las secuencias representativas (Fig. 2b, 3b, 4b y 5b) permite inferir que el sodio está ligado a los componentes detriticos fundamentalmente.

Acorde a recientes estudios (POZO et al 1996a, b., 1998), la variación en el tipo de arcillas magnésicas presentes en los depósitos estudiados y su geoquímica, se puede interpretar como resultado de procesos genéticos controlados por la presencia o no de fases precursoras, el tipo de aguas participantes y su hidroquímica. Las fases precursoras pueden ser detriticas o autigénicas y las distintas aguas implicadas serían: superficiales, subterráneas y de encharcamiento lacustre-palustre. Es de destacar la complejidad del mismo en las aguas subterráneas que depende de múltiples factores, siendo los principales la longitud de recorrido, el tiempo de residencia de las aguas a lo largo del flujo y las reacciones químicas (hidrólisis, disolución-precipitación, intercambio iónico) con las litofacies afectadas.

Según lo establecido previamente se han diferenciado tres tipos de asociaciones geoquímicas ligadas a ambientes distintos, donde se forman arcillas magnésicas que dan litofacies características (Fig.10):

Tipo 1. Asociación (MgO , Li) - (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O y elementos traza asociados) - (SiO_2). Interacción de aportes detriticos finos con el medio lacustre.

Litofacies de lutitas verdes y marrones con esmectitas magnésicas formadas por procesos de transformación de fases previas detriticas o neoformación durante la diagénesis temprana. Se originan en zonas de llanura de fangos (mudflat) o depósitos aluviales distales donde se

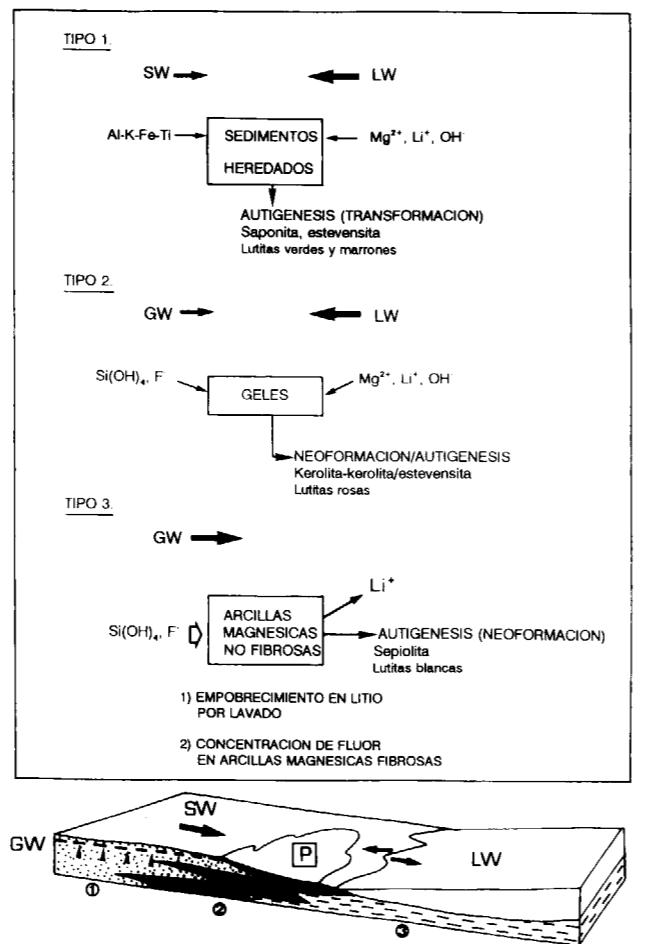


Figura 10.-Modelo genético mostrando los tipos de asociaciones geoquímicas diferenciadas y los ambientes sedimentarios implicados. GW. aguas subterráneas. SW. aguas superficiales. LW. aguas de encharcamiento del lago. P. Encharcamientos palustres. (1) Facies distales de abanicos o llanuras arenosas. (2) Facies de llanura lutítica o palustres. (3) Facies lacustres.

ponen en contacto aguas superficiales que transportan y depositan sedimentos finos con aguas de un margen lacustre alcalino y rico en magnesio. En consecuencia estas aguas superficiales transportan y depositan minerales heredados (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, minerales pesados, illita-mica, biotita, caolinita, esmectitas alumínicas), concentrándose los filosilicatos minerales de la arcilla en la llanura lutítica. Por otra parte el volumen de agua aportado dará lugar a una variación de la línea de costa lacustre

que tenderá a elevarse recubriendo los depósitos anteriormente mencionados. En esta situación las aguas del lago ricas en magnesio y con pH alto serían responsables de la formación de saponita como resultado de la transformación de fases alumínicas heredadas y más ocasionalmente de la neoformación de este mineral o de estevensita.

Tipo 2. Asociación (MgO , Li) - (SiO_2 , F). Interacción de aguas subterráneas (acuífero somero) con aguas del medio lacustre.

Litofacies de lutitas rosas con kerolita formada por neoformación a partir de geles sílico-magnésicos, que posteriormente se interestratifica con esmectita magnésica estevensítica. Tiene su origen en zonas encharcadas asociadas a franjas palustres o facies distales de abanicos aluviales (ponds) donde se produce la interacción entre aguas subterráneas que aportan sílice y aguas de lago alcalino rico en magnesio. En el borde del lago o en encharcamientos próximos al mismo, se produce la interacción entre aguas del complejo lacustre y aguas subterráneas conteniendo sílice y flúor. Las zonas de descarga de las aguas subterráneas podrían ser similares a las observadas por ARAKEL et al (1990) y MORGAN (1993) en zonas áridas y semiáridas de Australia. El resultado es un medio alcalino con elevada relación magnesio/sílice y práctica ausencia de aluminio, donde se origina un gel sílico-magnésico de neoformación que da lugar por ordenamiento a kerolita. La evolución posterior de la zona palustre con desarrollo al final de paleosuelos indica un progresivo incremento de la salinidad que sería responsable de la interestratificación con estevensita para dar lugar al interestratificado irregular kerolita/estevensita, en el que la fase hinchable se incrementa conforme las condiciones de evaporación y salinidad aumentan. Esto podría justificar la existencia en el sector de Pinto de interestratificados con estevensita predominante y dolocretas, siendo posible que el magnesio liberado en la interestratificación de estevensita fuera responsable de la dolomitización (POZO et al 1996b).

Tipo 3. MgO - SiO_2 - F. Acción de aguas, predominantemente subterráneas, sobre un soporte previo de arcillas magnésicas.

Litofacies de lutitas con sepiolita incluidas como nódulos en lutitas rosas, donde la sepiolita se forma autigénicamente por disolución-precipitación de fases magnésicas preexistentes y posiblemente también por precipitación directa. Se produce por la acción de aguas subterráneas cargadas en sílice y flúor sobre depósitos de arcillas magnésicas formadas previamente. Este mineral fibroso se genera como resultado de la alta reactividad de las arcillas magnésicas no fibrosas, en especial de los términos kerolítico-estevensíticos. La participación de una tabla de agua subterránea con posterioridad a la formación de kerolitas y esmectitas magnésicas se justifica además por la presencia de nódulos calcáreos y especialmente en el sector de Cabañas de la Sagra por el desarrollo de una potente costra silícea. Una formación de sepiolita similar, por disolución-precipitación a expensas de arcillas magnésicas previamente formadas, se recoge en MARTÍN DE VIDALES et al. (1988).

El bajo contenido en Li de las arcillas magnésicas formadas en los tipos 1 y 2 sugieren, bien escasez de litio en el ambiente sedimentario considerado o removilización posterior del mismo con su consiguiente empobrecimiento en los materiales afectados. El notable predominio de esmectitas magnésicas en los depósitos estudiados parecen descartar un medio pobre en litio. Este elemento probablemente procedería de salmueras sulfato-cloruradas asociado al complejo evaporítico desarrollado durante la unidad inferior del Mioceno, encontrándose por lo tanto presente en las aguas del lago rico en magnesio.

CONCLUSIONES

- 1) Durante la formación, en la cuenca de Madrid, de saponita, estevensita y kerolita/estevensita, el contenido de Li incorporado a su estructura debió de ser mayor que los valores detectados en la actualidad. Con posterioridad, la acción de aguas subterráneas podría ser responsable del lavado de este elemento, lo que explicaría su empobrecimiento y el amplio rango de valores observados en función de la litofacies y de la posición paleogeográfica. La alta solubilidad del Li y su facilidad para ser desplazado dentro de aguas y sedimentos por intercambio iónico ha sido observado por BEAR (1964).

2) El incremento de F en aquellos materiales en los que se interpreta una participación activa de las aguas subterráneas o proximidad al área madre, confirmaría la existencia de fenómenos de lavado que permitirían la formación de sepiolita con incorporación de F y consecuentemente el lavado del Li presente en las fases previas. Un mecanismo similar de formación de sepiolita por acción de aguas subterráneas ha sido establecido por diversos autores (KHOURY et al. 1982, HAY et al 1986). La interpretación geoquímica elaborada es coherente y corrobora el modelo deposicional-diagenético propuesto por LEGUEY et al (1995) en el yacimiento de sepiolita de Vicálvaro.

3) El lavado, responsable del empobrecimiento de Li en esmectitas magnésicas y del enriquecimiento en F en sepiolita podría estar relacionado con una etapa de progresiva disminución de la salinidad que coincidiría con una etapa generalizada de endulzamiento en la cuenca, que ha sido confirmada en la zona estudiada por medio de análisis isotópico (BELLANCA et al 1992) y de asociaciones de minerales pesados (POZO y CASAS 1997).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos PB91-0023 y PB95-0106 subvencionados por la D.G.I.C.Y.T.

Deseamos agradecer a D. Juan Manuel Teodoro de la Compañía Minas de Gádor las facilidades dadas en el muestreo de canteras y sondeos.

REFERENCIAS

ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MORALES C. y SORIA, D. (1984): Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid área. *Paleobio. Continent*, 14, 47-68.

ÁLVAREZ, A., PÉREZ-CASTELLS, R., TORTUERO, F., ALZUETA, C. y GUNTHER, K. D. (1987): Structural fluorine in sepiolite; Leaching and biological effects. *J. Animal Physiol. & Anim. Nutr.* 58, 208-214.

