

II

En este número:

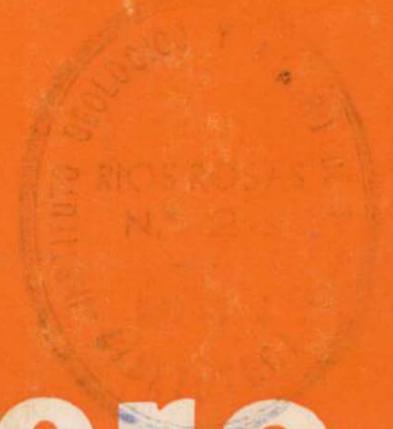
- Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico asturleonés (España). Parte I, Biostratigrafía.
- «La Albuera del Castellar», nuevo yacimiento en el Cámbrico Medio de Zafra.
- Una nueva especie de Calamitácea en el Estefaniense A de Henarejos (Cuenca) y en el Estefaniense B de Malpás (Lérida).
- Vertientes periglaciales con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cádiz-Sevilla).
- Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector centro-meridional de la Depresión del Ebro.
- Granitos especializados estanníferos del Macizo Hespérico Español: La Cúpula granítica de El Palancar (Cáceres).
- Propuesta de un método para la investigación de caudales de pozos en el Mioceno detrítico de Madrid. Sistema acuífero núm. 14.
- Rotura en dos bloques de los taludes de muro de explotaciones de carbón.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCVII. Tercer Fascículo. Mayo - Junio 1986

boletín geológico y minero

10 SET. 1986



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



Tomo 97
Fascículo III
Mayo - Junio 1986

Boletín Geológico y Minero

10 SET. 1986

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

	SUMARIO
Geología	
	SUSANA GARCÍA-LÓPEZ: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte I, Biostratigrafía 3
	MARÍA DOLORES GIL CID: «La Albuera del Castellar», nuevo yacimiento en el Cámbrico Medio de Zafra 45
	M. C. DIÉGUEZ: Una nueva especie de Calamitácea en el Estefaniense A de Henarejos (Cuenca) y en el Estefaniense B de Malpás (Lérida) 51
	F. DÍAZ DEL OLMO: Vertientes periglaciales con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cádiz-Sevilla). 55
	M. A. SORIANO: Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector centro-meridional de la Depresión del Ebro. 60
Minería	M. TERESA GONZÁLEZ AGUADO: Granitos especializados estanníferos del Macizo Hespérico Español: La Cúpula granítica de El Palancar (Cáceres) 70
Aguas subterráneas	C. RUESTRA FUERTES: Propuesta de un método para la investigación de caudales de pozos en el Mioceno detrítico de Madrid. Sistema acuífero núm. 14 86
Geotecnia	C. MANERA BASSA y P. RAMÍREZ OYANGUREN: Rotura en dos bloques de los taludes de muro de explotaciones de carbón. 93
Información	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Felipe Naranjo de la Garza (1809-1877) 99
	Noticias y Notas Bibliográficas 105

**DIRECCION, REDACCION
Y PUBLICACION**

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

**ADMINISTRACION, DISTRIBUCION
Y SUSCRIPCION**

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

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

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

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

EXPLICACION DE LA PORTADA

Amígdala, en basalto, vacuolas de edad silúrica, con re-
lleno central de cuarzo, exterior de carbonato y corona de
opacos (pirita).

Foto del Dr. Angel Moreno (Univ. Autónoma de Madrid).

Depósito legal: M. 3.279-1958
ISSN 0366-0176
NIPO 232-86-001-6

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

Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico asturleonés (España)

Parte I, Biostratigrafía

Por Susana GARCIA-LOPEZ (*)

RESUMEN

El presente trabajo se refiere fundamentalmente al establecimiento de los límites de las divisiones mayores dentro del Devónico asturleonés, mediante correlaciones basadas en Conodontos, muestreados en varias secciones de la región, especialmente en dos de ellas. La identificación precisa del límite Devónico Inferior/Devónico Medio en la región asturleonés, no es posible por la ausencia del indicador biostratigráfico *Polygnathus costatus partitus*. El hallazgo de otros Conodontos, propios de la misma Biozona, como *Icriodus retrodepressus* y de especies de braquiópodos, permite localizarlo aproximadamente en los Miembros superiores de la Formación Moniello y Santa Lucía.

El indicador biostratigráfico del límite Devónico Medio/Devónico Superior es la primera aparición de *Ancyrodella rotundiloba*. Dicho límite se reconoce dentro de la Formación Candás, en la sucesión de Luanco y mediante otros Conodontos en la sucesión de Perán, situándose en la parte superior de la misma. En las restantes secciones faltan elementos microfauísticos que caractericen el Frasnense. En la vertiente meridional, el límite Devónico Medio/Devónico Superior se sitúa, en la sección de Huergas de Gordón, en un nivel indeterminado de la Unidad D de la Formación Nocado.

Finalmente se realizan algunas observaciones elementales sobre la paleoecología de los Conodontos encontrados.

ABSTRACT

The present work refers mainly to the establishment of the boundaries of the major divisions of the Asturoleonese Devonian, by means of correlations based on Conodonts, collected from different sections in the region, especially from two of them. The exact identification of the Lower/Middle Devonian boundary in the Asturoleonese region is not possible because of the absence of the biostratigraphical indicator *Polygnathus costatus partitus*. The finding of other Conodonts, characteristic of the same biozone such as *Icriodus retrodepressus*, and of some species of brachiopods, allows the approximate location of that boundary within the Upper Members of the Moniello and Santa Lucía Formations.

The biostratigraphical indicator of the Middle/Upper Devonian boundary is the first occurrence of *Ancyrodella rotundiloba*. This boundary is recognized within the Candás Formation, in the section of Luanco, and, by means of other Conodonts, in the section of Perán, it being placed in the upper part of it. In the remaining sections microfauna elements characterizing the Frasnian are lacking. On the southern slope, the Middle/Upper Devonian boundary is situated in the section of Huergas de Gordón, at an undetermined level within Unit D in the Nocado Formation.

Finally, some elementary observations on the paleoecology of the Conodonts found, are made.

INTRODUCCION

La cuenca cantábrica es hoy bien conocida desde el punto de vista estratigráfico, y dada la naturaleza calcárea de muchos de sus tramos, permite una buena datación con Conodontos. Esta

es la primera memoria española que trata sobre el grupo.

Como es sabido, los Conodontos, descubiertos en 1856 por PANDER, hoy día suponen un campo interesante en Paleontología, que ha dado resultados prácticos extraordinarios, en especial en la correlación y datación precisa de las series paleozoicas.

(*) Departamento de Paleontología. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo.

La naturaleza del organismo portador de Conodontos («Conodontofórido»), ha sido, quizá, uno de los temas más especulativos de la Paleobiología. Las afinidades biológicas del Conodontofórido fueron objeto de muchas discusiones y están todavía sin dilucidar por completo. Las hipótesis se centran, actualmente, en torno a dos alternativas principales, una que apoya su relación con los Cordados y otra con los Quetognatos, si bien los Conodontos se mantienen en un *phylum* aparte: el *phylum* Conodonta.

Este trabajo se ha desarrollado en el Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo y constituye, en esencia, lo que fue la memoria presentada en 1982 como tesis doctoral por parte de la autora.

El trabajo está dividido en tres partes, que irán apareciendo en entregas sucesivas de este Boletín Geológico y Minero. La primera, Biostratigrafía, se consagra al estudio de los límites Devónico Inferior/Medio y Devónico Medio/Superior del dominio asturleonés; la segunda y tercera se dedicarán al estudio sistemático de los elementos conodontales.

CONODONTOS DEVONICOS DE LA CORDILLERA CANTABRICA

Antecedentes

Las investigaciones sobre Conodontos en la Cordillera Cantábrica, son relativamente recientes. La utilidad de este grupo de microfósiles, en problemas de correlación estratigráfica, ha determinado un fuerte incremento en el número de trabajos consagrados a su estudio, en los últimos años.

La primera cita de Conodontos, en la región cantábrica, se debe a LYS & SERRE (1958). Estos autores describieron varias formas del Viseense Superior de la Formación Alba, procedentes del Monte Naranco (N de Oviedo, Asturias).

HIGGINS realizó importantes contribuciones para el conocimiento de la estratigrafía del Carbonífero, en la vertiente leonesa de la Cordillera, basándose en Conodontos. Por ejemplo, en HIGGINS (1962, 1971, 1974), HIGGINS, WAGNER-GENTIS & WAGNER (1964) y HIGGINS (en WAGNER, 1963, y en WAGNER & FERNÁNDEZ-GARCÍA, 1971).

BUDINGER & KULLMANN (1964), demostraron por

medio de Conodontos y cefalópodos, que la Formación Alba, en Perlora (NO de Gijón, Asturias), tenía una edad Viseense Inferior-Viseense Superior. Y, en el mismo trabajo, se identificaron Conodontos del Fameniense Superior al Viseense, en una sección cerca de Entrago (Teverga, Asturias). BUDINGER (1965) estudió, además, diferentes formas de Conodontos del Devónico Superior y Carbonífero de otras localidades cantábricas.

ADRICHEM-BOOGAERT (en ADRICHEM-BOOGAERT, BREIMER, KRANS & SJERP, 1963), proporcionó datos sobre los Conodontos del Fameniense Superior y Turnesiense de varias secciones entre las localidades de San Isidro y Puerto de Tarna (límite de las provincias de Asturias y León). El mismo autor (1965, 1967), aportó una importante documentación sobre los Conodontos del Devónico y Carbonífero de las provincias de León y Palencia, citando por primera vez formas del Devónico Inferior y Medio.

GARCÍA-LÓPEZ (1972, 1976) y GARCÍA-LÓPEZ (en ARBIZU *et al.*, 1979, y en GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979), realizó diferentes observaciones sobre los Conodontos del Devónico cantábrico, en las Formaciones Candás, Portilla, Nocedo, Moniello y Santa Lucía. Asimismo, dicha autora determinó (en LOBATO, 1977), faunas de Conodontos del Givetense Superior al Frasnense Superior, en el conjunto C de Gildar-Montó (provincia de León) y capas suprayacentes.

BOERSMA (en REIJERS, 1972), identificó Conodontos en varias secciones de la Formación Portilla, entre los ríos Esla y Luna (provincia de León). El mismo autor (en COO, 1974), identificó una forma de edad Cuviniense, en dos secciones de la Formación Santa Lucía, cerca de Aviados y en el área de La Babia (prov. de León).

BULTYNCK (en ARBIZU, 1972, y en MÉNDEZ-BEDIA, 1976, y en BECKER, MÉNDEZ-BEDIA & SÁNCHEZ DE POSADA, 1976), determinó faunas de Conodontos del Devónico Inferior de Asturias.

LINDSTROM (en TRUYOLS & JULIVERT, 1976) identificó Conodontos del Silúrico, en el nivel calcáreo inferior del complejo vulcano-detritico del corte al E de Cabo Peñas (Asturias).

MOURAVIEFF (en LOBATO, 1977), estudió Conodontos del Givetense Superior al Fameniense, de las Formaciones Gustalapedra y Cardaño, en el área palentina.

ZIEGLER (en FRANKENFELD, 1981), identificó algunos Conodontos de la Formación Portilla, en varias secciones de la región leonesa.

Los estudios de Conodontos experimentaron un gran auge en la década actual y hoy son ya relativamente numerosas las investigaciones, principalmente sobre biocronología, de Conodontos devónicos y carboníferos. La aportación del grupo al conocimiento biostratigráfico de la cuenca cantábrica, se refleja en buena parte en los trabajos publicados durante esta última época.

CARACTERISTICAS GENERALES DEL DEVONICO CANTABRICO

El Devónico en el N de España, tiene un notable desarrollo en la denominada «Zona Cantábrica» (LOTZE, 1945). Dentro de la misma, BROUWER (1964) distinguió dos tipos faciales, que denominó:

1) *Facies asturleonense* (aflorando esencialmente en la «Región de Pliegues y Mantos» y en la «Región de Mantos», de JULIVERT, 1967). Esta facies puede compararse, según TRUYOLS & GARCÍA-ALCALDE (1981), con la «Magnafacies mixta» de ERBEN (1962) o, mejor, con la «Magnafacies Eifel», de COPPER (1966).

2) *Facies palentina* (aflorando, esencialmente, en la «Región del Pisuerga-Carrión», de JULIVERT, 1967). Estas facies pueden compararse, sobre todo, con la «Magnafacies Hercínica» de ERBEN (1962) (=«Magnafacies Bohemo-hercínica» *auct.*).

Las bases estratigráficas del Devónico asturleonés, fueron establecidos por BARROIS (1882), en la vertiente septentrional, y por COMTE (1936a, b, c, 1938, 1959), en la meridional de la Cordillera, y han sido comentadas, recientemente, por TRUYOLS & GARCÍA-ALCALDE (1981) (fig. 1).

Las unidades estratigráficas en ambas vertientes (cuyas semejanzas litológicas y paleontológicas fueron destacadas por COMTE) presentan, con frecuencia, buena continuidad cartográfica. Concretamente, las que constituyen el núcleo de esta memoria: Formaciones Moniello y Santa Lucía, Candás y Portilla, y Piñeres y Nocedo, podrían representar idénticas unidades si bien, en general, los primeros nombres de cada par han sido utilizados para aludir a las Formaciones situadas en la vertiente septentrional, y los segundos para las

de la vertiente meridional. La correspondencia no es, sin embargo, necesariamente sincrónica y existe una variación continua de facies, tanto a lo largo de cada unidad estructural, como entre ellas (REIJERS, 1972; MÉNDEZ-BEDIA, 1976; COLMENERO, 1976).

CONODONTOS DE LA FORMACION MONIELLO

Revisión histórica

El eminente geólogo francés, Charles BARROIS, en su Memoria sobre los terrenos antiguos de Asturias y Galicia, publicada en 1882, definió por primera vez la Formación Moniello, caracterizándola como «*Calcaire de Moniello à Calceoles*», enmarcada entre la «*Calcaire d'Arnao*», a la base, y la «*Grès à Gosseletia*», al techo. La Formación Moniello, debido a las imprecisiones del propio BARROIS y de autores subsiguientes, hubo de ser convenientemente redefinida por ARBIZU *et al.* (1979), mediante el análisis de sus antecedentes históricos, estudio de los rasgos litológicos de la secuencia típica (en la Ensenada de Moniello, al NO de Luanco, Asturias) y la valoración de las referencias más significativas. ARBIZU *et al.* situaron el estratotipo de la Formación entre los niveles M-801 y M-984 (1) (ambos inclusive), con límites inferior y superior, constituidos por las Capas de Aguión (*sensu* RADIG, 1962) y Formación Naranco, respectivamente.

Un estudio detallado de las biofacies y litofacies de la Formación Moniello, a lo largo de Asturias, fue realizado por MÉNDEZ-BEDIA (1976). Por su parte, GARCÍA-ALCALDE *et al.* y ARBIZU *et al.* (1979), aportaron minuciosas observaciones paleontológicas sobre la misma, en su localidad-tipo. SÁNCHEZ DE LA TORRE & MANJÓN (1976), confirmaron en otra localidad costera (Arnao, Avilés, provincia de Oviedo) el carácter arrecifal de una parte de la Formación.

En cuanto a la edad de la Formación, BARROIS (1882) la consideró como del Eifeliense Superior, e hizo coincidir su límite superior con el paso

(1) Diferentes cortes de la Formación Moniello, en Asturias, han sido muestreados por MÉNDEZ-BEDIA (1976), quien designó las muestras con la letra «M» y cifras correlativas. En su localidad-tipo, la Formación presenta 184 tramos, de potencia variable, caracterizados por rasgos litológicos y paleontológicos particulares.

Eifeliense-Givetiense. Esta interpretación fue admitida, entre otros, por ADARO & JUNQUERA (1916). DELEPINE (1928), probó que buena parte de la Formación suprayacente: la Arenisca del Naranco, pertenecía aún al Eifeliense, lo que obligó a admitir que la Formación Moniello era más antigua de lo que se venía suponiendo. COMTE (1959) avanzó, por primera vez, una edad Emsiense-Eifeliense para la Formación, datación que fue recogida en la mayoría de los trabajos posteriores.

Las aparentes diferencias en las dataciones de muchos autores modernos, radican en la distinta utilización de los términos «Cuviniense» y «Eifeliense» que, con frecuencia, fueron erróneamente considerados como equivalentes. GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1979) y ARBIZU *et al.* (1979), evocaron este problema y establecieron la correlación entre sendos niveles de la Formación Moniello, en su localidad típica y los límites Emsiense/Cuviniense y Emsiense/Eifeliense en sus limitotipos correspondientes, advirtiendo la clara separación temporal entre ambos.

Descripción de la sucesión en su localidad-tipo (Ensenada de Moniello, prov. de Oviedo)

La Formación Moniello es una secuencia predominantemente calcárea, de 200 a 300 m. de espesor, muy fosilífera, con un contenido abundante en corales rugosos, tabulados, estromatopóridos, braquiópodos, crinoideos, briozoos y ostrácodos, y menores porcentajes de Conodontos, trilobites, tentaculites, gasterópodos, bivalvos, nautiloideos, esponjas, gusanos, algas, peces, pistas y otros grupos.

En su localidad-tipo, en la Ensenada de Moniello (NO de Luanco, Asturias) (fig. 2), tiene unos 250 a 260 m. de espesor y está constituida, fundamentalmente, por calizas arcillosas con intercalaciones de finas capas de pizarras. La sucesión está poco alterada por la tectónica, ya que sólo se encuentra afectada por fallas de desplazamientos horizontales y verticales pequeños.

MÉNDEZ-BEDIA (1976) dividió la Formación en tres miembros: Inferior, Medio y Superior, división aceptada por GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1979) y por ARBIZU *et al.* (1979), y mantenida en la presente memoria (fig. 3). El Miembro Inferior (figura 3) está comprendido entre los niveles M-801 y M-857, tiene unos 86 m. de espesor y se compone de calizas arcillosas y algunas capas delgadas

de pizarras con abundante contenido fosilífero (fauna bentónica diversa, sobre todo braquiópodos). No se ha observado la presencia de estromatoporoideos. El Miembro Medio (fig. 3), se extiende del nivel M-858 al M-905, posee 66 m. de potencia y está formado por calizas, calizas arcillosas y algunas capas delgadas de pizarras. Los estromatoporoideos y corales rugosos, tienen un desarrollo notable en esta parte de la Formación. El Miembro Superior (fig. 3), comprende del nivel M-906 al M-984, con calizas arcillosas, a veces nodulosas, gran abundancia de braquiópodos y briozoos y un contenido menor en estromatoporoideos, trilobites, corales y crinoideos.

Contenido en Conodontos

Para la investigación del contenido en Conodontos, se efectuó una recogida sistemática a lo largo de toda la sucesión, tratándose por medios químicos unas 200 muestras (fig. 3). El mínimo de roca disuelto por muestra, fue de 2 kg., pero, en ocasiones, se llegaron a tratar hasta 10 kg. por muestra, para obtener mejores ejemplares o asociaciones cronostratigráficamente más explícitas.

Los Conodontos son, en general, escasos a lo largo de toda la Formación. En figura 3 se representa gráficamente su porcentaje por cada 2 kg. de roca disuelta; como se ve, la mayor cantidad obtenida fue de 20 ejemplares, en el nivel M-845. La diversidad es también pequeña, apareciendo sólo escasos representantes de los géneros *Caudicriodus* BULTYNCK, 1976, *Icriodus* BRANSON & MEHL, 1934, *Panderodus* ETHINGTON, 1959, *Coelocerodontus* ETHINGTON, 1959 y *Acodina* SAUFFER, 1940 (1).

En el Miembro Inferior, se obtuvo el mayor número de Conodontos y la máxima diversidad específica (fig. 3). Las muestras positivas se distribuyen a lo largo de todo el Miembro, salvo en su parte más alta. Las formas presentes son las que se enumeran a continuación: *Caudicriodus bultyncki* n. sp., *C. aff. celtibericus*, *Icriodus corniger* *ancestralis*, *I. culicellus*, *I. leptus*, *I. rectirostra-*

(1) *Panderodus*, *Coelocerodontus* y *Acodina*, no se describen en esta memoria, por su escaso interés cronostratigráfico. No obstante, son significativos desde el punto de vista ecológico (cf. sección dedicada a «Observaciones paleoecológicas»). Por ello, conviene reseñar su existencia, en previsión de posibles estudios ulteriores con esta orientación, o de posibles análisis multielementales.

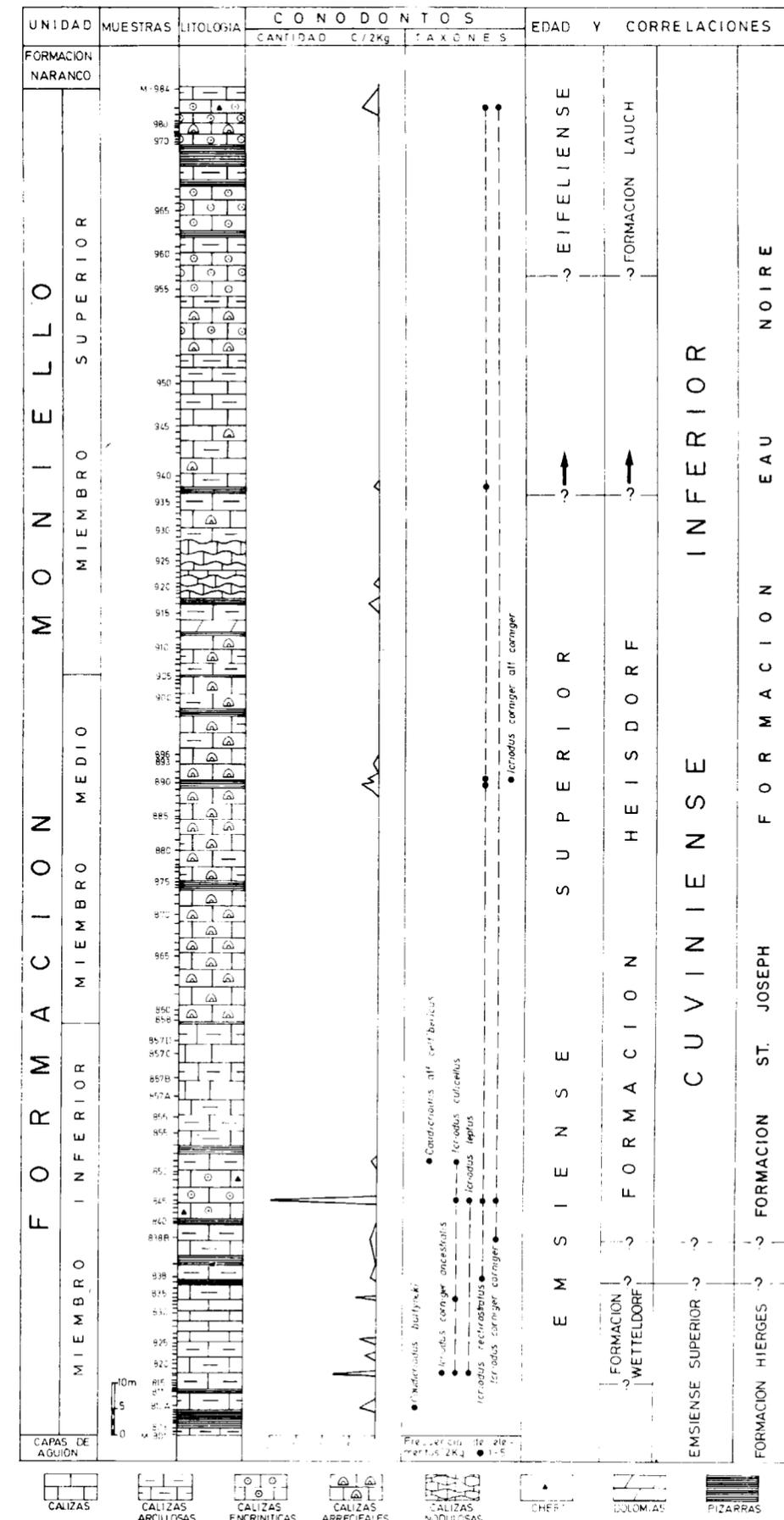


Figura 3.—Sucesión estratigráfica de la Formación Moniello en su localidad tipo (Ensenada de Moniello, NO de Luanco, Asturias). Contenido y distribución de Conodontos. Edad y correlaciones.

tus, *Icriodus corniger corniger* y elementos de *Panderodus* sp. (en los niveles M-818, M-826, M-834 y M-845).

En el Miembro Medio, el contenido en Conodontos es bajo, taxonómica y numéricamente (figura 3). Sólo se encontraron algunos elementos, en su parte media. Como especies representativas, pueden mencionarse: *Icriodus rectirostratus*, *I. corniger* (*I. corniger* aff. *corniger*) y elementos de *Panderodus* sp. (en los niveles: 2,60 m. bajo M-890 y 1,60 m. debajo de M-890), *Acodina* sp. (en los mismos niveles que *Panderodus* sp.) y *Coelocerodontus* sp. (en el nivel 2,60 m. debajo de M-890).

En el Miembro Superior (fig. 3), el número de Conodontos es, también, muy escaso. Sólo se hallaron unos pocos ejemplares en la parte basal y hacia el techo. Formas representativas son: *Icriodus rectirostratus*, *I. corniger corniger* y elementos de *Panderodus* sp. (en el nivel M-938).

Para toda la Formación, en general, y para cada Miembro, en particular, el número de elementos de tipo «cono» simple, es mayor que el de elementos de tipo «plataforma».

Otros datos

Para poder establecer correlaciones con otras unidades del área astur, se realizaron muestreos de las siguientes sucesiones: Las Ventas (Teverga) (MÉNDEZ-BEDIA, 1976, fig. 2, localidad 4), Caranga de Arriba (*op. cit.*, fig. 2, loc. 2), San Andrés (*op. cit.*, fig. 2, loc. 3) y San Pedro (Tameza) (*op. cit.*, fig. 2, loc. 6).

El tratamiento de las muestras de estas localidades no ha producido, hasta el presente, resultados positivos. Por falta de posibilidades económicas, el número y volumen de muestras tratadas no fue muy grande; por ello, es de esperar que muestreos más exhaustivos lleguen a proporcionar datos significativos.

BULTYNCK (en MÉNDEZ-BEDIA, 1976, y en BECKER, MÉNDEZ-BEDIA & SÁNCHEZ DE POSADA, 1976), citó en la Formación Moniello, en su localidad típica, varias especies de *Icriodus*. El material utilizado por este autor, depositado en la actualidad en el Departamento de Paleontología de Oviedo, es bastante fragmentario y su identificación inicial se hizo, por esa razón, con ciertas reservas. Nuestras propias observaciones no han permitido con-

firmar la existencia de algunas de las formas citadas por BULTYNCK y, dado el estado de conservación del material original, optamos por no utilizar estos datos, en tanto no puedan ser verificados convenientemente.

BULTYNCK (en MÉNDEZ-BEDIA, 1976) encontró, en los niveles M-637 y M-638, de la sucesión de San Pedro (Tameza), *Icriodus corniger* e *I. cf. curvirostratus*. Los ejemplares correspondientes están depositados, también, en la Colección del Departamento de Paleontología de Oviedo. Los asignados por BULTYNCK a *Icriodus corniger* pertenecen, en nuestra opinión, a la subespecie *I. corniger corniger*.

CONODONTOS DE LA FORMACION SANTA LUCIA

Revisión histórica

El término «*Calcaires de Santa Lucía*» fue acuñado por COMTE (1936a), para definir una secuencia calcárea marina, de poca profundidad, generalmente con caracteres arrecifales, comprendida entre las «*Schistes et calcaires de La Vid*» y las «*Grès et schistes de Huergas*».

La Formación toma el nombre del pueblo de Santa Lucía, en la provincia de León, y la serie-tipo, de acuerdo con COMTE, estaría situada al sur del pueblo, cerca de la carretera general de Oviedo a León. A causa de las malas condiciones de afloramiento actuales de dicha serie-tipo, frecuentemente se han escogido otras sucesiones de Santa Lucía, para su estudio detallado; las situadas más al oeste, entre los pueblos de Santa Lucía y Vega de Gordón, son bastante buenas (cf. COO, 1974, y *Guidebook of the VIII International Congress of Sedimentology. Oviedo/León, 1977*), y la situada más al este, en la garganta excavada por el arroyo de El Puerto (cf. GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, y este trabajo) (fig. 2) es excelente.

La edad de la Formación fue establecida con bastante precisión por COMTE (1959), quien situó el límite Emsiense/Cuviniense dentro de ella. Precisiones similares, fueron aportadas por la mayor parte de investigadores posteriores (BROUWER, 1964, 1967; RUPKE, 1965; ADRICHEM-BOOGAERT, 1967; EVERS, 1967; BOSCH, 1969; COO, 1974, etc.), si bien colocando el referido límite en diferentes niveles de la Formación. Más recientemente, GAR-

CÍA-ALCALDE *et al.* (1979), discutieron extensamente la situación de los límites «Cuviniense» y «Eife-liense» en la Formación, a partir del estudio de la secuencia del Arroyo de El Puerto. En este trabajo, realizamos un análisis similar, utilizando preferentemente los Conodontos como indicadores cronostratigráficos.

Descripción de la sucesión del Arroyo de El Puerto (prov. de León)

A causa de las malas condiciones de afloramiento de la serie-tipo, se consideró más conveniente para el estudio de la Formación, la sucesión del Arroyo de El Puerto, a la que hicimos referencia anteriormente. El espesor de la Formación, en esta localidad, es de unos 240 m.; la serie es concordante con las sucesiones que la preceden y siguen, pero las capas están invertidas siguiendo una dirección E-O, con buzamientos de 50° a 60° N. No existen pliegues ni fallas importantes.

De acuerdo con las características litológicas y contenido paleontológico, GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1979), establecieron una subdivisión en cuatro Miembros de la sucesión, que mantenemos con nuevas precisiones, en el presente trabajo (fig. 4).

El Miembro I (fig. 4), comprendido entre los niveles SL-1/2 y SL-17, tiene unos 46 m. de espesor. El tránsito de la serie infrayacente (Grupo La Vid) a la Formación Santa Lucía, es transicional y está representado por una secuencia de calizas encriníticas blancas a rojizas. El límite inferior de la Formación se sitúa convencionalmente en la base de una intercalación calcáreo-arcillosa, con tabulados ramificados, situada unos 5 m. por debajo de SL-2. El Miembro está constituido, fundamentalmente, por calizas encriníticas tableadas, con algunas intercalaciones de calizas arenosas, margas y pizarras, conteniendo abundantes braquiópodos y bastantes tabulados. Los trilobites son raros y no se han encontrado estromatoporoideos.

El Miembro II (fig. 4), comprende los niveles SL-17/18 a SL-23/24, tiene un espesor de 62 m. y está formado por calizas y calizas arcillosas, con abundantes organismos arrecifales: estromatoporoideos lamelares y masivos, tabulados y rugosos (*Calceola*). Los braquiópodos son, también, abundantes en los niveles arcillosos y en algunos niveles aparecen bastantes crinoideos.

El Miembro III (fig. 4), abarca los niveles SL-

24 a SL-58. La potencia es de 82 m. y está formado, fundamentalmente, por calizas, calizas arcillosas y pizarras, en capas bien estratificadas. La macrofauna, generalmente silicificada, está integrada por estromatoporoideos lamelares y masivos, tabulados ramificados y rugosos. Los braquiópodos son abundantes en los niveles arcillosos y, ciertos lechos, son ricos en briozoos y ostrácodos. Los trilobites, gasterópodos y bivalvos son raros.

El Miembro IV (fig. 5), se extiende entre los niveles SL-59 a SL-78, tiene unos 49 m. de espesor y está formado por calizas encriníticas grises, blancas o rosadas, con abundantes estilolitos. Hacia el techo, se diferencian niveles de dolomías y calizas grises con abundantes braquiópodos. Los elementos coralinos son escasos. Briozoos, ostrácodos y trilobites pueden aparecer en ciertos lechos.

El Miembro I es similar al Miembro inferior de la Formación Moniello; el Miembro II, al Miembro medio de la Formación Moniello; y los Miembros III y IV, al Miembro superior de la Formación Moniello en su localidad-tipo.

Contenido en Conodontos

Para la obtención de Conodontos se han tratado unas 100 muestras (representadas en fig. 4) de niveles concretos, y varias muestras adicionales, en casos especiales. En general, se han disuelto 2 kg. de roca por muestra y, excepcionalmente, hasta 10 kg. en algunos niveles.

Los Conodontos son escasos en toda la sucesión. En la figura 4 se registra gráficamente el número de Conodontos por cada 2 kg. de roca disueltos. El número de Conodontos obtenidos en los niveles positivos es pequeño; el máximo se registra en el nivel SL-14, donde aparecen 32 ejemplares por 2 kg. de muestra. Taxonómicamente, hay también poca variedad, apareciendo sólo especies de *Icriodus* y elementos de *Panderodus* (no incluidos en el capítulo sistemático, por su escaso interés cronostratigráfico).

La mayor abundancia relativa se registra en Miembro I (fig. 4). Allí aparecen *Icriodus corniger ancestralis*, *I. corniger corniger* e *I. rectirostratus*. Entre los niveles SL-14 y SL-15, se encuentran también ejemplares de *Panderodus*.

En el Miembro II no hemos hallado Conodontos, salvo fragmentos inidentificables en las capas basales (fig. 4).

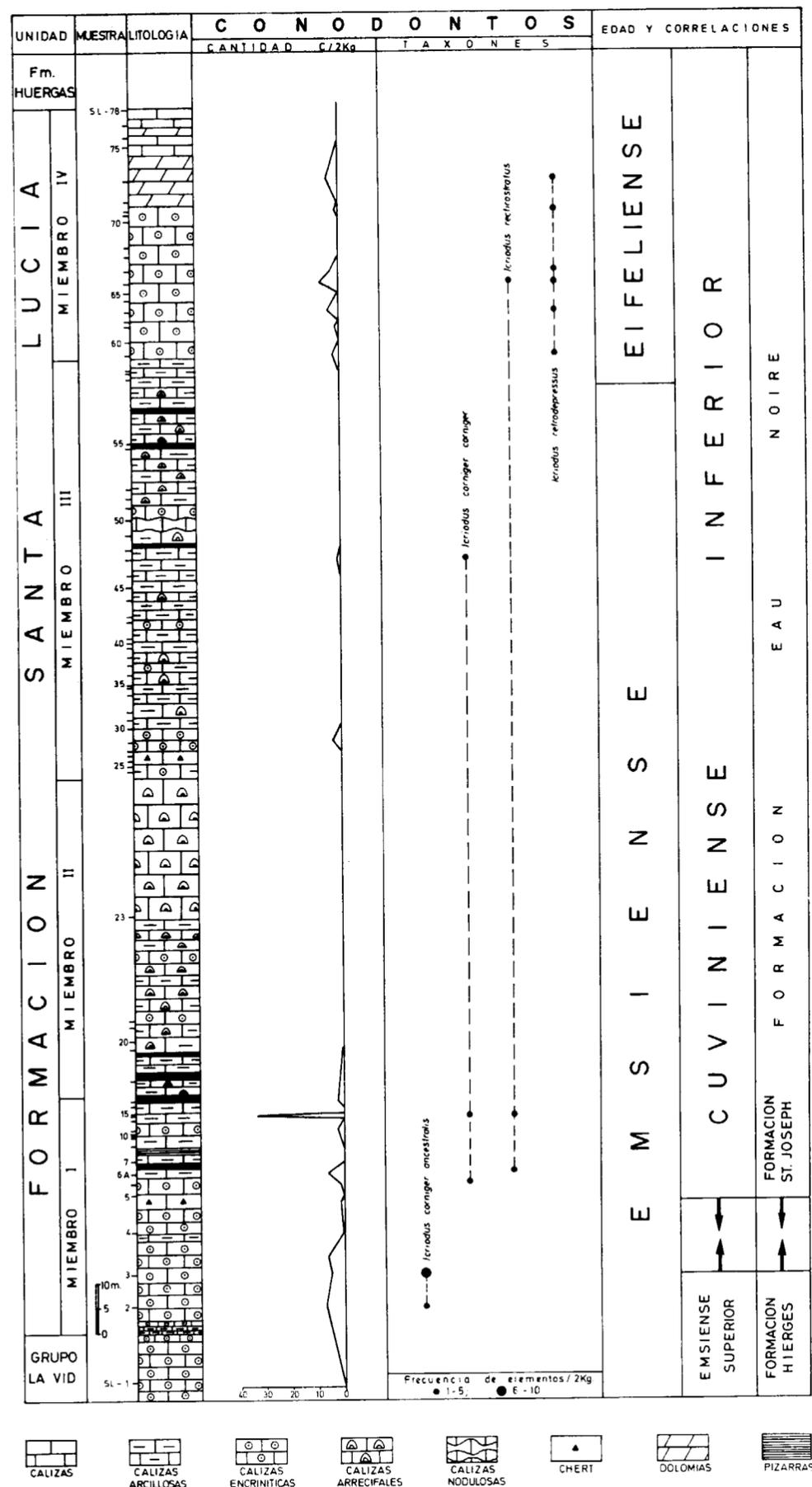


Figura 4.—Sucesión estratigráfica de la Formación Santa Lucía, en la localidad de el Arroyo de El Puerto (E de Santa Lucía, León). Contenido y distribución de Conodontos. Edad y correlaciones.