ARAKEL, A. V., JACOBSON, G. y LYONS, W. B. (1990): Sediment - water interaction as a control on geochemical evolution of playa lake systems in the Australian arid interior. *Hydrobiologia* 197, 1 - 12.

BADAUT, D. y RISACHER, F. (1983): Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 363-375.

BEAR, F. E., ed., (1964): Chemistry of the soil (2^a ed.): Am. Chem. Soc. Mon. 160, 515 pp.

BELLANCA, A., CALVO, J.P., CENSI, P., NERI, R. & POZO, M. (1992). Recognition of lake-level changes in miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy. *Sedimentary Geol.* 76: 135-153.

BRICKER, P. y JONES, F. (1995): Main factors affecting the composition of natural waters. En *Trace elements in natural waters*. Ed. por Salbau, B. y Steinnes, E. CRC Press, 1-18.

CANNON, H. L., HARMS, T. F. y HAMILTON, J. C. (1975): Lithium in unconsolidated sediments and plants of the basin and range province, southern California and Nevada. *Geological Survey Professional Paper* 918, 23 pp.

CHAHI, A., FRITZ, B., DUPLAY, J., WEBER, F. y LUCAS, J. (1997): Textural transition and genetic relationship between precursor stevensite and sepiolite in lacustrine sediments (Jbel Rhassoul, Morocco). *clays and Clay Minerals* 45 n° 3, 378-389.

DANIEL, M. E. y HOOD, W. C. (1975): Alteration of shale adjacent to the Knight orebody, Rosiclare, Illinois. *Econ. Geol.* 70, 1062 - 1069.

HAY, R., PEXTON, R., TEAGUE, T. y KYSER, T. (1986): Spring-related carbonate rocks, Mg clays, and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa Desert, Nevada and California. *Geological Society of America Bulletin* 97, 1488-1503.

HEM, J. (1970): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *Geological Survey water - supply paper* 1473.

HUVE, L., DELMOTTE, L., MARTÍN, P. y LE DRED, R. (1992): ¹⁹F NMR study of structural fluorine in some natural and synthetic 2:1 layer silicates. *Clays and Clay Minerals*, vol 40, n° 2, 186- 191.

KHOURY, H., EBERL, D. y JONES, B. (1982): Origin of magnesium clays from the Amargosa Desert, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, vol. 30, n° 5, 327-336.

KORITNIG, S. (1963): Zur Geochemie des Fluors in Sedimenten. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westfalen*. 435, 1-6.

LABOURIAU, A., KIM, Y. W., CHIPERA, S., BISH, D. L. y EARL, W. (1995): A ¹⁹F nuclear magnetic resonance study of natural clays. *Clays and Clay Minerals*, vol. 43, n° 6, 696-704.

LEGUEY, S., MARTÍN RUBÍ, J. A., CASAS, J., MARTA, J., CUEVAS, J., ÁLVAREZ, A. y MEDINA, J. A. (1995): Diagenetic evolution and mineral fabric in sepiolite materials from the Vicálvaro Deposit (Madrid Basin). *Proceedings of 10th Int. Clay Conf.*, Adelaida (Australia), 383-385. Publicado por CSIRO Publ., Melbourne (Australia).

Symposium on the Geochemistry of the Earth Surface. Short Papers, 205-209. Proceedings.

POZO, M., CASAS, J. y MORENO, A. (1996b): Textural and compositional variations in the Esquivias kerolite/stevensite deposit (Madrid Basin, Spain). *Advances in clay minerals. Proceedings of the Spanish- Italian meeting on clay minerals* (Granada), 153-155.

POZO, M., MORENO, A., CASAS, J. y MARTÍN RUBÍ, J.A. (1996c): Geochemical trends in alluvial-lacustrine Mg clay deposits from Madrid basin (Spain). *Advances in clay minerals. proceedings of the Spanish - Italian meeting on clay minerals* (Granada), 156-158.

POZO, M. y CASAS, J. (1997): Interpretación paleoambiental de depósitos siliciclásticos en el sector de Esquivias (cuenca de Madrid). *Cuadernos de Geología Ibérica*. 22, 389-406.

POZO, M., CASAS, J., MORENO, A. y MARTÍN RUBÍ, J.A. (1997): Mineralogía y geoquímica de litofacies lacustres marginales en el sector de Pinto (cuenca de Madrid). *Cuadernos de Geología Ibérica*. 22, 407-430.

POZO, M., CASAS, J. y MARTÍN DE VIDALE, J. L. (1998): Identification of paleosoils occurrences in paludine Mg-clay deposits. Genetic constraints and evolution of authigenic clays (Neogene Madrid Basin, Spain). *Proceedings of the 2nd Mediterranean Clay Meeteing*. Aveiro , vol.2, 145-149.

RONOV, A. B., MIGDISOV, A. A., VOSKRESENSKAYA, N. T. y KOZINGA, G. A. (1970): Geochemistry of lithium in the sedimentary cycle. *Geoch. Int.* 7, 75-102.

SANTAREN, J., SANZ, J. y RUIZ, E. (1990): Structural fluorine in sepiolite. *Clays and Clay Minerals* 38, 63-68.

TARDY, Y., KREMMER G. y TRAUTH N. (1972): Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols. *Geoch. Cosmoch. Acta* 36, 397-412.

THOMAS, J., GLASS, H. D., WHITE, W. A. y TRANDEL, R. M. (1977): Fluoride content of clay minerals and argillaceous earth materials. *Clays and Clay Minerals* 25, 278-284.

TORRES, J., LÓPEZ, A., GONZÁLEZ, J.M. y DELGADO A. (1994): Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: Genetic considerations based on trace elements and isotopes. *Chemical Geology* 112, 221-245.

Original recibido: Diciembre de 1998.

Original aceptado: Enero de 1999.

INFORMACIÓN

INDUSTRIA CERÁMICA MADRILEÑA: LOS HORNOS HISTÓRICOS PARA COCER TINAJAS DE COLMENAR DE OREJA

Por O. PUCHE RIART y L. F. MAZADIEGO MARTÍNEZ (*)

INTRODUCCIÓN

La producción de tinajas, tal y como se llevaba a cabo en Colmenar de Oreja, constituye un ejemplo singular de una actividad artesana tradicional de la Comunidad de Madrid. Desgraciadamente, la producción cesó hace algunos años por lo que sólo queda la labor de proteger los antiguos hornos que se mantienen en pie en dicho municipio. Incluso, cabría la posibilidad de reactivar esta industria al amparo de rutas turísticas que dieran a conocer, a través de museos o de la propia explicación de los tinajeros, los procesos que permitan transformar el barro en tinajas.

HISTORIA

Los primeros datos que tenemos al respecto proceden del Catastro del Marqués de la Ensenada (1752), recogidos por Jiménez de Gregorio, F. (1990) en los *"Anales del Instituto de Estudios Madrileños"*. Parece ser que ya existían ocho hornos de cocer tinajas, que eran utilizadas para el aceite en toda La Mancha de la provincia de Toledo. También habría cuatro hornos para cocer cántaros y vidriado, así como otros para cocer tejas y ladrillos.

Esta extensa producción cerámica no creemos que surgiera de la noche a la mañana. Algunos han querido ver en la forma de los hornos de tinajas un estilo arquitectónico de influencias árabes. El periodista Pécker, J.L. (1995), hablando

del castillo, dice que solamente es posible reconstruir la verdad de este lugar leyendo las relaciones de sus visitadores, cuyas descripciones compendiamos: "Año 1478 (...) Hallaron un verdadero arsenal destinado a la defensa de la fortaleza dentro de las tinajas. Por una escalera se bajaba hasta una bodega donde había veinte tinajas para el vino, un aljibe y una cisterna (...), un portal donde había una tinaja para vinagre y otra bodeguilla contenía cuatro tinajas más, dos de ellas con vino". ¿Se puede relacionar esta abundancia en tinajas con su producción en el lugar?

En las Relaciones Topográficas de Felipe II, están extraviados los papeles de este municipio; sin embargo, en la referencia de Villamanrique de Tajo, se señala que la teja se trae de Colmenar de Oreja, lo que nos pone en evidencia el aprovechamiento de sus materiales cerámicos, al menos ya en el siglo XVI (Álvarez Ezquerra, A. et al., 1993).

El segundo dato que tenemos lo aporta el cardenal Lorenzana, hacia 1780, también recogido por Jiménez de Gregorio, F. (1970). Según el autor hay una buena fábrica de tinajas, famosa por sus labores y con numerosos operarios. Se construían al año vasijas con una capacidad total de ciento sesenta mil arrobas y "algunas son tan grandes que caben en ellas cuatrocientas arrobas. Se hacen todas a mano sin molde alguno. De esta fábrica se exporta a casi toda la Península (...) A veces se llevan en barcos a otros pueblos separados por el mar". Este comentario subraya la importancia que tuvo, ya en el siglo XVIII, este comercio.

En los manuscritos de las Relaciones Topográficas de Tomás López, leemos una carta firmada por el capellán D. Joseph López de la Torre, el 27 de febrero de 1788, donde se señala: "Entre todas las fábricas y maniobras de esta villa la más habrá de llevarse las atenciones es la de las Tenajas, de donde sacan y llevan para toda la Península, y aun para embarcarlas, en cuya formación y primor se ocupa notable parte de sus moradores, fabrica anualmente desde 5 a 170 arrobas de cabida, obra que los cuesta nada ni que todo un año de fatiga en sacar la tierra de las minas, prepararlas, colarlas y batirlas, para formar a mano sin torno, molde, ni otro auxilio de más, haciendo algunas del enorme tamaño de más de 100 arrobas de cabida y logrando sacarlas todas por su destreza, cuidado, buen material y perfecto temple en el otoño de una duración tan asombrosa, que solamente pueden romper a recio golpe, sin que los años logren consumirlas: tamaño y firmeza que hasta ahora no han podido conseguir dos, o tres pueblos de nuestra España, que han emprendido su construcción. Gremio honrado y singular, que verdaderamente es digno de disfrutar la Real protección de nuestro Soberano, Dios le guarde...", que es la primera descripción pausada del proceso de fabricación.

Madoz, P. (1845-1850) proporciona pocos datos en su *"Diccionario Geográfico-Estadístico"*; lo único que señala es la existencia de una industria "de tinajas para el vino desde 4 arrobas a más de 300 de cabida".

A finales del siglo XIX, de Pablos y

(*)E.T.S.I. Minas de Madrid.

Constanza, F. (1891) en su libro "Colmenar de Oreja", señala la existencia de treinta y dos hornos, de los cuales estaban disponibles veintinueve: "Se cuecen en ellos de 150 a 200 hornadas anuales, calculándose cada una de ellas entre 3.500 y 4.000 arrobas de cabida (...) Son varias las fábricas que existen. La de don Fermín Herrero posee una hermosísima tinaja de 664 arrobas de cabida (...) La que mejor montada está es la de don José González, en una sola finca llamada "El Convento": Posee la mayor tinaja que hasta ahora se ha hecho, construida por uno de sus oficiales, llamado León Sánchez, el año 1889. Su cabida es de 1.041 arrobas. Está en crudo porque no pudo cocerse en ningún horno por su gigantesco tamaño...".

Hernández Pacheco, E. y F. (1926) señalan que "la industria de fabricación de tinajas destinadas a la elaboración y conservación del vino tiene en Colmenar un desarrollo grande y aun persiste con los caracteres que tuvo en siglos anteriores". Señalan asimismo estos autores que existen fábricas en gran número, donde los dueños son, a la vez, los operarios (Fig.-1)

Kindelán, J. A. y Cantos, J. (1946) en el "Mapa geológico de España: Explicación de la Hoja N° 606. Chinchón", indicaron que "en los pueblos de Chinchón y Colmenar funcionan

varias fábricas que explotan capas de arcilla que se encuentran cerca del muro de la caliza pontiense. Algunas de estas fábricas son las que se dedican a la fabricación de grandes tinajas para vino y aceite, que aprovechan los materiales finos de las capas explotadas" (Figs.- 2 y 3)

El 4 de febrero de 1966, Gómez Figueroa, J. publicaba en el diario "ABC" un reportaje titulado "Adiós a las tinajas. En Colmenar de Oreja se fabrica una de 100 arrobas que será la última de esta clase que se haga en el mundo". Es en esta época cuando se inicia el declive; otros productos irán sustituyendo al tradicional barro. A estas alturas ya sólo quedaban los hornos de D. Celestino Crespo y de D. Antonio Mingo.

En el momento de redactar estas líneas, nos han comunicado en el pueblo que hace cinco años dejaron de funcionar los últimos hornos. Dicen que fueron los de Crespo (Fig.- 4), como así también lo recoge Montejano, I. (1990) en sus "II Crónicas de los pueblos de Madrid": "A Celestino Crespo le concedió la Cámara Oficial de Comercio e Industria de Madrid el diploma de artesano destacado de la Comunidad. Nació hace medio siglo y, como dice, el negocio va mal, sigue trabajando, porque esto de las tinajas viene desde antiguo y esta cosa de hacerlas es hermoso. No tiene

domingos ni festivos; es laborioso recoger el barro, mojarlo en el jaraiz, batirlo, construir la pieza, dejar sentar el barro, preparar el horno y cocerlas. Pero Celestino Crespo sabe que en las profundidades de las bodegas son una estampa inolvidable. Y que cuando el vino se renace, al florecer los pámpanos de las vides, está cantando, con lirismo de siglos, a Colmenar de Oreja, de la piedra y de las tinajas"

Guerrero, J. (1988) en "Alfares y alfareros de España", también se refiere a Celestino Crespo, "que heredó su amor por la alfarería de su padre, D. Eugenio Crespo Cuesta, de 88 años, y que trabaja junto a su sobrino Eugenio Crespo de 30 años". Según se puede leer en este texto, puesto en boca de Celestino, "por Colmenar de Oreja antes de la guerra civil había treinta o cuarenta fabricantes. Los que quedaron después de la guerra lo fueron dejando, y desde hace unos 25 años sólo estamos nosotros. Aquí se han llegado a hacer tinajas de hasta 650 arrobas. Tenían más de cuatro metros de altura y necesitaban quince hombres para ser introducidas en el horno, cosa que se hacía con una red. Hoy, las mayores que hacemos son de cuarenta arrobas, y suelen comprárnoslas para meter vino o para decoración. Hay dos tipos: cilíndrica y panzuda. Para hacerlas, sólo utilizamos las manos, la "astilla" o paleta y el mazo. Una vez preparada la tierra, la pieza se va haciendo a trozos, totalmente a mano, aproximadamente una cuarta a la semana. Una tinaja de 400 ó 500 arrobas había que hacerla de dieciseis veces, y duraba nueve meses su preparación. Ahora, una tinaja de quince arrobas, si es en el buen tiempo, suele tardar en hacerse unos 35 días. Se hacen 50 a la vez, porque mientras en unas se va trabajando, las otras se van secando; luego se van añadiendo trozos a las más secas, mientras se orean las húmedas, y así sucesivamente".

D. Celestino Crespo, que contaba 44 años en el momento de la publicación del libro, sigue contando que "el grueso de la tinaja grande es de unos cuatro centímetros, y de dos centímetros las más pequeñas. Las tinajas que más se venden en la actualidad son las de una a seis arrobas. Las de una arroba suelen venderse a mil quinientas pesetas, y las de seis arrobas, a seis mil, y las de cuarenta arrobas a veinticinco mil, o como se pueda, porque esto va mal, y no me extrañaría que tuviera que dejarlo, porque se vive muy mal".

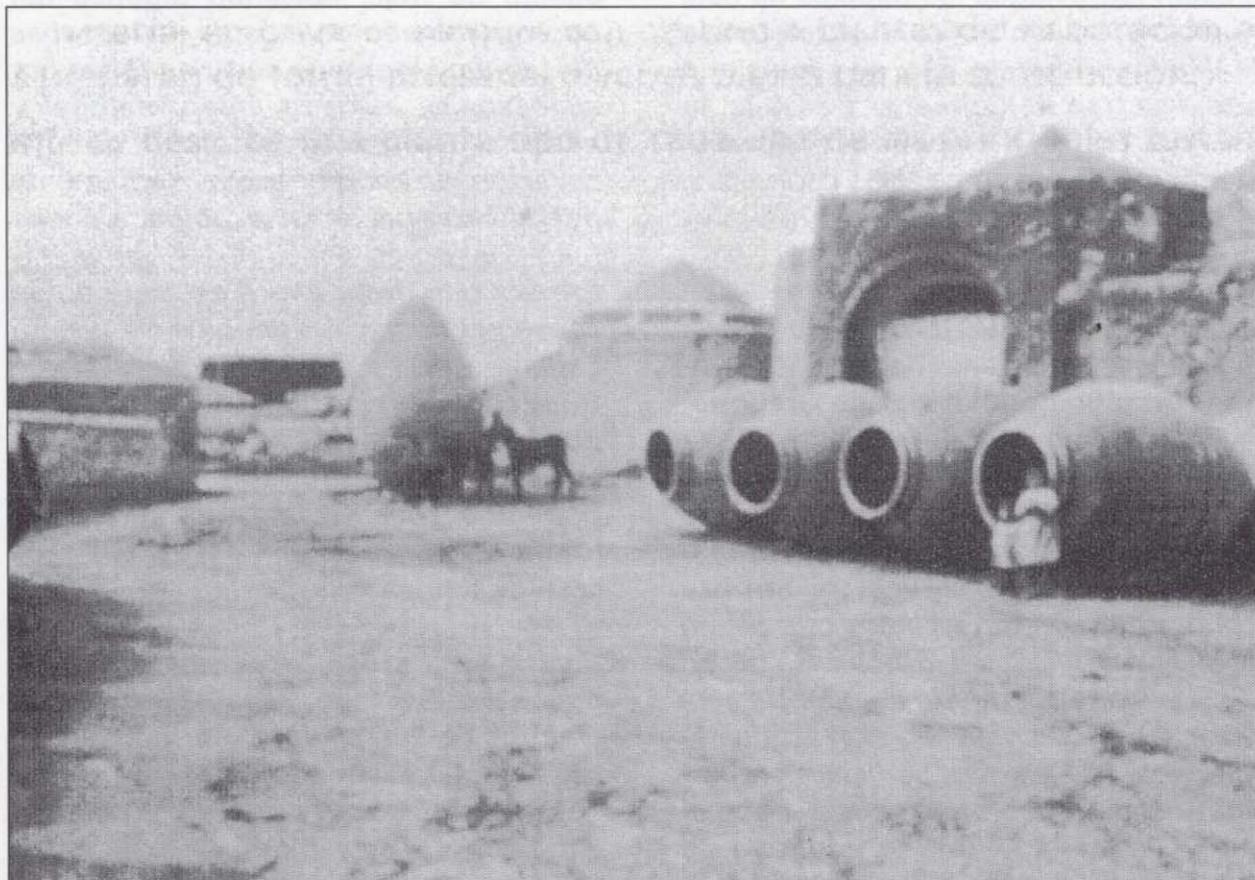
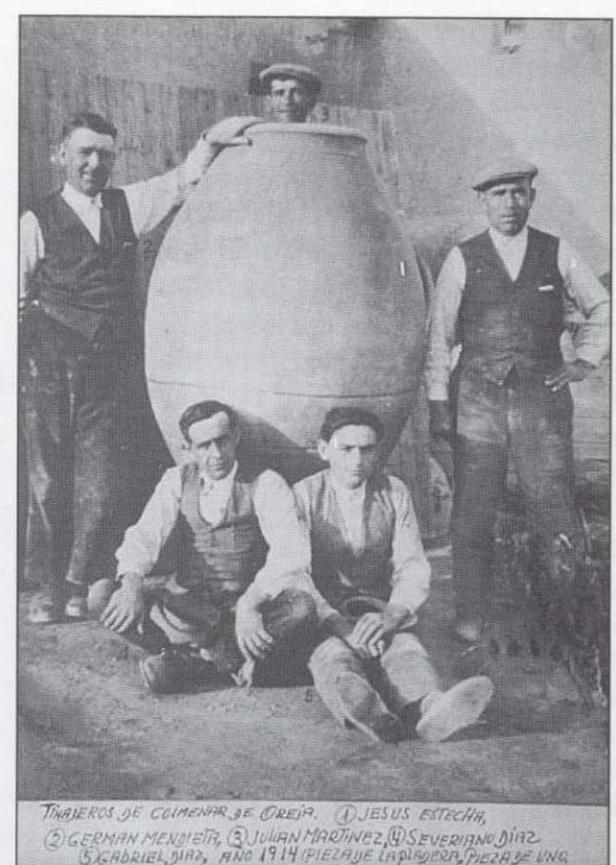
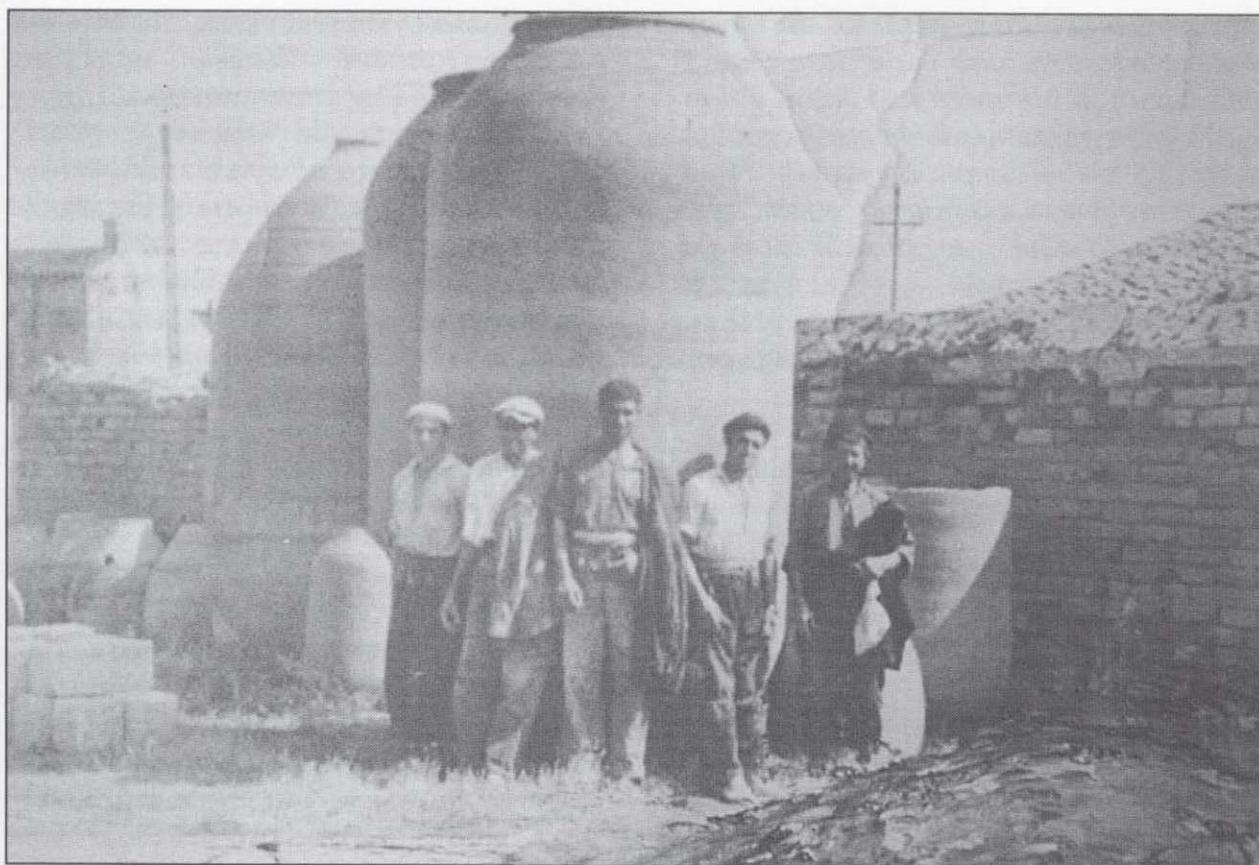