En el Miembro III, los Conodontos son raros; la forma más significativa, *Icriodus retrodepressus*, aparece en las últimas capas.

El Miembro IV es también pobre en Conodontos, si bien algo menos que los Miembros II y III. Allí aparecen, *Icriodus rectirostratus* y buenos ejemplares de *I. retrodepressus*, en mayor abundancia que en el Miembro anterior (fig. 4).

Otros datos

En otra Sección, situada al O de Vega de Gordón (en la carretera comarcal de Beberino a Carbonera, fig. 2), un nivel situado cerca del techo de la Formación, proporcionó abundantes Conodontos de especies muy interesantes, como *Polygnathus costatus* (*P. costatus costatus* y *P. costatus patulus*) y *P. linguiformis* (*P. linguiformis linguiformis*).

Aparte de los mencionados, existen algunos datos más sobre el contenido en Conodontos de la Formación Santa Lucía. ADRICHEM - BOOGAERT (1967), citó *Icriodus* cf. *I. corniger*, hacia el techo de las sucesiones de la misma zona. BOERSMA (en Coe, 1974), mencionó *Icriodus corniger* en el techo de una sección cerca de Aviados (La Vecilla), y en otra en el área de La Babia.

BUGGISCHE *et al.* (1982), aportaron información biostratigráfica de Conodontos para el techo de la Formación Santa Lucía en varias localidades. En Aralla, citan *Icriodus corniger* spp. indet., *Icriodus corniger retrodepressus* e *Icriodus* aff. *fusiformis*. En otra sección, cerca de Piedrasecha, *Icriodus* aff. *struvei*, *Polygnathus linguiformis linguiformis* y morfotipo, *Icriodus regularicrescens* e *Icriodus* n. sp. E. WEDDIGE, 1977. A 1 km. al E del Puerto de la Cubilla, *Icriodus corniger corniger* e *Icriodus* aff. *fusiformis* y cerca de Beberino, *Polygnathus parawebbi*.

EL LIMITE DEVONICO INFERIOR/DEVONICO MEDIO

Problemática

En relación directa con los problemas que este límite ha planteado, está la cuestión de qué término debería utilizarse para designar el primer piso de la Serie del Devónico Medio. Durante un tiempo, se emplearon simultáneamente los térmi-

nos Cuviniense y Eifeliense, desarrollados en el borde S de la cuenca de Dinant de Bélgica y en el Sinclinal de Prüm (Eifel) de Alemania, respectivamente. Además prevalecía el sentimiento general entre los geólogos de Europa Occidental, de que ambos eran términos absolutamente sinónimos y el único problema era llegar a un acuerdo sobre cuál debía predominar para designar la base del Devónico Medio. Más tarde se demostró que la base del Eifeliense era más joven que la del Cuviniense (BULTYNCK, 1967, 1970).

Entre los diversos indicadores biostratigráficos propuestos para la definición del límite Devónico Inferior/Medio, la Subcomisión de Estratigrafía del Devónico (SDS) retuvo sobre todo dos opciones: la base de la Biozona de Conodontos *Polygnathus costatus patulus*, y la base de la Biozona de Conodontos *Polygnathus costatus partitus*. Finalmente se eligió la base de la Biozona de *Polygnathus costatus partitus*, que coincide con la primera aparición del Conodonto del mismo nombre (=límite *partitus*) (1). Esta decisión, zanja en favor del Eifeliense el viejo litigio en cuanto a sentar la base del Devónico Medio (fig. 5).

Este límite ha sido formalmente establecido en la sección de la «Wetteldorf Richtsnitt», cerca de Wetteldorf (Eifel, Alemania). El límite entre las Formaciones Heisdorf/Lauch, mirado como límite clásico entre el Emsiense y Eifeliense, se sitúa 1,9 m. por encima de la base de la Biozona de *Polygnathus costatus partitus* (cf. BASSET, 1985; ZIEGLER & KLAPPER, 1985), es decir, de la base del Eifeliense en sentido actual.

En regiones en las que no aparece dicha especie zonal, *Icriodus retrodepressus* permite una buena correlación (ZIEGLER & KLAPPER, *op. cit.*).

El límite Devónico Inferior/Devónico Medio en la Cordillera Cantábrica

En el presente trabajo analizaremos, además,

(1) La primera aparición de *Polygnathus costatus partitus* se produce dentro de la zona de *Polygnathus costatus patulus*, en la base de su mitad superior (KLAPPER *et al.*, 1978, pp. 103 y 107). WEDDIGE *et al.*, 1979, propusieron llamar Biozona de *-partitus* a la porción superior de la antigua Biozona de *-costatus patulus*, restringiendo ésta, precisamente, a su porción inferior. En regiones donde no se encuentra *Polygnathus costatus partitus*, sigue utilizándose la Biozona de *-costatus patulus* en su sentido más amplio.

gar dentro de la Formación Naranco, aproximadamente unos 100 m. sobre el techo de la Formación Moniello (cf. GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, p. 7, figura 5). Podría pensarse, entonces, que el Cuviniense Inferior termina dentro de la Formación Naranco.

Es destacable, que la aparición de *Tetratomia parvula* y *Telaeshaleria subtetragona*, en la localidad-tipo de la Formación Moniello, en capas reputadas del Cuviniense basal. Estas especies, en efecto, no han sido nunca reportadas por debajo de las capas de Heisdorf, en Alemania. Esto, junto con la aparición de una fauna de ostrácodos en el nivel M-838B (= nivel 838 de BECKER & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977), similar a la encontrada por WERNER (*com. pers.* a CARLS *et al.*, 1972), procedente de las capas de Heisdorf, permite suponer, como indican ARBIZU *et al.* (1979, p. 107), que la base de las capas de Heisdorf, más bien que con las capas de Wetteldorf, en el sentido ya expresado por BULTYNCK, 1967, 1970 y otros).

Correlación con el límite Devónico Inferior/ Medio o límite Eifeliense

La información proporcionada por los Conodontos es, hasta el momento, insuficiente para el reconocimiento de este límite, que sólo podemos localizar de manera aproximada e indirecta.

La aparición de *Icriodus retrodepressus* en la Formación Santa Lucía, en León (cf. p. 12 y figura 4), algunos metros sobre la primera aparición de *Anathyris alejensis* y la última de *Euryspirifer paradoxus*, permite trazar este límite cerca del nivel M-958. No obstante, por debajo del mismo, en el nivel M-937, aparecen, por primera vez, formas comparables con *Arduspirifer (?) intermedius*. Es, por tanto, en el intervalo comprendido entre ambos niveles donde debe ser emplazado el referido límite (cf. ARBIZU *et al.*, 1979; GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979).

Como ya se mencionó, en su lugar, los datos de Conodontos procedentes de otras secciones de la cuenca, son muy escasos hasta el presente. Sólo el hallazgo de *Icriodus corniger* (*I. corniger corniger*) e *I. cf. curvirostratus*, realizado por P. BULTYNCK (en MÉNDEZ-BEDIA, 1976) en la sucesión de la Formación Moniello, en San Pedro (Tameza, Asturias), en los niveles M-637 y M-638, confirman la edad Cuviniense (Cola o Colb, sin más preci-

sión), del intervalo, edad que coincide con la de los niveles comparables de la sucesión típica.

Edad y correlaciones establecidas para la Formación Santa Lucía (fig. 4). Correlación con el límite «Cuviniense»

En la sección del Arroyo de El Puerto, la transición entre *Icriodus corniger ancestralis* e *I. corniger corniger*, tiene lugar entre los niveles SL-3 y SL-6. Por otra parte, la primera aparición de braquiópodos típicamente Cuvinienses, como *Telaeshaleria subtetragona*, se produce en el nivel SL-5. Por tanto, el límite Emsiense/Cuviniense, debe situarse hacia el intervalo comprendido entre los niveles SL-3 y SL-5 (fig. 4), lo que confirma los resultados de GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, (p. 15, fig. 11).

Alcance del Cuviniense

La primera aparición de *Calceola sandalina* y de *Ucinulus orbignyianus* (en SL-18/19) puede indicar, igual que en la Ensenada de Moniello (p. 13), el límite entre las zonas Cola y Colb y, por tanto, el límite equivalente en España al de paso de las unidades litostratigráficas Formaciones Saint Joseph y Eau Noire, en Bélgica.

Por otra parte, en la sección de El Puerto, la última aparición de *Paraspirifer*, se registra en el techo de la Formación (nivel SL-78), de manera que el límite local Col/Co2, podría situarse en el techo de la unidad.

Datos procedentes de otras secciones, en cuanto a contenido en Conodontos se refiere, confirman la edad Cuviniense para el techo de la Formación. Así, ADRICHEM-BOOGAERT (1967) y BOERSMA (en COO, 1974), identificaron *Icriodus corniger* (= *I. corniger corniger*) en el techo de una sección situada en el área del río Esla y en el de otras dos, situadas cerca de Aviados y en el área de La Babbia, respectivamente. Los hallazgos de Conodontos (cf. p. 12), aportados por BUGGISH *et al.* (1982), son coincidentes al respecto.

Correlación con el límite Devónico Inferior/ Medio o límite Eifeliense

El hallazgo de *Icriodus retrodepressus*, a partir del nivel SL-63 (fig. 4), en la sección de El Puer-

to, permite una buena correlación con la base del Eifeliense. Este taxón, de acuerdo con BULTYNCK (1970), aparece en Bélgica, en la porción superior de la zona Colc y, en Alemania, según WEDDIGE (1977), en la base de las Capas de Lauch. Esto supone que el límite Emsiense/Eifeliense, en Alemania, se situaría un poco por debajo del límite entre las zonas Col/Co2, en Bélgica. Y, extendiendo la correlación a España, supondría que dichos límites se encuentran hacia el nivel SL-63 o un poco por debajo del mismo (fig. 4).

Según CARLS (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, página 37), *Icriodus retrodepressus* aparece, en Aragón, en la base de la Formación Monforte. Dicha Formación puede, por tanto, ser equivalente al Miembro IV de la sucesión Santa Lucía, como sugiere el propio P. CARLS.

En la sección estudiada al oeste de Vega de Gordón, en la carretera de Beberino a Carbonera, el hallazgo de *Polygnathus costatus costatus*, *P. costatus patulus* y *P. linguiformis linguiformis*, asociación de Conodontos típica de la parte inferior de la zona de *-costatus costatus*, confirma la edad Eifeliense del techo de la Formación Santa Lucía. El límite Emsiense/Eifeliense, en esta sección, se encontraría también por debajo del techo de la Formación. Esto está de acuerdo con las conclusiones de BUGGISH *et al.* (1982) que sugieren que la Formación Santa Lucía se depositó al menos hasta la zona de *-costatus costatus*. Asimismo, la mayor parte de los taxones, citados por dichos autores, corroboran la edad Eifeliense para el techo de la Formación.

Conclusiones

De manera general, puede señalarse que el límite Devónico Inferior/Medio, se sitúa en las secciones estudiadas de las Formaciones Moniello y Santa Lucía, hacia el techo. Asimismo, el límite «Cuviniense» se localiza hacia la base de las mismas.

En las dos Formaciones, la base parece bastante sincrónica, mientras que en el techo puede existir cierto diacronismo. En efecto, en Asturias, el límite Col/Co2, representado por la extinción de *Paraspirifer*, se sitúa bien dentro de la Formación Naranco, en todas las secciones de la región costera; mientras, en León, dicho límite se situaría hacia el techo de la Formación Santa Lucía o,

incluso, de acuerdo con los datos de Conodontos de la sección de Vega de Gordón Oeste, por debajo de dicho nivel.

CONODONTOS DE LA FORMACION CANDAS

Revisión histórica

La descripción original de la Caliza de Candás, fue hecha por BARROIS (1882), en la localidad de Perán (Asturias). Dicho autor, asignó a la unidad una edad Frasnense, basándose en el hallazgo de *Spirifer verneuili* (= *Cyrtospirifer «verneuili»*) en la parte alta de la sucesión. Más tarde, DELEPINE (1932), apoyándose en el descubrimiento de ejemplares de *Strigocephalus burtini*, en la mitad inferior del mismo corte, afirmó que se encontraba también representado el Givetiense. La edad Givetiense-Frasnense de la Formación, ha sido, posteriormente, aceptada por la mayoría de autores modernos (SITTER, 1949; LLOPIS-LLADÓ, 1957, 1958; COMTE, 1959; RADIG, 1962; BROUWER, 1967; ALTEVOGT, 1967; JULIVERT, TRUYOLS & GARCÍA-ALCALDE, 1971; GARCÍA-LÓPEZ, 1972, 1976; BERESKIN, 1978; GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979).

El espesor estimado para la Formación, en su localidad-tipo, varía mucho, según los autores, habiéndose citado cifras entre 80 y 265 m.

Descripción de la sucesión en su localidad-tipo (Perán, provincia de Oviedo). Contenido en Conodontos

En el presente trabajo, el espesor de la Formación, en su localidad-tipo, ha sido evaluado en unos 189 m. (fig. 2). La Caliza de Candás aflora, en Perán, en el flanco NO del Sinclinal de Perlora, en posición normal, sin fallas ni pliegues relevantes; en algunas capas se observan contactos ondulantes con estratificación cruzada asociada, interpretados por BERESKIN (1977, 1978) como «*hard-grounds*».

BERESKIN (1978), subdividió la Formación en el Sinclinal de Perlora en cuatro miembros, de abajo a arriba: Castiello, Perán, Cantera y Playa, por estimar que presentaban caracteres litológicos y paleontológicos bien diferenciados. Posteriormente, GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1979, p. 8, fig. 9), partiendo de un análisis similar, aunque más com-

pleto desde el punto de vista paleontológico, distinguieron, en la sección situada en el flanco NO del Sinclinal de Perlora, también cuatro Miembros que denominaron, de abajo a arriba, A, B, C y D.

Los Miembros Castiello y Playa de BERESKIN son, más o menos, equivalentes a los Miembros A y D de GARCÍA-ALCALDE *et al.*; pero los Miembros Perán y Cantera no se corresponden con los Miembros B y C. El Miembro Perán, es equivalente al Miembro B y a la parte inferior del Miembro C.

El límite entre los Miembros C y D se situó en un intervalo donde hay un cambio neto entre una secuencia típicamente biostromal y el comienzo de un depósito de calizas encriníticas con episodios esporádicos de tipo biostromal, muy delgados, que BERESKIN incluyó dentro del Miembro Perán. La parte superior del Miembro Cantera se compone de unas calizas fértidas, ricas en fango y pobres en fósiles, mientras que el Miembro C se corona por unas calizas masivas, con fauna arrecifal.

En este trabajo se mantiene la subdivisión adoptada por GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1979), con nuevas precisiones (fig. 6), porque, a nuestro juicio, es la más clara sobre el terreno y refleja con mayor precisión las variaciones litológicas totales, relacionadas con las fracciones, tanto inorgánicas como orgánicas, de las rocas presentes.

Los Miembros A y C sólo son visibles totalmente con mareas muy bajas y algunos de los tramos inferiores del Miembro A están tapados por escombros, a causa de los trabajos de reparación de la carretera de Perán a Candás; dichos tramos, no obstante, están bien expuestos en el flanco SE del Sinclinal de Perlora. El Miembro C se sitúa en los márgenes del camping de Perán, y algunos de sus niveles son de difícil acceso.

El Miembro A (fig. 6), comprendido entre los niveles Ca-1 y Ca-42, tiene unos 50 m. de espesor. El contacto con la Formación Naranco infrayacente es gradual. La parte inferior consta de pizarras y calizas arcillosas, con braquiópodos y briozoos fenestélidos abundantes y contenido menor en crinoideos, corales, tentaculites, trilobites y Conodontos. La parte media, está compuesta por calizas encriníticas rojizas, estratificadas en capas delgadas, con intercalaciones de calizas mar-

gosas y biostromos de thamnopóridos, corales rugosos y estromatoporoides. Los Conodontos y braquiópodos son relativamente abundantes y en las capas biostromales son frecuentes también los gasterópodos, blastoideos, crinoideos y briozoos. La parte superior del Miembro está formada por calizas más puras que en los tramos anteriores, estratificadas en capas delgadas o, frecuentemente, masivas, con algunos biostromos de estromatoporoides, thamnopóridos y rugosos coloniales masivos, tales como *Phillipsastrea* y *Hexagonaria*, entre otros (fig. 6).

El Miembro B (fig. 6), desarrollado entre los niveles Ca-43 y Ca-73, tiene unos 45 m. de espesor. En su parte inferior está constituido por calizas tableadas con intercalaciones de finas capas de pizarras, y hay, también, algunos niveles contruidos por estromatoporoides tabulares, rugosos coloniales y masivos, thamnopóridos y aulopóridos. Su parte media está compuesta por calizas, finamente estratificadas, y niveles delgados de calizas encriníticas oscuras, cuyo carácter lagunar viene indicado por la presencia de estructuras tipo «birdeseyes» y de fósiles de gasterópodos y estromatoporoides ramificados. En la parte superior, entre los niveles Ca-66 y Ca-73, es netamente biostromal, desarrollándose una gran cantidad de formas arrecifales variadas, destacando los tabulados ramificados y briozoos, en las calizas con un mayor contenido en barro, mientras que en las más puras proliferan una gran diversidad de organismos constructores, en posición de vida, tales como estromatoporoides, alveolítidos, *Phillipsastrea*, *Calceola*, y otros elementos. *Stringocephalus*, aparece desde la base de este Miembro, y es muy abundante en los niveles Ca-43 y Ca-60. Los Conodontos son raros.

El Miembro C (fig. 6), se extiende entre los niveles Ca-74 y Ca-125, tiene unos 60 m. de espesor. La parte baja está caracterizada por calizas encriníticas, finamente estratificadas, con algunos estromatoporoides lamelares y masivos, *Phillipsastrea* y tabulados ramificados. Ocasionalmente se desarrollaron algunos niveles biostromales, con thamnopóridos, estromatoporoides ramificados y braquiópodos. Su parte media consta de calizas arcillosas y encriníticas, en las que se observan, a veces, estratificaciones cruzadas y niveles arcillosos con briozoos fenestélidos y crinoideos. La fauna coralina, es generalmente escasa. La parte superior está formada por calizas, más o menos

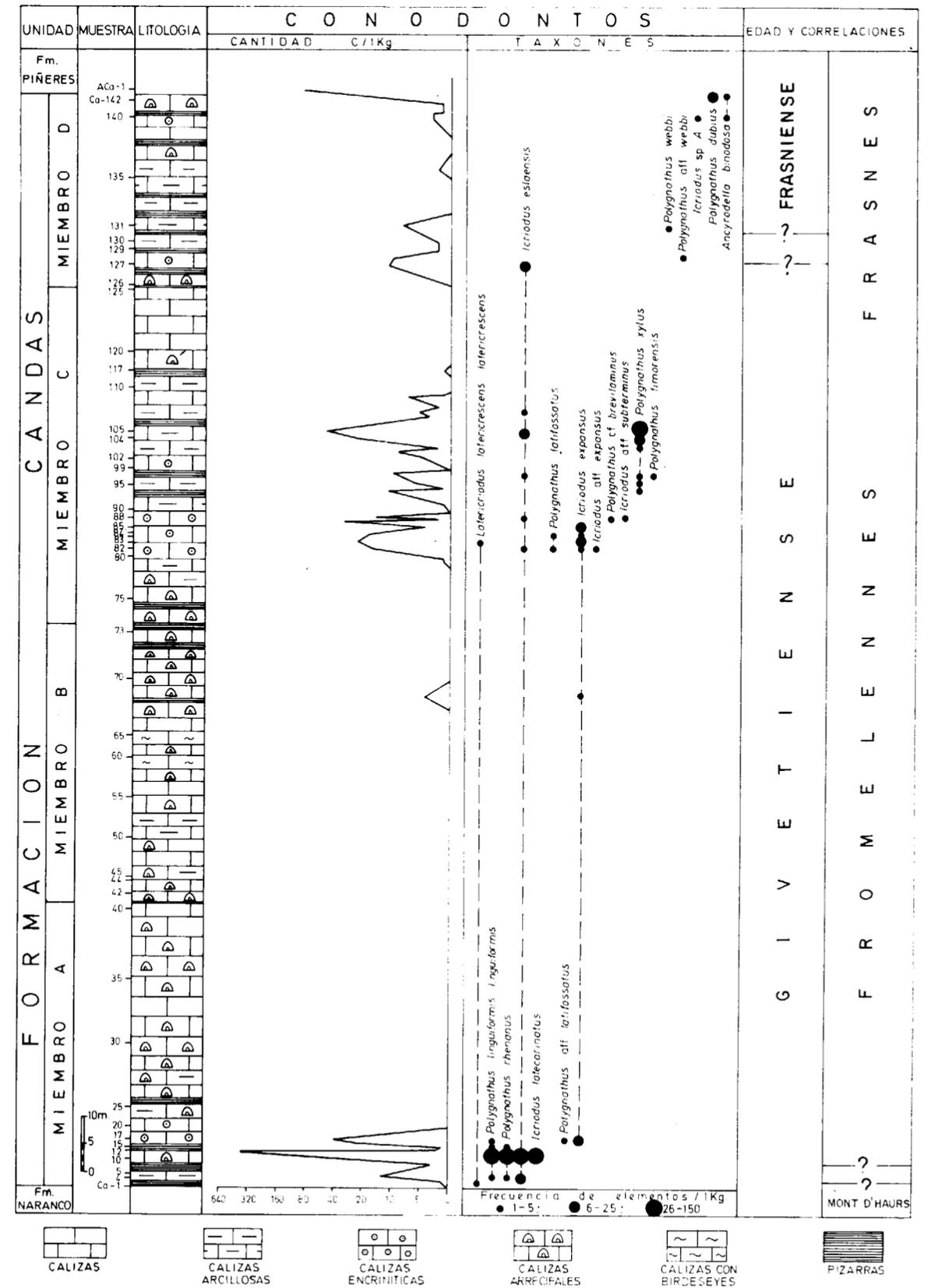


Figura 6.—Sucesión estratigráfica de la Formación Candás en su localidad tipo (Perán, SE de Candás, Asturias). Contenido y distribución de Conodontos. Edad y correlaciones.

masivas, con capas en las que aparecen gran cantidad de estromatoporoides masivos y tabulados. Los Conodontos son abundantes en las partes media y superior del Miembro.

El Miembro D (fig. 6), situado entre los niveles Ca-126 y Ca-142, tiene unos 34 m. de espesor. Comienza con niveles de tabulados ramificados, *Disphyllum* abundante, estromatoporoides, briozoos, crinoideos y braquiópodos. Sobre este nivel, aparecen calizas arcillosas en capas delgadas, calizas nodulosas masivas y pizarras, con crinoideos y briozoos fenestélidos. Algunas unidades coralinas se desarrollan en el Miembro, sobre todo en su porción superior, con importantes desarrollos biotromales de *Disphyllum*, en posición de vida, junto con estromatoporoides lamelares. Los braquiópodos son abundantes y variados. Los aulopóridos, corales solitarios, tentaculites, ostrácodos, serpúlidos, trilobites y restos de peces están también presentes, pero son escasos. Por último, los Conodontos son relativamente abundantes. El Miembro se termina en una capa de pizarras, sobre la que se deposita la Formación suprayacente: las Areniscas de Piñeres, existiendo entre ambas unidades un contacto ondulado, de carácter posiblemente erosivo.

La base de la Formación Piñeres está formada por areniscas rojizas con cemento calcáreo, en las que proliferan los artejos de crinoideos, y han proporcionado algunos Conodontos interesantes.

Contenido en Conodontos

Para determinar el contenido en Conodontos de la sucesión se trataron químicamente unas 153 muestras, cubriendo los diversos niveles (fig. 6). Excepcionalmente, se procesaron también muestras intermedias. La cantidad de roca tratada fue, normalmente, de 1 kg. por muestra, y el número de Conodontos osciló entre 0 y 354 por muestra. En figura 6 se representa el número de Conodontos por kilogramo de muestra. En general, los Conodontos son escasos, pero existen niveles bastante ricos. En ciertos tramos, para obtener buenos ejemplares de especies significativas, se trataron hasta 20 kg. por muestra.

En la sucesión estudiada hemos identificado y descrito especies de cuatro géneros representativos de Conodontos (fig. 6): *Ancyrodella* ULRICH & BASSLER, *Icriodus* BRANSON & MEHL, *Latericriod*

us MULLER y *Polygnathus* HINDE. Pero existen especies de otros géneros, que no describimos por su escaso interés cronostratigráfico, de los cuales señalamos su presencia y repartición en cada Miembro, en previsión de un análisis multielemental que pueda realizarse en el futuro. Son estos: *Roundya* HASS, *Synprioniodina* ULRICH & BASSLER, *Hindeodella* ULRICH & BASSLER, *Ozarkodina* BRANSON & MEHL, *Drepanodus* PANDER, *Spathognathodus* BRANSON & MEHL y *Ligonodina* ULRICH & BASSLER.

En la parte baja del Miembro A los Conodontos son relativamente abundantes. El mayor número corresponde al nivel Ca-12 (fig. 6). La diversidad taxonómica es buena, apareciendo *Latericriodus latericrescens latericrescens*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. rhenanus*, *P. aff. latifossatus*, *Icriodus eslaensis*, *I. latecarinatus*, *I. expansus*, y elementos *Roundya* sp. (en Ca-3 y Ca-17), *Synprioniodina* sp. (en Ca-9, Ca-12 y Ca-17), *Hindeodella* sp. (en Ca-12 y Ca-16), *Ozarkodina* sp. (en Ca-12 y Ca-17). En el resto del Miembro las muestras resultaron negativas para Conodontos.

En el Miembro B los Conodontos son raros; sólo, la parte media, ha arrojado *Icriodus expansus* y *Drepanodus* sp. (en Ca-69).

En el Miembro C hay nuevamente un incremento del número de Conodontos y de la diversidad taxonómica; no obstante, las muestras basales y terminales dieron resultados negativos. Dentro del Miembro se encontraron *Latericriodus latericrescens latericrescens*, *Icriodus eslaensis*, *I. expansus*, *I. aff. expansus*, *I. aff. subterminus*, *Polygnathus latifossatus*, *P. cf. brevilaminus*, *P. xylus*, y elementos de *Spathognathodus* sp. (en Ca-83 y Ca-91), *Hindeodella* sp. (en Ca-88), *Ligonodina* sp. (en Ca-93) y *Ozarkodina* sp. (en Ca-102).

En el Miembro D, si bien la cantidad de Conodontos encontrados no es muy grande, la fauna es bastante diversa. Se han identificado *Icriodus eslaensis*, *Icriodus* sp. A, *Polygnathus webbi*, *P. aff. webbi* y *Ancyrodella binodosa*. En las capas basales de la Formación Piñeres suprayacente, en el nivel A-Ca-1, aparecieron también *Ancyrodella binodosa* y *Polygnathus dubius*.

Otros datos

Se han muestreado otros cortes de la Caliza de Candás para comprobar, en base al contenido

de Conodontos, si pueden establecerse conclusiones de carácter general, con respecto al límite Devónico Medio/Devónico Superior.

Las sucesiones estudiadas fueron:

a) Vigaña (Concejo de Belmonte, Asturias), entre las localidades de Cigüedres y Quintanal, en el flanco NO del Sinclinal de Somiedo (fig. 2).

b) Espinedo (Concejo de Tineo, Asturias), en la carretera N-630, de Oviedo a La Coruña, flanco SE del Sinclinal de Cornellana (fig. 2).

c) Beifar (Concejo de Pravia, Asturias), en el flanco NE del Sinclinal de Cornellana (fig. 2).

d) Coallajú (Concejo de Grado, Asturias), en la carretera comarcal de San Martín de Gurullés a Coalla (fig. 2).

e) Luanco (región costera asturiana), en el acantilado entre la Punta de La Vaca y el saliente del Campo de La Riva (fig. 2).

En tales secciones se realizaron observaciones litológicas y paleontológicas para compararlas con la sección-tipo de la Formación Candás, pero no se abordó el estudio, nivel a nivel, como en dicho caso.

A) Sucesión de Vigaña (fig. 7).—El espesor total de la serie es de unos 217 m. A grandes rasgos, de muro a techo, la Formación Candás comprende:

- Calizas arenosas (6 m.).
- Alternancia de calizas y calizas encriníticas, con braquiópodos (15 m.).
- Calizas y calizas arcillosas, con alguna intercalación pizarrosa, con tabulados, praderas de rugosos, briozoos y crinoideos. Ocasionalmente contienen algunos estromatoporoides (29 m.).
- Calizas esparíticas y algunos niveles de calizas arcillosas, con tabulados, rugosos y braquiópodos (44,5 m.).
- Calizas dolomíticas, calizas arcillosas y pizarras con braquiópodos y crinoideos (32,5 m.).
- Calizas, a veces algo dolomitizadas, y calizas arcillosas, con tabulados, rugosos coloniales, especialmente *Phillipsastrea*, alveolíticos y briozoos (38,5 m.).

— Alternancia de margas y pizarras (6 m.).

— Calizas masivas encriníticas, muy oscuras, y calizas arcillosas, con tabulados ramificados, braquiópodos y briozoos (21,5 m.).

— Calizas arcillosas grises y calizas, en ocasiones dolomitizadas, con tabulados ramificados y masivos, rugosos solitarios y coloniales, estromatoporoides, briozoos, braquiópodos, y algunos tramos de calizas con menor contenido en organismos constructores (24 metros).

Se trataron químicamente 40 muestras de esta sucesión, a razón de un kilogramo de roca por muestra. Los niveles con microfauna significativa, representados en la figura 7, fueron los siguientes; Nivel Vi-39 (a unos 15 m. de la base de la sucesión), con *Polygnathus linguiformis linguiformis* y *Latericriodus latericrescens latericrescens*; Nivel Vi-48 (34 m. sobre la base), con los mismos elementos que el nivel anterior; Nivel Vi-29 (69 m. sobre la base), con *Polygnathus linguiformis linguiformis*; y Nivel Vi-10 (185 m. sobre la base), con *Polygnathus norrisi*.

B) Sucesión de Espinedo (fig. 7).—El espesor aparente es de unos 159 m. Sin embargo, las capas superiores de la Formación Candás están tapadas, por cuya razón la potencia real puede ser algo mayor.

De muro a techo, la serie comprende:

- Calizas rojizas, muy recristalizadas, arenosas en la parte más baja (en el contacto con la Formación Naranco) y arcillosas hacia el techo, ricas en crinoideos (35 m.).
- Calizas grises, recristalizadas, a veces arcillosas o arenosas, con braquiópodos y corales solitarios, fundamentalmente (29 m.).
- Pizarras grises, con braquiópodos, crinoideos, rugosos solitarios, tabulados y briozoos (4 metros).
- Alternancia de calizas y calizas arcillosas, con briozoos, tabulados ramificados y masivos, estromatoporoides, *Alveolites*, rugosos coloniales tipo «*Phillipsastrea*» y gasterópodos (91 metros). Los mismos organismos constructores son especialmente abundantes en las últimas capas de este tramo.

El número de muestras procesadas, para la ob-

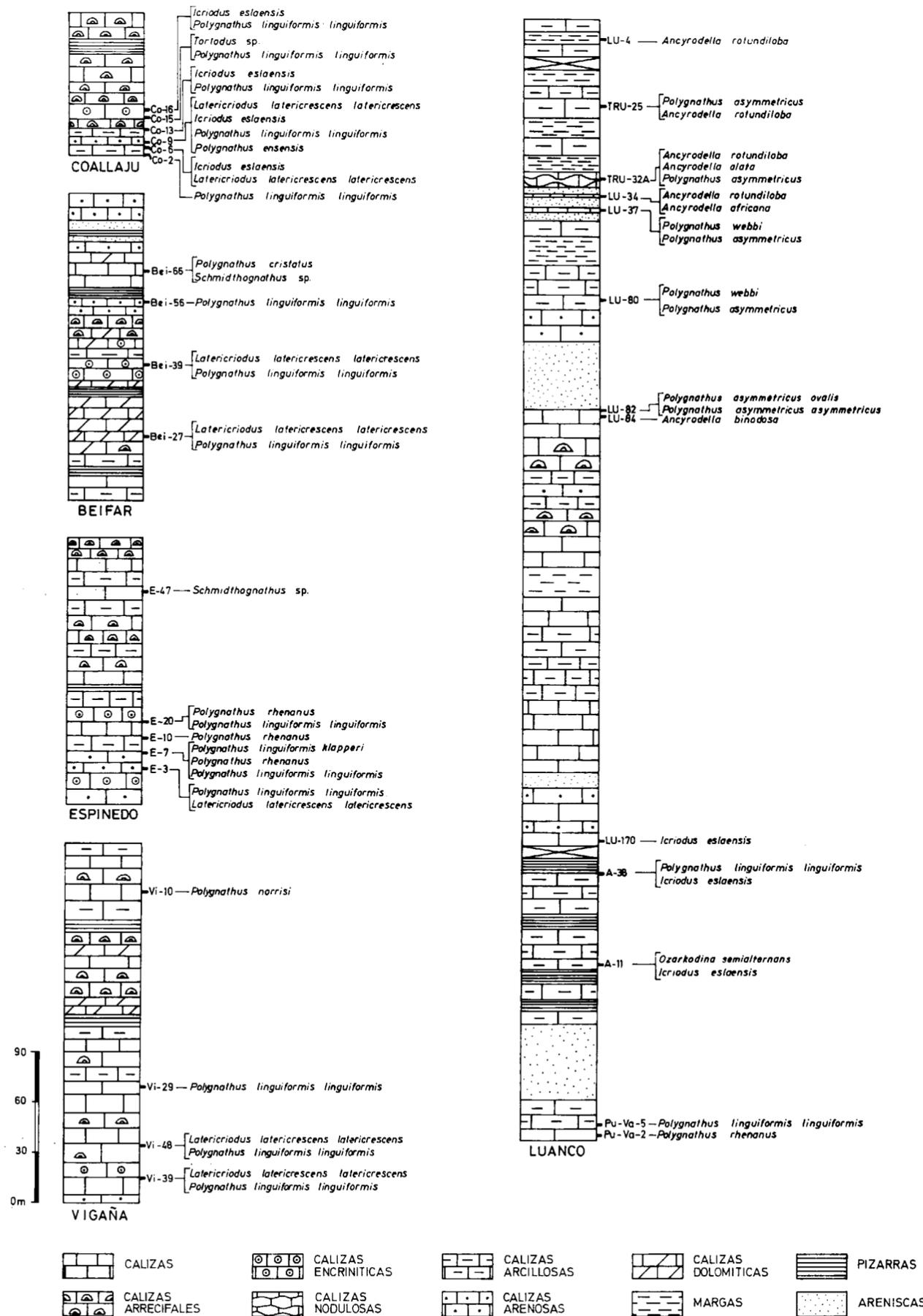


Figura 7.—Sucesión estratigráfica de la Formación Candás en diferentes localidades. Distribución de Conodontos significativos.

tención de Conodontos, fue de 50, a razón de 1 kg. por muestra. Formas significativas aparecieron en los siguientes niveles (fig. 7): E-3 (a 21,75 m. sobre la base), con *Latericriodus lat. latericrescens* y *Polygnathus linguiformis linguiformis*; E-7 (a 31 metros sobre la base), con *P. linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis klapperi* y *P. rhenanus*; E-10 (a 33,7 m. sobre la base), con *P. rhenanus*; E-20 (a 50 m. sobre la base), con *P. linguiformis linguiformis* y *P. rhenanus*; y E-47 (a 126,65 m. sobre la base), con *Schmidthognathus* sp.

C) Sucesión de Beifar (fig. 7).—El espesor medido es de unos 183 m. El límite superior de la Formación Candás, se situó, convencionalmente, en unos niveles con calizas arenosas, con muchos braquiópodos y tabulados ramificados, mientras el paso de la Formación infrayacente se produce de manera gradual.