Fig. 1. - Hornos para cocer tinajas (IGE, 1926)



TINAJEROS DE COLMENAR DE OREJA. ① JESÚS ESTRELLA,
② GERMAN MENDEZ, ③ JULIAN MARTINEZ, ④ SEVERIANO JIRÓ,
⑤ GABRIEL JIRÓ, AÑO 1914 PIESAJE EN LA PLAYA, PIESAJE DE UNA.

Figs. 2 y 3 - Fotos antiguas de tinajeros (Cortesía D. Antonio Mingo).

PROCESO DE FABRICACIÓN

Pudimos conocer de primera mano el proceso de fabricación de las tinajas gracias a las sabias explicaciones de un antiguo productor, D. Antonio Mingo Andaluz, de apodo "Jai Alai", vecino de la calle Aranjuez nº 31 de dicho municipio (Fig.- 5). Además de su experiencia y conocimientos sobre la materia, su amabilidad nos permitió curiosear en su casa, donde guarda recuerdos, fotografías y herramientas.

El proceso constaba de cuatro etapas: a) *Preparación del barro*; b) *Dar forma a las tinajas*; c) *Cocción de las tinajas*; y d) *Acabado*.

PREPARACIÓN DEL BARRO

Todo el proceso se iniciaba en otoño con la construcción de un pozo para sacar la greda. Según los ya citados Hernández Pacheco, E. y F. (1926), por debajo de la caliza del páramo existen dos niveles arcillosos, intercalados entre areniscas. El superior es "arcilla plástica, buscada para la fabricación de tinajas: Forma una capa de algo más de un metro de espesor, de color rojizo en la mitad superior y verdoso grisáceo en la inferior. En el fondo de la capa existen frecuentes concreciones irregulares de caliza margosa

que llaman calmarros". Por otra parte, el tramo inferior es un "lecho de arcilla plástica negruzca empleada también para la fabricación de tinajas de espesor variable de medio a menos de un metro", que a muro se transformaba en

marga arcillosa. Estos pozos se hacían en el lugar conocido como Vallejondo y paraje llamado Los Terreros, a un kilómetro y medio de los alfares, y tenían una profundidad de 10 ó 12 metros, a veces algo menos, justo hasta alcanzar

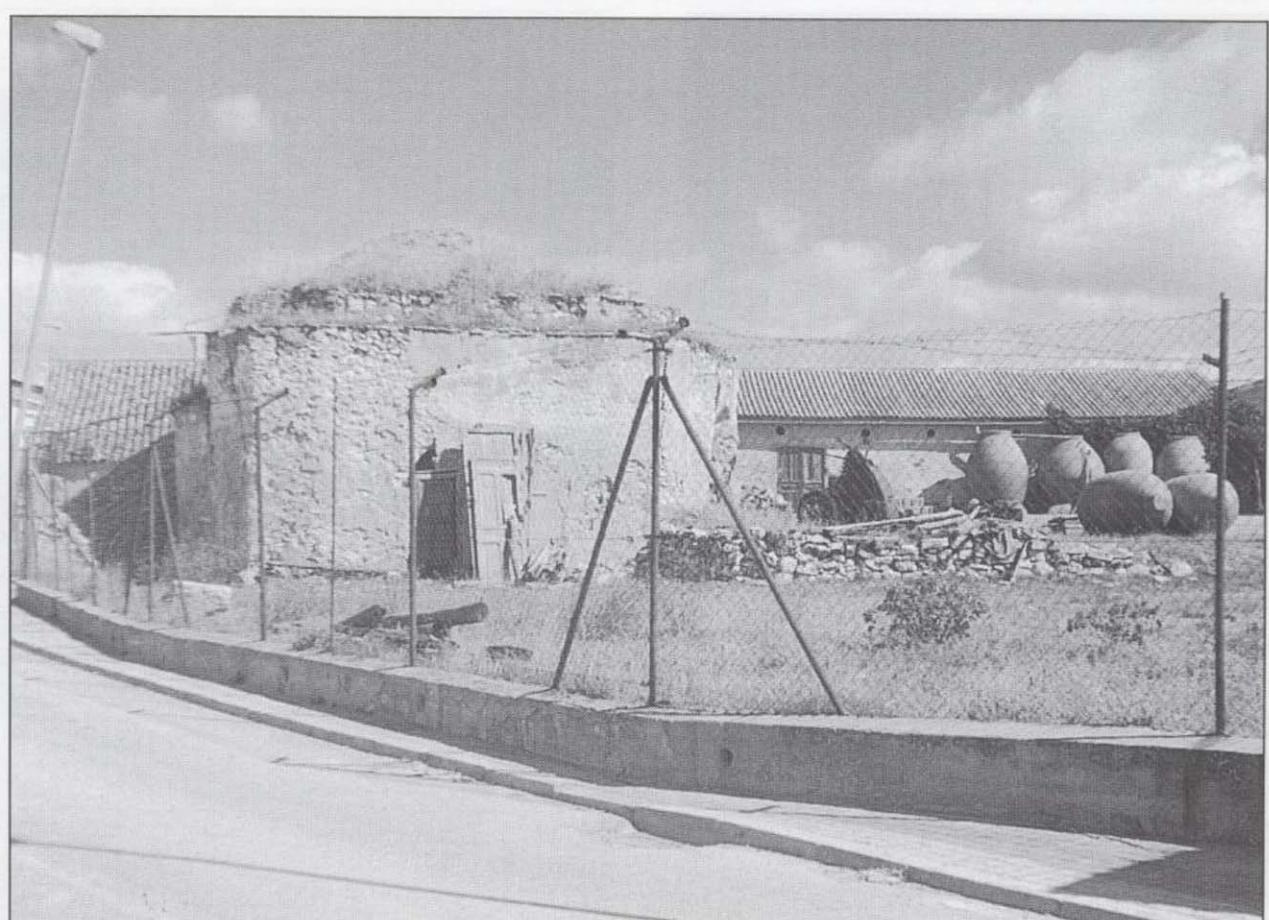


Fig. 4 - Último horno de tinajas que funcionó en Colmenar de Oreja.

dichos niveles. La extracción era manual, empleándose un torno de manivela similar a los utilizados en las obras.

La arcilla se llevaba en burros hasta un pilón para hacer el barro. En las balsas o "jaraices" se vertía el barro y se ablandaba con agua. Estas estaban situadas algo más arriba, ya que los aportes hídricos salen por los contactos entre las arenas y su substrato margoso impermeable.

En la balsa se batía la arcilla con unas gruesas tablas, generalmente tres por cada lado, para deshacer los terrones, formándose así una espesa pasta que se dejaba caer a través de un caño en una balsa más grande (Fig.- 6). Estas piscinas mayores tenían unas dimensiones de 6 a 7 metros de largo por 5 metros de ancho, y una profundidad de 1,5 metros. En la actualidad no quedan restos de ninguna de ellas.

Señalan Hernández Pacheco, E. y F. (1926) que "deshechos los terrones y convertidos en barro muy fluido, pasa éste a una balsa mayor, donde se sedimentan y aislan los granos de arena y piedrecillas que quedan acumulados en forma de delta en la parte de entrada de la corriente de barro"

Asimismo, Gómez Figueroa, J. (1966)

apunta que "sobre la pasta se derrama, espolvoreándola, una capa de arena, y unos cuantos hombres descalzos y con el pantalón remangado hasta la rodilla se meten dentro del pilón y comienzan a pisar aquel barro a un ritmo cadencioso, como de "ballet", lo mismo que se pisan las uvas en el lagar". La arena ayudará posteriormente a eliminar tensiones en el proceso de contracción por secado.

Por fin, la arcilla depositada se transportaba en burros, aún húmeda, a una nave o lugar de fabricación de las tinajas.

CONFORMAR LAS TINAJAS

En la fábrica se almacenaba el barro en cuevas profundas, a humedad y temperatura constante, para evitar la desecación.

La fabricación de las tinajas se realizaba manualmente sin torno. Sobre una banqueta de unos 30 centímetros de diámetro, se conformaba el asiento del recipiente. Cuando la tinaja alcanzaba medio metro de altura, se bajaba de la banqueta al suelo. A veces, se conformaba el asiento directamente en el piso disponiendo una capa arenosa para evitar que se pegara al suelo.

El obrador manejaba él sólo el instru-

mento, consistente en una plancha de madera, llamada "astilla", que iba sujetada a la mano mediante un correaje. Explica Martínez de Velasco, E. (1892) en "La Ilustración Española y Americana" que "en la mano izquierda tienen una pella de barro; en la derecha una pequeña tabla, con la cual asientan y pulen los pisos de la tinaja, de igual modo que las hiladas de sillería de un edificio". La operación de alisado se conocía con el nombre de "palmear". Asimismo, con una cuerda de esparto se hacían unas marcas circulares concéntricas a la base, denominadas "niñuelos"; una tinaja de 500 arrobas tenía 20 "niñuelos".

Estos sucesivos pisos solían tener un pie de altura. Cada mes, cuando se había secado el piso inferior, se añadía el tramo siguiente, y así sucesivamente. De esta manera, en un mismo taller podían estar fabricándose treinta o cuarenta tinajas a un mismo tiempo.

Hernández Pacheco, E. y F. (1926), tras conformar la base, explican que "en días sucesivos se van elevando circularmente las paredes de la vasija, colocando, a modo de cinchos, de trecho en trecho, algunas cuerdas delgadas de esparto para evitar que la mitad inferior de la tinaja se deforme". También se cuidaba que los hielos invernales no afectaran al lento proceso de secado.



Fig. 5 - Retrato de uno de los últimos tinajeros, D. Antonio Mingo.

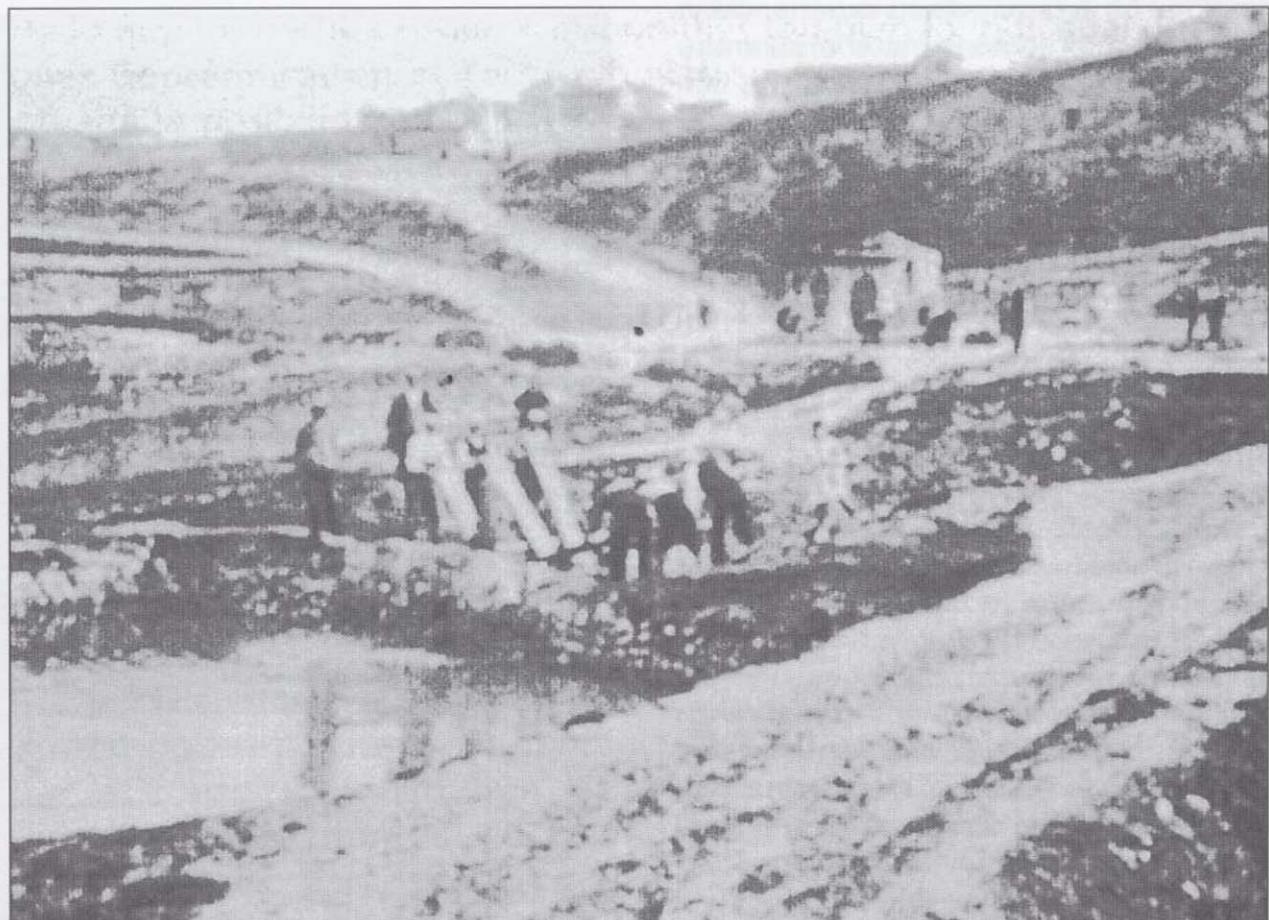


Fig. 6 - Balsas para decantación de arcillas (IGE, 1926).

Cuando la tinaja era excesivamente grande se necesitaba montar un andamiaje periférico para su elaboración. Este lento proceso duraba nueve meses, "como un parto", apuntó Antonio Mingo, ya que comenzaba en octubre y finalizaba en junio. Era en el mes de julio cuando se ponía el remate o boca; más tarde, tras cuarenta días de secado, la llamada cuarentena, se transportaban en carros hasta los hornos.

COCCIÓN DE LAS TINAJAS

Por la calle "Afuera de Tinajeros", se llega a la calle "Casas Quemadas", en clara alusión a los hornos cerámicos de las tinajas existentes (Fig.- 7). En esta zona se conservan tres, más o menos a la altura del "Camino de la Poza del Moral"; a Poniente, ya en el campo, sobrevive otro (Fig.- 8).

La operación de cocido se realizaba entre los meses de julio y septiembre. Los hornos son de gran capacidad. Como todos los hornos cerámicos tradicionales consta de hogar, cámara y chimenea. Su cámara de cocción es prismática, terminada en cúpula, cuyas dimensiones rondan entre 7 y 9 metros de lado y unos 3,5 de altura. No se han podido medir correctamente todos los hornos por estar ubicados en fincas privadas a las que no se ha podido acceder. En ellos se introducían hasta 40 tinajas de diversos tamaños, unas sobre otras. El acceso se llevaba a cabo por unas puertas de dintel semicircular y de altura unos 3 metros.

En la parte inferior, por debajo del nivel del suelo, hay una bóveda de cañón, con arquerías de ladrillo formando arcos de medio punto, que constituye el hogar, también llamado "bacha". De esta manera, la altura real de todo el horno se sitúa entre 7 y 10 metros. En la cámara de combustión también hay una puerta para alimentar el proceso, con el combustible (Fig.- 9).

Una vez introducidas las tinajas en la cámara se tabicaba la puerta con ladrillos, dejando una ventana de observación. Entonces era cuando se iniciaba el proceso conocido como "cardear", voz probablemente derivada de caldear, mediante la combustión de todo tipo de madera, carrasca, sarmientos y vigas de derribos. Señala de Pablos y Constanza, F. (1891) que "se lleva cada hornada para cocerla sobre 2.000 gavillas de sarmientos, que pesa cada una, estando

muy seca, unos seis kilogramos aproximadamente".