De muro a techo, la sucesión está formada por:

- Calizas y calizas arcillosas, con thamnopóridos, rugosos solitarios, braquiópodos, crinoideos y briozoos (16 m.).
- Alternancia de calizas y calizas arcillosas, con niveles finos de calizas encriníticas, con braquiópodos, rugosos, thamnopóridos y briozoos (13,5 m.).
- Calizas dolomíticas, con abundantes organismos constructores tales como *Alveolites*, tabulados ramificados, estromatoporoides, etc. (8 m.).
- Calizas grises dolomitizadas (28 m.).
- Pizarras y dolomías, en capas alternantes (10 metros).
- Alternancia de calizas encriníticas, calizas arenosas y calizas arcillosas, con crinoideos, braquiópodos, rugosos solitarios y algunos estromatoporoides lamelares (18,5 m.).
- Calizas dolomitizadas en parte, con crinoideos, tabulados masivos y ramificados y rugosos (12,5 m.).
- Calizas y calizas arcillosas, con abundante fauna arrecifal, estromatoporoides masivos y ramificados, rugosos tipo «*Phillipsastrea*», etcétera (8,5 m.).
- Alternancia de pizarras y calizas arenosas,

con braquiópodos silicificados y rugosos (16 metros).

- Calizas, dolomitizadas hacia el techo (21 m.).
- Calizas arenosas y niveles delgados de areniscas, con braquiópodos y tabulados ramificados (31 m.).

Para la obtención de Conodontos, se obtuvieron más de 70 muestras, tratándose 1 kg. de roca por muestra. Los niveles más representativos en cuanto a su contenido en Conodontos, señalados en la figura 7, fueron los siguientes: Bei-27 (a 40,75 m. sobre la base) y Bei-39 (a 82,05 m. sobre la base), ambos con *Polygnathus linguiformis linguiformis* y *Latericriodus latericrescens latericrescens*; Bei-56 (a 119,3 m. de la base), con *P. linguiformis linguiformis*; Bei-66 (a 138 m. sobre la base), con *Schmidthognathus* sp. y *Polygnathus cristatus*.

D) Sucesión de Coallajú (fig. 7).—El espesor de la Caliza de Candás, en esta localidad, es de unos 88 m., debido a la existencia probable de una laguna estratigráfica, que comprende una gran parte de los términos calcáreos de dicha Formación y, prácticamente, el resto de las Formaciones devónicas siguientes, depositándose sobre los 88 m. referidos, la Formación Cándamo (Fameñense Superior-Turnesiense?), en disposición aparentemente concordante.

De muro a techo, la sucesión presente, consta de:

- Calizas arenosas, calizas arcillosas y pizarras, con crinoideos, braquiópodos y rugosos. Ocasionalmente, aparecen también tabulados masivos y ramificados y estromatoporoides (22,5 m.).
- Calizas con briozoos, crinoideos, braquiópodos y algún coral rugoso (9,5 m.).
- Calizas con estromatoporoides masivos y lamelares, rugosos coloniales, tipo «*Phillipsastrea*», tabulados masivos, thamnopóridos y gasterópodos (30,5 m.).
- Calizas dolomitizadas y pizarras, con rugosos, tabulados masivos y ramificados (16 m.).
- Calizas con rugosos tipo «*Phillipsastrea*», estromatoporoides masivos y tabulados (11 metros).

Los niveles con faunas de Conodontos representativos, se señalan en la figura 7 y proporcionaron

los siguientes elementos: Co-2 (a 2,2 m. de la base), *Polygnathus linguiformis linguiformis*; Co-6 (a 6,15 metros sobre la base), *Latericriodus latericrescens latericrescens* e *Icriodus eslaensis*; Co-9 (a 9,05 m. sobre la base), *L. latericrescens latericrescens*, *I. eslaensis*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, y *P. ensensis*; Co-13 (a 17,75 m. sobre la base), *I. eslaensis* y *P. linguiformis linguiformis*; Co-15 (a 25 metros sobre la base), *Tortodus* sp. y *P. linguiformis linguiformis*; y Co-16 (a 29 m. sobre la base), *I. eslaensis* y *P. linguiformis linguiformis*.

Los niveles basales de la Formación Cándamo, suprayacente, proporcionaron también Conodontos: *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus ultimus* y *B. spinulicostatus* (determinados por J. R. MENÉNDEZ-ALVAREZ, del Departamento de Paleontología de Oviedo), de edad Famenienense Superior.

E) Sucesión de Luanco (fig. 7).—El espesor total de la Formación Candás, en esta localidad, es de 655 m. La serie comprende calizas margosas, margas oscuras y pizarras, con varios niveles de areniscas, algunos bastante importantes. La proporción de calizas masivas, es menor que la que habitualmente existe en otros cortes de la Formación. Esta sucesión fue descrita, desde el punto de vista litológico, y estudiada por lo que se refiere a su contenido en Conodontos, por GARCÍA-LÓPEZ (1976) (1).

(1) Posteriormente a la redacción de esta memoria, GARCÍA-ALCALDE (1985) ha llegado a una nueva interpretación de la posición estratigráfica de los tramos más altos de la Formación Candás en esta zona. Según él, el alcance que habría que dar a dicha Formación debiera restringirse, en el sentido de no sobrepasar los niveles de calizas biostromales que existen en la terminación SE del Saliente de Boletos, en el Astillero (cf. *op. cit.*, p. 84, figura 1), es decir, las capas con Lu-82 (fig. 7). Consecuentemente, la secuencia suprayacente, constituida por areniscas seguidas de lutitas y margas que afloran por encima hasta la Punta de Rebolleres quedarían incluidas en la Formación Piñeres de RADIG (1962).

La reinterpretación de GARCÍA-ALCALDE (1985) plantea nuevamente el problema de la correlación de la Formación Candás, en las sucesiones de Perán y Luanco, que ya había sido advertido previamente. En efecto, GARCÍA-LÓPEZ (1976), TRUYOLS & JULIVERT (1976) y JULIVERT, TRUYOLS & VERGÉS (1983), pusieron de manifiesto las dificultades de comparación entre ambas series, debido a diferentes causas. No obstante, en estos trabajos, el intervalo detrítico y margoso de la parte superior de la sucesión de Luanco, se ha incluido constantemente dentro de la Formación Candás, del mismo modo que lo había considerado RADIG (1962). La misma interpretación seguimos man-

El mayor espesor que presenta la Formación, en este corte, fue interpretado por RADIG (1962), como debido a la existencia de una cierta subsidencia en el área. La diferencia de régimen sedimentario, respecto al corte-tipo de Perán, hace pensar en efecto en una posición más distal de la serie sobre la plataforma continental.

En la figura 7, se representan los niveles más significativos, desde el punto de vista de su contenido en Conodontos: en Pu-Va-2 (a 3 m. sobre la base), hay *Polygnathus rhenanus*; en Pu-Va-5 (a 9 m. sobre la base), *Polygnathus linguiformis linguiformis*; en A-11 (a 105 m. sobre la base), *Ozarkodina semialternans* e *Icriodus eslaensis*; en Lu-170 (171 m. sobre la base), *I. eslaensis*; en Lu-84 a 424,5 m. sobre la base), *Ancyrodella binodosa*; en Lu-82 (a 427,5 m. sobre la base), *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* y *P. asymmetricus ovalis*; en Lu-80 (a 493,5 m. sobre la base) y en Lu-37 (a 547 m. sobre la base), *Polygnathus webbi* y *P. asymmetricus*; en Lu-34 (a 556 m. sobre la base), *Ancyrodella africana* y *Ancyrodella rotundiloba*; en TRU-32A a 565 m. sobre la base), *Ancyrodella rotundiloba*, *Ancyrodella alata* y *P. asymmetricus*; en TRU-25 (a 608 m. sobre la base), *Ancyrodella rotundiloba* y *P. asymmetricus*; y en Lu-4 (a 650 m. sobre la base), *Ancyrodella rotundiloba*.

CONODONTOS DE LAS FORMACIONES PORTILLA Y NOCEDO

Revisión histórica

El término «*Calcaires de la Portilla*», fue acuñado por COMTE (1936a, 1959), para designar una serie calcárea arrecifal, de unos 60 m. de espesor, comprendida entre sus «*Grès et Schistes de Huergas*» y sus «*Grès de Nocedo*». La sección-tipo está situada cerca del Arrollo de la Portilla, antes de

teniéndola provisionalmente en este trabajo. Decidir si esta serie terminal de areniscas, lutitas y margas ha de incluirse dentro de la Formación Candás o la Formación Piñeres, o incluso si podría representar una Formación distinta (que en principio no se observa en otras áreas) es una cuestión abierta a debate. Para ello será preciso realizar previamente un análisis comparado de las series sedimentarias implicadas y sus correspondientes relaciones espacio-temporales, lo cual escapa naturalmente de los límites de este trabajo, pero que sin duda deberá abordarse en un futuro próximo.

su confluencia con el río Torio, 13 km. al E de Huergas de Gordón (provincia de León).

En varias secciones de la región leonesa, COMTE (1959) observó sobre la Formación Portilla s. str., la presencia de una unidad, más o menos calcárea («*Calcaire de Valdoré*»=«*Caliza de Crémenes*», de RUPKE, 1965, según EVERS, 1967), que interpretó como una variación lateral de facies de la Arenisca de Nocedo, a veces difícil de separar de la Caliza de Portilla.

El espesor de la Arenisca de Nocedo fue estimado por COMTE (1959), en unos 500 m. o más.

COMTE (1936a y 1959), y la mayoría de autores posteriores, dataron la Formación Portilla como Givetiense-Frasniense (Fromelennes). No obstante, MOHANTI (1972), situó el límite Eifelense-Givetiense en los 10 últimos metros de la Formación. Basándose en parte en los datos aportados por MOHANTI, REIJERS (1972), estableció, con ciertas reservas, que la Formación Portilla, comprendería los límites Eifelense/Givetiense y Givetiense/Frasniense, concluyendo que, de manera general, la base de la Formación sería más antigua en el norte del área del autóctono del Esla que en el sur. REIJERS (*op. cit.*, p. 179, tab. 2), sugirió diferentes edades para las distintas sucesiones situadas entre el área del río Esla y el Embalse del Luna: Eifelense-Frasniense, Givetiense-Frasniense, o sólo Givetiense.

ADRICHEM-BOOGAERT (1967), apuntó, en base a los datos obtenidos con Conodontos y braquiópodos, que en el área del río Esla, la Formación Portilla tiene una edad Givetiense Medio o Superior al Frasniense Medio.

La base de la Formación fue interpretada como del Givetiense Superior, por GARCÍA-ALCALDE & ARBIZU (1976).

FRANKENFELD (1981) estudió diversas sucesiones de la Formación Portilla, en el área de los ríos Bernesga y Esla, y en los Sinclinales de Alba, Pedroso, Palomar y Somiedo. Con los datos obtenidos mediante el análisis de Conodontos y ostrácodos y con los de otros autores, sobre diferentes grupos fósiles, integró la mayor parte de la Formación en el Givetiense Superior y supuso que su techo era diacrónico, hasta el punto de que las últimas capas tendrían, a lo largo de la cuenca, una edad Givetiense Superior, Frasniense Inferior o, incluso, Frasniense Medio.

En algunas secciones, por otra parte, la edad del techo de la Formación, es difícil de establecer, debido al hecho de que no es bien conocido el alcance temporal preciso de las Biozonas de Conodontos representados. Además, en ocasiones, las diferencias en la edad asignada a la Formación Portilla, por diferentes autores, se deben a la dificultad de trazar su límite con la de Nocedo, cuando el tránsito entre ambas se produce a través de una secuencia más o menos carbonatada (problema de la extensión y límites de las Calizas de Valdoré, *sensu* COMTE).

La sección situada al S de Huergas de Gordón, fue datada por GARCÍA-ALCALDE et al. (1979), como del Givetiense Superior, considerando como tal, a términos equivalentes a la Formación de Fromelennes, de las Ardenas. El Frasniense, para dichos autores, se iniciaría en términos equivalentes a la base de la «*Assise de Frasnes*» (F2a), de las Ardenas, dentro de la Formación Nocedo.

La Formación Nocedo fue datada por COMTE (1959), como Frasniense, salvo las últimas capas que serían ya del Famenienense; GARCÍA-ALCALDE et al. (1979), por el contrario, estimaron que la serie-tipo, situada al S de Huergas de Gordón, sería Givetiense Superior a Frasniense.

Discusiones más recientes sobre la edad y carácter de estas unidades litostratigráficas, pueden encontrarse en BUGGISH et al. (1982), HERBIG y BUGGISH (1984), RAVEN (1983), GARCÍA-ALCALDE et al. (1985) y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ et al. (1985).

Descripción de la sucesión en la localidad de Huergas de Gordón (provincia de León). Contenido en Conodontos

Para el estudio de las Formaciones Portilla y Nocedo, se escogió como sección básica, la situada al S de Huergas de Gordón (fig. 2), en el flanco N del Sinclinal de Alba, comprendiendo el estratotipo de la segunda y situada en la misma unidad estructural que el estratotipo de la primera.

El espesor de la Formación Portilla es de 57 a 58 m. Su límite superior es poco claro, debido a que se sitúa en una zona de aluvionamiento. Convencionalmente, se sitúa en este trabajo, en el nivel de calizas impuras, situadas sobre el nivel HUG-34 (fig. 8).

De la Formación Nocedo, en esta sección, se

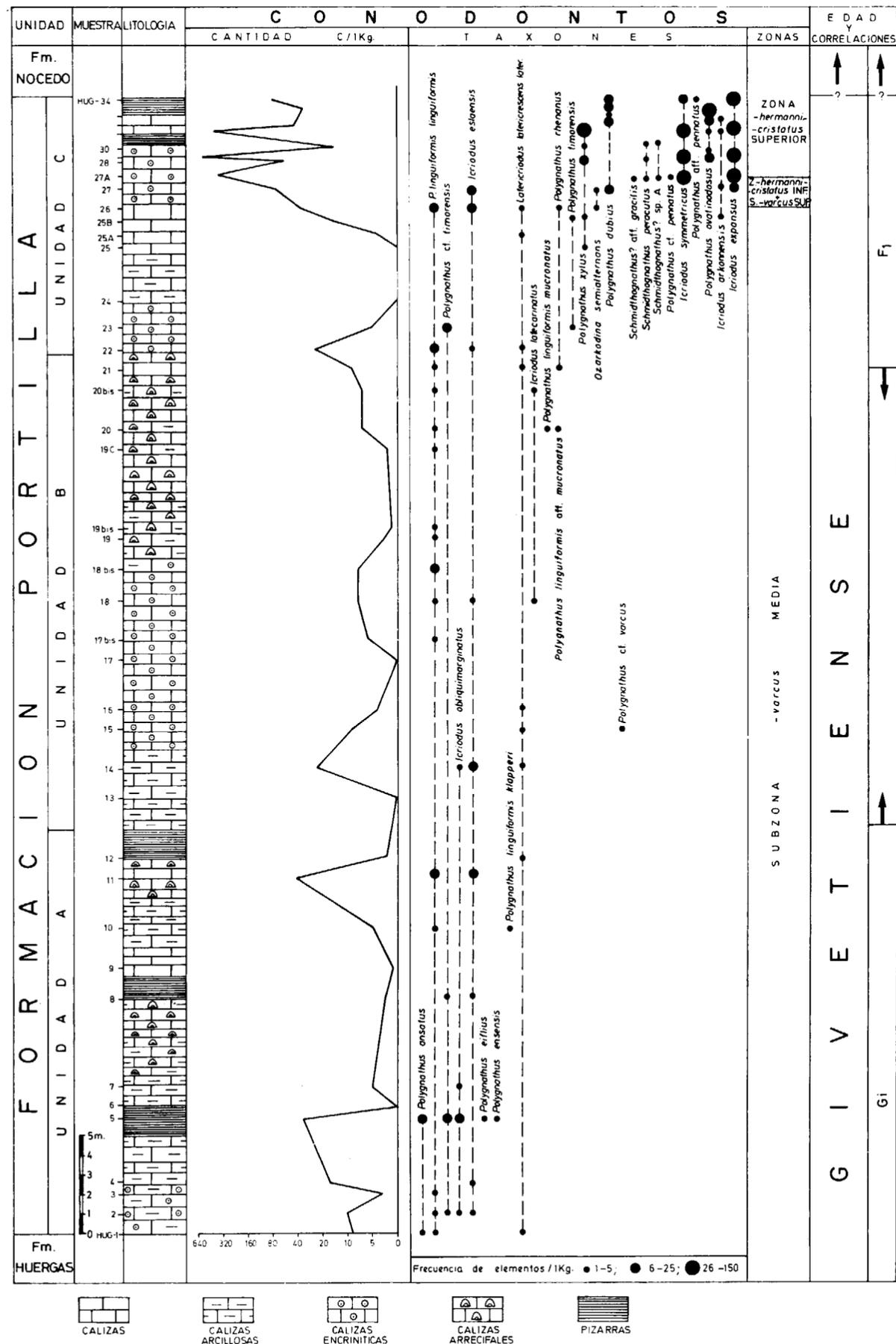


Figura 8.—Sucesión estratigráfica de la Formación Portilla en la sección situada al sur del pueblo de Huergas de Gordón (León). Contenido y distribución de Conodontos. Edad y correlaciones.

describen sólo los 253 m. basales, que es donde se han encontrado muestras positivas de Conodontos. A unos 140 m. sobre el techo de la Formación Portilla, se desarrolla una unidad calcárea de unos 48 m. de potencia, conteniendo una interesantísima fauna de Conodontos; más arriba, la Formación Nocedo continúa desarrollándose en facies fundamentalmente detríticas, con algunos niveles calcáreos (fig. 9).

Ambas Formaciones consideradas, en la zona estudiada, afloran en sucesión normal; las capas tienen una dirección E-O, buzando 70°-80° S; no se observan pliegues ni fallas importantes, dentro de la secuencia analizada.

De acuerdo con sus características litológicas y paleontológicas, la serie estudiada fue subdividida en cinco unidades, por GARCÍA-ALCALDE et al. (1979). Esta subdivisión es adoptada en el presente trabajo, con nuevas precisiones. Las unidades A, B y C corresponden a la Formación Portilla (figura 8), y las unidades D y E, a la Formación Nocedo (fig. 9).

La Unidad A (fig. 8), comprende los niveles HUG-1 a HUG-12/13, tiene unos 21 m. de espesor y está compuesta por calizas arcillosas, a veces dolomitizadas, con intercalaciones de margas y pizarras. Presenta algunos niveles con organismos arrecifales, como estromatoporoides, corales rugosos, tabulados lamelares y ramificados, crinoideos, blastoideos, y briozoos fenestélidos. Los niveles con alto contenido en barro han proporcionado también una fauna de gasterópodos, braquiópodos y trilobites. Algunos niveles suministraron Conodontos.

La Unidad B (fig. 8) abarca los niveles HUG-12/13 a HUG-21/22, tiene unos 24 m. de espesor y consta de calizas arcillosas, en sus tramos basales y superiores, y de calizas masivas en su parte media. Es una unidad predominantemente biotromal, con estromatoporoides lamelares y masivos, tabulados ramificados, rugosos coloniales como *Phillipsastrea*, y otros. En sus partes basal y superior, hay briozoos fenestélidos, crinoideos y gasterópodos. Los braquiópodos y Conodontos no son muy abundantes.

La Unidad C (fig. 8), de HUG-21/22 a HUG-34/35, tiene unos 13 m. de potencia y consta de calizas algo arenosas y de calizas puras, en ocasiones dolomitizadas. Cerca del techo hay una alternancia de capas pizarrosas y bancos finos de calizas.

Los elementos coralinos son escasos; son frecuentes los crinoideos y los briozoos. Los braquiópodos y Conodontos son abundantes y los trilobites sólo se encuentran ocasionalmente.

La Unidad D (fig. 9), se extiende de HUG-34/35 a HUG-51, tiene unos 132 m. de espesor y consta de areniscas de tonos anaranjados y amarillentos, con intercalaciones pizarrosas en su parte inferior. En algunos niveles, ha aparecido una fauna decalcificada y muy mal conservada, de crinoideos, briozoos y braquiópodos. Los corales son raros. Ningún nivel ha suministrado Conodontos.

La Unidad E (fig. 9), comprende de HUG-51B a HUG-57C, tiene unos 48 m. de potencia y consta de calizas esparíticas rojizas. En su base, hay niveles con oolitos de hematites. Los organismos más abundantes son los crinoideos. La mayor parte de niveles muestreados, suministraron Conodontos. En las partes inferior y superior, los braquiópodos son, relativamente, abundantes.

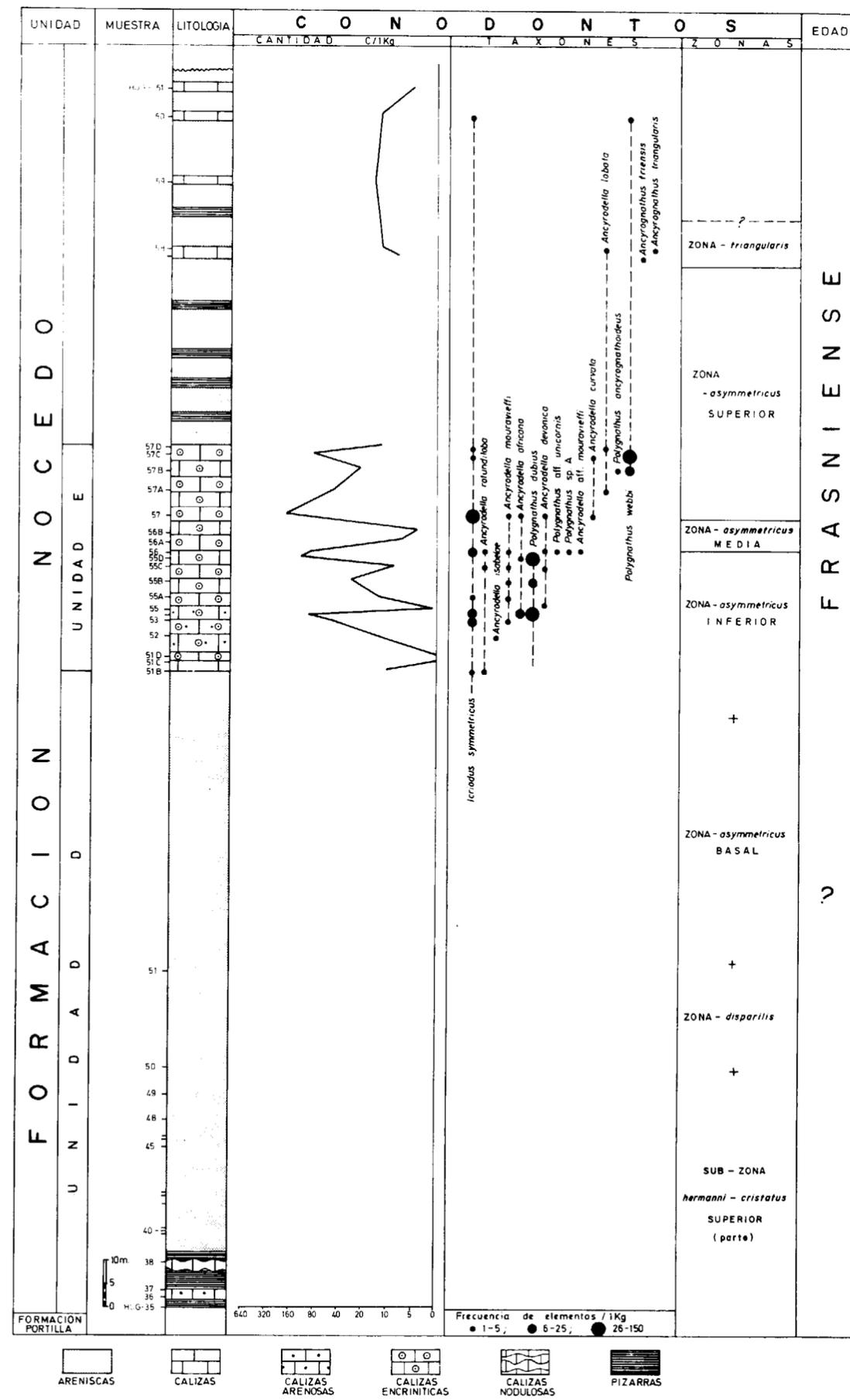
Sobre la Unidad E, la sucesión de la Formación Nocedo es aún bastante potente. Los 70 primeros metros, sobre E, presentan intercalaciones calcáreas (dentro de la secuencia general de areniscas de tonos rosados, amarillentos y blancos), con abundantes crinoideos y braquiópodos y Conodontos escasos, aunque muy representativos.

Contenido en Conodontos

Se trataron químicamente más de 75 muestras de la serie. La cantidad de roca tratada fue normalmente de 1 kg. por muestra. El número de Conodontos por kilogramo osciló entre 0 y 558. Excepcionalmente, en algunos niveles se trataron hasta 10 kilogramos de roca por muestra, a fin de obtener ejemplares bien conservados y completos de formas significativas.

En general, los Conodontos son bastante abundantes en la Formación Portilla; en cambio, en la Arenisca de Nocedo sólo se encontraron en la Unidad E y en los tramos calcáreos superiores. La falta de Conodontos en los otros niveles de esta Formación se debe sin duda a su carácter detrítico. En figuras 8 y 9 se representa gráficamente el número de Conodontos por kilogramo de muestra.

A lo largo de la serie Formación Portilla-Formación Nocedo (parte), se encontraron especies



de siete géneros representativos: *Icriodus* BRANSON & MEHL, *Latericriodus* MULLER, *Polygnathus* HINDE, *Ozarkodina* BRANSON & MEHL, *Schmidthognathus* ZIEGLER, *Ancyrodella* ULRICH & BASSLER y *Ancyrognathus* BRANSON & MEHL. Asimismo, aparecieron otros taxones, que no se describen por su escaso valor cronostratigráfico. Sin embargo, creemos de interés mencionar su presencia y repartición, en previsión de un análisis multielemental que pueda realizarse con posterioridad. Los géneros representados de este tipo de formas, fueron: *Bryanthodus* ULRICH & BASSLER, *synprioniodina* ULRICH & BASSLER, *Scolopodus* PANDER, *Hindeodella* ULRICH & BASSLER, *Panderodus* ETHINGTON, *Coelocerodontus* ETHINGTON, *Neoprioniodus* RHODES & MULLER, *Roundya* HASS, *Lonchodina* ULRICH & BASSLER, *Angulodus* HUDBLE, *Ligonodina* ULRICH & BASSLER, *Trichonodella* BRANSON & MEHL y *Nothognatella* BRANSON & MEHL.

En la Unidad A (fig. 8) los Conodontos son relativamente abundantes y diversos, apareciendo *Polygnathus ansatus*, *P. linguiformis linguiformis*, *P. cf. timorensis*, *P. eiflius*, *P. ensensis*, *P. linguiformis klapperi*, *Icriodus obliquimarginatus*, *I. eslaensis*, *Latericriodus latericrescens latericrescens*, y elementos de *Bryanthodus* sp. (en HUG-1 y HUG-4), *Synprioniodina* sp. (en HUG-1 y HUG-11), *Scolopodus* sp. (en HUG-2 y HUG-7), *Hindeodella* sp. (en HUG-2 y HUG-11), *Panderodus* sp. (en HUG-5 y HUG-7) y *Coelocerodontus* sp. (en HUG-10 y HUG-11).

La Unidad B (fig. 8) proporcionó también una fauna abundante y variada, con *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis mucronatus*, *P. linguiformis aff. mucronatus*, *P. rhenanus*, *P. cf. varcus*, *P. cf. timorensis*, *Icriodus obliquimarginatus*, *I. eslaensis*, *I. latecarinatus*, *Latericriodus latericrescens latericrescens*, y elementos de *Scolopodus* sp. (en HUG-21), *Hindeodella* sp. (en HUG-16c), *Coelocerodontus* sp. (en HUG-14, HUG-15, HUG-17b, HUG-19, HUG-19c, HUG-20 y HUG-20b), *Neoprioniodus* sp. (en HUG-20) y *Roundya* sp. (en HUG-20b).

El mayor número de Conodontos se encontró en la Unidad C, especialmente en su techo (fig. 8). El nivel HUG-29, con 550 Conodontos/Kg., es el más rico de todos. La diversidad es, también, alta, con *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. timorensis*, *P. cf. timorensis*, *P. rhenanus*, *P. xylus*, *P. dubius*, *P. cf. pennatus*, *P. aff. pennatus*, *P. ova-*

tinodosus, *Icriodus eslaensis*, *I. symmetricus*, *I. arkonensis*, *I. expansus*, *Latericriodus latericrescens latericrescens*, *Ozarkodina semialternans*, *Schmidthognathus? aff. gracilis*, *S. peracutus*, *S.?* sp. A, y elementos de *Hindeodella* sp. (en HUG-28), *Coelocerodontus* sp. (en HUG-27), *Lonchodina* sp. (en HUG-27 y HUG-29), *Ozarkodina* sp. (en HUG-27, HUG-28 y HUG-32), *Angulodus* sp. (en HUG-28) y *Ligonodina* sp. (en HUG-32).

La Unidad D no proporcionó Conodontos (figura 9). En los tramos basales hay algunos niveles calcáreos, pero su tratamiento resultó negativo. Varias muestras de las areniscas con cemento calcáreo, que constituyen la mayor parte de la Unidad, fueron tratadas con ácido acético, en concentración superior a la utilizada para calizas, sin resultados satisfactorios; sólo una fracción mínima de la muestra sometida al proceso se disolvía y los residuos no contenían Conodontos.

En la Unidad E (fig. 9) los Conodontos son abundantes taxonómica y numéricamente. Del nivel HUG-57, se extrajeron hasta 194 Conodontos/kilogramo. Taxones representados son: *Icriodus symmetricus*, *Ancyrodella rotundiloba*, *A. isabelae*, *A. mouravieffi*, *A. aff. mouravieffi*, *A. curvata*, *A. lobata*, *A. africana*, *A. devonica*, *Polygnathus dubius*, *P. aff. unicornis*, *P. sp. A*, *P. ancyrognathoides*, *P. webbi*, y elementos de *Synprioniodina* sp. (en HUG-51B, HUG-54 y HUG-57), *Hindeodella* sp. (en HUG-53, HUG-54, HUG-55B, HUG-55D y HUG-57), *Neoprioniodus* sp. (en HUG-54, HUG-55D y HUG-56), *Roundya* sp. (en HUG-56), *Lonchodina* sp. (en HUG-54, HUG-55B, HUG-56, HUG-57, HUG-57B), *Ozarkodina* sp. (en HUG-51B, HUG-52, HUG-53, HUG-54, HUG-55B, HUG-55D, HUG-56, HUG-57, HUG-57B y HUG-57C), *Angulodus* sp. (en HUG-54 y HUG-56), *Ligonodina* sp. (en HUG-53, HUG-55B, HUG-56, HUG-57, HUG-57A, HUG-57B y HUG-57C), *Trichonodella* sp. (en HUG-53, HUG-54 y HUG-57), *Bryanthodus* sp. (en HUG-51B, HUG-55B, HUG-56, HUG-57, HUG-57A, HUG-57B y HUG-57C) y *Nothognatella* sp. (en HUG-57B).

En los siguientes 70 metros, sobre la Unidad E, aparecen algunos niveles calcáreos, que proporcionaron algunos Conodontos importantes, como *Ancyrodella lobata*, *Ancyrognathus triangularis*, *A. tsiensi*, *Polygnathus webbi*, y elementos de *Coelocerodontus* sp. (2 m. debajo del nivel HUG-58).

Figura 9.—Sucesión estratigráfica de la Formación Nocedo, en la sección situada al sur del pueblo de Huergas de Gordón (León). Contenido y distribución de Conodontos. Edad y correlaciones.

Otros datos

Se han analizado varios muestreos de otras secciones de la Formación Portilla, diferentes de la de Huergas de Gordón que acabamos de estudiar, con el objeto de extender las conclusiones estratigráficas. Estas secciones, fueron:

a) Vega de Gordón (N de Pola de Gordón, León), en el flanco septentrional del Sinclinal de Pedroso, en la carretera Oviedo-León, N-630, junto al pueblo del mismo nombre (fig. 2).

b) Lago del Valle, en el flanco SO del Sinclinal de Somiedo, en la margen izquierda de la senda de Torrestío al Lago del Valle (fig. 2).

c) La Cueta, en el flanco E del Sinclinal de La Cueta, cerca de la localidad del mismo nombre (figura 2).

d) Meroy, en el flanco E del Sinclinal de La Vega de los Viejos, cerca de la localidad del mismo nombre (fig. 2).

En las secciones referidas el estudio litológico y paleontológico ha sido sumario, enfocado a determinar la situación y contenido en Conodontos de un número reducido de muestras. De las muestras tratadas pocas dieron resultados satisfactorios: es necesario, sin duda, realizar en el futuro muestreos más intensivos, a fin de obtener una información más amplia.

A) Sucesión de Vega de Gordón (fig. 10).—El espesor total de la Formación Portilla es de unos 150 m. De muro a techo, está constituida por:

- Calizas encriníticas grises, con algunas intercalaciones pizarrosas y fauna de braquiópodos, tabulados y rugosos solitarios. Hacia la base tiene un nivel oolítico (16,5 m.).
- Caliza gris, con braquiópodos, briozoos y crinoideos; en el techo la caliza se hace algo arenosa (9 m.).
- Caliza gris, con tetracoralaris solitarios y coloniales, tipo «Phillipsastrea», fragmentos de estromatoporoides, y braquiópodos y crinoideos (8 m.).
- Alternancia de calizas y calizas arcillosas, con braquiópodos, crinoideos, rugosos, tabulados ramificados. En la base hay tramos de calizas encriníticas (12 m.).
- Tapado por derrubios (13 m.).

— Caliza gris arrecifal, con estromatoporoides, *Alveolites* masivos, tabulados ramificados, rugosos tipo «Phillipsastrea», briozoos, crinoideos y braquiópodos (19 m.).

— Calizas arcillosas, con algunos niveles de pizarras, con rugosos tipo «Phillipsastrea», rugosos y braquiópodos atripidos. Hacia el techo hay un nivel de calizas nodulosas con braquiópodos (8 m.).

— Calizas grises encriníticas, con algunos braquiópodos (19 m.).

— Dolomías arenosas y calizas dolomitizadas (24 metros).

— Calizas encriníticas gris-rojizas (7,5 m.).

— Dolomías arenosas (14 m.).

Los niveles con faunas significativas (fig. 10) son los siguientes: Ve-1 (misma base de la sucesión), con *Polygnathus ansatus*; Ve-3 (a 3,5 m. sobre la base), con *Icriodus obliquimarginatus*; Ve-6 (a 7,45 metros sobre la base), con *Polygnathus linguiformis linguiformis*; Ve-10 (a 11,35 m. sobre la base), con *P. linguiformis linguiformis* y *P. rhenanus*; Ve-11 (a 12,75 m. sobre la base), con *P. linguiformis linguiformis*; Ve-12 (a 13,75 m. sobre la base), con *Latericriodus latericrescens latericrescens* e *Icriodus latecarinatus*; Ve-14 (a 16,35 m. sobre la base), con *Latericriodus latericrescens latericrescens*; Ve-16 (a 17,15 m. sobre la base), con *Polygnathus linguiformis linguiformis*; Ve-20 (a 20,35 m. sobre la base), con *Polygnathus varcus*; y Ve-44 (a 28,95 metros sobre la base), con *P. linguiformis linguiformis*.

B) Sucesión de Lago del Valle (fig. 10).—El espesor de la Fm. Portilla, en esta localidad, es de unos 126 m. De base a techo, la serie está constituida por:

- Calizas arenosas, con crinoideos y algunos corales y braquiópodos (6 m.).
- Calizas con chert y calizas arenosas, con corales y crinoideos (15 m.).
- Calizas arcillosas, con corales, crinoideos, braquiópodos, briozoos y algún gasterópodo (13,5 m.).
- Calizas micríticas (7,5 m.).
- Tapado (9,75 m.).