Al principio, como explica Pérez-Dolz, F. (1950) en su "Historia y Técnica de la Cerámica": "la práctica más aconsejable es utilizar fuego moderado y mucho tiro para, al llegar a unos 100 °C favorecer la resudación de las piezas de arcilla. La segunda fase es la cochura a fuego

lentamente progresivo, hasta los 400 °C, y después, la operación más delicada: se ha de caldear sin tregua la obra expuesta a la llama, hasta alcanzar la temperatura deseada. Esta fase exige una constante vigilancia del interior del horno, y obliga al hornero a ir cargando el horno de leña de modo que no se "duerma", es decir, que no disminuya su temperatura. Conseguida la última

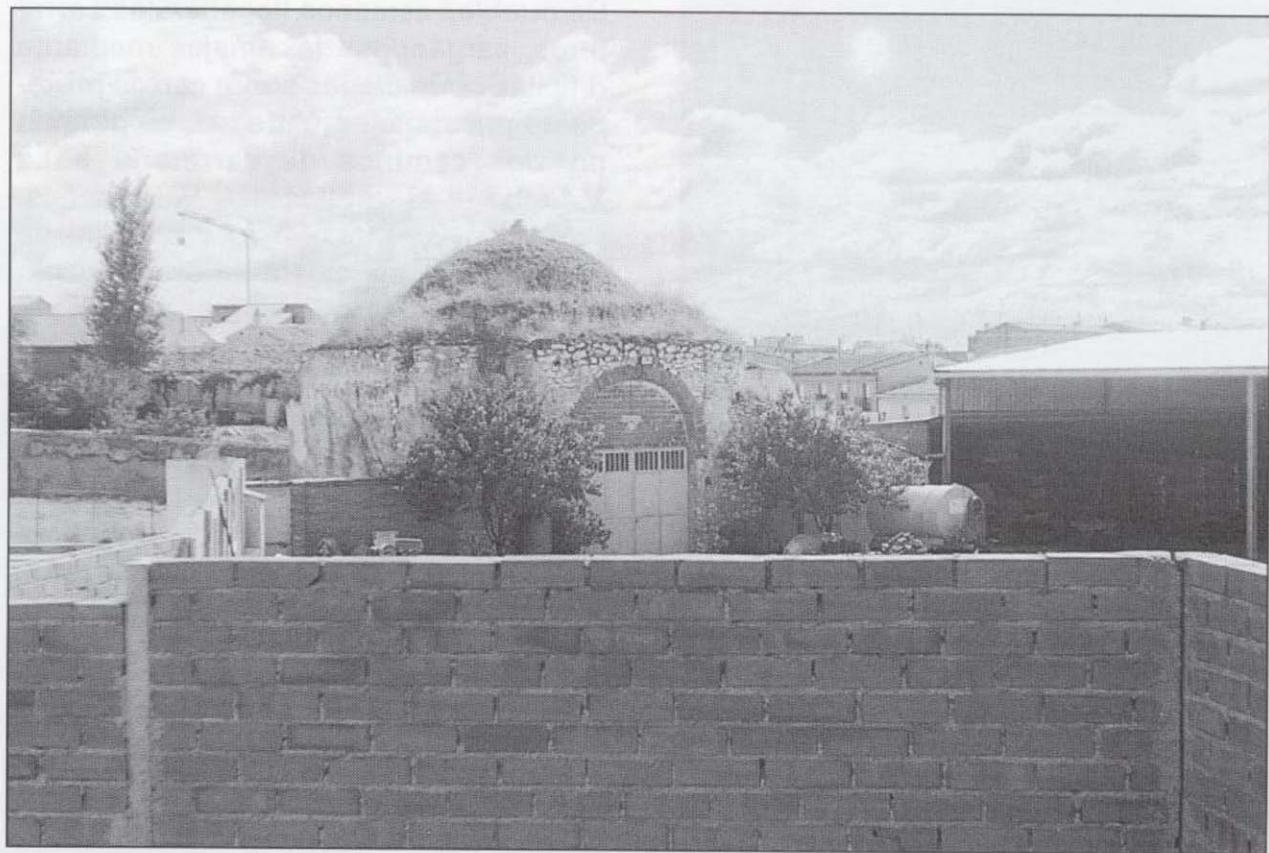


Fig. 7 - Parte superior de un horno de tinajas con puerta rehabilitada para otros usos.



Fig. 8 - Horno antiguo de tinajas, a poniente de Colmenar de Oreja.

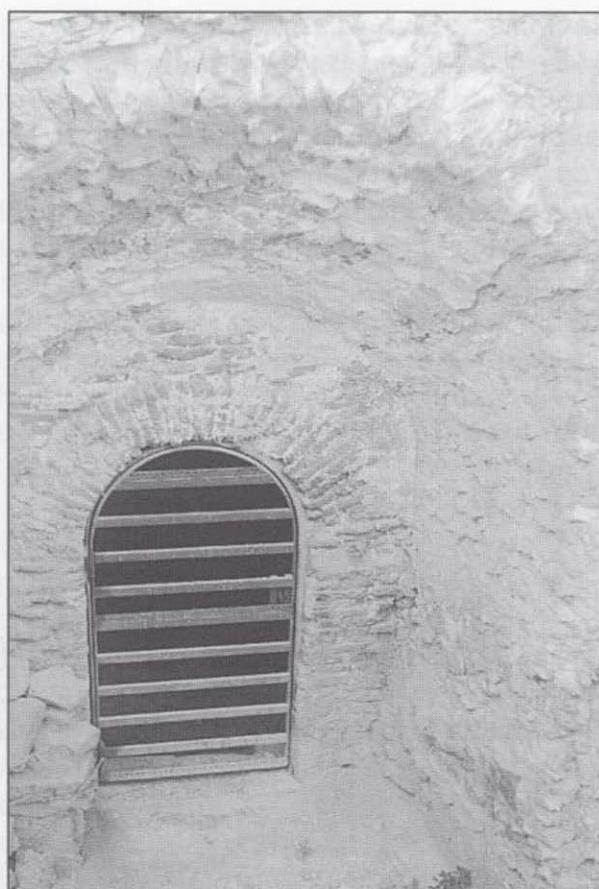


Fig. 9 - Puerta de la cámara de combustión, en la parte inferior del horno.

"calda" y cuando se da la orden de no echar más leña, se obstruye la salida del fuego por la chimenea con lo que se evita que la corriente de aire continúe y enfrie con demasiada rapidez el horno"

Cada cochura duraba entre 48 a 50 horas por término medio: de veinticuatro a veinticinco horas para el templado y otras tantas para el caldeado. El operario se basaba en el color de los humos que salían por las ocho lumbres o chimeneas, ubicadas en los vértices y parte central de las paredes del horno. Normalmente se tapaban algunos de estos tiros para orientar el fuego. En realidad, se buscaba que el material no estuviese ni muy crudo ni muy cocido. Ese color de los humos está normalizado según el criterio de Pouillet, citado por Pérez Dolz, F. (1950).

ACABADO Y ARREGLOS

La operación final era la denominada como *"empear"*, que no es sino la impermeabilización de la superficie interna, con pez para el vino o con sebo para el aceite. La pez siempre se ha utilizado para impermeabilizar botas. Dice a este respecto un refrán que *"cuando el arriero vende la bota o es que sabe a pez o es que está rota"*. Ya Vitrubio cita esta técnica.

La tinaja se ponía sobre un trébede, encima de una lumbre, con la boca hacia abajo, saliendo el humo por el agujero destinado al vaciado del líquido contenido en las tinajas, llamado *"canillero"*. A la tinaja caliente se la hacía rodar por el suelo, mientras se la daba con una batidora, con la que se embadurnaba de pez líquida. Previamente, por supuesto, se había calentado la pez.

Terminado el proceso se vendían a precio en consonancia con su capacidad. De pueblos cercanos llegaban los carreteros, cargándose las tinajas mediante difíciles operaciones sobre carros protegidos por ramajes. Y de ahí, se dirigían por los caminos de carretería a La Mancha (Tomelloso, Valdepeñas, Campo de Criptana, etc.) y al resto de España. Todavía existe en el municipio el *"Camino de los Tinajeros"*.

El 25 de Enero de 1903 se prolongó el llamado ferrocarril de Arganda hasta Colmenar. De la Torre Briceño, J. A. (1986) en su libro *"Centenario del Tren de Arganda"*, nos aporta el siguiente dato: *"Sus célebres tinajas de tipo pequeño y mediano se transportaban en ferrocarril con destino a las tabernas de aquel romántico Madrid"* Este nuevo medio de transporte de las tinajas sería, años después, complementado con el uso de camiones.

En tinajas viejas se habían originado grietas, se restauraban mediante *"lañas"*, *"de patilla"* o *"de codillo"*, o grapas con las que coser esos desperfectos. Se rebajaba la zona a zurcir, se aplicaba la *"laña"*, y luego se terminaba la superficie con barro.

CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

Este estudio se inscribe dentro del Proyecto realizado por los autores y financiado por la Consejería de Cultura de la Comunidad de Madrid, bajo el título *"Conservación del Patrimonio Minero-Metalúrgico de la Comunidad de Madrid"*.

El alcalde de Colmenar de Oreja, D. Antonio Fernández, nos comunicó que los hornos de tinajas se han incluido, dentro del Plan General de Ordenación Urbana del Municipio, para su protección; estos aun se mantienen gracias a su sólida construcción y a su utilización como naves de almacenaje. En algún caso se les ha dotado de puertas de cochera, mientras que en el resto de los casos se mantiene el tapiado de la entrada.

Las obras de la fábrica, sobre todo por las cúpulas y las bóvedas de las cámaras de combustión, son muy vistosas (Fig.- 10). Se trata de monumentos de tipo arqueológico-industrial que responden a una industria singular. Según nuestro criterio, por los motivos ya mencionados, debieran protegerse como B.I.C.

Todavía en casas particulares, como la de D. Antonio Mingo, se conservan las herramientas del oficio. Estas piezas pudieran reunirse y mostrarse en un museo local (Fig.- 11).

REFERENCIAS

ÁLVAREZ EZQUERRA, A. et al. (1993). *"Relaciones Topográficas de Felipe II"*.