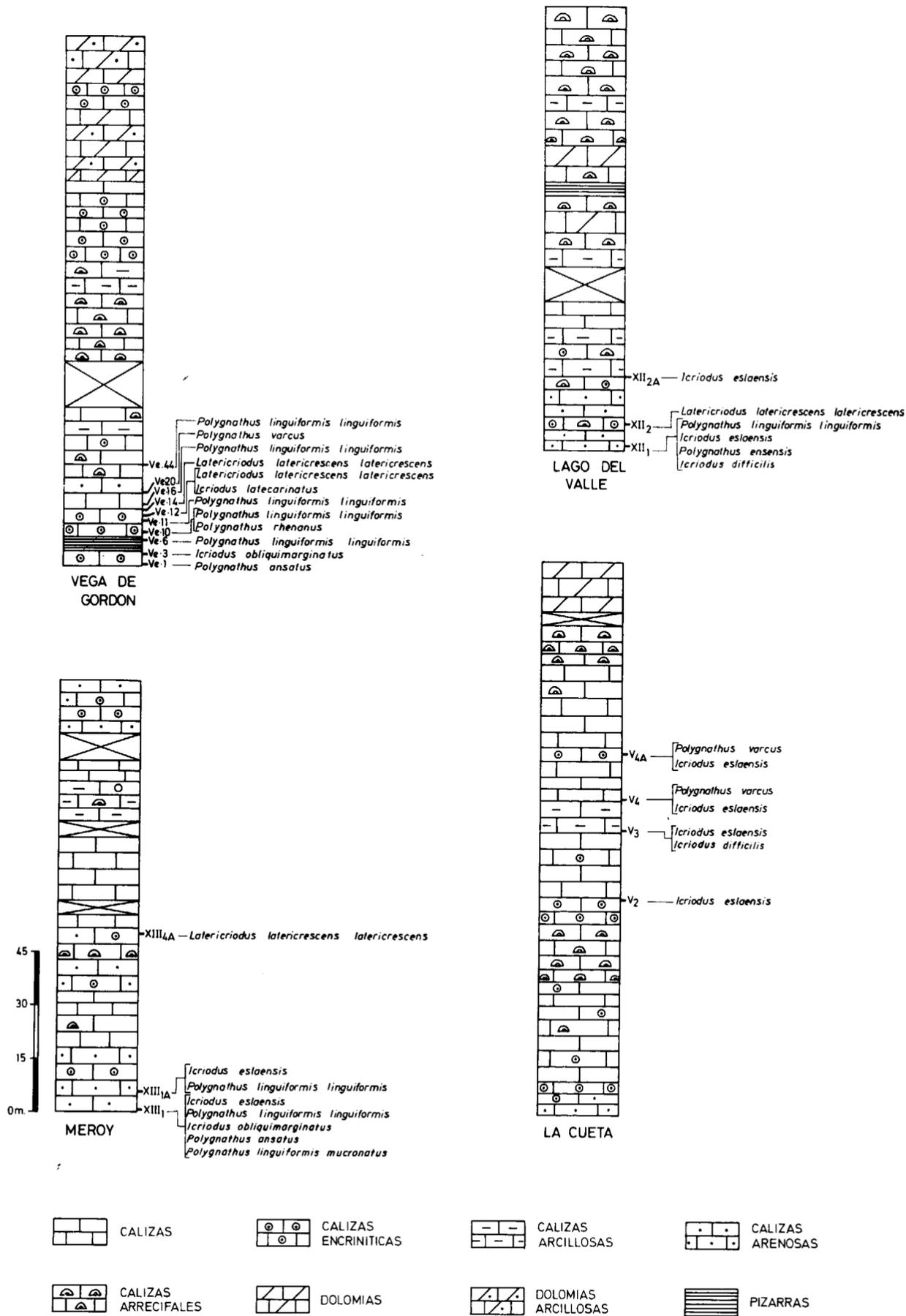


Figura 10.—Sucesión estratigráfica de la Formación Portilla en diferentes localidades. Distribución de Conodontos significativos.

- Calizas, a veces arcillosas, con corales, briozoos y algunos braquiópodos y crinoideos (10 metros).
- Calizas dolomíticas (6 m.).
- Calizas arrecifales con intercalaciones pizarrosas (12,75 m.).
- Calizas dolomitizadas (6 m.).
- Calizas arrecifales (10 m.).
- Calizas arcillosas (4,5 m.).
- Calizas arrecifales (25 m.).

Existen pocos niveles con Conodontos; sólo tres de las muestras tratadas resultaron positivas (figura 10): nivel XII₁ (a 1,5 m. sobre la base), con *Polygnathus ensensis*, *P. linguiformis linguiformis*, *Icriodus eslaensis* e *Icriodus difficilis*; nivel XII₂ (a 7,5 m. sobre la base), con *Latericriodus latericrescens latericrescens*; y nivel XII_{2A} (a 21 m. sobre la base), con *Icriodus eslaensis*.

C) Sucesión de La Cueta (fig. 10).—El espesor de la Formación es aquí de unos 156 m. De base a techo, está constituida por:

- Calizas arenosas, con restos de crinoideos y braquiópodos. En el techo hay un nivel de oolitos de 1,5 m. de espesor (6 m.).
- Calizas y calizas encriníticas, con corales, briozoos y braquiópodos. Hay algunos niveles de chert (31 m.).
- Calizas arrecifales (16,5 m.).
- Calizas con crinoideos, braquiópodos y algún coral (8 m.).
- Calizas micríticas, con niveles de calizas oolíticas con crinoideos (27 m.).
- Calizas y calizas micríticas con algún nivel de chert (12 m.).
- Calizas con fragmentos de crinoideos y algún tramo coralino (27 m.).
- Calizas arrecifales (11,5 m.).
- Tapado (4 m.).
- Calizas dolomitizadas (13 m.).

Faunas de Conodontos se encontraron en los niveles siguientes (fig. 10): V2 (a 60,75 m. sobre la base), con *Icriodus eslaensis*; V3 (a 80,25 m. sobre

la base), con *I. eslaensis* e *I. difficilis*; V4 (a 89,25 metros sobre la base), y V4A (a 102 m. sobre la base), ambos con *Polygnathus varcus* e *Icriodus eslaensis*.

D) Sucesión de Meroy (fig. 10).—El espesor de la Formación es de unos 121 m. De muro a techo, está constituida por:

- Calizas arenosas, con crinoideos, braquiópodos y corales. Hacia el techo hay un nivel de oolitos ferruginosos (18 m.).
- Calizas con intercalaciones de calizas arcillosas, con corales, estromatoporoides, briozoos, crinoideos y restos de braquiópodos (33 metros).
- Calizas micríticas. Tramos no visibles (30 metros).
- Calizas arcillosas, con crinoideos, briozoos, estromatoporoides y corales (11 m.).
- Calizas con crinoideos, briozoos, estromatoporoides y corales (6 m.).
- Tapado (8 m.).
- Calizas arenosas con crinoideos, braquiópodos y, excepcionalmente, algún coral. Ciertos niveles no son visibles (15 m.).

Muestras positivas para Conodontos fueron: XIII₁ (a 0,75 m. sobre la base), con *Icriodus obliquimarginatus*, *I. eslaensis*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis mucronatus* y *P. ansatus*; XIII_{1A} (a 6 m. sobre la base), con *Icriodus eslaensis* y *Polygnathus linguiformis*; y XIII_{1A} (a 50,25 m. sobre la base), con *Latericriodus latericrescens latericrescens*.

Además de los datos que acabamos de aportar, existen otras referencias sobre los Conodontos de la Formación Portilla.

ADRICHEM-BOOGAERT (1967) indicó que la Biozona *-varcus* s. l. está bien representada en parte de la Formación Portilla, en el área del río Esla, por Conodontos tales como *Polygnathus varcus*, *Icriodus latericrescens latericrescens* y *Spathognathodus bipennatus*. Dicho autor subrayó, también, que la ausencia de formas de Conodontos típicamente frasnienses, en los últimos tramos de la Formación y en las intercalaciones calcáreas de la parte alta de la Formación Piñeres, en Asturias, se deberían a un estricto control de facies.

FRANKENFELD (1981), en un trabajo sobre la tectónica y facies de las Formaciones comprendidas desde el Givetiense-Frasniense hasta el Turnesienese, en la Cordillera Cantábrica, mencionó formas de Conodontos procedentes del techo de la Formación Portilla, determinadas por el profesor W. ZIEGLER (cf. *op. cit.*, p. 45, tab. 1). Por su parte, BUGGISH *et al.* (1982) encontraron en el techo de esta Formación, cerca de Sagüera, Conodontos de las Biozonas de *-hermanni-cristatus* superior y *-asymmetricus* basal. RAVEN (1983) reconoció en la base de la Formación Portilla, la Biozona de *-varcus* inferior (en el parautóctono del Esla) y la de *-varcus* media (en las áreas de Somiedo, Bernesga, Valsurbio y Ventanilla). El mismo autor identificó en el techo de la Formación las Biozonas de *-hermanni-cristatus* y *-asymmetricus* inferior.

Con respecto a la Formación Nocedo, existen igualmente algunos datos sobre su contenido en Conodontos referidos, fundamentalmente, a la parte inferior de la misma.

Faunas de Conodontos y braquiópodos de las Biozonas de *-asymmetricus* inferior hasta *-asymmetricus* superior fueron identificadas por GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1980) en el flanco sur del Sinclinal de Alba, entre Piedrasecha y Santiago de las Villas, en la parte alta de la primera secuencia de la Formación, que equivale aproximadamente al techo de nuestra Unidad E (fig. 9). RAVEN (1983), en una posición estratigráfica similar a la anterior, reconoce las Biozonas de *-asymmetricus* inferior y media en distintas localidades. HERBIG & BUGGISH (1984) citan Conodontos de los lentejones de calizas encriníticas intercaladas en la parte baja de la Formación Nocedo. En las secciones de Beberino y Baleas esta fauna representa la parte inferior de la Biozona de *-asymmetricus* inferior y al oeste de Olleros de Alba las Biozonas desde *-asymmetricus* inferior hasta *-asymmetricus* superior. GARCÍA-LÓPEZ (en RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1985) encontró, asimismo, en la parte alta de la primera secuencia de la Formación Nocedo, al sur de Barrios de Gordón y al norte de Portilla de Luna, *Ancyrodella lobata*, *A. africana* y *Polygnathus dubius*. Dicha asociación de Conodontos permite identificar la Biozona de *-asymmetricus* media. La edad de la Formación Nocedo (por encima de las Calizas de Valdoré), en el Sinclinal de Beberino (secciones de Beberino y Baleas), de acuerdo con los datos de Conodontos y otros grupos, mencionados por GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1985), se-

ría Givetiense terminal (o Frasniense Inferior) a Frasniense (como máximo Frasniense Superior).

EL LIMITE DEVONICO MEDIO/DEVONICO SUPERIOR

Problemática

Mientras en el caso del límite Devónico Inferior/Medio, se trataba de escoger entre horizontes situados en regiones y facies distintas («límite Cuviniense» y «límite Eifeliense», fundamentalmente), en éste, la discusión se centró, más bien, en la elección de un nivel conveniente para definir la base del Frasniense, en una sola región geográfica y facial: la Ardena franco-belga, entre Frasnés y Givet. Esto se debe a que no puede separarse la discusión del límite Devónico Medio/Superior de la del límite Givetiense/Frasniense. El término Frasniense tiene una larga tradición y ha sido aceptado formalmente como representante del primer piso del Devónico Superior (MCLAREN, 1970; ZIEGLER, 1979; BASSET, 1985).

La naturaleza de los fenómenos biostratigráficos caracterizando el inicio del Frasniense, ha variado según los autores. MAILLEUX (1922, 1933, 1942) consideró que el suceso más importante era la entrada de Cyrtospiriferidos y señaló consecuentemente el límite Givetiense/Frasniense, en la región-tipo, en la base de una sucesión calcárea: la «Assise de Fromelennes», donde dicho fenómeno se evidenciaba especialmente bien. En otras regiones, en series con facies de Goniatites, el límite se situó, desde los trabajos de FRECH (1897), entre las Biozonas de Ammonoideos *Maeioceras terebratum* y *Pharciceras lunulicosta*. Ambas versiones son prácticamente coincidentes, el límite de FRECH equivale a la base de la «Assise de Fromelennes».

Este límite, de acuerdo con MCLAREN (1970), constituye un nivel de cambio biostratigráfico notable a escala mundial, por lo que posee un potencial correlativo muy acusado.

En los últimos años las ventajas de este límite han sido contrarrestadas por un fuerte movimiento belga en favor de un límite más alto que la base de la «Assise de Fromelennes», y concretamente en el miembro superior de dicha Formación, o incluso en la base de la «Assise de Frasnés».

Recientemente, la «Subcomisión de Estratigrafía del Devónico» (SDS) ha recapitulado y discutido las diferentes posibilidades planteadas, proponiendo como indicador biostratigráfico para la definición del límite Devónico Medio/Superior, la aparición del Conodonto *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT, 1921), que coincide con la base de la Biozona de Conodontos *-asymmetricus* inferior (cf. ZIEGLER & KLAPPER, 1985). El uso de este criterio faunístico es aceptado y recomendado para su utilización a escala global por la «Comisión Internacional de Estratigrafía» (ICS). Queda todavía pendiente el emplazamiento del limitotipo correspondiente, cuya sección será presentada a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, para una ratificación formal, cuando se llegue a un consenso dentro de la SDS. Esta opción supone el abandono de conceptos clásicos como el defendido por MAILLEUX, que en la Cordillera Cantábrica podría trazarse más fácilmente que el anterior por medio de Conodontos y otros grupos fósiles.

En este trabajo nos adherimos a las recomendaciones de la SDS e ICS, y adoptamos como base del Frasnense y del Devónico Superior la aparición de *Ancyrodella rotundiloba*, coincidente con el inicio de la Biozona de *-asymmetricus* inferior (fig. 5).

El límite Devónico Medio/Devónico Superior en la Cordillera Cantábrica. Edad y correlaciones establecidas para la Formación Candás

Sucesión de Perán (fig. 6).—En la sucesión de Perán los Conodontos permiten una correlación con las facies ardenesas (fig. 6).

La primera aparición de *Polygnathus rhenanus* (en el nivel Ca-4) y de *Icriodus latecarinatus* (en Ca-12) permiten establecer la correspondencia entre el Miembro A de la Formación Candás y la parte más alta del Grupo de Givet, en las Ardenas. Por otra parte, de acuerdo con BULTYNCK (1974), *P. rhenanus* parece estar acantonado, en Bélgica, en la parte inferior de la Formación Fromelennes, mientras que *I. latecarinatus* entraría dentro de los últimos metros del Miembro Mont d'Hairs, siendo abundante y bien distinguible sólo a partir de la base de la Formación Fromelennes; por ello, el límite equivalente al de las Formaciones Charlemont/Fromelennes, en Perán, coincidi-

ría prácticamente con el de las Formaciones Naranco y Candás.

El límite indicado se situaría en Perán en la parte superior de la Biozona de *-varcus* media, sin que pueda precisarse allí la frontera entre la referida Biozona y la *-varcus* superior por falta de elementos característicos.

La desaparición de *Icriodus eslaensis*, en el nivel Ca-127, y la aparición de *Polygnathus webbi*, en el Ca-131, marca el intervalo más conveniente para trazar el límite local Givetiense/Frasniense. *I. eslaensis* se extingue en la Biozona de *-hermanni-cristatus* inferior, mientras que *P. webbi* ha sido citado desde la Biozona de *-asymmetricus* inferior (fig. 5). Por tanto, la sección de Perán sería Givetiense Superior, desde la base hasta el nivel Ca-131 (o un poco por debajo), comprendiendo los Miembros A, B, C y parte del Miembro D. El conjunto de elementos conodontales encontrados en el Miembro C soporta la datación realizada.

Desde el techo del Miembro D hasta los niveles iniciales de la Arenisca de Piñeres, la presencia de *Ancyrodella binodosa* y *Polygnathus dubius* puede representar desde la Biozona de *-asymmetricus* basal hasta la parte inferior de la Biozona de *-asymmetricus* inferior, indicando una edad Givetiense Superior o la base del Frasnense. Sin embargo, el hallazgo de *P. webbi* en las capas infrayacentes, apuntaría a la segunda posibilidad.

Sucesión de Vigaña (fig. 7).—La distribución de Conodontos a lo largo de la Formación Candás, en esta localidad, permite asignar a los 69 metros primeros una edad Givetiense Superior, de acuerdo con la presencia en dichas capas de *Polygnathus linguiformis linguiformis* y *Latericriodus latericrescens latericrescens*. En la parte alta de la sucesión sólo encontramos *Polygnathus norrisi*, en el nivel Vi-10. Dicha especie se extiende desde el Givetiense Superior al Frasnense Inferior. Por lo tanto el límite Givetiense/Frasniense debería situarse, posiblemente, próximo a este nivel, hacia el techo de la Formación Candás o bien hacia la base de la Formación Piñeres.

Sucesión de Espinedo (fig. 7).—Los primeros 50 metros de esta sucesión, proporcionaron Conodontos del Givetiense Superior, como *Latericriodus latericrescens latericrescens*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis klapperi* y *P. rhenanus*. Concretamente, la presencia de la última forma mencionada, entre los niveles E-7 y E-20,

permite correlacionar este intervalo con el Miembro inferior de la Formación Fromelennes, y con la parte baja de la Formación Candás, en Perán.

En el nivel E-47 encontramos *Schmidthognathus* sp., género acantonado en todo el mundo en la Biozona *-hermanni-cristatus*; es decir, en la parte más alta del Givetiense Superior (fig. 5). Por encima de dicho nivel, no se encontraron Conodontos significativos; de existir el Frasnense, en esta localidad, se encontraría en los 32 m. finales de la serie.

Sucesión de Beifar (fig. 7).—Entre los niveles Bei-27 y Bei-56 se encontraron Conodontos del Givetiense Superior, como *Polygnathus linguiformis linguiformis* y *Latericriodus latericrescens latericrescens*. El nivel Bei 66 (138 m. sobre la base) proporcionó *Schmidthognathus* sp. y *Polygnathus cristatus*, asociación exclusiva de la Biozona de *-hermanni-cristatus* superior, es decir, de la parte terminal del Givetiense Superior.

Así pues, el límite Givetiense/Frasniense, debería situarse en esta sección, sobre el nivel Bei-66, en los 45 m. finales de la sucesión (donde hasta el momento no conseguimos ninguna muestra representativa de Conodontos), o bien hacia la base de la Formación suprayacente.

Sucesión de Coallajú (fig. 7).—En conjunto, la fauna de Conodontos, en esta localidad, muestra afinidades givetienses. La presencia, en el nivel Co-9, de *Polygnathus ensensis*, forma que no aparece en ninguna parte del mundo, sobre la Biozona *-varcus* media, y de *Icriodus eslaensis*, en el nivel Co-6, Conodonto cuya primera aparición es típica de la Biozona *-varcus inferior*, permite datar el intervalo como Givetiense Superior.

Por encima del nivel Co-9, la fauna de Conodontos (fig. 7) no es especialmente significativa; algunos de los taxones encontrados llegan a alcanzar, en otras regiones, los tramos basales del Frasnense; pero la asociación *Icriodus eslaensis-Polygnathus linguiformis linguiformis* (fig. 7) es propia del Givetiense Superior. Esta sería la edad que, en nuestra opinión, tiene la sucesión, al menos hasta el nivel Co-16. A partir de aquí no encontramos microfauna, lo cual impide establecer una datación precisa de la mitad superior de la sucesión. Es posible que la Formación Candás, en este corte, sea incompleta (como ya dijimos antes), ya que su espesor es mucho menor que el que tiene, en general, en el resto de la cuenca. La exis-

tencia de una laguna viene indicada, además, por el hecho de que sobre las calizas asignables a la Formación Candás se sitúan, aparentemente en concordancia, las calizas de la Formación Candamo, con faunas de Conodontos en sus tramos basales, con *Polygnathus communis communis*, *Bispathodus ultimus* y *B. spinulicostatus*, de edad Famenense Superior.

En este sentido, y por consideraciones puramente métricas, la Formación Candás, en Coallajú, estaría representada sólo por tramos Givetienses. La laguna estratigráfica comprendería capas del Givetiense Superior al Famenense Superior que, en otras secciones, corresponderían a la mitad superior de la Fm. Candás y a la Fm. Piñeres.

Sucesión de Luanco (fig. 7).—La distribución de Conodontos a lo largo de la columna permite diferenciar dos conjuntos faunísticos: uno en la parte inferior y otro en la superior de la serie.

Los 171 primeros metros contienen *Polygnathus rhenanus*, *P. linguiformis linguiformis*, *Icriodus eslaensis* y *Ozarkodina semialternans*, elementos característicos de la Biozona *-varcus*. La presencia de *P. rhenanus*, en concreto, permite una correlación con el Miembro inferior de la Formación Fromelennes y con la base del Miembro A de la Formación Candás, en su localidad-tipo.

En el nivel A-11, *Ozarkodina semialternans*, indicaría un intervalo extendiéndose desde el techo de la Biozona *-varcus* media hasta la Biozona *-hermanni-cristatus* superior, dentro del Givetiense Superior.

Los siguientes 260 m. no proporcionaron formas características de Conodontos. En cambio los 224 metros finales de la serie, proporcionaron una fauna interesantísima con *Ancyrodella binodosa*, *Polygnathus asymmetricus asymmetricus*, *P. asymmetricus ovalis*, *P. webbi*, *A. africana*, *A. rotundiloba* y *A. alata*. En este tramo, en el intervalo comprendido entre los niveles Lu-84 y Lu-37, se produce la importante transición entre *A. binodosa* y *A. rotundiloba*, equivalente a la base de la Biozona de *-asymmetricus inferior* (BULTYNCK, 1982). Este hecho nos permite una situación bastante precisa del límite local Givetiense/Frasniense, que quedaría emplazado dentro de dicho intervalo.

El conjunto de la fauna localizada entre los niveles Lu-34 y Lu-4 señala la parte alta de la Bio-

zona de *-asymmetricus* inferior o la baja de *-asymmetricus* media. Sin embargo, por el hecho de que las últimas formas de *A. rotundiloba* presenten una tendencia evolutiva hacia *A. gigas* (GARCÍA-LÓPEZ, 1976) y debido a la ausencia de este último taxón, parece razonable suponer que el límite entre las Biozonas de *-asymmetricus* inferior y media, no debe situarse muy alejado del techo de la sucesión. De los anteriores razonamientos puede deducirse que en el intervalo comprendido entre Lu-84 y Lu-82 estaría representada la Biozona de *-asymmetricus* basal.

Generalizando los datos expuestos, pueden establecerse las siguientes conclusiones:

1.º La parte inferior de la Formación Candás, en todas las sucesiones estudiadas, es del Givetense Superior. En determinadas secciones (Perán, Espinedo, Luanco), la parte basal puede correlacionarse con el Miembro Inferior de la Formación Fromelennes, de las Ardenas. El límite Givetense/Frasniense, en el sentido de MAILLEUX, se situaría en la sucesión de Perán y en las de Espinedo y Luanco, prácticamente en el tránsito entre las Formaciones Naranco y Candás.

2.º El límite Givetense/Frasniense, en la actual concepción cronostratigráfica, se encuentra dentro de la Formación Candás, en las sucesiones de Perán y Luanco. En las otras sucesiones faltan elementos microfaunales que evidencien la presencia del Frasniense de manera incuestionable; pero, como ya se indicó antes, en Espinedo, Beifar y Vigaña, las últimas faunas halladas de Conodontos, acreditan la presencia de la parte terminal del Givetense, y aún quedan bastantes metros de sucesión por arriba, en los cuales es posible que existan faunas frasnienses. Por último, la ausencia de elementos frasnienses en la sucesión de Coallajú se interpreta como debida a la existencia de una laguna estratigráfica.

Edad y correlaciones establecidas en las Formaciones Portilla y Nocado (figs. 8 y 9)

En la localidad de Huergas de Gordón, la Biozona *-varcus* media está bien caracterizada, en la Formación Portilla, desde la base de la sucesión (nivel HUG-1) hasta el nivel HUG-26, o algo más arriba. En HUG-1 aparece *Polygnathus ansatus*, Conodonto restringido a la Biozona *-varcus* media. En HUG-26 hay *Ozarkodina semialternans* y *Poly-*

nathus rhenanus; el primer taxón se extiende, en otras regiones, desde el techo de la Biozona *-varcus* media hasta la Biozona *-hermanni-cristatus* superior; y el segundo taxón está limitado a la Biozona *-varcus* media. Con estos datos puede inferirse que el límite *-varcus* media/*varcus* superior debe de situarse en el nivel HUG-26, o algo más arriba. Los demás taxones encontrados en el intervalo solapan el límite zonal, en otras regiones, y algunos de ellos, como *Polygnathus linguiformis mucronatus*, es propio también de la Biozona *-varcus* media.

Polygnathus rhenanus aparece, por primera vez, en esta sección en el nivel HUG-21, mientras los primeros Cyrtospiriferidos lo hacen en el nivel HUG-12/13 (cf. GARCÍA-ALCALDE et al., 1979, p. 20). Estos hechos son significativos para trazar el límite Givetense/Frasniense, en el sentido de MAILLEUX, y el intervalo conveniente para ello estaría comprendido entre ambos niveles. Esto supone que la base de la Formación Portilla, en Huergas de Gordón, es algo más antigua que la de la Formación Candás, en Perán, Espinedo y Luanco.

El intervalo comprendido entre los niveles HUG-26 y HUG-27 es particularmente interesante, pues representa una condensación de varios límites biozonales. En el nivel HUG-27A aparece, por primera vez, *Schmidthognathus peracutus*, especie que nunca se encuentra por debajo de Biozona *-hermanni-cristatus* superior. Esto significa que las biozonas *-varcus* superior y *-hermanni-cristatus* inferior se sitúan, en esta sección, en un intervalo de 1,5 m. de espesor, o menos.

Con todos los datos expuestos puede deducirse una edad Givetense Superior para la Formación Portilla, en la sección de Huergas de Gordón.

Los límites entre las Biozonas de Conodontos más jóvenes que el de *-hermanni-cristatus* inferior/*-hermanni-cristatus* superior y más antiguos que el de *-asymmetricus* inferior/*-asymmetricus* media no pueden trazarse en esta sección. Posiblemente se situarían dentro del intervalo detrítico entre los niveles HUG-34 y HUG-51, donde las muestras tratadas no han arrojado resultados positivos. A partir del nivel HUG-35 se localiza el comienzo de la Formación Nocado. El límite entre las Biozonas *-asymmetricus* inferior/*-asymmetricus* media está situado en el nivel HUG-55D, donde se produce la extinción de *Polygnathus dubius*.

La presencia de *Ancyrodella curvata*, en la capa HUG-57, permite trazar el límite entre las Biozo-

nas *-asymmetricus* media/*-asymmetricus* superior, en dicha capa o algo por debajo, ya que la referida especie aparece, en todo el mundo, en la Biozona *-asymmetricus* superior.

La entrada de *Ancyrodella triangularis* se produce en el nivel HUG-58. Esto significa que el límite inferior de la Biozona *-A triangularis* s. l. está situada en dicho nivel o algo por debajo.

Dentro de la Unidad E de la Formación Nocado (fig. 9), en el intervalo comprendido entre la Biozona *-asymmetricus* media y los niveles precedentes, pertenecientes quizá a la Biozona *-asymmetricus* inferior, se encontró una fauna especialmente rica en Conodontos, sobre todo en especies de los géneros *Ancyrodella* y *Polygnathus*.

La base de la Biozona *-A triangularis*, en las series ardenesas, es equiparable al Frasniense Medio; en este sentido los primeros 253 m. de la Formación Nocado, en Huergas de Gordón, serían de edad Frasniense Inferior-Frasniense Medio (*pars.*). Como ya dijimos antes, la falta de Conodontos en los niveles detríticos basales de la Formación Nocado, en Huergas de Gordón, y el hecho de que la macrofauna hallada en dichos tramos, está muy mal conservada, impiden una situación precisa del límite Givetense/Frasniense.

Sucesión de Vega de Gordón (fig. 9).—En la base de la Formación Portilla, en esta localidad, la aparición de *Polygnathus ansatus* (en Ve-1), permite una correlación con la Biozona *-varcus* media. Esto sugiere, más o menos, una equivalencia con la base de la Formación, en la sección de Huergas de Gordón.

La aparición de *Polygnathus rhenanus*, en el nivel Ve-10, permite correlacionar dicho nivel, o los niveles próximos, con la Formación Fromelennes, del área ardenesa.

El resto de formas encontradas en esta sucesión, limitadas a los primeros 29 m. de la serie, pertenecen a la zona *-varcus*, con taxones significativos como *Icriodus obliquimarginatus*, *I. latecarinatus* y *Polygnathus varcus*. Esto representa, en conjunto, una edad Givetense Superior, para las capas con Conodontos.

Sucesión de Lago del Valle (fig. 9).—El conjunto de Conodontos encontrados en los 21 primeros metros de la serie es propia de la Biozona *-varcus*, lo que permite datar el intervalo como del Givetense Superior.

Sucesión de La Cueta (fig. 9).—Entre los niveles V2 y V4A, de la Formación Portilla en esta localidad (un conjunto de capas de unos 42 m., situado a 60 m. sobre la base de la sucesión), se encontraron Conodontos que, en conjunto, pueden atribuirse a la Biozona *-varcus*, de edad Givetense Superior.

Sucesión de Meroy (fig. 9).—Los Conodontos presentes en los primeros 50 m. de la Formación Portilla permiten atribuirlos al Givetense Superior. La aparición de *Polygnathus ansatus* (en XIII₁) permite una correlación con la Biozona *-varcus* media. Esto nos indica, posiblemente, una equivalencia con la base de la Formación en las secciones de Huergas y Vega de Gordón.

Resumiendo lo dicho precedentemente, puede decirse que la parte baja de la Formación Portilla, en las secciones descritas y en las estudiadas en el área del Esla por ADRICHEM-BOOGAERT (1967) y RAVEN (1983), así como en las de Somiedo, Bernesga, Valsurbio y Ventanilla, citadas por este último autor, pertenece al Givetense Superior.

La parte alta de la Formación Portilla, en la sección de Huergas de Gordón, es también del Givetense Superior. En las secciones restantes (Vega de Gordón, Lago del Valle, La Cueta y Meroy) no se encontraron formas significativas de Conodontos, en la mitad superior, por lo que, en base a estos microfósiles, la edad del techo no puede estimarse. Debido a las diferentes interpretaciones de la transición Devónico Medio/Superior, el Frasniense ha sido identificado (cf. RAVEN, 1983) en la Formación Portilla, en relación a las Biozonas de *-hermanni-cristatus* y *-asymmetricus* basal, que en la actual concepción cronostratigráfica pertenecen al Givetense Superior. Así, pues, una edad Givetense Superior, puede estimarse para el techo de la Formación en otras áreas. En algunas localidades puede llegar a ser Frasniense (cf. BECKER et al., 1979; FRANKENFELD, 1981, y BUGGISH et al., 1982) (1).

(1) Según BUGGISH et al. (1982), p. 225, una muestra procedente de la parte alta de la Formación Portilla cerca de Sagüera, contiene Conodontos de las Biozonas *-hermanni-cristatus* a *-asymmetricus* basal. Las especies citadas como pertenecientes a estas Biozonas son entre otras: *Ancyrodella rotundiloba*, *Polygnathus cristatus*, *P. ovinodorus* y *Schmidthognathus peracutus* (cf. *op. cit.*, p. 229). En nuestra opinión, esta fauna representa una condensación de varias Biozonas, comprendiendo desde la parte alta de la Biozona superior de *-hermanni-cristatus* hasta la de *-asymmetricus* inferior.

El límite Givetiense/Frasniense estaría situado en la sucesión de Hurgas de Gordón, dentro de la Formación Nocedo, en la Unidad D de la misma.

OBSERVACIONES PALEOECOLOGICAS

El contenido y tipo de Conodontos que aparecen en las Formaciones estudiadas permite realizar ciertas consideraciones paleoecológicas simples, basadas en datos cuantitativos y cualitativos de la Fauna.

Los factores que controlan la distribución de los Conodontos no están bien delimitados. Las observaciones generales indican que hay formas con una distribución geográfica amplia, mientras que otras están muy restringidas.

Formaciones Moniello y Santa Lucía

La Formación Moniello ha librado pocos Conodontos; sólo una sucesión, la de la localidad-tipo (en la Ensenada de Moniello, NO de Luanco, Asturias), donde el muestreo realizado fue muy amplio, proporcionó un número regular de taxones, en general representados por pocos ejemplares. En la gráfica de la figura 3 se indica la cantidad de Conodontos por cada 2 kg. de roca tratada en dicha sección. El máximo corresponde al Miembro Inferior; en los Miembros Medio y Superior los Conodontos son raros. En toda la sucesión sólo aparecen representantes de los géneros *Icriodus*, *Caudicriodus*, *Panderodus*, *Acodina* y *Coelocodontus* y, en general, los elementos de tipo cono simple y compuesto dominan sobre los de plataforma. Falta, como se ha indicado, representantes de *Polygnathus*, común en otras áreas del mundo, durante la época de depósito de esta Formación.

En general, las faunas de Conodontos de medios someros diferían de las de medios profundos (SEDDON, 1970a; SEDDON & SWEET, 1971; DRUCE, 1973; MOURAVIEFF & BOUCKAERT, 1973, etc.).

BULTYNCK (1970, 1976) puso de manifiesto que en el Cuviniense de las Ardenas las especies de *Icriodus* eran más frecuentes que las de *Polygnathus*, y que las facies de carbonatos puros con niveles biostromales no eran propicias para la apa-

rición de ciertas especies de *Polygnathus*. Estas observaciones concuerdan con las de WEDDIGE & ZIEGLER (1977), que señalaron la diferencia de habitats de ambos géneros: *Icriodus* sería propio de medios someros próximos a la costa, mientras que *Polygnathus* ocuparía medios algo más profundos y alejados de la costa.

Según MÉNDEZ-BEDIA (1976), la Formación Moniello, en su localidad-tipo, representa un medio marino somero, con cierto desarrollo arrecifal. Los Miembros Medio y Superior de la misma reflejan medios de zonas más próximas a ambientes arrecifales que el Miembro Inferior. La cantidad de Conodontos encontrados y el tipo de taxones responden a estas condiciones; en el Miembro Inferior los Conodontos son más abundantes que en los otros Miembros. Los taxones presentes son los que cabía esperar del tipo de facies, de acuerdo con las observaciones de los autores que mencionamos precedentemente: Conodontos de tipo simple y compuesto y formas de *Icriodus* y *Caudicriodus*, faltando por completo *Polygnathus*.

La Formación Santa Lucía, en el Arroyo de El Puerto (E de Santa Lucía, prov. de León), presenta unas características similares a las de la sucesión Moniello, en relación al medio sedimentario, como puede deducirse a grandes rasgos de su litología y contenido paleontológico. La abundancia y diversidad de Conodontos depende también de estas condiciones. En figura 4 se indica el número de Conodontos encontrados por cada 2 kg. de roca disueltos. El máximo, como se ve, corresponde al Miembro I (fig. 4), que es el que ha proporcionado más Conodontos; en el Miembro II sólo se encontraron algunos elementos en su parte basal; en el Miembro III los Conodontos son raros, y en el Miembro IV son algo más abundantes. Sólo hay representantes de los géneros *Icriodus* y *Panderodus*, a la largo de la sucesión, faltando por completo *Polygnathus*. Esta distribución deriva de las condiciones de depósito de la sucesión, típicas de medios marinos someros, con cierto desarrollo arrecifal especialmente notable en el Miembro I y parte del III. Los Miembros I y IV representan medios someros con alguna agitación, lo que explica que los Conodontos sean relativamente más abundantes que en los otros Miembros.

En el techo de la Formación Santa Lucía, en Beberino de Gordón (prov. de León), aparecen,

no obstante, especies de *Polygnathus* e *Icriodus*, por lo que el medio podría haber sido algo más profundo y/o alejado de la costa que el de las capas equivalentes de la sucesión del Arroyo de El Puerto.

Del análisis general de las condiciones de las Formaciones Moniello y Santa Lucía puede deducirse que las facies con estromatoporoides y, en general, con organismos constructores, fueron muy desfavorables para los Conodontos, mientras que las facies calcáreas con crinoideos y braquiópodos fueron comparativamente mucho más propicias.

Las conclusiones de WEDDIGE & ZIEGLER (1979, página 163, fig. 3) sobre la variación de la ornamentación de ciertas especies de *Icriodus* del Devónico Inferior y Medio, en relación con la turbulencia de las aguas, no concuerdan del todo con nuestras propias observaciones. Así, en el nivel M-845, de la sucesión de la Ensenada de Moniello, aparecen formas de *Icriodus rectirostratus*, con ornamentación regular y simétrica, propia, según WEDDIGE & ZIEGLER, de medios tranquilos cuando, en realidad, las microficies asociadas, de tipo «grainstone» (MÉNDEZ-BEDIA, 1976), indicarían más bien condiciones agitadas. Por otra parte, en la Formación Santa Lucía, en la sección del Arroyo del Puerto, hacia el techo se desarrollan facies de calizas bioclásticas «grainstone», con ocasionales estructuras de estratificación cruzada, indicando también condiciones de agitación (MÉNDEZ-BEDIA, com. pers.) que contienen representantes de *Icriodus retrodepressus* provistos de una depresión en la carena anterior que, según WEDDIGE & ZIEGLER, indicaría su pertenencia a un medio tranquilo. Por ello, podemos concluir que aunque los caracteres ornamentales tengan una cierta dependencia ambiental, como sugieren WEDDIGE & ZIEGLER (1979), ésta, quizá, no es demasiado acusada.

Formaciones Candás, Portilla y Nocedo

Por lo que respecta a la Formación Candás las diferentes sucesiones muestreadas ofrecieron una diversidad taxonómica bastante notable y proporcionaron un número relativamente elevado de Conodontos. La sucesión de Perán (SE de Candás, Asturias) representa un medio con marcado carácter arrecifal, donde proliferan los organismos constructores, con episodios menos importantes con desarrollo de facies «lagoon» y de tramos

donde el contenido en organismos arrecifales disminuye mucho y predominan, en cambio, los crinoideos, braquiópodos y briozoos, en calizas con cierto contenido en barro. Las diversas condiciones apuntadas controlaron la abundancia y distribución de Conodontos. En figura 6 se indica la cantidad de Conodontos por cada kilogramo de roca disuelta. El máximo corresponde a la parte basal del Miembro A; en el Miembro B los Conodontos son raros, mientras que en los Miembros C y D, si bien no son tampoco muy abundantes, existe una cierta diversidad taxonómica. A lo largo de la sucesión aparecen representantes de los géneros *Latericriodus*, *Polygnathus*, *Icriodus*, *Roundya*, *Synprioniodina*, *Hindeodella*, *Ozarkodina*, *Drepanodus*, *Ligonodina* y *Ancyrodella*.

En general, la microfauna de Conodontos es representativa de condiciones someras, dominando las formas de tipo simple y compuestas, *Polygnathus* e *Icriodus*. Asimismo, igual que sucedía en las Formaciones Moniello y Santa Lucía, los Conodontos faltan en las facies arrecifales o están sólo representados por elementos simples, compuestos y/o *Icriodus* (por ejemplo, en el Miembro B de la sucesión hay *Icriodus* y *Drepanodus*). Cuando el carácter arrecifal desaparece comienzan a encontrarse elementos como *Polygnathus*, bien representados en la sucesión en niveles calcáreos con cierto contenido en barro y con macrofauna asociada de braquiópodos, crinoideos y briozoos.

Latericriodus latericrescens latericrescens, es un elemento común e interesante del Givetiense Superior de la Cordillera Cantábrica y otras áreas, bien representado en las Formaciones Candás y Portilla (figs. 6, 7 y 8). La subespecie es, según BULTYNCK (1976), típica de niveles biostromales desarrollados no muy cerca de la costa, en el mismo hábitat que el de *Icriodus eslaensis*. En las Ardenas, sin embargo, en el intervalo con *I. eslaensis*, faltan representantes de *L. latericrescens latericrescens*. Esto, unido al hecho de que es una forma restringida a ciertas áreas geográficas, induce a BULTYNCK (*op. cit.*) a pensar que las diferencias en la distribución del taxón referido se deben a fenómenos de provincialismo y no a un control facial.

El género *Ancyrodella* está ocasionalmente representado en la sucesión de Perán (hacia el techo de la Formación Candás y base de la Forma-

ción Piñeres). Este género fue interpretado por SEDDON & SWEET (1971) como propio de una biofacies de aguas profundas: la «biofacies de *Palmatolepis*», situada por debajo de la zona fótica, en la plataforma continental. Sin embargo, MOURAVIEFF (1970) considera que *Ancyrodella* podría existir en un medio relativamente poco profundo y próximo al arrecife, aunque en condiciones de mar abierto. Los caracteres sedimentológicos de la sucesión de Perán, donde encontramos *Ancyrodella*, apoyan la idea de MOURAVIEFF.

Conclusiones similares pueden alcanzarse en las sucesiones de Vigaña, Espinedo, Beifar y Coallajú, cuya litología y contenido paleontológico representan condiciones parecidas a las de Perán. Sin embargo, la sucesión de Luanco presenta condiciones diferentes a las de las otras secciones de la Formación Candás, descritas en este trabajo. Dicha sucesión es más rica en margas y pizarras y sólo en su parte media se desarrolla una facies de tipo arrecifal (fig. 7). Aparte de otros elementos de tipo de cono simple y compuestos, en esta sucesión abundan representantes de *Polygnathus*, *Icriodus* y *Ancyrodella*.

RADIG (1962) suponía la existencia de una cierta subsidencia en esta zona. GARCÍA-LÓPEZ (1976), refiriéndose al diferente régimen sedimentario que se advierte en esta sucesión, comparándola con la de Perán, pensó que se debería a su situación en una zona de posición más distal. FRY & BERESKIN (1977) estiman que los sedimentos de Perán se depositaron a menor profundidad que los de Luanco, posiblemente en el frente de la plataforma de una cuenca marina, cuyo margen emergido estaba hacia el este o sudeste.

Los taxones de Conodontos que aparecen a lo largo de la sucesión de Luanco evidencian asimismo unas condiciones sedimentarias más profundas y/o de mar abierto que las de otras localidades de la misma Formación. Así, en la porción superior son muy abundantes las formas de *Ancyrodella* y aparece, también, *Polygnathus asymmetricus* (posible predecesor de *Palmatolepis*, según ZIEGLER, 1962) que, de acuerdo con MOURAVIEFF & BOUCKAERT (1973), evidencia condiciones de depósito en aguas relativamente profundas.

La Formación Portilla ha sido relacionada con un medio arrecifal por REIJERS (1972), MOHANTI (1972) y STAALDUINEN (1973). La sección al sur de Huergas de Gordón (prov. de León), de acuerdo

con su litología y contenido paleontológico, representa una serie de medios marinos someros, con episodios biostrómicos. La abundancia de Conodontos en las distintas Unidades se representa en la figura 8. En las Unidades A y B son escasos, sobre todo en las calizas arrecifales, dominando los elementos de *Icriodus* y/o *Latericriodus* y los Conodontos simples y compuestos, si bien en pasadas de calizas arcillosas con menor contenido en organismos constructores, se encontraron también algunos ejemplares de *Polygnathus*, igual que en calizas con crinoideos, braquiópodos y briozoos. En la Unidad C apareció una fauna rica y variada de Conodontos, representando probablemente unas condiciones ambientales de mayor profundidad y/o alejamiento de la costa que en el resto de la sucesión.

En los otros cortes estudiados de la Formación Portilla (Meroy, Vega de Gordón, Lago del Valle y La Cueta) el muestreo no ha sido lo suficientemente intensivo como para generalizar las conclusiones referentes al medio de depósito, en relación al contenido de Conodontos.

La Unidad D de la Formación Nocado, en la sección del sur de Huergas de Gordón (fig. 9), no ha proporcionado Conodontos, quizá debido a su carácter acusadamente detrítico. En cambio, la Unidad E contenía un microfauna muy abundante y diversa, con representantes de *Ancyrodella* y *Polygnathus* sobre todo. Las condiciones litológicas de esta Unidad, compuesta de calizas encriníticas bien banqueadas, indican un medio relativamente poco profundo y próximo al arrecife, pero de mar abierto, lo que concuerda con lo que cabía esperar de la presencia de los Conodontos referidos. Sobre la Unidad E hay areniscas con niveles calcáreos propios de medios similares al anterior, donde también se encuentran formas de *Ancyrodella* y *Ancyrognathus*.

En cualquier caso, ni en la Unidad E ni en las capas suprayacentes de la Formación Nocado, en el corte indicado aparecieron representantes de *Polygnathus asymmetricus* o de *Palmatolepis*, lo que evidencia que los medios presentes no fueron nunca demasiado profundos.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi gratitud a todos los compa-

ñeros del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, que colaboraron en diversos aspectos de este trabajo. De una manera especial al Dr. J. L. García-Alcalde como director de mi tesis doctoral; al Prof. D. Jaime Truyols, Director del Departamento, por sus valiosos consejos; a la Dra. I. Méndez-Bedía por su apoyo en la extensa y dura labor de campo, y a Montse Truyols por su incondicional ayuda. Asimismo a los doctores A. N. Mouravieff, de la Universidad de Louvain-la-Neuve, y P. Bultynck, del Instituto Real de Ciencias Naturales de Bélgica, quienes me iniciaron en el estudio de los Conodontos. Finalmente agradezco al IGME las facilidades prestadas para la publicación de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE, y JUNQUERA, G.: *Criaderos de Asturias*. Mem. Inst. Geol. España. Criaderos de Hierro de España, 2, 1-610 (1916).
- ADRICHEM-BOOGAERT, H. A. VAN: *Conodont-bearing formations of Devonian and Lower Carboniferous age in northern León and Palencia (Spain)*. Leidse Geol. Med., 31, 165-178 (1965).
- ADRICHEM-BOOGAERT, H. A. VAN: *Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application*. Leidse Geol. Med., 39, 129-192 (1967).
- ADRICHEM-BOOGAERT, H. A. VAN; BREIMER, A.; KRANS, TH. F., y SJERP, N.: *A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the Region between San Isidro Pass and Tarna pass (province of León, Spain)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 70, 131-135 (1963).
- ALTEVOGT, G.: *Devonian Tetracorals from Spain and their relation to North American species*. Int. Symp. Dev. System Calgary, II, 755-769 (1967).
- ARBIZU, M. A.: *El Devónico inferior de la costa asturiana entre la Punta de Narvata y la Ensenada de Moniello*. Brev. Geol. Astúrica, 3, 33-39 (1972).
- ARBIZU, M. A.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F. M.; TRUYOLS, M.; TRUYOLS, J.; ALVAREZ, F.; MÉNDEZ, C., y MÉNDEZ, J. R.: *Biostratigraphical study of the Moniello Formation (Cantabrian Mountains, Asturias, NW Spain). A contribution to the Lower-Middle Devonian boundary problem*. Geologica et Palaeontologica, 13, 103-124 (1979).
- BARROIS, CH.: *Recherches sur les terrains anciens d'Asturies et de la Galice*. Mém. Soc. Geol. Nord, 1 (2), 1-630 (1882).
- BASSETT, M. G.: *Toward a «Common Language» in Stratigraphy*. Episodes, 8 (2), 87-92 (1985).

BECKER, G.; MÉNDEZ-BEDIA, I., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.: *Una fauna de Ostrácodos de la Formación Moniello (Devónico, Asturias, NW de España). Nota preliminar*. Trabajos Geología, 8, 105-108 (1976).

BECKER, G., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.: *Ostracoda aus den Moniello Formation, Asturiens (Devon; N-Spanien)*. Palaeontographica, 158, 115-203 (1977).

BECKER, G.; FRANKENFELD, H., y SCHULZE, R.: *Neue Daten zum Riffsterben im Oberdevon des Kantabrischen Gebirges (N-Spanien)*. Fossil-Vergesellschaftungen, 73, 19-33 (1979).

BERESKIN, S. R.: *La caliza de Candás y su correlación (Asturias-León)*. VIII Congr. Nac. Sedim., 17 (1977).

BERESKIN, S. R.: *Subdivisión estratigráfica de la caliza de Candás, Devónico del NW de España*. Supl. Cienc. Bol. I. D. E. A., 23, 89-97 (1978).

BOSC, W. J. VAN DEN: *Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain)*. Leidse Geol. Med., 44, 137-225 (1969).

BRANSON, E. B., y MEHL, M. G.: *Conodont of the Grassy Creek shale of Missouri*. Univ. Missouri studies, 8, 171-259 (1934).

BROWER, A.: *Deux facies dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques Meridionales*. Brev. Geol. Astúrica, VIII (1-4), 2-10 (1964).

BROWER, A.: *Devonian of the Cantabrian Mountains, Northwestern Spain*. Int. Symp. Dev. System Calgary, II, 37-45 (1967).

BRYANT, W. L.: *The geneses Conodont with descriptions of new species*. Bul. Bufalo Soc. Nat. Sci., 13- 1-59 (1921).

BUDINGER, P.: *Conodonten aus dem Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. Inaugural-Dissert., Eberhard-Karls-Univ., 1-103 (1965).

BUDINGER, P., y KULLMANN, J.: *Zur frage von sedimentations unterbrechungen im Goniaticen- und Conodonten-führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. N. Jb. Geol. Paläont., 7, 414-429 (1964).

BUGGISCH, W.; MEIBURG, P., y SCHUMANN, D.: *Facies, Paleogeography and Intra-Devonian stratigraphic gaps of the Asturo-leonese Basin (Cantabrian Mts./Spain)*. N. Jb. Geol. Pal., 163 (2), 212-230 (1982).

BULTYNCK, P.: *Description révisée de la coupe type du Couvinien à Couvin*. Int. Symp. Dev. System Calgary, II, 421-440 (1967).

BULTYNCK, P.: *Révision stratigraphique et paleontologique de la coupe type du Couvinien*. Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain, 26, 1-152 (1970).

BULTYNCK, P.: *Conodontes de la Formation de Fromelenes du Givetien de l'Ardenne franco-belge*. Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 50 (10), 1-30 (1974).

BULTYNCK, P.: *Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale)*.

- Troisième partie: Elements Icriodiformes, Pelekysgnathiformes et Polygnathiformes. Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 49, 1-66 (1976).
- BULTYNCK, P.: *The Ancyrodella binodosa-Ancyrodella rotundiloba transition, a datum-level for correlation of the Givetian-Frasnian boundary*. Papers on the Frasnian-Givetian boundary. Subcommission on Devonian Stratigraphy (IUGS), 17-33 (1982).
- CARLS, P.; GANDL, J.; GROOS-UFFENORDE, H.; JAHNKE, H., y WALLISER, O. H.: *Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon*. Newsl. Stratigr., 2, 115-147 (1972).
- COLMENERO, J. R.: *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico superior en la zona cantábrica (Asturias y León)*. Inpubl. Tes. Doc. Univ. Oviedo. España (1976).
- COMTE, P.: *La série dévonienne du León (Espagne)*. C. R. Acad. Sci., 202, 337-339 (1936a).
- COMTE, P.: *Le Dévonien inférieur du León (Espagne)*. C. R. Acad. Sci., 202, 771-773 (1936b).
- COMTE, P.: *Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)*. C. R. Acad. Sci., 202, 1198-1200 (1936c).
- COMTE, P.: *Les faciès du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique*. C. R. Acad. Sci., 206, 1496-1498 (1938).
- COMTE, P.: *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 60, 1-140 (1959).
- COO, DE J. C. M.: *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucia limestones in León, Spain*. Doctoral Thesis Univ. Leiden, 1-87 (1974).
- COOPER, P.: *Ecological distribution of Devonian Atrypid brachiopods*. Paleogeography, Paleoclimatol., Paleocol., 2, 245-266 (1966).
- DELEPINE, G.: *Sur l'âge des grès de Naranco (Asturies)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 187, 239-241 (1928).
- DELEPINE, G.: *Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies*. C. R. Acad. Sci. Paris, 195, 1401-1402 (1932).
- DORLODOT, H. DE: *Compte rendu des excursions sur les deux flancs de la crête de Condros par la Société Belge de Géologie le 19 Mars et les 8-9 Avril 1899*. Bull. Soc. Belg. Géol., 14, 123-192 (1900).
- DRUCE, E. C.: *Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies*. In Rhodes, F. H. T., ed., *Conodont Paleozoology*. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 141, 191-237 (1973).
- ERBEN, P.: *Zur analyse und interpretation der Rheinischen und Hercynischen magnafazies des Devon*. 2. Int. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze und die stratigraphie von Silur und Devon, Bonn-Bruxelles 1960, Symposium-band, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 62-70 (1962).
- ETHINGTON, R. L.: *Conodonts of the Ordovician Galena Formation*. J. Paleont., 33, 257-292 (1959).
- EVERS, H. J.: *Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse Geol. Med., 41, 83-151 (1967).
- FRANKENFELD, H.: *Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) vom Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai*. Clausthaler Geol. Abh., 39, 1-91 (1981).
- FRECH, F.: *Lethaea geognostica I*. Lethaea Paleozoica, 2, 1-788 (1897).
- FRY, S., y BERESKIN, S. R.: *Arrecifes del Devónico medio y superior del miembro de Perán (Caliza de Candás) en el cabo de Peñas (Asturias-España)*. VIII Congr. Nac. Sedim., 18-19 (1977).
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.: *La extensión de la Biozona de Phlogoiderhynchus (Braquiópodo rinconélido, Givetiense terminal-Frasniense inferior)*. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 15, 77-86 (1985).
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., y ARBIZU, M. A.: *Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne)*. Ann. Soc. Géol. Nord, XCVI (4), 413-417 (1976).
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-LÓPEZ, S., y MÉNDEZ-BEDIA, I.: *Guidebook of the field trip meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy*. Serv. Publ. Univ. Oviedo, 1-14, I. (ed.) (1979).
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A., y GARCÍA-LÓPEZ, S.: *Informe paleontológico Hoja La Robla, núm. 13-08, Plan MAGNA*. Doc. interna IGME, 1-11 (inédito) (1980).
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; MÉNDEZ-ALVAREZ, J. R.; GARCÍA-LÓPEZ, S., y SOTO, F.: *El Devónico superior y el Carbonífero inferior del Sinclinal de Beberino (Pola de Gordón, León, NO de España)*. Compte Rendu. X I. C. C., 2, 375-387 (1985).
- GARCÍA-LÓPEZ, S.: *Análisis del contenido en conodontos de un corte de la Caliza de Candás en la costa asturiana*. Brev. Geol. Astúrica, 4, 49-53 (1972).
- GARCÍA-LÓPEZ, S.: *La Caliza de Candás en la zona de Luanco (Asturias) y su contenido en conodontos*. Trab. Geol., 8, 173-185 (1976).
- HERBIG, H. G., y BUGGISCH, W.: *Frasnian Limestone Inter-calations in the Nocedo Formation of N-León (Cantabrian Mountains/NW-Spain)*. Z. dt. geol. Ges., 135, 149-161 (1984).
- HIGGINS, A. C.: *Conodonts from the «Griotte» limestone of North West Spain*. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 65, 5-21 (1962).
- HIGGINS, A. C.: *Conodont biostratigraphy of the late Devonian-Early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera*. In Wagner, R. H., ed., *The Carboniferous of North West Spain. Part I*, Trab. Geol., 3, 179-192 (1971).
- HIGGINS, A. C.: *Conodont zonation of the lower Carboniferous of Spain and Portugal*. Intern. Symp. Belgian Micropaleont. limits (Namur, 1974). Geol. Surv. Belgium, 4, 1-17 (1974).

- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T., y WAGNER, R. H.: *Basal Carboniferous strata in part of northern León, NW Spain: stratigraphy, conodont and goniatite faunas*. Bull. Soc. Belg. Geol. Paleont. Hydrol., 72, 205-248 (1964).
- JULIVERT, M.: *La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga*. Trab. Geol., 1, 59-76 (1967).
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y GARCÍA-ALCALDE, J. L.: *Memoria explicativa del mapa geológico de España, escala 1:200.000, Hoja núm. 10 (Mieres)*. Inst. Geol. Min. España, 1-54 (1971).
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y VERGÉS, J.: *El Devónico del Macizo Ibérico*. En Geología de España, Libro Jubilar de J. M. Ríos, Inst. Geol. Min. España, 1, 265-311 (1983).
- KLAPPER, G.; ZIEGLER, W., y MASHKOVA, T. V.: *Conodonts and correlation of lower-middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia*. Geologica et Palaeontologica, 12, 103-116 (1978).
- LOBATO, L.: *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva*. Inst. Fray Bernardino de Sahagún, Excma. Dip. Prov. León (CSIC), 1-192 (1977).
- LOTZE, F.: *Zur gliederung des varisziden der Iberischen meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92 (traducción por J. M. Ríos: *Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica*. Publ. Extr. Geol. España, 5, 149-166 (1950) (1945).
- LYS, M., y SERRE, B.: *Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque. Etudes micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagne)*. Rev. Inst. Franc. Petrol. Ann. Comb. Liq., 13, 879-916 (1958).
- LLOPIS-LLADÓ, N.: *Sobre la estratigrafía del Devónico entre Avilés, Gijón y Oviedo*. Brev. Geol. Astúrica, I (1-2), 5-8 (1957).
- LLOPIS-LLADÓ, N.: *Las bases estratigráficas del Devónico de Asturias*. Brev. Geol. Astúrica, II (1-2), 13-21 (1958).
- MAILLEUX, E.: *Traversée centrale de la Belgique par la vallée de la Meuse et ses affluents de la rive gauche. I.ª partie: Le Dévonien du bord méridional du synclinal de Dinant*. Congr. Géol. Intern. XIII session, livret-guide, excursion A2, 1-32 (1922).
- MAILLEUX, E.: *Terrains, roches et fossiles de la Belgique (2.ª édition)*. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, 1-217 (1933).
- MAILLEUX, E.: *Contribution à la connaissance de l'Assise de Fromelennes (Frasnien inférieur)*. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, 14 (18) (1942).
- McLAREN, D. J.: *Time, Life and boundaries*. Journ. Pal., (5) 44, 801-815 (1970).
- MÉNDEZ-BEDIA, I.: *Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España)*. Trab. Geol., 9, 1-93 (1976).
- MOHANTI, M.: *The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, prov. León, Northwestern Spain: Carbonate facies and Rhynchonellid paleontology*. Leidse Geol. Med., 48, 135-205 (1972).
- MOURAVIEFF, A. N., y BOUCKAERT, J.: *MAILLEUX'S (1940) Manticoceras intumescens (BEYRICH) in the Belgian Frasnian with respect to the conodont zonation*. Geologica et Palaeontologica, 7, 93-95 (1973).
- PANDER, C. H.: *Monographie der fossilen fische des Silurischen systems der Russisch-Baltischen Gouvernements*. 1-83 (1856).
- RADIG, F.: *Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord-Spanien)*. Geol. Rundschau, 51 (1), 249-267 (1962).
- RAVEN, I. G. M.: *Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Med., 52 (2), 265-339 (1983).
- REIJERS, T. J. A.: *Facies and diagenesis of the Devonian Portilla limestone Formation between the River Esla and the Embalse de Luna, Cantabrian Mountains, Spain*. Leidse Geol. Med., 47, 163-249 (1972).
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R.: *La sucesión del Devónico superior y Carbonífero inferior en el Sinclinal de Alba (León, NO de España)*. Compte Rendu. X I. C. C., 1, 133-144 (1985).
- RUPKE, J.: *The Esla nappe, Cantabrian mountains (Spain)*. Leidse Geol. Med., 32, 1-74 (1965).
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., y MANJÓN, M.: *Facies de la caliza de Moniello en la zona de Arnao, Asturias*. Trab. Geol., 8, 109-129 (1976).
- SEDDON, G.: *Frasnian conodonts from the Sadler Ridge-Bugle Gap area, Canning basin, western Australia*. J. Geol. Soc. Austral., 16, 723-753 (1970).
- SEDDON, G., y SWEET, W. C.: *An ecologic model for conodonts*. J. Paleont., 15, 869-880 (1971).
- SITTER, L. U. DE: *The development of the Paleozoic in Northwest Spain*. Geol. Mijnbouw., 11 (11-12), 312-319, 325-340 (1949).
- STAALDUINEN, C. J. VAN: *Geology of the area between the Luna and Torio Rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse Geol. Med., 49, 167-205 (1973).
- STAUFFER, C. R.: *Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota*. J. Paleont., 14, 417-435 (1940).
- TRUYOLS, J., y GARCÍA-ALCALDE, J. L.: *Aspectos biostratigráficos del Devónico cantábrico (España)*. Mem. R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat. España, 2.ª parte, 9-30 (1981).
- TRUYOLS, J., y JULIVERT, M.: *La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica)*. Trab. Geol., 8, 5-30 (1976).
- WAGNER, R. H.: *A general account of the Paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain)*. Bol. Inst. Geol. Min. España, 74, 171-331 (1963).
- WAGNER, R. H., y FERNÁNDEZ-GARCÍA, L.: *The Lower Carboniferous and Namurian rocks north of La Robla (León)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 507-531 (1971).
- WEDDIGE, K.: *Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typus-*

- gebiet und in benachbarten Faziesgebieten. Senckenbergiana Leth., 58, 271-419 (1977).
- WEDDIGE, K., y ZIEGLER, W.: *Correlations of Lower/Middle Devonian Boundary Beds*. Newsl. Stratigr., 6 (2), 67-84 (1977).
- WEDDIGE, K., y ZIEGLER, W.: *Evolutionary patterns in Middle Devonian conodont genera Polygnathus and Icriodus*. Geologica et Palaeontologica, 13, 157-164 (1979).
- ZIEGLER, W.: *Phylogenetische Entwicklung stratigraphisch wichtiger Conodonten-Gattungen in der Manticoceras-Stufe (Oberdevon, Deutschland)*. N. Jb. Geol. Paläont., 114, 142-168 (1962).
- ZIEGLER, W.: *Historical subdivisions of the Devonian*. In House, M. R.; Scrutton, C. T., y Basset, M. G., eds., *The Devonian System*. Spec. Pap. palaeont., 23, 23-47 (1979).
- ZIEGLER, W., y KLAPPER, G.: *Stages of the Devonian System*. Episodes, 8, 104-109 (1985).

Recibido: Abril de 1986.

«La Albuera del Castellar» nuevo yacimiento en el Cámbrico Medio de Zafra

Por M.^a Dolores GIL CID (*)

RESUMEN

Se da la localización de un nuevo yacimiento dentro de la zona de Zafra (Badajoz), de edad Cámbrico Medio, así como la relación de fauna encontrada.

RESUMEE

On dit la localisation d'un nouveau gisement a la region de Zafra (Badajoz), d'age Cambrienn moyen; d'autre part on fait la relation des fossiles que nous avons trouvée.

Entre los yacimientos de edad Cámbrico Medio encontrados hasta ahora en las cercanías de la localidad de Zafra (Badajoz), tres de ellos habían sido citados por J. P. BARD en 1964; material procedente de dos de esos yacimientos (puntos 6,500 y 7,200) de la Carretera Nacional Gijón-Sevilla fueron objeto de diferentes trabajos tanto de carácter general (GIL CID, 1973), como de carácter específico (GIL CID, 1978, 1980, 1981, 1982 y 1984) dedicados, fundamentalmente, a analizar entidades paleontológicas de una forma individualizada.

En el presente trabajo, nuestro principal objetivo estriba en dar a conocer la existencia de un nuevo yacimiento, cercano a la denominada Albuera de Castellar (fig. 1); esta Albuera está próxima a las Cresterías de la «Cuarcita del Castellar».

En la región de Zafra la sucesión de formaciones cámbricas en la transversal Alconera-Zafra es, de techo a muro, como sigue (LIÑÁN y PEREJÓN, 1981):

4. Formación «Capas del Playón».
3. Formación «La Lapa».

2. Formación «Alconera».
1. Formación «Torreárboles».

Las formaciones 1, 2 y 3 corresponden al Cámbrico Inferior; a techo de la Formación La Lapa y, más concretamente, sobre el miembro Vallehondo, se encuentra la «Cuarcita del Castellar», que sirve, en este punto geográfico, de muro para la Formación Capas del Playón, la cual suministra fauna indudable de edad Cámbrico Medio. La potencia de esta unidad se estima, según los diferentes autores, alrededor de los 300 metros, si bien no deja de señalarse la existencia de diferentes fracturas que dificultan una precisión mayor en este aspecto. Las Capas del Playón están formadas, principalmente, por un complejo vulcano sedimentario en el cual encontramos diferentes tipos de pizarras intercaladas con materiales volcánicos y niveles de carácter detrítico; la edad de las capas en las que hemos encontrado fauna fósil es de Cámbrico Medio, si bien nos aparece como asociaciones indicadoras o sugerentes de una edad más antigua que la de los yacimientos existentes en los kilómetros 6,5 y 7,2 de la carretera Zafra-La Lapa (Sevilla-Gijón).

Tomando como base las observaciones realizadas de forma directamente en campo, en el mismo yacimiento y complementándolos con los datos obtenidos en el laboratorio sobre los ejempla-

(*) Departamento de Paleontología U. C. M. Instituto de Geología Económica CSIC-UCM Madrid.

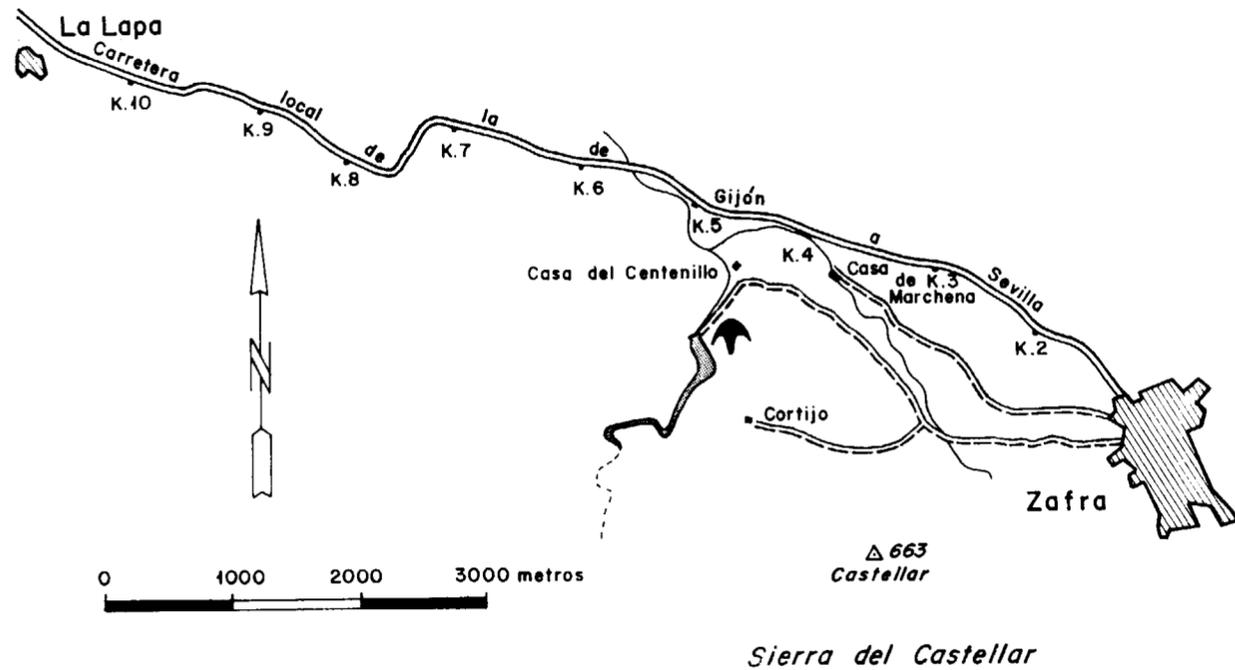


Figura 1.—Situación geográfica del nuevo yacimiento «La Albuera del Castellar», Zafra (Badajoz).

res estudiados, podemos exponer, como hipótesis de trabajo, unas condiciones determinadas ambientales para la comunidad registrada; estas condiciones se traducen en una profundidad poco acentuada, medio con una escasa energía, poca agitación y corrientes débiles o casi nulas; se han obtenido un número alto y bien conservado de exuvios de trilobites, varios ejemplares juveniles, fundamentalmente en estado meraspis (Paradoxides principalmente) y moldes internos y externos de diferentes grupos de braquiópodos; es de señalar la buena preservación de los braquiópodos vg. (Yorkia), tanto en sus impresiones internas como externas, así como la presencia de estructuras morfológicas de gran delicadeza; asimismo están en muy buen estado de conservación los conos y zonas operculares en Hyolites, así como fragmentos de helens; también debemos señalar, dada su trascendencia en la reconstrucción de la Paleocomunidad y sus características, la existencia de abundantes restos de diversos grupos de Equinodermos, fundamentalmente placas (fig. 2).

Este nuevo yacimiento nos ha proporcionado una relación más numerosa, en lo referente a géneros, especies e incluso grupos distintos que los ya citados de los kilómetros 6,5 y 7,2.

Para esta región la primera lista faunística que dada por BARD en 1964 estaba formada por:

- Paradoxides*
- Acadoparadoxides*
- Parabailiella* cf. *languedocensis*
- Pardailhaniania* cf. *hispida*
- Couloumaniania* cf. *heberty*

En esta relación procedía de tres puntos citados por dicho autor y que fue determinada por P. HUPÉ.

Actualmente la relación de fauna que hemos encontrado en el yacimiento de «La Albuera del Castellar» es la siguiente:

- A. *Trilobites*:
 - Paradoxides* cf. *pussilus*. Barr (*)
 - Paradoxides* sp. - 1 (*)
 - Paradoxides* (*Eccaparadoxides*) sp. - 2 (*)
 - Pardailhaniania hispanica*. Thoral, 1935
 - Pardailhaniania* sp.
 - Pardailhaniania hispidia*. Thoral, 1935.
 - Jincella sulcata*. Snajdr, 1957.
 - Parabailiella* sp.
 - Parabailiella languedocensis*. Thoral, 1946.
 - Bailiella* sp.
 - Conocoryphe heberty* Munier-Chalmas y Bergeron, 1889

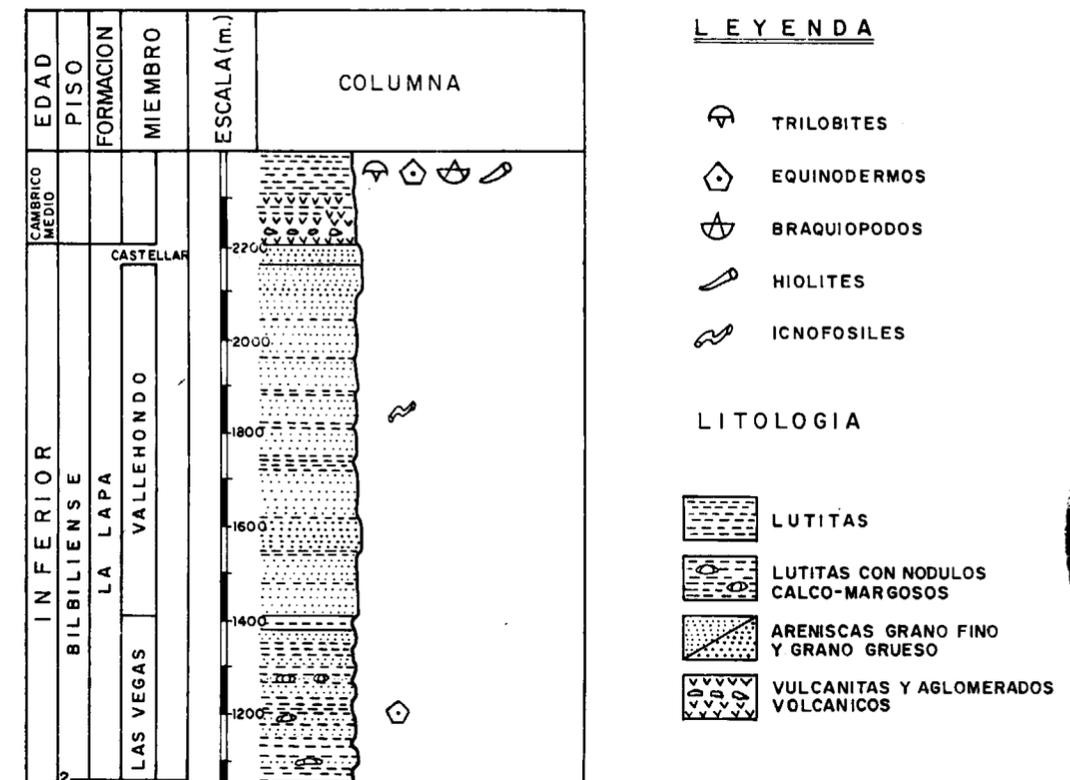


Figura 2.—Columna estratigráfica y posición de la fauna del yacimiento estudiado. (Basada en LIÑÁN y PEREJÓN, 1981.)

- Ctenocephalus* sp. - 1
- Ctenocephalus* (*Ctenocephalus*), *coronatus*, Barr, 1846
- Sao hirsuta*. Barr, 1846
- Sao* sp.

- B. *Braquiópodos*:
 - Orthidos* (*)
 - Yorkia* (*)
- C. *Equinodermos*:
 - Placas atribuibles a *Carpoideos Stiloforos* (*)
- D. *Moluscos*:
 - Hyolita* (sl.)

De las condiciones, deducidas, de este yacimiento podemos decir que la presencia de Equinodermos tipo «carpoideo estiloforo» (com. pers. G.

El signo (*) corresponde a especies que serán objeto de un trabajo individualizado por tratarse de nuevas especies o bien de grupos descritos por primera vez; tal es el caso del Braquiópodo *Yorkia*, el cual se encuentra en publicación en colaboración con M. MELOU, de Brest.