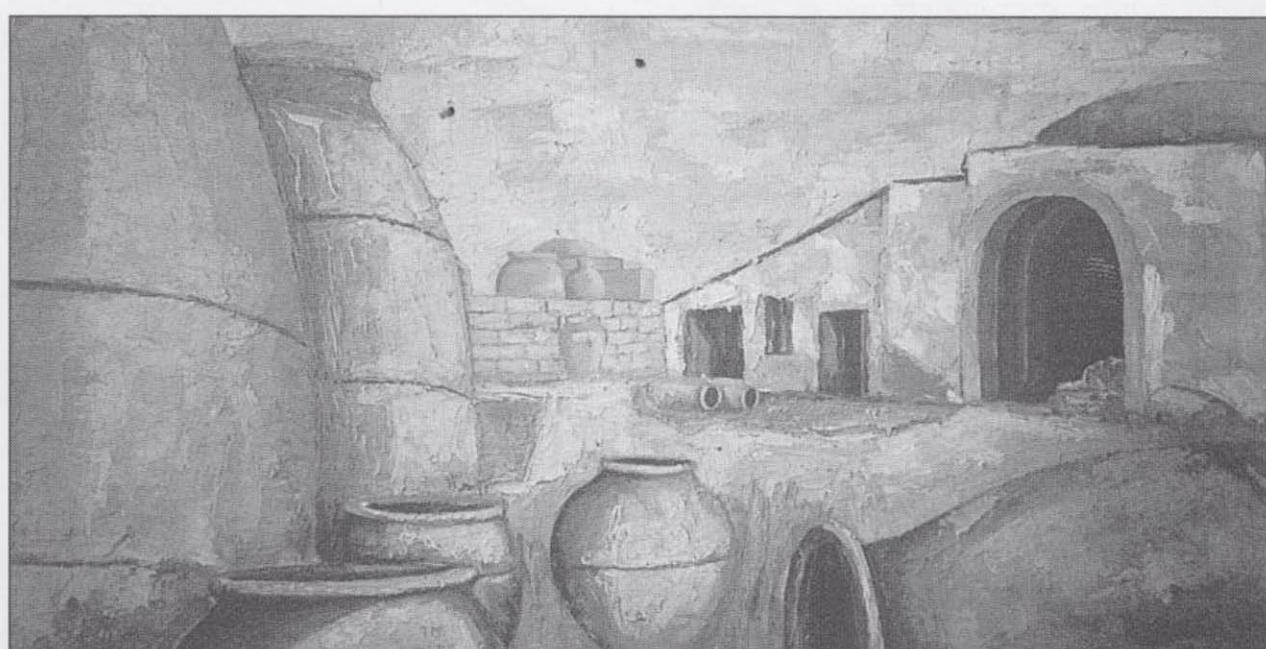


Fig. 10 - Oleo relativo a los hornos de tinajas (Cortesía D. Antonio Mingo).

Madrid. *Descripción de los manuscritos*, Vol. II, pág. 852.

DE LA TORRE, J.A. (1986). "Centenario del Tren de Arganda: 1886-1996". Ed. Excmo. Ayto. de Arganda del Rey. Madrid. Pág. 22-23

GÓMEZ FIGUEROA, J. (1966). "Adiós a las tinajas. En Colmenar de Oreja se fabrica una de 500 arrobas que será la última de esta clase que se haga en el mundo". ABC, 4 de febrero de 1996.

GUERRERO, J. (1988). "Alfares y alfares de España". Ediciones del Serbal. Barcelona. Pág. 264-265.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1926). "XIV Congreso Geológico Internacional. Excursión B-3: Aranjuez y el territorio al Sur de Madrid". Ed. IGME. Madrid. Pág. 78-82.

JIMÉNEZ DE GREGORIO, F. (1970). "Fuentes para el conocimiento Histórico-Geográfico de algunos pueblos de la provincia de Madrid en el último cuarto del siglo XVII". Anales del Instituto de Estudios Madrileños, T. V, pág. 277-302

JIMÉNEZ DE GREGORIO, F. (1990). "Apuntes geográfico económicos

de los pueblos de la provincia de Madrid en 1752". Anales del Instituto de Estudios Madrileños, T. XXII, pág. 259-300

KINDELÁN, J.A. y CANTOS, J. (1946). "Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja N° 606. Chinchón. Escala 1:50.000". Ed. IGME. Madrid. Pág. 27.

LÓPEZ, T. (1788). "Relaciones Geográficas". Biblioteca Nacional. Ms. 300. Fol. 309 v-315 v (Cfr. Fol. 313 v y 314).

MADOZ, P. (1845-50). "Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de ultramar". Est. Lit.-Tipográfico de P. Madoz y L. Sagasti. Madrid. Tomo VI, pág. 525.

MARTÍNEZ DE VELASCO (1892). "Fabricación de tinajones para vinos en Colmenar de Oreja". En: "La Ilustración Española y Americana. Miscelánea.". Con un grabado de los hornos obra del pintor, natural del municipio, D. Ulpiano Checa.

MONTEJANO, I. (1990). "II Crónica de los pueblos de Madrid". Anjana Eds. Madrid. Pág. 29.

PECKER, J.L. "Erase una vez un castillo". En: "Colmenar de Oreja. 20 crónicas periodísticas". Ed. AMPET. Madrid. Págs. 57-66 y 96-97.

PÉREZ-DOLZ, F. (1950). "Historia y Técnica de la Cerámica". Enrique Meseguer, Ed. Barcelona. Págs. 103 y 107-111.



Fig. 11 - Piquillo de tinajero.

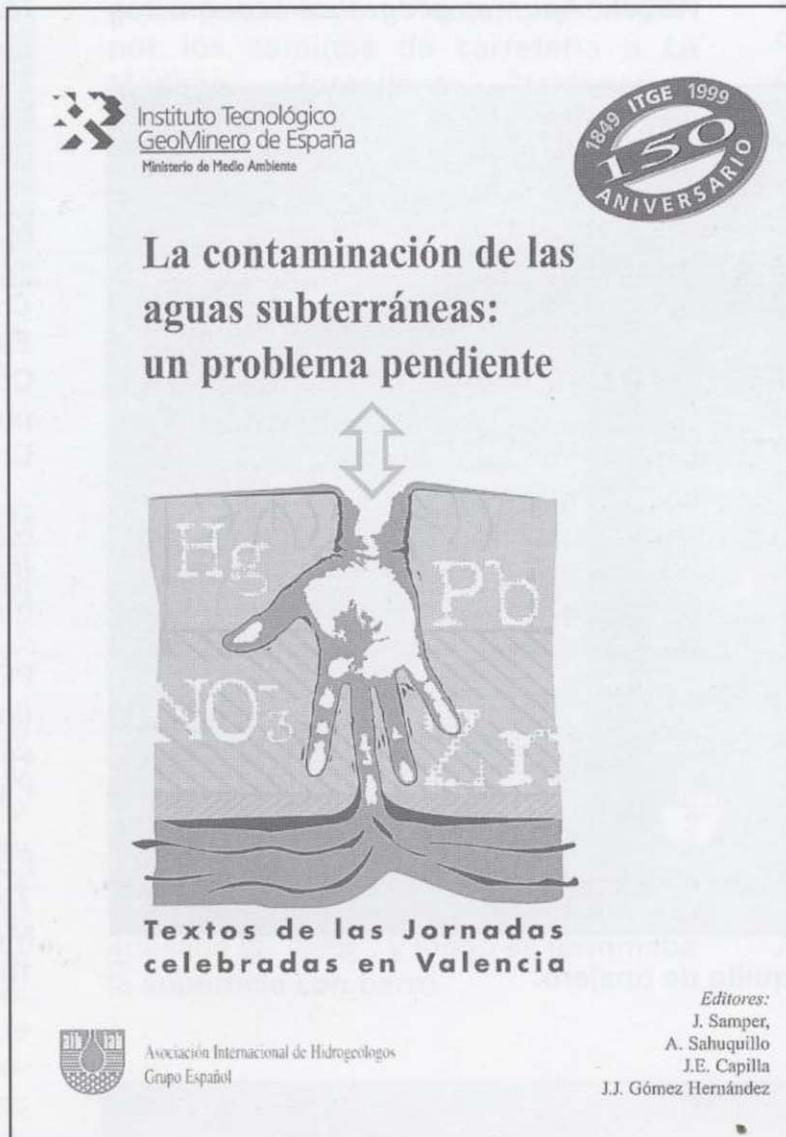
— ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE —

LA CONTAMINACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS: UN PROBLEMA PENDIENTE

Las aguas subterráneas en España constituyen un recurso de gran valor socio-económico, estratégico y medioambiental. Un tercio de la población se abastece con aguas subterráneas y casi la tercera parte del regadío español se suministra con extracciones desde los acuíferos. Los ecosistemas más emblemáticos de nuestro país como los de Doñana y Daimiel así como un gran número de zonas húmedas y bosques de galería se sustentan gracias al aporte de las aguas subterráneas. El papel socio-económico, estratégico y medio-ambiental de las aguas subterráneas puede verse seriamente afectado como consecuencia de los procesos de contaminación. Las tendencias recientes en la normativa de la Unión Europea tienden a poner su énfasis en la protección de las aguas subterráneas. De hecho, el Programa Comunitario de Acción en Materia de Aguas Subterráneas (96/C 355/01) reconoce claramente que "la preservación de las aguas freáticas constituye el principal objetivo de la política hidrológica comunitaria". En el Borrador de la Directiva Comunitaria Marco del Agua, actualmente en fase de discusión por parte de los estados miembros, se establece que antes del 2010 se deberá alcanzar un "buen estado de las aguas subterráneas". Atendiendo al reto que estas tendencias supondrán en nuestro país, el Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos organizó en junio de 1998 unas Jornadas

sobre "La Contaminación de las Aguas Subterráneas: Un Problema Pendiente". El presente texto recoge las actas de estas Jornadas que incluyen tanto las conferencias invitadas como los textos de dos mesas redondas, y de casi 40 comunicaciones libres que se han agrupado en los siguientes temas: (1) contaminación por actividades agrarias, (2) contaminación por actividades urbanas e industriales, (3) contaminación por vertederos y depósitos enterrados, (4) vulnerabilidad y protección de las aguas subterráneas y (5) aspectos técnico-legales. Se incluyen además los resúmenes de los debates y discusiones mantenidas en cada una de las sesiones. El lector encontrará en este texto una panorámica de la situación actual del grado de conocimiento y de los problemas que afectan a la calidad de las aguas subterráneas en España. Entre las principales conclusiones de las Jornadas hay que destacar la necesidad de incorporar los aspectos de calidad de las aguas subterráneas en la planificación y gestión del agua. Para ello será necesario fomentar medidas de concienciación social y de participación de los usuarios que permitan definir mecanismos y estrategias de protección

de los recursos hídricos subterráneos en un marco de desarrollo sostenido y en armonía con el medio ambiente.