Ubaghs), es indicativa de un ambiente con una energía muy baja; hemos obtenido moldes de diferentes tipos de braquiópodos y que en su inmensa mayoría, conservan con gran detalle sus estructuras morfológicas; el grupo de los moluscos, representado prácticamente por los Hyolites, nos lo estamos encontrando como piezas operculares, conos y helens fragmentados; normalmente, los opérculos aparecen o bien «girados» de su cono o bien realmente separados, con lo cual la atribución concreta se ve dificultada, los helens están fragmentados, pero conservan las estrías longitudinales con cierta fidelidad.

El registro acumulado de este yacimiento viene a enlazar y completar la relación dada por LIÑÁN y PEREJÓN en 1981 para el Cámbrico de Alconera.

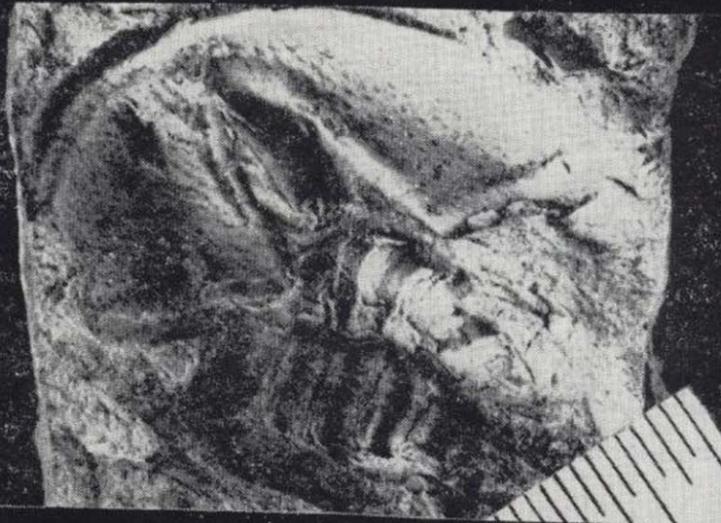
CONSIDERACIONES DE CARACTER BIOESTRATIGRAFICO

En el cuadro 1 hemos reflejado las denomina-

LAMINA I



1



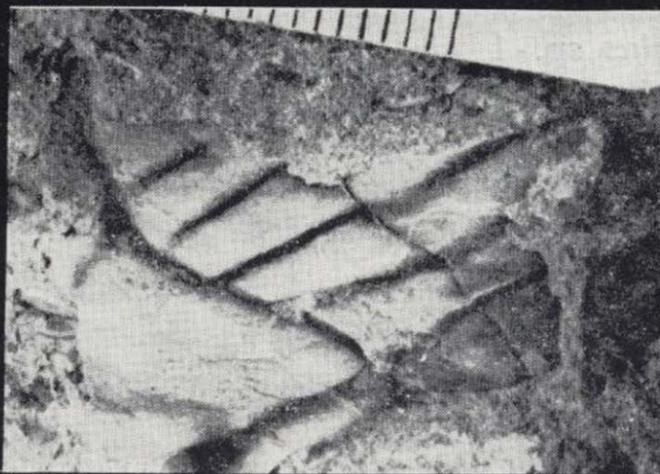
2



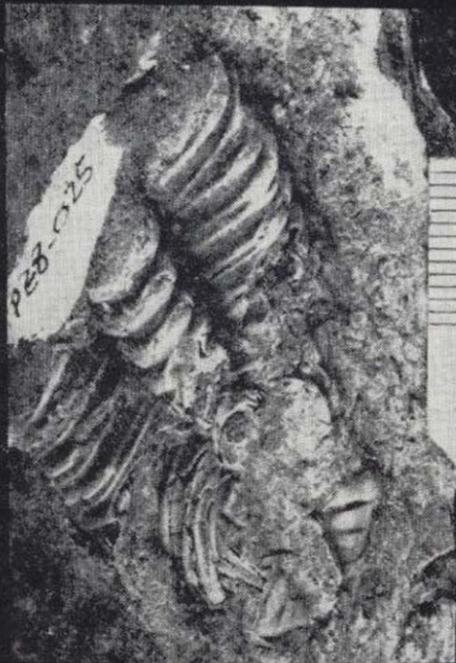
3



4



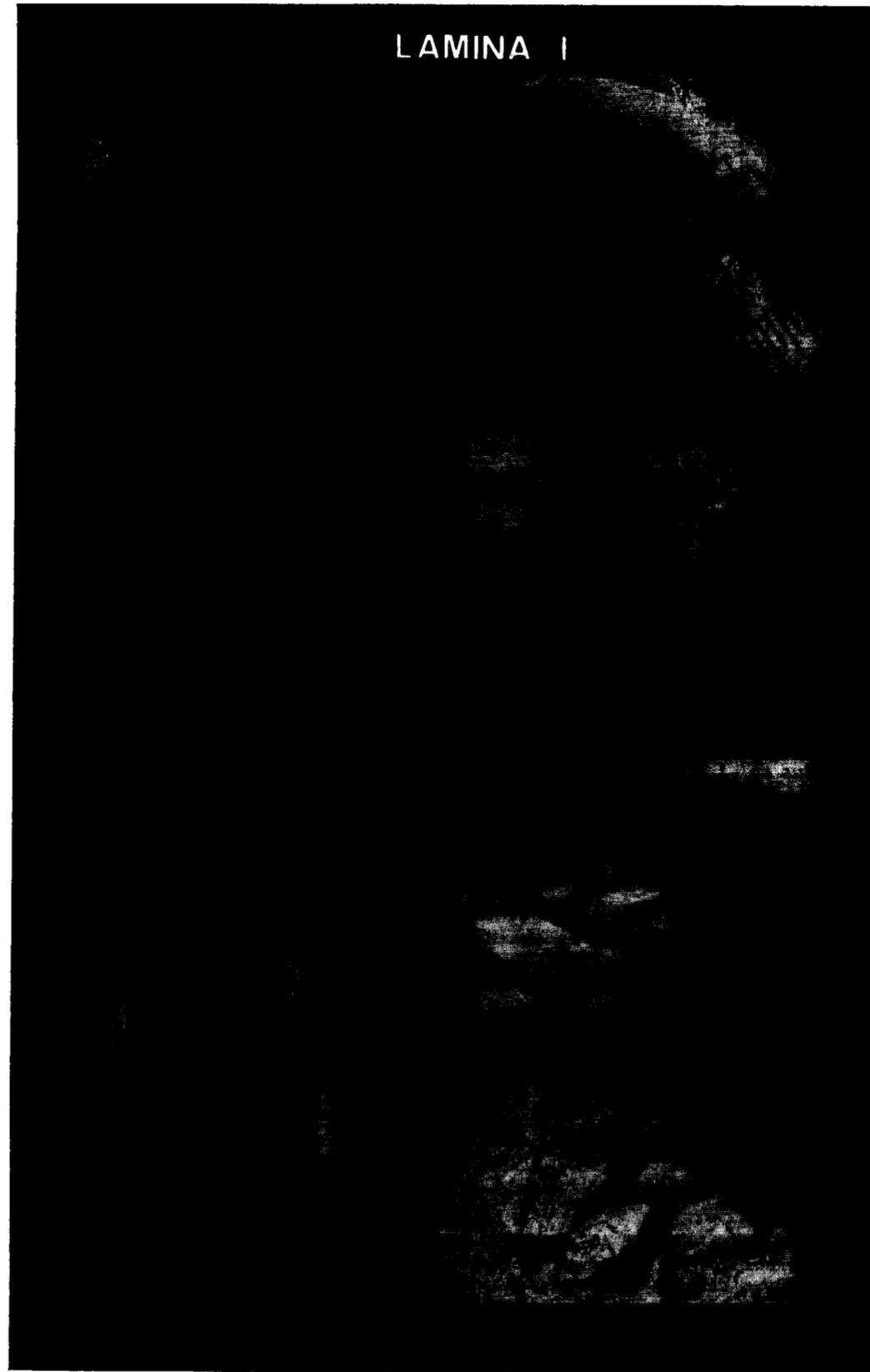
6



5



7



ciones utilizadas por BARD, 1964, para la región de Zafra, LAUS, 1969 para el suroeste de Extremadura; VEGAS, 1971 b para la región de Zafra, y la propuesta en 1981 para LIÑÁN y PEREJÓN para la región de Zafra-Alconera; también se pueden observar

las diferentes correlaciones entre las sucesiones cámbricas dadas por estos autores; este cuadro está basado en el publicado por LIÑÁN y PEREJÓN en 1981 (p. 9). El yacimiento de «La Albuera del Castellar» se encuentra estratigráficamente situado

CUADRO 1

Diferentes denominaciones y correlación de las sucesiones cámbricas según diferentes autores

CUADRO I					
BARD 1964 Región de Zafra	LAUS 1968 SW provincia de Badajoz	SUHR 1969 SW Extremadura	VEGAS 1971-b Región de Zafra	DUPONT 1979 SW provincia de Badajoz	LINAN Y PEREJON 1981
Vulcanitos Cuarcitas	Pizarras areniscosas	Pizarras areniscosas	"Serie del Playon"	Formación vulcano sedimentaria espilitica	"Capas del Playon"
	Alteración cuarcitas y pizarras	Esquistos y pizarras superiores con vulcanitas			
Formación flyshoida	Cuarcitas	Areniscas cuarcíticas	Cuarcita del Castellar	Cuarcitas	Miembro Castellar
	Esquistos arcillosos y grauwacas violáceas y verdosas	Esquistos inferiores	"Serie de Vallehondo superior"	"Complejo vulcano sedimentario supercarbonatado" en el dominio meridional	Miembro Vallehondo
Vulcanitos en la Unidad Norte		Serie de Vallehondo inferior	Miembro Las Vegas		
Calizas de Alconera	Serie calcárea	Serie caliza	Calizas de Alconera	Formación carbonatada	Miembro La Hoya Miembro Sierra Gorda

- ☞ Trilobites
- ⊕ Arqueociatos
- ☞ Estromatolitos
- ☞ Algas
- ☞ Icnofósiles
- ⊙ Equinodermos

EXPLICACION DE LA LAMINA

- Número 1.—Placa en la que podemos observar Conocoryphidae, Pardailhania, Orthidos y fragmentos diversos. Se trata de moldes internos; en la parte inferior aparece una placa de Equinodermos.
 - Número 2.—Exuvio de Parabailiella; se aprecia con claridad el molde externo de la región cefálica y algunos segmentos torácicos; en el escudo cefálico se aprecia la crenulación en las mejillas.
 - Número 3.—Placas con moldes de braquiópodos del grupo Orthidos, así como un fragmento de segmento torácico de Trilobites.
 - Núm. 4.—Placa en la que aparecen tres ejemplares diferentes de moldes de representantes de la Familia Conocopyhidae.
 - Número 5.—Molde externo de región torácica y pigidio de un ejemplar de Conocoryphidae.
 - Número 6.—Molde interno de Paradoxides; se trata de un hemicranidio izquierdo.
 - Número 7.—Molde interno de Ctenocephalus sp-1.
- Tanto el material figurado en esta lámina como el que forma parte del total del estudio, está depositado en el Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias de Madrid.

en las denominadas «Capas del Playón» por VEGAS en 1971 b o en la Formación «Capas del Playón» de LIÑÁN y PEREJÓN, 1981 (cuadro 1). A excepción de BARD, 1964, que a estas capas les atribuye una edad diferente, el resto de los autores incluidos en el cuadro 1 coinciden en asignar una edad de Cámbrico Medio; estamos de acuerdo con los esquemas dados tanto por VEGAS, 1971, como por LIÑÁN y PEREJÓN, 1981, en las cuales aparece la «cuarcita del Castellar» en el muro de las Capas del Playón y por encima de la cual aparecen la serie de indudable edad Cámbrico Medio.

El trabajo corresponde al resumen presentado y aceptado en la VII Reunión del Grupo Ossa Morena, celebrado en Villafranca de los Barros (Badajoz) en 1985.

BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P.: *Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Badajoz, España)*. Notas y Comunicaciones IGME, 76, pp. 175-180, 2 figuras. Madrid (1964).
- BARD, J. P.: *Le métamorphisme régional progressif des sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne) sa place dans le segment Hercynien sub-Iberique*. These. Université de Montpellier, 373 pp., 100 figuras (1969).
- DUPONT, R.: *Cadre géologique et métalogenique des gisements de fer du sud de la province de Badajoz. Sierra Morena occidentale. Espagne*. Institut National Polytechnique de Lorraine. Ecole National Supérieur de Géologie Appliquée et des Prospection Minerire, 371, 41 cuadros, 57 figs., 4 mapas. Nancy (1979).
- DUPONT, R., y VEGAS, R.: *Le cambrien inférieur du Sud de la Province de Badajoz (sud-ouest d'Espagne). Distribution des séries sédimentaires et volcaniques associées*. C. R. Acad. Sci. Paris, 286 Ser., pp. 447-450, 1 fig. Paris (1978).
- GIL CID, D.: *Nota preliminar sobre el contenido faunístico y edad del Cámbrico de Zafra y Alconera (Badajoz)*. Bol. Geológico y Minero, t. LXXXIV, pp. 26-31. Madrid (1973).
- GIL CID, D.: *El género Hickia y su interés bioestratigráfico en el Cámbrico inferior de España*. Estudios Geológicos, 34, pp. 29-32. Madrid (1978).
- COULLAT, J., y GIL CID, et al.: *Flanco S del Anticlinorio Olivenza-Monasterio, núcleo metamórfico de Valungo y Unidad Alconera*. II Reunión del Grupo de Ossa Morena Monasterio. Cuadernos do Laboratorio Xeologico de Laxe, 8, pp. 125-129 (1980).
- GIL CID, D.: *Hallazgo de Paradoxides Eccaparadoxides brachyrhachis Linnarsson 1983 en el Cámbrico medio de Zafra (Badajoz)*. Boletín Geológico y Minero de España, t. XCIII-VI, pp. 470-474. Madrid (1982).
- GIL CID, D.: *Jincela? sulcata Szuy 1967. Trilobites Sole-nopleurido del Cámbrico medio de Zafra (Badajoz)*. Memorias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. de Coimbra, núm. 97, pp. 1-9, 1 lám. Coimbra. (1984).
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *El sistema cambricano en «Explicación del nuevo mapa geológico de España en escala 1:1.000.000*. Memorias IGME, 1, 291-525, 13 figs. Madrid (1935).
- LAUS: *Stratigraphie und ektonik im Südlichen Teil der Provinz Badajoz (Spanien) unveroff.* Diss. math. natur-miss. Pak. Univ. Munster, 131 pp. (1968).
- LIÑÁN, E., y PEREJÓN, A.: *El Cámbrico inferior de la «unidad Alconera» Badajoz (SW de España)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Sec. Geol., 79, pp. 25-148. Madrid (1981).
- LOTZE, F.: *Sobre la estratigrafía del Cámbrico español*. Notas y Com. IGME, núm. 61, pp. 131-164. Madrid (trad.: G. Llerena) (1981).
- SNAJDR, M.: *O novych trilobitch z cesjeko kambria*. Vestn. Ustr. ust., geol., 32, pp. 235-245, 1 fig., 2 lám. Praha (1957).
- SNAJDR, M.: *Trilobiti ceskeho stredniho kambria*. Rozpr. Gstr. ust. geol., 24, pp. 1-280, 46 lám., 46 figs. Praha (1958).
- SHUR: *Beitrag zur stratigraphie des kambriums im Bereich der südlichen Extremadura (Südwest Spanien)*. Munster. Forsch. Geol. Alaont., 14, pp. 207-232, 1 fig., 1 cuadro munster (1960).
- SZUY, K.: *Das kambrium Spaniens, Teil II. Trilobiten Abschnitt*. 2 Akad. Wiss Lit. Abham. math. Nat. Kl., 8, pp. 594-694, lám. 16-34 (1961).
- SZUY, K.: *La subdivisión bioestratigráfica y correlación del Cámbrico medio de España*. I Congr. Hisp-Lu.-Amer. Geol. Econ., 2, pp. 769-782. Madrid (1971 b).
- VEGAS, R.: *Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras al N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)*. Bol. Geol. y Min., 82, pp. 351-358, 1 fig. Madrid (1971 a).
- VEGAS, R.: *Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcuñis y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz*. Est. Geol., 27, pp. 419-425, 2 figs., 4 cuadros. Madrid (1979 b).
- ZAMARREÑO, I.: *Estratigrafía del macizo Ibérico*. Libro Jubilar José María Ríos. IGME, t. I, pp. 172-187 (1983).

Recibido: Enero de 1986.

Una nueva especie de Calamitácea en el Estefaniense A de Henarejos (Cuenca) y en el Estefaniense B de Malpás (Lérida)

Por M. C. DIEGUEZ (1)

RESUMEN

Se describe una nueva especie de órgano foliar perteneciente a la familia de las Calamitáceas, procedente de los yacimientos carboníferos de Henarejos (Cuenca), de nivel Estefaniense A, y Malpás (Lérida), de nivel Estefaniense B.

SUMMARY

A new specie of Calamitean foliage is described, which comes from Carboniferous coalfields of Henarejos (Cuenca), Stephanian A and Malpás (Lérida) Stephanian B.

Los ejemplares objeto de estudio proceden de la localidad HE 4, del yacimiento de Henarejos (Cuenca) y han sido marcados como Hc 2, Hc 4, Hc 6 y Hc 9 y dos ejemplares del nivel 35, según estratigrafía del Dr. J. TALENS, de Malpás (Lérida), marcados ambos M 35 y que se hallan depositados en el Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

DESCRIPCION DEL MATERIAL

Todos los ejemplares presentan un eje calamitoide, estriado longitudinalmente, con entrenudos de 5-7 mm. de longitud y 1,5-1,8 mm. de anchura, en el que se insertan verticilos de 6-10 hojas linear lanceoladas, falcadas, de 0,6-8 mm. de longitud y 0,8-1 mm. de anchura, siendo la relación anchura-longitud de 1/7-1/8. Los micrófilos presentan un nervio medio ancho y marcado, ápice acuminado y dirigido hacia el tallo portador.

En el verticilo terminal, no observable en algunos ejemplares, las hojas laterales son de menor

tamaño que las que ocupan posición central, dando al verticilo un aspecto comal.

Los verticilos ofrecen un aspecto denso por estar sus hojas imbricadas, no dejando observar el tallo portador, en aquellos ejemplares en que se han conservado todas las hojas del verticilo, siendo interesante el señalar la caducidad foliar que presentan los ejemplares estudiados.

El ejemplar Hc 2 consiste en un fragmento de 1,8 cm. de longitud, de un eje calamitoide, con entrenudos finamente estriados en sentido longitudinal, de 6 mm. de longitud y 1,5-1,8 mm. de anchura, que porta tres verticilos, en los que no han quedado conservadas la totalidad de las hojas, contándose un máximo de cuatro hojas en el verticilo terminal. Sus dimensiones son: 8 mm. de longitud y un máximo de 1 mm. de anchura. El ejemplar marcado Hc 6, muestra características casi idénticas al descrito.

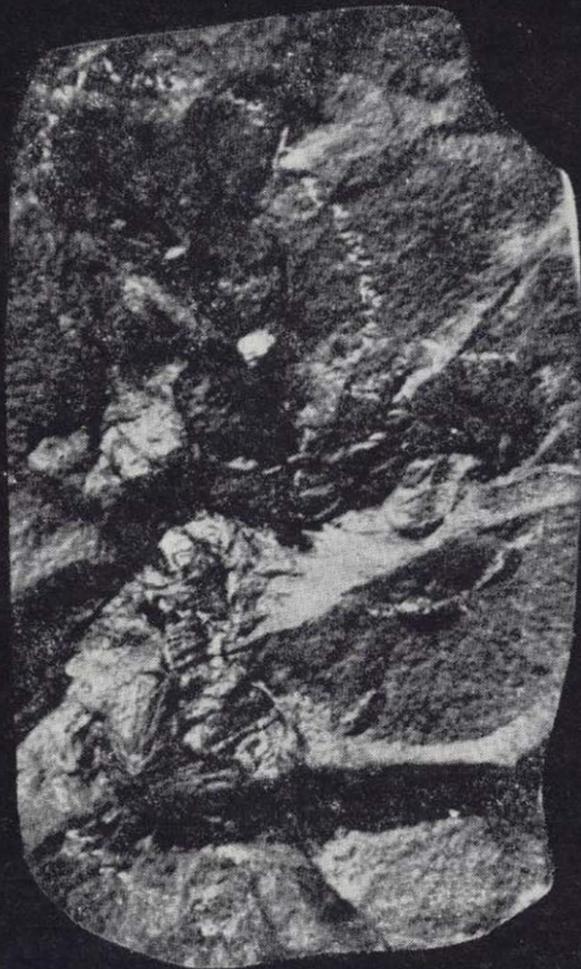
Los ejemplares Hc 4 y Hc 9 son fragmentos de ramas de último orden de 3,4 cm. y 4,2 cm. de longitud respectivamente, con cinco verticilos foliares. Tanto la forma y dimensión de las hojas como las de las ramas, con idénticas a las de los ejemplares anteriormente descritos, observándose en este caso los verticilos foliares completos, por lo que se puede apreciar su aspecto denso, con excepción de los dos verticilos inferiores en los

(1) Departamento de Paleontología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

LAMINA I



1



2



3



4



5

LAMINA I

que, al faltar algunas hojas, se manifiestan las características de morfología de la rama portadora.

En los ejemplares recogidos en Malpás hemos podido distinguir características morfológicas muy similares, si bien la longitud de las hojas es ligeramente inferior a la dada para los ejemplares de Henarejos; no así su anchura, que es también de 1 mm., por lo que su aspecto es más carnoso.

El ejemplar de lám. 1, fig. 3, es un fragmento de 2,2 cm. de longitud de una rama con cuatro verticilos de cinco hojas de 5,7 mm. de longitud y 1 mm. de anchura. En el otro ejemplar de la misma procedencia, observamos un fragmento de rama de 5,5 cm. de longitud, en el que están insertos doce verticilos de 6-7 hojas de 6 mm. de longitud y 0,9 mm. de anchura.

DISCUSION

Las especies que presentan una mayor similitud, con las características morfológicas descritas para los ejemplares estudiados, son:

Asterophyllites lycopodioides Zeiller, de la que se separa netamente por la forma y dimensión de sus hojas, así como por el aspecto general de los verticilos, que es más denso en *A. lycopodioides* Zeiller al seguir éstas una trayectoria paralela al eje, y *Asterophyllites grandis* Sternberg, aunque en ésta las hojas son más cortas que los entrenudos y se curvan hacia la rama en la mitad

de su longitud, mientras que en nuestros ejemplares esta curvatura se produce en la parte apical.

Se podría también encontrar cierta similitud morfológica con *Asterophyllites equisetiformis* Schlotheim sp., forma *typica* Jongmans y Kukuk., sobre todo en los ejemplares procedentes de Malpás (Lérida), si bien las dimensiones les separan netamente, junto con otras características como la curvatura apical de las hojas de nuestros ejemplares.

Por último, en una primera impresión podrían recordar a *Annularia microphylla* Sauveur, parecido que no resistiría un examen más profundo dada la diferencia entre los géneros *Annularia* Sternberg y *Asterophyllites* Brongniart, y las distintas formas y dimensiones entre la especie de Sauveur y la de nuestros ejemplares.

Creemos, por tanto, que nos encontramos ante una nueva especie parataxónica de Calamitácea, en la que las dimensiones foliares son muy reducidas, aún dentro de los límites de esta familia que presenta micrófilos, y de una acusada caducidad foliar y a la que denominamos *Asterophyllites melendezi*, en homenaje al profesor D. Bermudo MELÉNDEZ, iniciador en la edad moderna de los estudios de Paleontología vegetal en España.

DIAGNOSIS DE LA ESPECIE

Verticilla condensa aspectu, follis linalibus-lanceolatis, semilunariter curvatis constituta. Nerviiis

EXPLICACION DE LA LAMINA

- Figura 1.—*Asterophyllites Melendezi*. Parte terminal de rama portadora de último orden. Henarejos (Cuenca). Ejemplar Hc 9. X 2.
 Figura 2.—*Asterophyllites Melendezi*. Fragmento de rama con verticilos incompletos. Henarejos (Cuenca). Ejemplar Hc 2. X 2.
 Figura 3.—*Asterophyllites Melendezi*. Parte terminal de una rama de último orden, mostrando cuatro verticilos completos. Malpás (Lérida). X 2.
 Figura 4.—*Asterophyllites Melendezi*. Verticilos terminales de rama de último orden. Henarejos (Cuenca). Ejemplar Hc 4. X 2.
 Figura 5.—*Asterophyllites Melendezi*. Fragmento de rama portando tres verticilos incompletos. Ejemplar Hc 6. Henarejos (Cuenca). X 2.

EXPLANATION OF PLATE

- Figura 1.—*Asterophyllites Melendezi*. Terminal part of a branch of the ultimate order. Ejemplar Hc 9. Henarejos (Cuenca). Enlarged two times.
 Figura 2.—*Asterophyllites Melendezi*. Branch's fragment with incomplete whorls. Ejemplar Hc 2. Henarejos (Cuenca). Enlarged two times.
 Figura 3.—*Asterophyllites Melendezi*. Branch's terminal part of the ultimate order with four complete whorls. Malpás (Lérida). X 2. Enlarged two times.
 Figura 4.—*Asterophyllites Melendezi*. Terminal whorls of branch of ultimate order. Ejemplar Hc 4. Henarejos (Cuenca). X. Enlarged two times.
 Figura 5.—*Asterophyllites Melendezi*. Branch's fragment with three incomplete whorls. Ejemplar Hc 6. Henarejos (Cuenca). Enlarged two times.

mediis conspicuis, ápice acuminato versusque stiptem curvato. Folia lateralía verticilli terminalis centralis breviora.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer sinceramente a los doctores J. TALENS, profesor titular del Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, y F. FONOLLA su amabilidad al prestarnos el material por ellos recogido, para su estudio y clasificación.

BIBLIOGRAFIA

- ABBOTT, M. L.: *The american species of Asterophyllites, Annularia and Sphenophyllum*. Bull. American Paleont., vol. XXXVIII, núm. 174, 289-390 (1958).
- BOUREAU, E.: *Traité de Paléobotanique*. T. III, Masson, 544 pp., París (1964).
- BRONGNIART, A.: *Prodrome d'une histoire des végétaux fossiles*. F. G. Levrault, 233 pp., París (1828).
- BRONGNIART, A.: *Histoire des végétaux fossiles, ou recherches botanique et géologiques sur les végétaux fossiles renfermés dans les diverses couches du Globe*. G. Dufour et D'Ocagne, París, 488 pp. (1828).
- CROOKAL, R.: *Fossil Plants of the Carboniferous rocks of Great Britain*. Mem. Geol. Surv. Great Britain, vol. IV, Pt. 5, Londres, 573-791 (1969).
- DIEGUEZ, M. C.: *Estudio Monográfico de las Calamitáceas españolas*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Complutense de Madrid, 484 pp. (1984).
- GOTHARD, W., y REMY, W.: *Steinkohlenpflanzen*. Glückauf Verl, 248 pp. (1957).
- JONGMANS, W. J.: *Anleitung zur Bestimmung der Karbon-Pflanzen West-Europas, I. Db. Tallophyta, Equisetales, Sphenophyllales*. Meded. Van de Rijksopsporing Delfst., núm. 3, 1-482 (1911).
- JONGMANS, W. J.: *Fossilium Catalogus, II, Plantae. P. Iars IV, Equisetales III*. W. Junk, 193 pp., Berlín (1914).
- JONGMANS, W. J., y KUKUK, P.: *Die Calamariaceen des Reinisch-Westphälischen Kohlendeckens*. Medel. Rijks. Herbarium, Leinden, 89 pp. (1913).
- MALLADA, L.: *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España*. Bol. Com. Mapa Geológico España, 2, pp. 1-160 (1878).
- MELÉNDEZ, B.; TALENS, J.; FONOLLA, F., y ALVAREZ RAMIS, C.: *Las cuencas carboníferas del sector central de la Cordillera Ibérica (Henarejos y Montalbán)*. X Congreso Int. Estrat. Geol. Carbonífero, IGME, 209-220 (1983).
- REMY, W., y R.: *Planzenfossilien*. Akad. Verlag, 285 pp., Berlín (1959).
- RENAULT, B.: *Cours de Botanique fossile (Lepidodendrées, Sphenophyllées, Asteophyllées, Annulariées, Calamariées)*. Masson, 192 pp., París (1882).
- RUIZ FALCÓ, M., y MADARIAGA ROJO, R.: *Vegetales fósiles del Carbonífero español*. Bol. Just. Geol. Min. España, t. LIII, XVII, Madrid (1932).
- STERNBERG, G. K.: *Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt*. Bd I, H. 14; Bd II, H. 5-6, Regensburgr, Leipzig, Praga (1821-1838).
- STUR, D.: *Die Karbon-Flora des Schatzlarer Schichten, Abth. II, Die Calamariaceen der Karbon-Flora des Schichten, abhand.* K. K. Geol. Reichsanst., 228-235 (1887).
- TALENS, J.: *Paleontología del Carbonífero continental de la provincia de Lérida*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (1973).

Recibido: Noviembre de 1985.

Vertientes periglaciales con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cádiz-Sevilla)

Por F. DIAZ DEL OLMO (*)

RESUMEN

Se estudian los encostramientos calcáreos existentes en vertientes relictas periglaciales de macizos del Subbético Externo de Sevilla y Cádiz, determinando sus caracteres macro y micromorfológicos, estableciendo su génesis por circulación vadosa y migración vertical con desarrollo gradual del carbonato, e interpretándolo como sin-sedimentario con el ambiente frío generador de los crioclastos.

RESUME

On étudie les encroûtements calcaires qui se trouvent sur versants anciennes périglaciaires des massifs du Subbétique Externe de Séville et Cadix, en déterminant leurs caractères autant macro et micromorphologiques à partir de sa genèse par circulation vadosa et migration verticale avec un développement graduel du carbonate. On interprète cela comme sin-sédimentaire avec le milieu froid qui est l'origine des éboulis ordonnés ou non.

INTRODUCCION

Desde hace unos años venimos estudiando las vertientes de los principales macizos calcáreos de las zonas externas occidentales de las cordilleras Béticas. Fruto de ello ha sido la constatación de los siguientes extremos:

1. Que ha existido una morfogénesis periglacial, asociada a afloramientos del bajo-ciense, expresada en acumulaciones crionivales.
2. Dichos acúmulos presentan costras y encostramientos calcáreos que brechifican o no los detritos.
3. Sobre este conjunto se detectan ciclotemas solifluidales.
4. Canchales con variada tipificación y filiación genética.

El objeto de este trabajo se centra en el estudio de los encostramientos calcáreos, identificando su génesis, acercando su cronología y dedu-

ciendo las implicaciones morfogénicas que ello tiene.

Desde el punto de vista geomorfológico la bibliografía regional es bastante escueta. GARCÍA ROSSELL y PEZZI, de la Universidad de Granada (1978), plantearon la problemática periglacial en el sector central de las Béticas, donde ya el mismo PEZZI había hecho observaciones (1977) con ocasión de su tesis doctoral. Junto a ello están las publicaciones de nosotros sobre El Tablón (DÍAZ DEL OLMO, 1981) y la Sierra del Pinar, Grazalema (DÍAZ DEL OLMO y RUBIO RECIO, 1984).

El reconocimiento geológico ha sido planteado a diferentes niveles temáticos. Los estudios que local o regionalmente entendemos como básicos para la comprensión de las múltiples unidades geológicas son: GAVALA, 1918; KOCKEL, 1963; HOPPE, 1968; CHAUVE, 1968; MAUTHE, 1971; CRUZ SANJULIÁN, 1974, y BOURGOIS, 1978.

ESQUEMA GEOMORFOLOGICO DEL SUBBETICO EXTERNO OCCIDENTAL

A la vista de nuestro trabajo de campo y de

(*) Cátedra de Geografía Física. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla.

las pertinentes consultas bibliográficas se puede esbozar una aproximación general y sintética a la geomorfología del subbético externo en el contexto provincial de Sevilla y Cádiz. Su resolución puede explicitarse en la identificación de varias *entidades morfológicas*, agrupadas a lo largo de dos transversales (fig. 1), i) Setenil-Algámitas, y ii) Grazalema-Líjar. Sus componentes son:

E.I. *Crestas y agujas dolomíticas*

Las series dolomíticas, a no ser que presenten una disposición estructural tipo plegamiento «encofrado» modelo Líjar, son las responsables de las mayores altitudes, límites interfluviales, crestas y fuertes escarpes generalmente tectonizados, karsificados y, en el Pinar, con manifestaciones de crioclastismo.

E.II. *Macizos calcáreos de techos planos o romos*

El substrato calcáreo se diversifica en carniolas, margas calcáreas más o menos dolomitizadas, calizas con sílex, etc. Su caracterización geomorfológica está relacionada con sus rasgos tectónicos. En las cimas pueden desarrollarse dolinas, uvalas, conductos kársticos, etc.

E.III. *Vertientes ligadas a E.I y II*

Son de las que tratan el presente artículo. Cuando se han conservado todas las secuencias morfológicas muestran los caracteres especificados en la *Introducción*.

E.IV. *Plataformas miocénicas*

Relieves tabulares desarrollados a partir de las

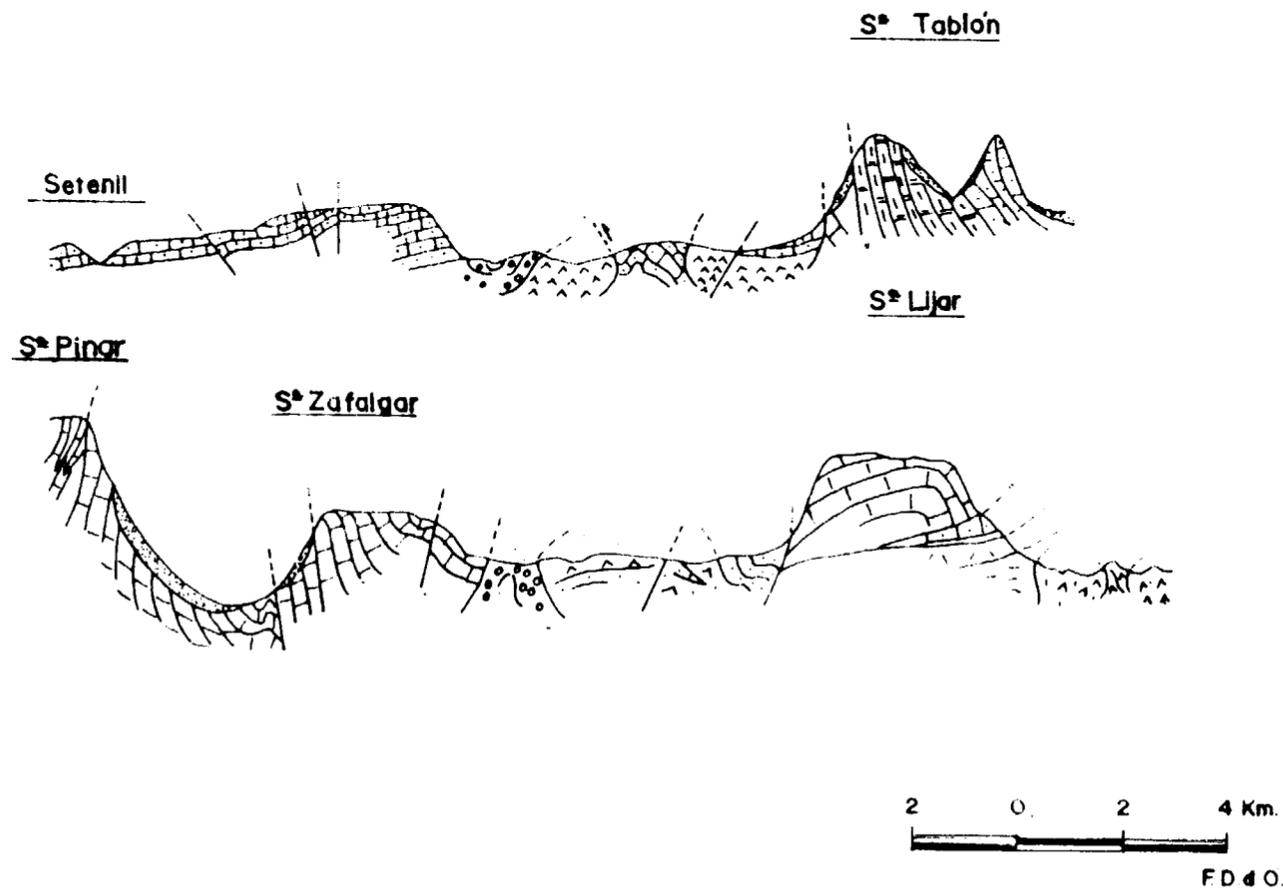


Figura 1.—Transversales geomorfológicas: Setenil-Algámitas y Grazalema (Pinar)-Líjar. La numeración corresponde a la de las entidades morfológicas.

formaciones miocénicas «post-nappe», y afectados por procesos neo-alpinos.

E.V. *Vertientes ligadas a E.IV*

Muestran escarpes en tanto que se den diversidades intra e interestratales en la columna sedimentaria. Presentan muestras de *glissements* y *glacis de versents*.

E.VI. *Superficie de brechas poligénicas con cemento margo-yesífero*

Nivel de base del Guadalete-Guadalporcún.

Para este artículo nos interesa la entidad morfológica III.

ENTIDAD MORFOLOGICA III

En las vertientes de la Sierra del Tablón (Terril N y S, y Lebronas N), de Zafalgar N, de Líjar N, y del Pinar N, pueden advertirse relictos gélivos que configuran en todos los casos la base de los acúmulos de sus laderas. Todos ellos presentan similares caracteres sedimentológicos, resumibles en presencia de *grèzes litées* y locales manifestaciones de crioturbación, y en el Tablón además se mantiene un excelente ejemplo de vertiente Richter ligada a ellos (DÍAZ DEL OLMO, 1981 y 1984).

Como ya hemos dicho, los encostramientos calcáreos son muy abundantes en las formaciones detríticas de génesis periglacial (fotos 1 y 2). En el Terril están, sin lugar a dudas, las más profundas ostentaciones de la región, descendiendo altitudinalmente a los 600 m., si bien determinados lóbulos han resbalado más bajo. Hacia el sector E de la cuerda del Terril, por la presencia más acusada y constante de los encostramientos, parece que los mecanismos de precipitación del CaCO₃ actuaron más decididamente. En las secciones verticales de los depósitos de gelifractos, la *calcrete* se distribuye tanto vertical como horizontalmente, si bien hay un predominio mayoritario de la segunda sobre la primera posición.

Macromorfológicamente en la costrificación se detectan dos tipos:

— Una *pulverulenta*, que al afectar a las bolsas

de gelifractos no empaqueta ni cementa a éstos;

— y otra conformadora de auténticas *brechas calcáreas* muy duras, con frecuente disposición zonal o en *dalle*.

No existe una nítida relación posición/tipos de encostramiento; no obstante, son más comunes los niveles endurecidos.

Siguiendo con la división enumerada, el análisis microscópico de las muestras ha arrojado los siguientes rasgos:

— En los encostramientos pulverulentos no hay caracteres determinantes; el CaCO₃ se dispone a modo de masa filamentosa difusa y microcristalina con débil estructura.

— En las muestras procedentes de los encostramientos compactos la matriz carbonática cementante es una calcita microcristalina de mayor talla que los filamentos anteriores (*microcrystalline calcite* de VATAN, 1967) bastante homogénea; en ella se detectan numerosos huecos homométricos —aproximadamente diámetros de 100 μ—, y «puentes», «canales», vesículas y tubos que entrelazados forman un campo de vanos —el cual denominaremos también masa oquerosa—, sin ordenación precisa. El fondo de tales huecos, al contacto con la superficie del canto, la cual se muestra descarbonatada en la aureola externa, aparece tapizado con una capa lechosa más opaca y cristalizada que el resto del precipitado. En los bordes de los huecos y vanos no se advierten ordenaciones de cristales.

El sistema radicular de la cobertera vegetal de estas vertientes interesa a los encostramientos superiores. Los capilares radiculares mili y micrométricos dan lugar localmente a «corredores» con cristalizaciones peliculares sobrepuestas del tipo *amas*. Hay presencia de tejidos e hifas alteradas recubiertas de plasma, a 4-5 m. de la superficie, procedentes tanto de las raíces como de hojas o ramas, que van siendo cada vez más extraños cuanto más abajo se progresa en la vertical de los acúmulos.

En la vertiente septentrional del Tablón hemos encontrado igualmente un sistema de fallas inversas que basculan hacia el N 210° los paquetes

de gelifractos encostrados al pie del Terril (foto 3), no incidiendo la actividad neotectónica sobre el actual perfil longitudinal de la ladera ni a los suelos rankers (litosuelos, suelos poco evolucionados), que con potencia de 0,5 m. coronan los ripios crioclásticos.

Lo localizado de esta actividad tectónica —no lo hemos vuelto a observar en ningún otro lugar del subbético externo, ni tenemos noticias de reseñas similares—, nos hace pensar en una geodinámica residual vinculada al basamento de la sierra. Efectivamente, en el Tablón las series calcáreas no apoyan exclusivamente sobre el keuper (BOURGOIS, 1978), sino igualmente aparecen otros substratos inestables como son las brechas poligénicas con cemento yesífero y las arcillas burdigalienses con bloques.

INTERPRETACION E IMPLICACIONES MORFOGENETICAS DE LOS ENCOSTRAMIENTOS

Ya se han estudiado o tratado generalmente casos de encostramientos calcáreos en depósitos gelivados en Europa, llegándose a determinar la existencia de un tipo de *calcrete* criogénica ligada a medios periglaciares (VOGT, 1974 y 1975). Los diversos casos estudiados han tratado de circunstancias más o menos similares aunque con diferentes posibilidades interpretativas (MERCIER et VOGT, 1974; BASTIN et alia., 1975; VOGT, 1977). Así pues, no estamos en el subbético en casos excepcionales.

De partida se constata en las muestras estudiadas que mantienen una relación estrecha entre dureza de la cementación calcárea y talla de los cristales de calcita, sin tener en cuenta la abundancia del CaCO₃, resultante esta igualmente contrastada en BASTIN et alia. (1975), y BATHURST (1975).

De la existencia de fondos cristalizados sobre las brechas calcáreas y la masa oquerosa de carbonatos, colegimos unos mecanismos configuradores por circulación vadosa con tendencia lateral —encostramiento en *dalle*—, ajustándose a las bolsas de gelifractos sin matriz actual. La migración vertical u oblicua del CaCO₃, esorrentía hipodérmica en vertientes reguladas, está en función de la capacidad percolativa del sedimento en cada nivel.

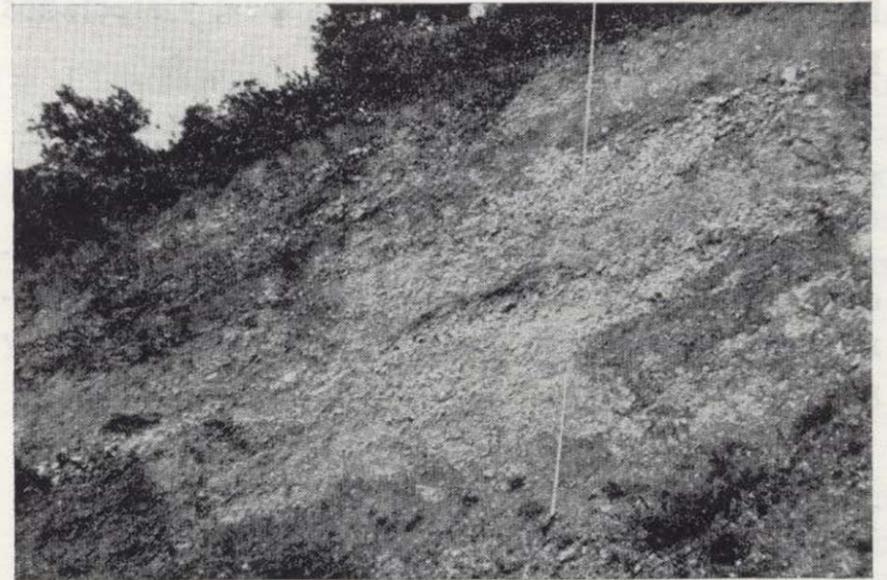


Foto 1.—Vertiente de acúmulos periglaciales en la Sierra del Tablón (Sevilla).



Foto 2.—Crioclastos encostrados en Lijar (Cádiz).

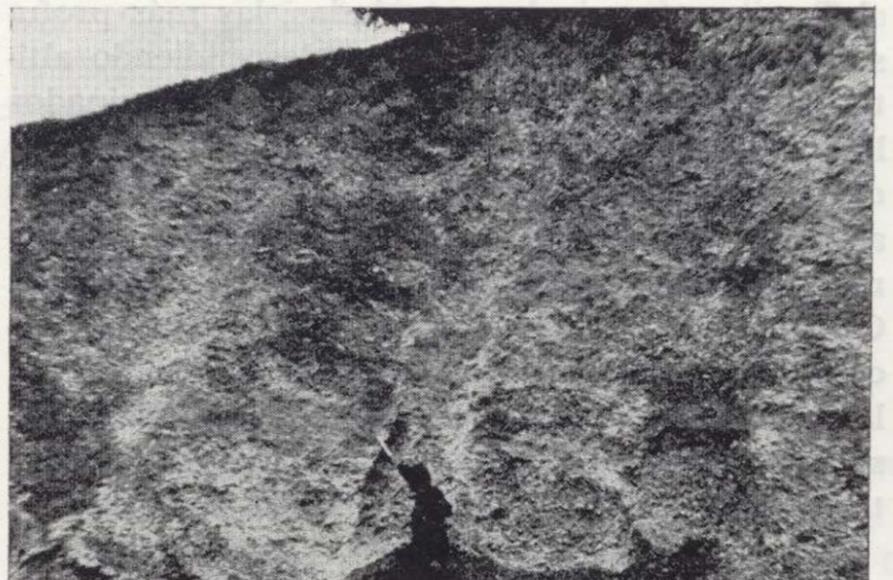


Foto 3.—Fallas inversas que afectan a los gelifractos encostrados del Terril (Sevilla).

de gelifractos encostrados al pie del Terril (foto 3), no incidiendo la actividad neotectónica sobre el actual perfil longitudinal de la ladera ni a los suelos rankers (litosuelos, suelos poco evolucionados), que con potencia de 0,5 m. coronan los rípios crioclásticos.

Lo localizado de esta actividad tectónica —no lo hemos vuelto a observar en ningún otro lugar del subbético externo, ni tenemos noticias de reseñas similares—, nos hace pensar en una geodinámica residual vinculada al basamento de la sierra. Efectivamente, en el Tablón las series calcáreas no apoyan exclusivamente sobre el keuper (BOURGOIS, 1978), sino igualmente aparecen otros substratos inestables como son las brechas poligénicas con cemento yesífero y las arcillas burdigalienses con bloques.

INTERPRETACION E IMPLICACIONES MORFOGENÉTICAS DE LOS ENCOSTRAMIENTOS

Ya se han estudiado o tratado generalmente casos de encostramientos calcáreos en depósitos gelivados en Europa, llegándose a determinar la existencia de un tipo de *calcrete* criogénica ligada a medios periglaciares (VOGT, 1974 y 1975). Los diversos casos estudiados han tratado de circunstancias más o menos similares aunque con diferentes posibilidades interpretativas (MERCIER et VOGT, 1974; BASTIN et alia., 1975; VOGT, 1977). Así pues, no estamos en el subbético en casos excepcionales.

De partida se constata en las muestras estudiadas que mantienen una relación estrecha entre dureza de la cementación calcárea y talla de los cristales de calcita, sin tener en cuenta la abundancia del CaCO_3 , resultante esta igualmente contrastada en BASTIN et alia. (1975), y BATHURST (1975).

De la existencia de fondos cristalizados sobre las brechas calcáreas y la masa oquerosa de carbonatos, colegimos unos mecanismos configuradores por circulación vadosa con tendencia lateral —encostramiento en *dalle*—, ajustándose a las bolsadas de gelifractos sin matriz actual. La migración vertical u oblicua del CaCO_3 , escorrentía hipodérmica en vertientes reguladas, está en función de la capacidad percolativa del sedimento en cada nivel.

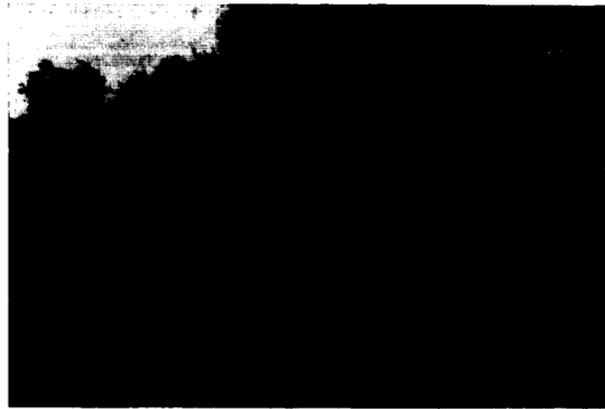


Foto 1.—Vertiente de acúmulos periglaciares en la Sierra del Tablón (Sevilla).

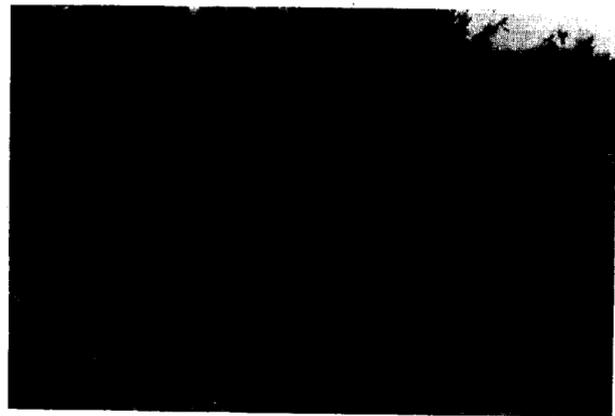


Foto 2.—Crioclastos encostrados en Lijar (Cádiz).

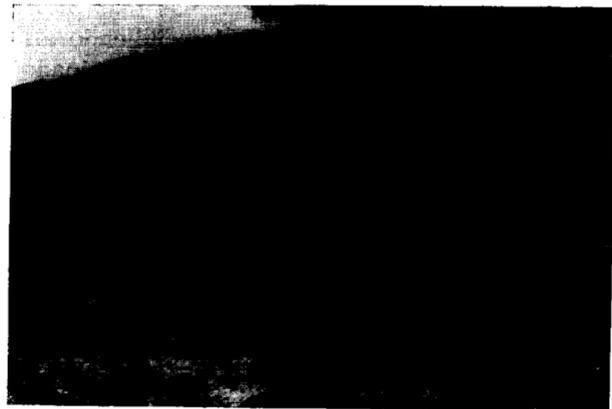


Foto 3.—Fallas inversas que afectan a los gelifractos encostrados del Terril (Sevilla).

La presencia de gelifractos con bordes descarbonatados sobre los que se asientan cristales de calcita ratifica a nuestro entender, además, la aloctonia sedimentaria de la calcita y diagénesis posterior sujeta a la dinámica vadosa.

Junto a estos caracteres están los rasgos de M. O. no completamente elaborada recubiertas de plasma. Hay pues un desarrollo gradual del carbonato con cementación compleja (*cementation by combined processes e induration by combined processes*, ZUIDAM, 1975 y 1976).

Es precisamente la asimilación de los caracteres al modelo de sedimentación calcárea criosmótico preconizado por T. VOGT (1975 y 1977) —confirmado igualmente por A. CAILLEUX en Léna e Iakoutsk—, lo que nos hace confiar la cronología de los encostramientos de las vertientes del subbético externo estudiadas, al período morfoclimático periglacial conformador de los rípios crioclásticos que ellas conservan, que desde luego, tanto por las estructuras sedimentarias de los paquetes, cuanto por los caracteres del medio deposicional del carbonato, correspondería a un sistema bioclimático subglaciárico húmedo.

BIBLIOGRAFIA

- BASTIN, B.; DE WOLF, Y.; GUILLIEN, Y.; MUXART, T., y PUYSEGUR, J. J.: *Grèzes litées et encroûtements calcaires*. Coll. Types de Croûtes calcaires et leur repartition regionale, Strasbourg, pp. 47-51 (1975).
- BATHURST, R. G. C.: *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Elsevier Sc., Amsterdam (1975).
- BOURGOIS, J.: *La Transversale de Ronda (Cordillère bética, Espagne)*, Ann. Sc. de l'Université de Besançon, Géol. 3ème sér., fasc. 30 (1978).
- CRUZ SANJULIÁN, J. J.: *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*, Tesis Doctoral, Publicaciones Universidad de Granada (1974).
- CHAUVE, P.: *Etude géologique du Nord de la province de Cadix*. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, t. 49, Madrid (1968).
- DÍAZ DEL OLMO, F.: *Planteamientos para el análisis geomorfológico de la Sierra del Tablón (Area subbética de Sevilla)*. Estudios Geográficos, núm. 164, pp. 325-330 (1981).
- DÍAZ DEL OLMO, F., y RUBIO RECTO, J. M.: *Rasgos geomorfológicos de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar (Cordilleras Béticas, Cádiz)*. Estudios geográficos, núm. 175, pp. 175-192 (1984).
- GARCÍA ROSSELL, L., y PEZZI, M.: *Análisis de depósitos periglaciares en el sector central de las Cordilleras Béticas (Andalucía)*. Actas del V Coloquio de Geografía, Granada, 1977, pp. 99-107 (1978).
- GAVALA LABORDE, J.: *Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema en la provincia de Cádiz*. Bol. del Inst. Geol. de España, t. 19, 2.ª serie, Madrid (1918).
- HOPPE, P.: *Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW-Spanien)*. Geol. Jb., 86, pp. 267-338 (1968).
- KOCKEL, F.: *Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien)*. Geol. Jb., 81, pp. 413-480 (1963).
- MAUTHE, F.: *La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera bética occidental)*. Bol. Geol. y Min., t. 82, fasc. I, pp. 1-36 (1971).
- MERCIER, J.-L., y VOGT, T.: *Etude d'un encroûtement calcaire des environs de Narbonne: signification génétique et géomorphologique*. Bull. A. F. E. Q., 39, pp. 73-79 (1974).
- PEZZI, M. C.: *Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética*. Cuad. Geogr. de la Universidad de Granada, Ser. Monográfica, núm. 2 (1977).
- VATAN, A.: *Manuel de sédimentologie*. Ed. Technip, Paris (1967).
- VOGT, T.: *Etude en lame mince d'un sédiment périglaciaire à encroûtement calcaire*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 279, sér. D, pp. 1999-2002 (1974).
- VOGT, T.: *Types de croûtes calcaires en France Méditerranéenne d'après étude micrographique*. Coll. Types de Croûtes calcaires et leur repartition regionale, Strasbourg, pp. 30-34 (1975).
- VOGT, T.: *Croûtes calcaires quaternaires de période froide en France Méditerranéenne*, Z. für Geom., (2), 21, pp. 26-36 (1977).
- ZUIDAM, R. A. VAN: *Calcrete. A Review of concepts and an attempt to a new genetic classification*. Coll. Types de Croûtes calcaires et leur repartition regionale, Strasbourg, pp. 92-98 (1975).
- ZUIDAM, R. A. VAN: *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain*. Inst. for Aerial Survey and Earth Sc. (ITC), Enschede (1976).

Recibido: Diciembre 1985.

GEOLOGIA

Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector centro-meridional de la Depresión del Ebro (*)

Por M. A. SORIANO (**)

RESUMEN

Se han reconocido dos tipos de dolinas sobre los depósitos terciarios y cuaternarios de la zona central de la Depresión del Ebro, en las proximidades de Zaragoza: a) dolinas de disolución normal, formadas sobre los carbonatos que culminan las plataformas terciarias de la zona y que presentan en su formación un fuerte condicionante tectónico; y b) dolinas aluviales, desarrolladas sobre los depósitos cuaternarios que recubren a los yesos neógenos y que contienen mayor variabilidad morfológica que las anteriores, así como una actividad actual muy elevada.

ABSTRACT

Two numbers of doline types have been recognized in the Tertiary and Quaternary deposits of the central Ebro Basin, near Zaragoza: a) normal dissolution dolines, developed on carbonates of the area's Tertiary platforms with an important tectonic influence on its origin; and b) alluvial dolines developed on Quaternary deposits overlying Neogene gypsum, these last having more morphological variability than the previous ones and they are very active today.

1. INTRODUCCION

El área donde hemos estudiado este modelado kárstico, se encuentra situada al sur de la provincia de Zaragoza, quedando comprendida entre las localidades de Zaragoza, Alagón, La Muela, Muel y Jaulín, aproximadamente. Desde un punto de vista geológico, se halla enclavada en el centro de la Depresión del Ebro. Esta se encuentra rellenada aquí fundamentalmente por materiales neógenos de facies evaporíticas (yesos, lutitas y margas yesíferas, halita...), carbonatadas (margas y calizas) y detríticas (arcillas, areniscas y conglomerados) (QUIRANTES, 1978). Sobre el Neógeno se han desarrollado a lo largo del Cuaternario ocho niveles escalonados de terrazas y al menos cuatro de glacia, con cubiertas detríticas constituidas por gravas, arenas y limos, presentando en algunos casos niveles encostrados a techo. Las alturas de estos niveles sobre el cauce actual del Ebro os-

cilan entre tres y unos 200 m. SIMÓN y SORIANO, 1985) (fig. 1).

Sobre los materiales carbonatados y yesíferos de la zona se han producido distintos tipos de modelados kársticos. De todos ellos, son las dolinas las que cobran mayor importancia debido al elevado número en que se presentan, tanto sobre los carbonatos que culminan las plataformas terciarias de La Plana y La Muela, como sobre los detríticos cuaternarios que están sobreimpuestos a los materiales evaporíticos a lo largo del cauce del Ebro entre Alagón y Zaragoza. Por este motivo, es este modelado el único del que nos ocupamos en el presente trabajo.

Siguiendo la clasificación genética de CRAMER (1941), se han distinguido dos tipos de dolinas: de disolución normal y aluviales, desarrolladas respectivamente sobre las calizas neógenas y sobre los depósitos cuaternarios. Dentro de estas dos, considerando la morfología que presentan, hay cuatro clases de dolinas: en cubeta, embudo, ventana y sartén (CVIJC, 1893, y PALMQUIST, 1979).

(*) Proyecto CAICYT, núm. 1437/82.

(**) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. 50009 Zaragoza.



Figura 1.—Situación geográfico-geológica. 1. Mesozoico. 2. Mioceno detrítico. 3. Mioceno yesífero. 4. Mioceno calcáreo. 5. Cuaternario (brechas y conglomerados). 6. Cuaternario (conglomerados y arcillas). 7. Cuaternario indiferenciado (según RIBA et al., 1971, modificado). Los puntos A, B y C señalan la localización de los mapas representados en las figuras 2, 3 y 5.

Nuestros objetivos al abordar el presente trabajo son la descripción de este tipo de modelado, los factores que determinan su formación, su génesis, funcionalidad actual y los posibles problemas que plantean. Con esta finalidad, hemos efectuado dos divisiones atendiendo a la mencionada clasificación de CRAMER.

2. DOLINAS DE DISOLUCION NORMAL

Ya hemos indicado en el capítulo anterior que estas dolinas se desarrollan tan sólo sobre los materiales carbonatados culminantes de las plataformas estructurales de La Plana y La Muela. La topografía de estas zonas es subhorizontal ya que presentan una débil pendiente de 1.º hacia el norte, lo cual favorece la formación de estas depresiones.

Atendiendo a la clasificación genética de CRAMER (1941), son dolinas de disolución normal. La formación de este tipo de dolinas se inicia con la

infiltración del agua en las fracturas, produciéndose la disolución a su favor, originándose, por tanto, el ensanchamiento de las fisuras, lo que conlleva al asentamiento y rebajamiento de la superficie. Dentro de la depresión, la arcilla residual y el material aluvial recogido cooperan en producir la disolución de la roca. Por otra parte, según la clasificación morfológica de CVIJC (1893) todas ellas son *dolinas en cubeta*, caracterizadas por la escasa profundidad que tienen en comparación con su diámetro y por poseer la pendiente una inclinación de 10 a 12º. El fondo es plano y en él se ha formado un suelo.

2.1. Morfología de las dolinas de disolución normal

La forma de todas las dolinas es redondeada, elíptica en general, aunque en algunas ocasiones a causa de la coalescencia de varias, se producen formas más irregulares. Respecto a las dimensiones que presentan, hemos medido su longitud, an-

chura, profundidad e inclinación de la vertiente. Estos valores aparecen representados en el cuadro 1. La profundidad que alcanzan las dolinas, es un dato difícil de precisar debido a que los bordes de las mismas son, por lo general, poco netos, lo cual nos impide medir con exactitud la diferencia de cotas. A pesar de ello, podemos decir que está comprendida entre 2 y 4 m. A partir de dicho cuadro, observamos que las características de las dolinas de La Muela y La Plana son similares; tan sólo es digna de señalar la notoria diferencia de tamaño máximo que existe entre unas y otras. El fondo de las dolinas está cubierto de arcillas de descalcificación, lo cual produce un tono más parduzco.

	L_m	L_n	\bar{L}	A_m	A_n	\bar{A}	H	P	D_m	\bar{D}
La Plana	300	20	110	200	10	70	3-4	10	34	5'95
La Muela	150	20-25	60-80	150	20	40	2-3	10	18	5'85
La Muela	100	20	20	70	15	30	3-4	20	9	1'47
La Muela	1500	11	2.0	250	8-11	1.7	1-4	10-15	20	2'14

Cuadro 1.—Dimensiones y densidades de las dolinas. L_m = Longitud máxima en metros. L_n = Longitud mínima. \bar{L} = Longitud media. A_m = Anchura máxima. A_n = Anchura mínima. \bar{A} = Anchura media. H = Profundidad. P = Inclinación de la vertiente en grados. D_m = Densidad máxima por Km². \bar{D} = Densidad media = número total dolinas/Superficie total.

En cuanto a la densidad de dolinización, hemos diferenciado dos tipos; densidad media (se obtiene hallando la razón entre el número total de dolinas existentes en una zona y la superficie total de los carbonatos) y la densidad máxima por Km². Vemos a partir del cuadro 1 que la densidad media obtenida en ambas plataformas es prácticamente idéntica. Sin embargo, la máxima alcanza un valor, más alto en La Plana que en La Muela. Ello se debe a su distribución poco uniforme. Así, en varios sectores (norte de La Plana, Plana de Mezalocha) se encuentra gran número de dolinas de dimensiones muy reducidas, lo que permite su agrupamiento en un pequeño espacio. Al mismo tiempo, en la zona central de La Plana, las dolinas alcanzan mayor tamaño pero son más escasas y están más dispersas. Por el contrario, en La Muela, el tamaño de las dolinas es intermedio

y se hallan distribuidas bastante uniformemente (figuras 2 y 3).

Algunas de las dolinas están conectadas entre sí por pequeños cauces que apenas inciden sobre la plataforma. Esta incisión tiene un trazado rectilíneo, en general, condicionado por la presencia de gran cantidad de fracturas que se observan en la parte superior del depósito neógeno. La longitud de estos cauces es escasa, perdiéndose rápidamente por infiltración. Por otra parte, muchas de las dolinas que se encuentran en las inmediaciones del borde de las plataformas, se hallan capturadas por la red fluvial que desciende de ellas.

El desarrollo de las dolinas depende de varios condicionantes. De un lado se precisa una superficie con escasa inclinación, a lo cual hay que añadir la existencia de litología adecuada y de fracturación. De otro, se requiere una precipitación frecuente. Como sabemos, en la actualidad, la precipitación es de unos 400 mm. anuales, lo cual no favorece el desarrollo de este karst. Este hecho unido a la degradación de las vertientes de las dolinas y a la captura de alguna de estas depresiones por la red fluvial cuaternaria, parece indicarnos la antigüedad de esta karstificación. La edad de inicio del mismo se puede correlacionar, como indica SORIANO (1982), con la señalada por GUTIÉRREZ et al. (1982) para el sector centrooriental de la Cordillera Ibérica, en la que estos autores apuntan una etapa álgida de karstificación en el Plioceno Superior.

2.2. Influencia de la fracturación

Ya hemos indicado que la fracturación es un importante condicionante en la génesis y desarrollo del karst. Refiriéndonos tan sólo a la formación de dolinas debemos señalar que desde hace bastantes años distintos autores se han ocupado de este tema. Así MATSCHINSKI (1962a, 1962b y 1968) indica que aunque en muchas ocasiones las dolinas se hallan distribuidas, aparentemente, al azar, suelen estar influenciadas por la tectónica de la región y presentan un alineamiento. Para determinarlo, utiliza un método por el cual considera cada dolina representada por un punto. La conclusión que obtiene es que el alineamiento viene condicionado tan sólo por la tectónica de las zonas adyacentes y no por las capas infrayacentes.

En la misma época, LA VALLE (1968) considera

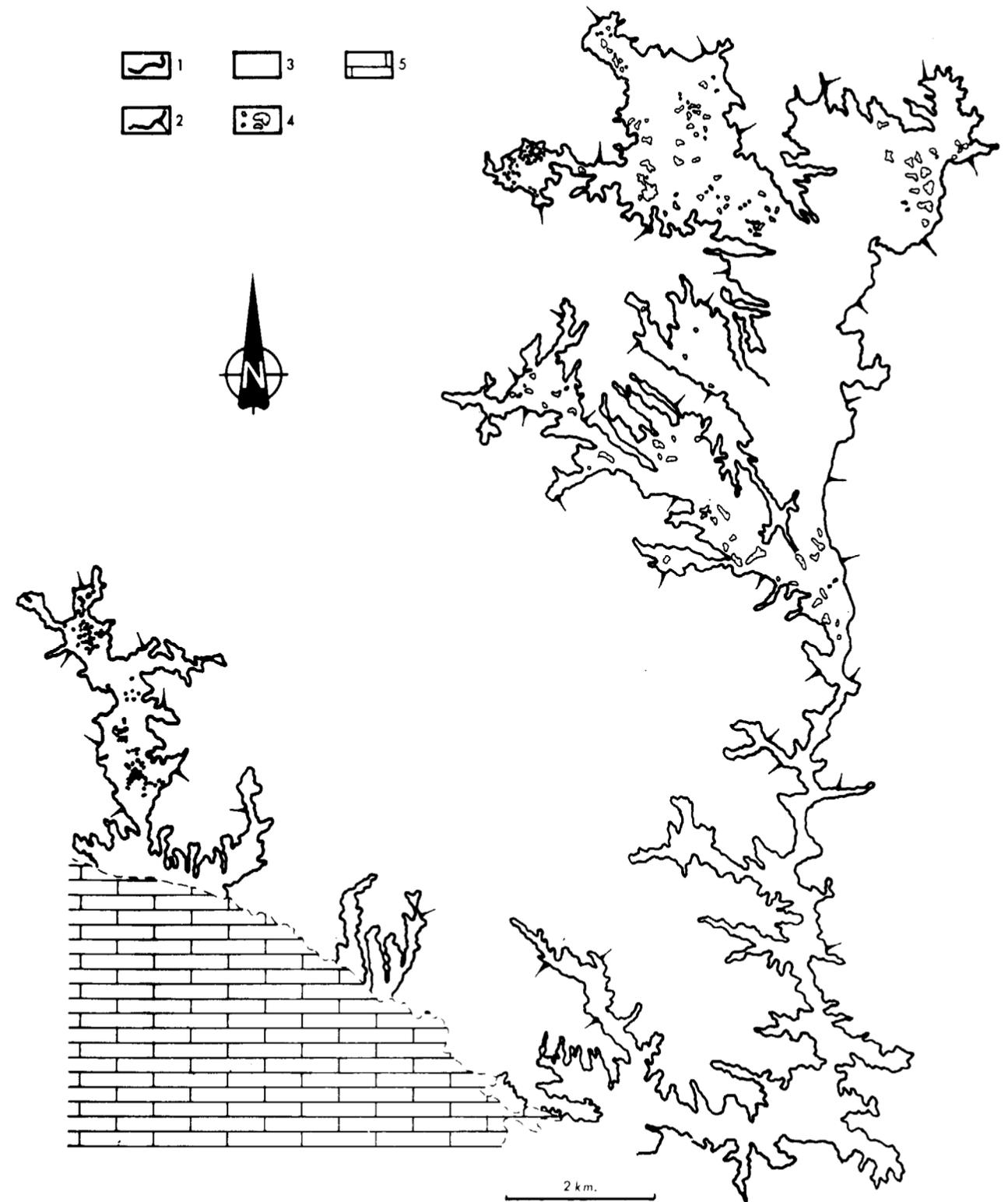


Figura 2.—Mapa morfológico de La Plana. 1. Borde de la plataforma estructural. 2. Escarpe mayor de 100 m. 3. Depósitos carbonatados de la plataforma. 4. Dolinas de disolución normal. 5. Calizas mesozoicas.



Figura 3.—Mapa morfológico de La Muela (explicación de símbolos en fig. 2).

otros factores para estudiar los campos de dolinas (el alargamiento, dirección, profundidad, área de las dolinas y la inclinación de la vertiente). Posteriormente, WILLIAMS (1971, 1972a y 1972b) elabora un método para analizar la morfología de un área kárstica en Nueva Guinea. Con este objeto, considera gran cantidad de parámetros (longitud, anchura, densidad, así como distintas relaciones entre ellas). A partir del tratamiento matemático de los datos obtiene que la mayor parte de las zonas estudiadas no tienen una distribución uniforme sino que presentan direcciones preferentes. En su caso, atribuye un efecto muy importante a la gravedad que trae consigo el que el agua corriente se deslice paralelamente a la pendiente general de la región. Del mismo modo la estructura es muy importante, ya que se refleja en el modelado mediante los sistemas de fisuras.

Otros autores que han trabajado en el tema (PEZZI et al., 1979; RODRÍGUEZ, 1982; KEMMERLY, 1982; MILLS y STARNES, 1983, y PELLICER, 1985), utilizan distintos métodos supeditados en gran medida por la calidad de las condiciones de afloramiento para observar la relación entre la karsificación y la estructura u otros factores. Como conclusiones generales obtienen una clara concordancia con la fracturación y una proporción directa entre el tamaño de la dolina y su crecimiento (a mayor tamaño la captura de agua es mayor y por lo tanto más posibilidades de disolución).

En nuestra zona de trabajo hemos intentado analizar un área pequeña localizada al norte de La Plana de Zaragoza. El que tan sólo consideremos esta zona, se debe al hecho de obrar en nuestro poder el vuelo de fotografía aérea del año 1984 a escala 1:18.000, lo cual nos permite determinar con mayor precisión distintas magnitudes y direcciones sobre los fotogramas.

Hemos efectuado las medidas de las orientaciones de los ejes principales de las dolinas, elaborando una curva de frecuencia, separada en intervalos de 10° (fig. 4); a partir de ella, se aprecia la existencia de gran cantidad de orientaciones preferentes de los ejes. Por otra parte, hemos realizado otra curva de frecuencias con las mismas características que la anterior, en la cual situamos las más de 200 medidas de fracturación de esta zona (básicamente diaclasas) que habíamos obtenido sobre el terreno. De nuevo hallamos unas direcciones preferentes.

Comparando ambas curvas, notamos que en líneas generales coinciden bastante bien las direcciones de fracturación con las orientaciones preferentes de las dolinas, especialmente los rumbos de 130, 150 y 170°. Sin embargo, los otros máximos detectados en las orientaciones de las depresiones se encuentran ligeramente desplazados con respecto a las de la fracturación de La Plana. Por esta causa, hemos añadido una nueva curva, en la cual se representa la fracturación total (obtenida a partir de las fracturas observadas en los depósitos terciarios, más los que afectan a los materiales cuaternarios del área, según SIMÓN y SORIANO, 1985). Comprobamos que en esta ocasión existe una coincidencia casi total de las orientaciones de fracturas y ejes de dolinas. Por tanto, en nuestra área de estudio, la fracturación es el condicionante fundamental en la formación de estos modelados exokársticos.