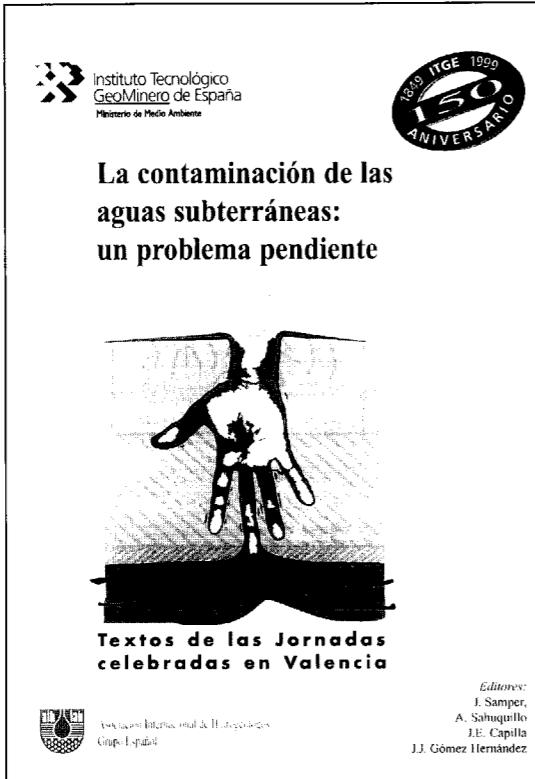


Para la adquisición
de ejemplares de esta publicación, dirigirse a:
Instituto Tecnológico Geominero de España
C/. Cristóbal Bordiú, 34, 28003 Madrid
Tel.: 91 349 57 59 - Fax: 91 349 57 62
PVP: 5.000 PTA + IVA

ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

LA CONTAMINACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS:
UN PROBLEMA PENDIENTE

Las aguas subterráneas en España constituyen un recurso de gran valor socio-económico, estratégico y medioambiental. Un tercio de la población se abastece con aguas subterráneas y casi la tercera parte del regadío español se suministra con extracciones desde los acuíferos. Los ecosistemas más emblemáticos de nuestro país como los de Doñana y Daimiel así como un gran número de zonas húmedas y bosques de galería se sustentan gracias al aporte de las aguas subterráneas. El papel socio-económico, estratégico y medio-ambiental de las aguas subterráneas puede verse seriamente afectado como consecuencia de los procesos de contaminación. Las tendencias recientes en la normativa de la Unión Europea tienden a poner su énfasis en la protección de las aguas subterráneas. De hecho, el Programa Comunitario de Acción en Materia de Aguas Subterráneas (96/C 355/01) reconoce claramente que "la preservación de las aguas freáticas constituye el principal objetivo de la política hidrológica comunitaria". En el Borrador de la Directiva Comunitaria Marco del Agua, actualmente en fase de discusión por parte de los estados miembros, se establece que antes del 2010 se deberá alcanzar un "buen estado de las aguas subterráneas". Atendiendo al reto que estas tendencias supondrán en nuestro país, el Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos organizó en junio de 1998 unas Jornadas



de los recursos hídricos subterráneos en un marco de desarrollo sostenido y en armonía con el medio ambiente.

Para la adquisición
de ejemplares de esta publicación, dirigirse a:
Instituto Tecnológico Geominero de España
C/. Cristóbal Bordiú, 34, 28003 Madrid
Tel.: 91 349 57 59 - Fax: 91 349 57 62
PVP: 5.000 PTA + IVA

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.

El texto, que será completo (tablas, figuras, fotografías, etc), con pruebas en papel, irá acompañado de la correspondiente grabación en disquete, señalando en el mismo el programa y versión utilizados. Este texto se considerará definitivo. 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.

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.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Jefe del Servicio de Publicaciones
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

KARST EN ANDALUCÍA

El karst constituye un conjunto de terrenos, paisajes, procesos y manifestaciones dignos de su estudio científico a lo largo y ancho de la geografía mundial, dada la extensión de los materiales potencialmente karstificables (casi un 10% de las tierras emergidas de todo el planeta). En España, los materiales karstificables ocupan un 29%; en Andalucía, la extensión, variedad y utilización a lo largo de la historia por parte del hombre de los espacios kársticos, constituye un verdadero ejemplo de la importancia de estas áreas con una morfología y dinámica hidrogeológica singulares.

El Instituto Tecnológico Geominero de España, ha publicado recientemente el libro titulado *Karst en Andalucía*. Esta monografía es una síntesis de los conocimientos acerca de los sistemas kársticos andaluces, elaborada por expertos e investigadores de muy diversas especialidades (geólogos, geógrafos, paleontólogos, arqueólogos, espeleólogos, entre otros). El libro se ha dividido en dos partes. La primera de ellas considera los rasgos generales que condicionan y caracterizan el karst en esta región. La segunda recoge algunos de los sistemas kársticos más representativos de la Comunidad Autónoma de Andalucía, a nivel local o regional, en función de las características de cada uno de ellos, de su singularidad o de su representatividad.

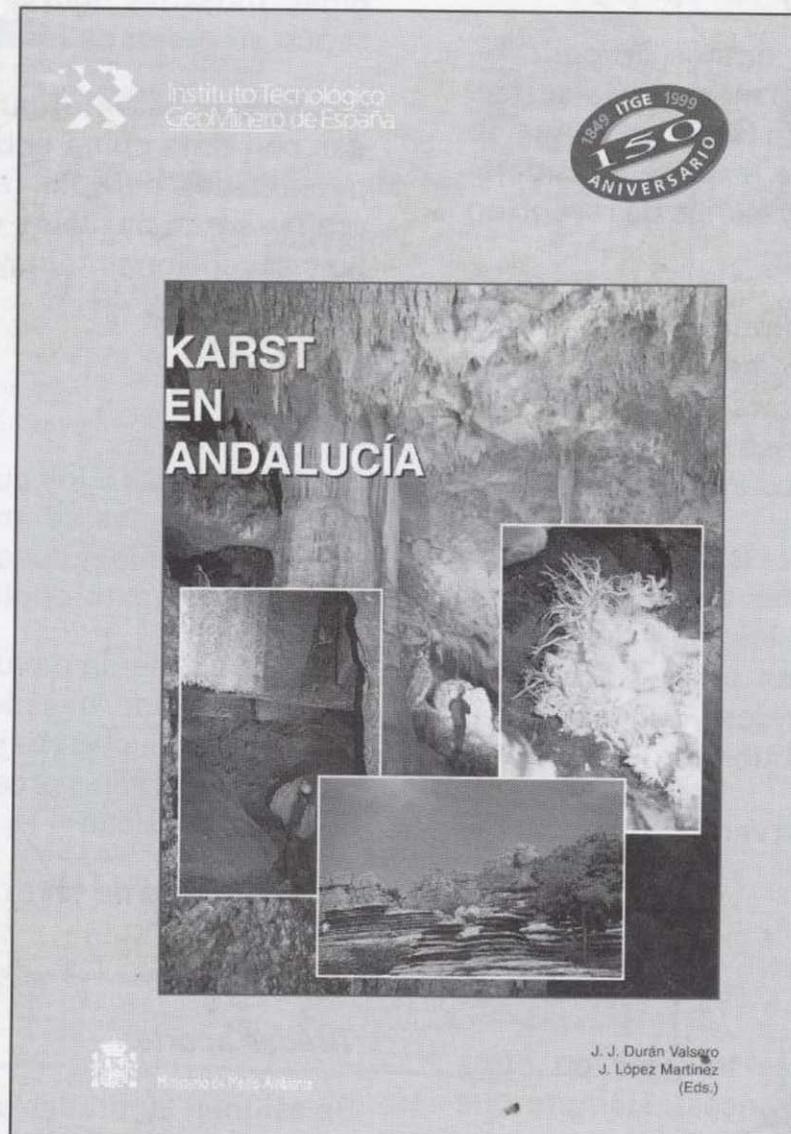
La primera parte se inicia con un repaso a la situación de los sistemas kársticos en las distintas áreas geológicas de la región, así como su evolución temporal. También se recoge una síntesis histórica de las investigaciones llevadas a cabo relativas al modelado kárstico andaluz y a las exploraciones espeleológicas realizadas en las cavidades de la región, junto a una relación de las más relevantes en función de su desarrollo y desnivel. Como elemento frecuente del modelado exokárstico andaluz,

se profundiza en el análisis de los poljés: su evolución, influencia estructural y un intento de clasificación según su funcionamiento y dimensiones. Se analiza la importancia de la fracturación, y en particular la más reciente, como factor determinante en el desarrollo kárstico y su influencia en el relieve resultante. Además, se describen los principales rasgos hidrogeológicos de los macizos kársticos más destacados, dada la importancia económica de los recursos hídricos ligados al karst en Andalucía (abastecimientos urbanos y regadíos). Finalmente, para cerrar esta panorámica a los rasgos generales, se han recogido los aspectos más significativos relacionados con la ocupación de los sistemas kársticos tanto por el hombre como por otros animales, cuyos restos han quedado bien conservados en los rellenos endokársticos suministrando una valiosa información sobre sus comportamientos, modos de vida e incluso algunos aspectos relacionados con el entorno climático y geográfico de aquellos momentos.

En la segunda parte, a lo largo de nueve capítulos se describen y analizan algunos de los enclaves kársticos más representativos de Andalucía, analizándose en cada uno de ellos los aspectos más significativos y singulares. Los espacios seleccionados han sido las manifestaciones kársticas de Sierra Morena, las Serranías de Grazalema y

Ronda, las Sierras Blanca y Mijas, el sector oriental del prebético andaluz, el Torcal de Antequera, el Karst de Nerja y la Gruta de las Maravillas, todos ellos desarrollados en materiales de naturaleza carbonatada, además, el sistema kárstico en yesos de la Cueva del Agua y el área endorréica del karst yesífero-salino de la Laguna de Fuente de Piedra, como elementos igualmente representativos de la riqueza del karst andaluz en morfologías desarrolladas en litologías no carbonatadas.

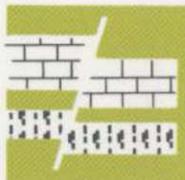
Su precio es de 3.000 pts. + I.V.A.



INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería
Aguas subterráneas, y Disciplinas conexas*



GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOLOGIA MARINA



RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOOS
RECURSOS GEOTERMICOS



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



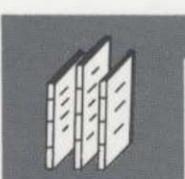
LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
LITOTECNA
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS
«BOLETIN GEOLÓGICO Y MINERO»
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES
DIVULGACION CIENTIFICA



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID

Tel.: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)

Tel.: 803 22 00



Ministerio de Medio Ambiente