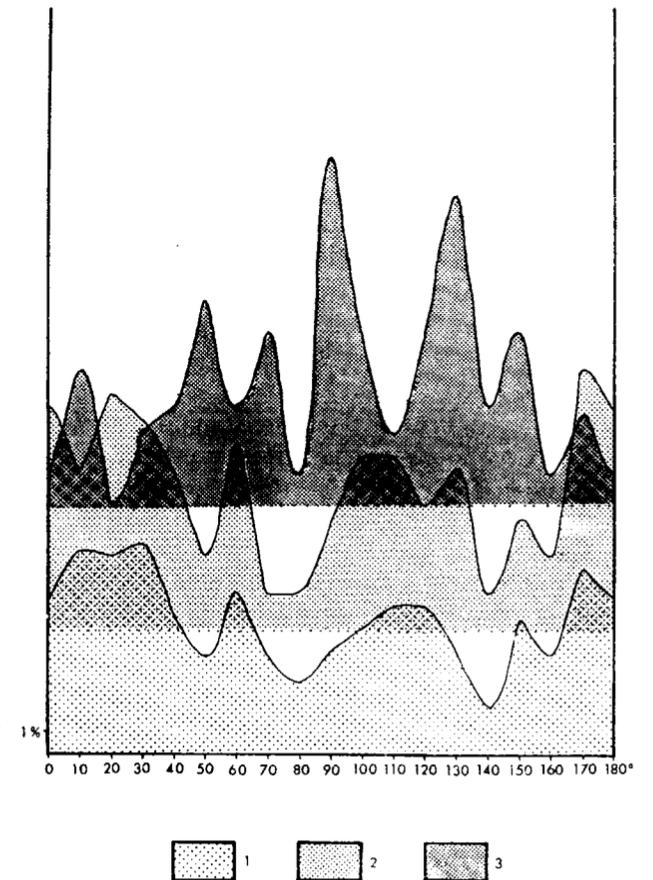


Figura 4.—Curvas de frecuencia. 1. Fracturación total. 2. Fracturación calizas del norte de La Plana. 3. Orientación de ejes mayores de dolinas del norte de La Plana.

Por otra parte, observamos que las direcciones a favor de las cuales se han generado mayor número de ejes de dolinas no coinciden siempre con las orientaciones de las familias que presentan mayor desarrollo. Así ocurre que direcciones preferentes en uno de los casos, revisten mucha menor importancia en el otro. Pero si relacionamos estos esquemas, con los correspondientes a los que reflejan la fracturación en glacis y terrazas, así como en depósitos de valle de fondo plano de esta zona (según SIMÓN y SORIANO, 1985), vemos que en las direcciones en que existe mayor alineamiento de ejes de dolinas se ha mantenido la fracturación, con mayor o menor intensidad, hasta después de depositarse los materiales holocenos. Esto parece indicar, que el tiempo durante el cual sigue actuando una fractura tiene mayor importancia que su número.

3. DOLINAS ALUVIALES

La distribución del yeso neógeno dentro de nuestra zona de estudio (fig. 1) ocupa más de la mitad de la misma. Sin embargo, como indicamos, se encuentra parcialmente cubierto por depósitos de terrazas y glacis. La topografía de las primeras es prácticamente horizontal, siendo en ellas, como veremos, donde se produce mayor número de depresiones.

Desde hace varios años, se reconocen los fenómenos kársticos en una y otra margen del río Ebro en toda esta zona central de la Depresión. Distintos autores que han trabajado en el área han señalado su presencia (BOMER y RIBA, 1962; VAN ZUIDAM, 1976; MENSUA e IBÁÑEZ, 1977; ALBERTO et al., 1984; GUTIÉRREZ et al., 1985), aportando cartografías con mayor o menor detalle según la escala utilizada. Por otro lado, SIMÓN y SORIANO (1985) indican la presencia de colapsos kársticos en las inmediaciones de Zaragoza.

Las dolinas que se encuentran en toda esta zona, son *dolinas aluviales* (CRAMER, 1941). Se originan cuando el material susceptible de ser disuelto está cubierto por aluviones u otros depósitos superficiales y se desarrollan las depresiones cuyas vertientes están formadas por estos aluviones. La disolución del yeso se produce a través de la cubierta y agranda las grietas y fracturas; el depósito aluvial subside en ellas formando depresiones en la superficie.

Desde un punto de vista morfológico se diferencian los tres tipos de dolinas distinguidos por CVIJC (1893): *dolinas en cubeta* (de las que ya dimos las características generales), *dolinas en embudo* (en las que el diámetro es dos o tres veces la profundidad, siendo la inclinación de las vertientes de 30 a 40°) y *dolinas en ventana* (en que el diámetro es menor que la profundidad y sus vertientes son muy abruptas). Además de los tipos de dolinas ya señalados, se observa otro más, que correspondería con el denominado por PALMQUIST (1979) tipo «pan» (*sartén*). Según este autor, se forman a causa de la obstrucción que sufren las dolinas en embudo debido al exceso de material clástico. Su tamaño depende entonces exclusivamente de los procesos superficiales, especialmente del flujo superficial y la erosión del suelo. El sedimento no es removido y la profundidad de la dolina disminuye mientras que su área aumenta.

Las dolinas se han formado sobre dos tipos de materiales cuaternarios: Los *glacis*, que arrancan de la vertiente norte de La Muela, y varios niveles de *terrazas* del río Ebro (fundamentalmente el nivel 1, 2 y 3) (fig. 5).

3.1. Dolinas generadas sobre glacis

Las dolinas desarrolladas a partir del glacis, tienen generalmente morfología de cubeta y suelen ser de pequeño tamaño con 100 m. de diámetro máximo (ver cuadro 1). Su forma en planta es redondeada y elíptica, si bien en ocasiones es más irregular por causa de la coalescencia de varias dolinas en otra forma mayor. La densidad media por Km² es pequeña, siendo su densidad máxima de 9 dolinas/Km². Algunas de las depresiones se encuentran capturadas por la red fluvial cuaternaria que incide levemente al glacis. De un modo general podemos indicar que son dolinas poco desarrolladas.

3.2. Dolinas generadas sobre terrazas

Las dolinas formadas sobre las terrazas del río Ebro ofrecen mayor variedad en sus formas, encontrándose los tres tipos morfológicos de CVIJC (1893) y el de PALMQUIST (1979) anteriormente mencionados. La zona principal karstificada se sitúa al NO de Zaragoza, quedando comprendida entre esta localidad y las de Pinseque, Torres de Berre-

llén y Bárboles. Se reconocen sobre varios niveles de terrazas del río Ebro (niveles 1, 2, 3 y 4) siendo las de la terraza 2 las que presentan un mayor número de depresiones y las de la 4 el menor, por lo que se ha omitido en la figura 5.

En lo que respecta a sus dimensiones, estas dolinas pueden alcanzar hasta 1.000 m. de longitud (ver cuadro 1). Los contornos, son, por lo general, redondeados o elípticos en las de pequeño tamaño. Sin embargo, en las dolinas de dimensiones mayores, son muy irregulares, debido quizá a que se generan como resultado de la unión de otras depresiones de menor tamaño. Corresponderían, por tanto, a las formas denominadas *uvalas*.

A pesar de que se encuentra una gran variabilidad en los tipos de depresiones existentes, las

dolinas más frecuentes son aquellas en cubeta y en sartén. Estas últimas se desarrollan exclusivamente en el nivel de terraza situado a 12 m. (T₂) sobre el río Ebro, mientras que las primeras se observan tanto en éste como en el de 30 m. Las dolinas en sartén presentan un fondo plano muy extenso y unas vertientes con mayor inclinación que las de las dolinas en cubeta. Sin embargo, su profundidad es muy pequeña (en torno a 1 m.). Muchas de todas estas dolinas se encuentran inundadas durante buena parte del año, especialmente las de la terraza inferior.

Las dolinas en embudo se sitúan tan sólo en las proximidades de Zaragoza sobre todo, entre ésta y Garrapinillos y en las cercanías del Canal Imperial de Aragón. Son bastante pequeñas (su diámetro máximo es de unos 20 m.) y se desarrollan

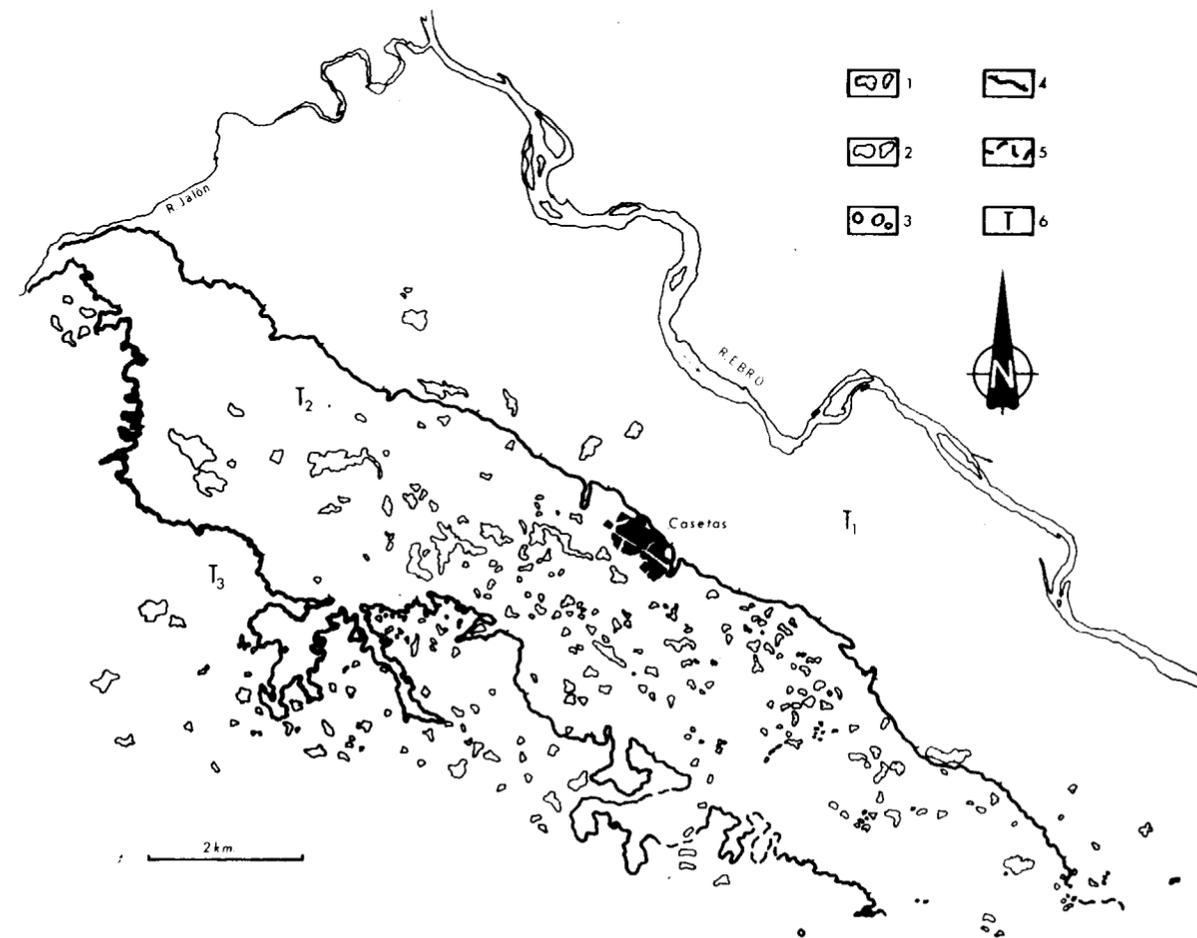


Figura 5.—Mapa morfológico de las dolinas aluviales. 1. Dolinas tipo «pan». 2. Dolinas en cubeta. 3. Dolinas en ventana. 4. Escarpe neto de terraza. 5. Escarpe degradado. 6. Nivel de terraza.

especialmente sobre el nivel de terraza de 30 m. (T₃). En alguna de ellas existen escalonamientos en su interior, lo cual nos señala la existencia de rehundimientos sucesivos. En cuanto a las dolinas en ventana son muy escasas y con diámetro muy pequeño, inferior incluso a los 10 m.

3.3. Funcionalidad actual de las dolinas aluviales

Si observamos los mapas geomorfológicos, se ve rápidamente cómo el mayor número de dolinas se encuentran sobre la terraza dos y a continuación en un gran parte del nivel tres. Sin embargo, tanto los niveles uno y cuatro y el glacis que procede de La Muela no tienen un número elevado de dolinas. Curiosamente, el área de mayor karstificación coincide con una zona de regadío muy intenso, lo cual tal vez acelera el proceso de disolución ya que hay unos excedentes de agua importantes. Esta suposición parece confirmarse por la existencia, en ciertos tramos del Canal Imperial, de dolinas que se disponen próximas a él y siguiendo su curso. PALMQUIST (1979) coincide con esta idea y señala que el inicio y la densidad de las dolinas varía directamente con el crecimiento de la porosidad secundaria, la recarga directa del agua subterránea y su gradiente hidráulico.

En la actualidad, no podemos ver muchas de las depresiones detectadas con la fotografía aérea del vuelo de 1957, debido a que la mayoría de ellas han sido rellenadas por los agricultores y sobre otras se ha edificado. A pesar de ello, siguen siendo funcionales e incluso se están formando dolinas nuevas en la actualidad. Este hecho provoca una serie de problemas especialmente en la ingeniería civil, tanto en la construcción de edificios como en el trazado de carreteras.

Ejemplos de estos efectos los encontramos en varios lugares. Así en las inmediaciones de la factoría Pikolín, se ha tenido que añadir varias capas de asfalto debido al constante hundimiento de este tramo de carretera. Incluso en la misma factoría se ha producido el agrietamiento de naves y el hundimiento de parte de la valla que lo rodea. En las inmediaciones del Hipermercado Alcampo existían unas dolinas que se cubrieron con gravas y otros materiales para poder edificar so-

bre ellas. Actualmente, existen unos drenajes cuyo objetivo es que el nivel freático no se eleve, lo cual implicaría un peligro para las futuras construcciones. Del mismo modo en el barrio de Casetas, se aprecian grietas en algunos edificios atribuyéndose éstas a la formación de dolinas. Fuera de los límites de nuestra área de estudio, a unos 25 Km. al norte de Zaragoza, se ha tenido que destruir totalmente un pueblo de colonización denominado Puilato (construido sobre terrazas del Gállego), a causa de las fracturas que se habían producido en las paredes y muros de la localidad. La causa de esta fracturación, en principio, parece ser los yesos neógenos infrayacentes.

3.4. Colapsos kársticos

En algunas canteras de las inmediaciones de Zaragoza hemos encontrado en corte deformaciones de pequeñas dimensiones que pueden ser atribuidas a este proceso. Son estructuras verticales con forma de embudo que aparecen en el interior de las formaciones yesíferas, con rellenos de material limoso y algunos niveles de cantos de pequeño tamaño (1 a 3 cm.). Sus dimensiones oscilan en torno a los 8 a 10 m. de altura y 2 m. de anchura. La forma de las paredes es irregular, denotando el efecto de la disolución lateral; este hecho, junto con las características granulométricas del relleno (más fino y homogéneo que el depósito de glacis que se localiza en las inmediaciones), son dos criterios que permiten distinguir estas estructuras de otras posibles causas. Como por ejemplo hundimientos de bloques cuaternarios por tectónica. Debido a que la parte superior del afloramiento aparece cortada, es difícil atribuir si estas estructuras se corresponden con dolinas en ventana, con simas, e incluso con dolinas en embudo. Esta es la causa por la cual le hemos asignado este nombre genérico (SIMÓN y SORIANO, 1985).

4. CONCLUSIONES

Dentro del área de trabajo se han reconocido dos tipos distintos de dolinas (de disolución normal y aluviales) desarrolladas sobre las plataformas carbonatadas neógenas y los materiales aluviales que cubren los yesos terciarios, respectivamente. La morfología general de todas ellas es

elíptica, siendo las dolinas aluviales las que alcanzan mayores dimensiones. A partir de los datos de fracturación obtenidos, comprobamos que la formación de las dolinas de disolución normal se halla claramente condicionada por las fracturas producidas durante el terciario y cuaternario en los materiales de la zona. La variabilidad morfológica de las dolinas aluviales es mayor. Su funcionalidad actual está claramente comprobada y provoca problemas en la ingeniería civil. Del mismo modo se observa una estrecha relación entre zonas de regadío y áreas de mayor karstificación.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTO, A.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHÍN, J.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A., y RODRÍGUEZ, J.: *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Universidad de Zaragoza y Estación experimental de Aula Dei, 217 pp. (1984).
- BOMER, B., y RIBA, O.: *Deformaciones tectónicas recientes por movimientos de yesos en Villafranca de Navarra*. I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en los terrenos yesíferos. Tomo V, Comunic. Tema 6, pp. 13-21. Servicio Geológico de Obras Públicas (1962).
- CRAMER, H.: *Die systematik der karstdolinen*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 85 B, pp. 293-382 (1941).
- CVIHC, J.: *Das Karstphänomen*. Abhand. von A. Penk, 5, pp. 215-319 (1893).
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y SIMÓN, J. L.: *El Karst en el sector centrorientado de la Cordillera Ibérica*. Reunión monográfica sobre el Karst, pp. 81-93, Larra (1982).
- GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; PEÑA, J. L.; RODRÍGUEZ, J., y SORIANO, A.: *Quelques exemples de karst sur gypse dans la Dépression de l'Ebre*. Karstología, núm. 6, pp. 29-36 (1985).
- KEMMERLY, P. R.: *Spatial analysis of a karst depression population: Clues to genesis*. Geological Society of America Bulletin, v. 93, pp. 1078-1086 (1982).
- LA VALLE, P.: *Karst depression morphology in south central Kentucky*. Geografiska Annaler, 50 A, pp. 94-108 (1968).
- MATSCHINSKI, M.: *Sur le probleme d'alignement de données apparemment dispersées*. C. R. Sc. Ac. Sc. Paris, núm. 254, pp. 806-9 (1962a).
- MATSCHINSKI, M.: *Sur la distribution de petites mares de l'Île de France*. C. R. Sc. Ac. Sc. Paris, núm. 254, pp. 331-333 (1962b).
- MATSCHINSKI, M.: *Alignment of dolines north-west of Lake Constance, Germany*. Geological Magazine, núm. 105, pp. 56-61 (1968).
- MENSUA, S., e IBÁÑEZ, M. J.: *Sector central de la Depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glacis*. III Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario, 18 pp. Dpto. de Geografía. Universidad de Zaragoza (1977).
- MILLS, H. H., and STARNES, D. D.: *Sinkhole morphology in a fluviokarst region: eastern Highland Rim, Tennessee, U. S. A. Z. Geomorph. N. F., 27, 2, pp. 39-54 (1983)*.
- PALMSQUIST, R.: *Geologic controls on doline characteristics in mantled karst*. Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd., 32, pp. 90-106 (1979).
- PELLICER, F.: *Modelado exokárstico de la plataforma de los Gamellones (Torrecilla de Cameros, La Rioja)*. Actas del I Coloquio sobre Geografía de La Rioja, pp. 43-54. Inst. de Estudios Riojanos (1985).
- PEZZI, M.; MUÑOZ ROJAS, A., y MOLINA, V.: *Análisis de la relación entre dolinas y fracturas de algunos paisajes kársticos de las Cordilleras Béticas*. Actas VI Coloquio de Geografía, pp. 101-107. Palma de Mallorca (1979).
- QUIRANTES, J.: *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico, CSIC, 200 pp. (1978).
- RIBA, O., et al.: *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000*. Hoja núm. 32. Zaragoza. IGME, Madrid (1971).
- RODRÍGUEZ, J.: *El modelado kárstico en la sierra de Guara (Huesca): Plano de Cupierlo*. Reunión monográfica sobre el Karst, pp. 117-127, Larra (1982).
- SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza*. Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico, pp. 329-343 (1985).
- SORIANO, A.: *Investigaciones geomorfológicas en la región Muel-Fuendetodos (Prov. Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, 123 pp. Fac. Ciencias, Zaragoza (inédita) (1982).
- WILLIAMS, P. W.: *Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea*. Z. Geomorph. N. F., 15, pp. 40-61 (1971).
- WILLIAMS, P. W.: *The analysis of spatial characteristics of karst terrains*. En *Spatial analysis in Geomorphology*. Ed. R. J. Chorley, pp. 135-163 (1972a).
- WILLIAMS, P. W.: *Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea*. Geological Society of America Bulletin, v. 83, pp. 761-796 (1972b).
- VAN ZUIDAM, R. A.: *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin*. Int. Inst. for Aerial Survey and Earth Sciences (I. T. C.), 211 pp., Enschede (1976).

Recibido: Diciembre 1985

MINERIA

Granitos especializados estanníferos del Macizo Hespérico Español: La cúpula granítica de El Palancar (Cáceres)

Por M. Teresa GONZALEZ AGUADO (*)

RESUMEN

En este artículo se aborda el estudio petrológico y geoquímico de la cúpula granítica de El Palancar (Cáceres), considerada como un granito especializado estannífero potencialmente mineralizado en Sn-W-Nb-Ta-Li, perteneciente al Macizo Hespérico Español.

La cúpula, constituida fundamentalmente por granitos moscovíticos, está afectada por el proceso postmagmático de albitización, directamente relacionado con las mineralizaciones. El estudio geoquímico, basado en análisis de elementos mayores y los elementos traza siguientes: Rb, Ba, Sr, Li, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Nb y Ta, determina que se trata de un granito metalogénicamente «especializado», originado durante las etapas finales de la cristalización magmática y emplazado en niveles superiores de la corteza.

Finalmente, se establecen correlaciones de estos granitos con otros dentro del Macizo Ibérico, Dominio Hercínico Europeo y con algunos granitos estanníferos del mundo.

ABSTRACT

This paper consist of a petrological and geochemical study of the granitic cupola El Palancar (Cáceres), considered a specialized tin-bearing granite potentially mineralized in Sn-W-Nb-Ta-Li, found in the Spanish Hesperic Massif.

The cupola, fundamentally composed of muscovite granites, is affected by post-magmatic process of the albitization, directly related to the mineralizations. The geochemical study, based on the analysis of major elements and the following traces elements: Rb, Ba, Sr, Li, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Nb, Ta; determines that the cupola is composed of metallogenically specialized granite, originated during the final stages of the magmatic crystallization, and intruded in superior levels of the crust.

Finally, correlations are established between this granite and other within the Iberian Massif, the European Hercynien Belt, and various tin-bearing granites of the world.

La cúpula granítica de El Palancar está situada a 46 Km. de Cáceres capital, en la Hoja núm. 650 del M. T. N. a escala 1:50.000. El acceso se efectúa tomando la carretera nacional 630, desde Cáceres a Plasencia y desviándose en el Puerto de los Castaños hacia la localidad de Pedroso de Acim.

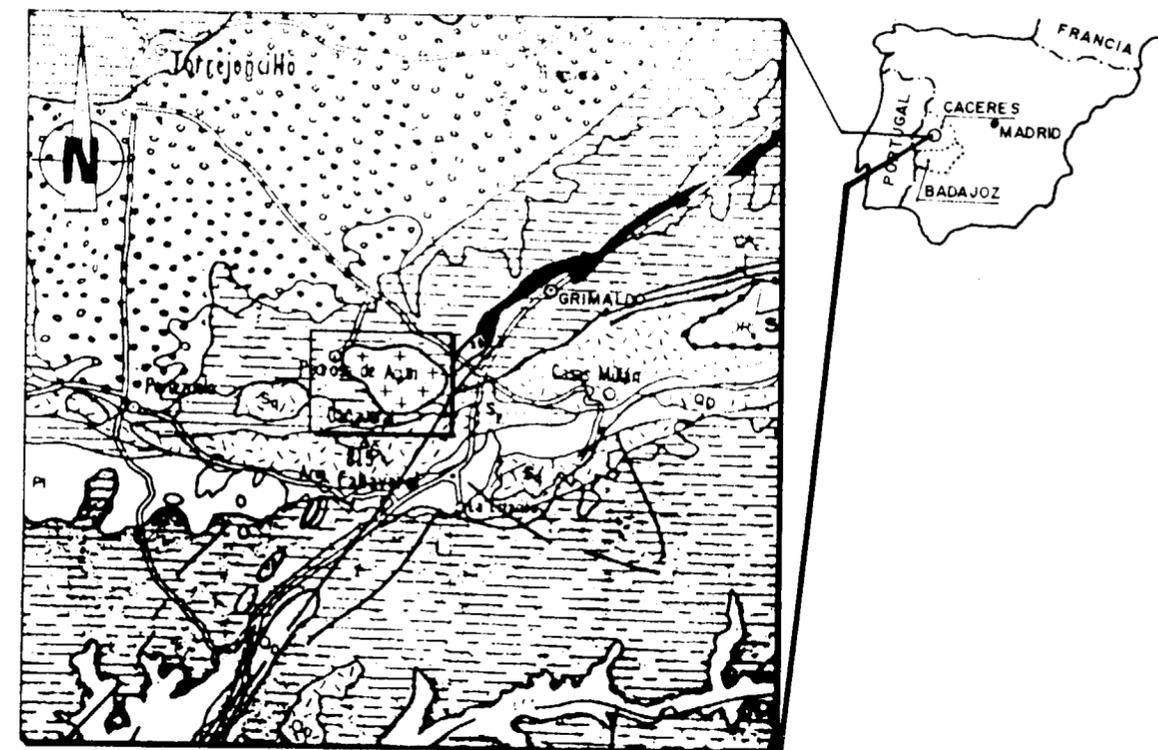
La citada apófisis granítica tiene forma aproximadamente elipsoidal, con un eje mayor de unos 3 Km. en dirección N 120° E y un eje menor de 1,5 Km. en dirección N 30° E. Geológicamente se localiza intruyendo en un conjunto de materia-

les paleozoicos, y está atravesada en dirección aproximada N 30° E por el dique básico de Alentejo-Plasencia (fig. 1).

EL MARCO GEOLOGICO

Serie metamórfica encajante

La cúpula de El Palancar, denominada así por encontrarse en su interior el convento de El Palancar fundado por S. Pedro de Alcántara, se enclava intruyendo en el Complejo Esquisto-Grauwáquico, salvo en su borde sur que está en contacto con la cuarcita Armoricana de la base del Ordovícico.



Escala 1 / 200.000

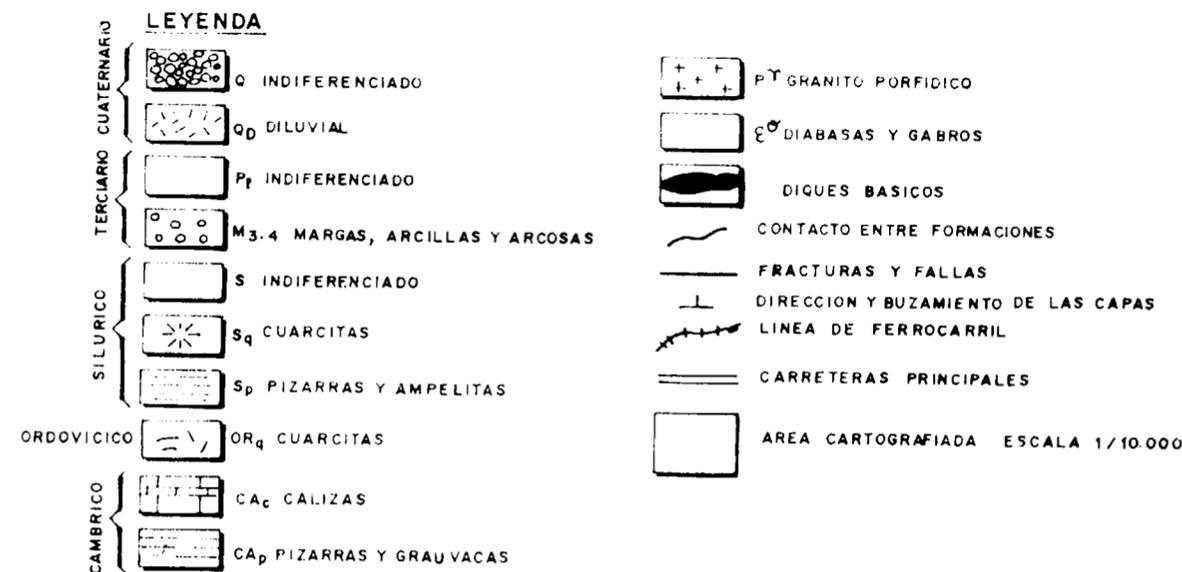


Figura 1.—Mapa geológico de la zona según E. RAMÍREZ (1970)

(*) Dra. Ingeniero de Minas. Cátedra de Mineralogía y Petrología. E. T. S. I. M. de Madrid. Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid.

En esta área el C. E. G. está constituido en su mayor parte por bancos de pizarras, grauvacas y areniscas, con fuertes buzamientos. No se puede asignar una edad precisa a la formación; sin embargo, sí se ha podido correlacionar esta serie con otras de otros sectores bien datadas, llegando a la conclusión de que el Complejo debe tener una edad de Precámbrico Superior.

Hay que resaltar, como una característica fundamental de toda la serie, la presencia de niveles conglomeráticos que presumiblemente representan el paso del Precámbrico Superior al Cámbrico Inferior. El posible interés minero de estas series conglomeráticas radica en sus posibilidades auríferas (GUMIEL, 1978).

Los materiales de la zona están afectados por un metamorfismo regional de bajo grado. Al norte de la cúpula granítica, el metamorfismo de contacto provocado por la intrusión ha originado en una estrecha aureola cuarzo-esquitos turmalíferos y pizarras mosqueadas. Estos cuarzo-esquitos presentan una gran cantidad de apatito, turmalina y en menor proporción escorodita.

Como se ha mencionado anteriormente, el borde sur de la cúpula granítica de El Palancar intruye en las cuarcitas del Arenig (base del Ordovícico). Aunque el comienzo de esta formación es discutible e incierto, ya que en varios lugares se presenta de una manera distinta, se puede considerar que la edad de la formación inferior, constituida en su mayor parte por pizarras arcillosas y cuarcitas, es Tremadociense, o sea la base del Ordovícico.

En conjunto toda la serie metamórfica en la que encaja la cúpula granítica de El Palancar, y que está constituida por materiales del Precámbrico Superior y del Ordovícico, está afectada principalmente por dos fases tectónicas hercínicas. La primera presenta pliegues isoclinales, apareciendo una esquistosidad de fractura, correspondiente a pliegues tipo similar. Los pliegues de la segunda fase presentan superficies axiales subverticales, y aparte de la esquistosidad principal, se observa una esquistosidad de crenulación.

Por otra parte, en la zona se observan varios sistemas de fracturas. En primer lugar un sistema de fracturas de dirección predominante SE-NO, paralelas a los ejes tectónicos, longitudinales. Posteriormente, este sistema adquiere una mayor im-

portancia debido a las descompresiones, siendo numerosos los cursos de agua que aprovechan estas fracturas. A este sistema se superpone otro, de fracturas transversales de dirección SO-NE, y por último un tercer sistema más débil de dirección aproximada N-S.

El rasgo tectónico más notable de la zona es la gran fractura denominada de Alentejo-Plasencia o Messejana. Se trata de una zona de desgarre dextral y se puede asegurar que ha jugado varias veces en diferentes épocas geológicas.

Rocas básicas

Es una característica esencial de la zona, la aparición de un dique básico de orientación NE-SO que atraviesa todas las formaciones del área de estudio.

Petrologicamente, se le ha clasificado como constituido por cuarzo-diabasas o gabros piroxénicos o pigeoníticos, y aunque estas dos clasificaciones difieren un poco, es posible que dado el largo recorrido y amplia historia de este dique, es seguro que variará de composición, siempre dentro de la gama de las rocas básicas, según los sectores.

Por otra parte, en la zona existen una serie de diques de tipo diabasa, y según criterios de campo de edad prehercínica (comunicación personal FERNANDO DE LA FUENTE) que no tienen ninguna relación con el dique Alentejo-Plasencia. Se localizan en las inmediaciones de la Mina de las Navas, al N de la apófisis de El Palancar, y tienen una orientación N 70° E buzando unos 60° al S. Están afectados por la orogenia hercínica.

LA CUPULA GRANITICA

Caracteres petrográficos

Se trata de una apófisis granítica de forma aproximadamente elipsoidal, cuyo eje mayor de dirección N 120° E, tiene una longitud de 3 Km., y el eje menor, de dirección N 30° E de 1,5 Km. (fig. 2). Petrologicamente, esta apófisis está constituida por las facies siguientes:

- 1) Granito moscovítico, porfiroide, con procesos de albitización y moscovitización. Es

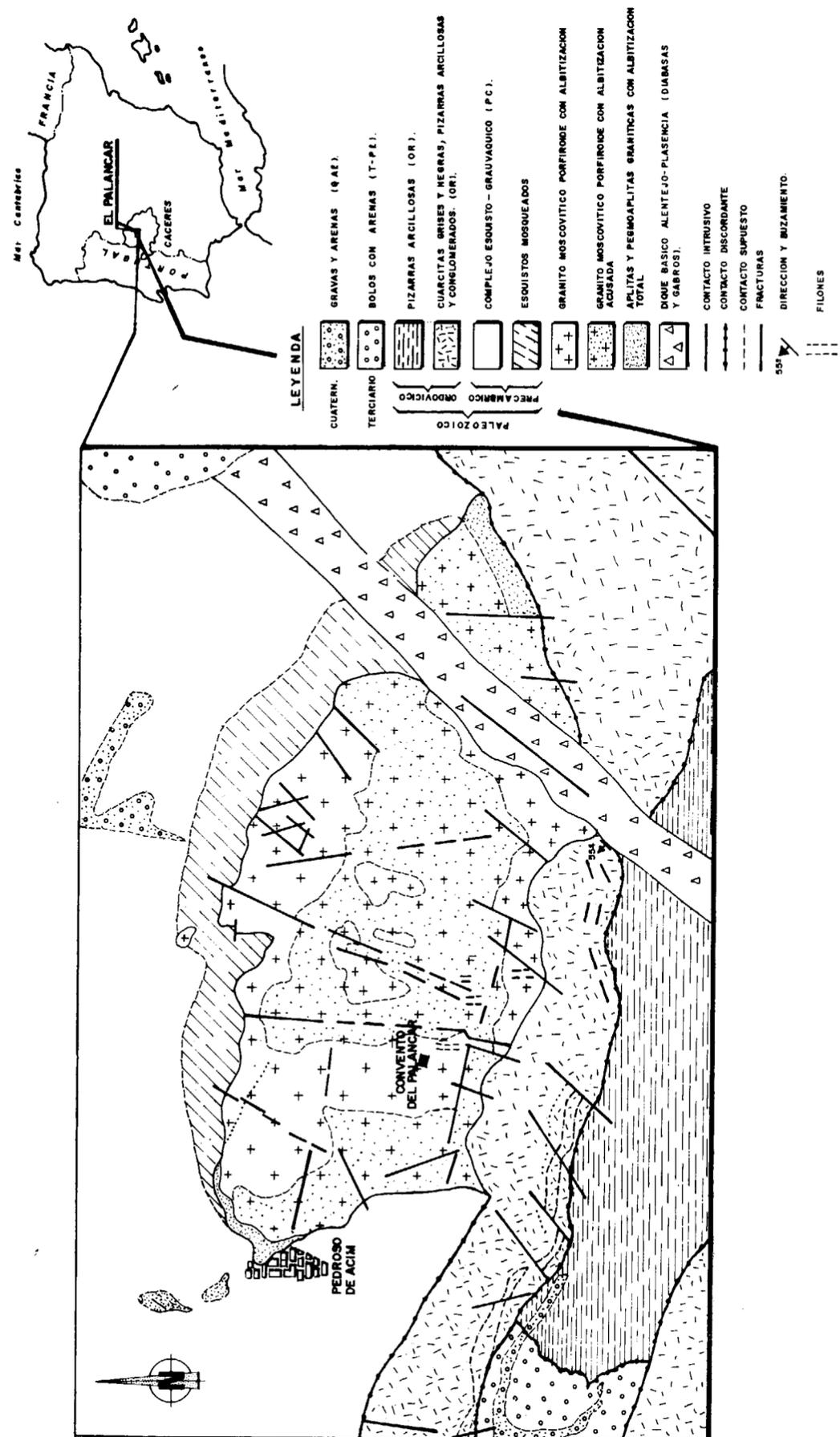


Figura 2.—Esquema geológico de la cúpula granítica de El Palancar (Cáceres). Escala aproximada: 1:50.000.

frecuente observar una cantidad apreciable de turmalina.

- 2) Granito moscovítico, a veces porfiroide, intensamente albitizado y totalmente moscovitizado. Contiene una gran cantidad de turmalina y apatito. Normalmente está asociado a zonas de fracturación más intensa, produciéndose una cierta caolinización de los feldespatos.
- 3) Aplitas y pegmoaplititas intensamente albitizadas y parcialmente caolinizadas.
- 4) Albititas, se presentan como una facies de borde que rodea a la apóficis por el NO y que se prolonga en un pequeño apéndice en esta misma dirección.

La facies granítica menos evolucionada de la apóficis (facies 1), es la que topográficamente constituye las cotas más altas de la cúpula, y geográficamente se localiza en las zonas más externas de ésta. Se trata de una roca heterogranular, comúnmente porfiroide con grandes fenocristales de cuarzo idiomorfo, bipiramidados, de carácter muy precoz. Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa (Albita-Oligoclasa), feldespato potásico (Microclina) y moscovita. Como accesorios tenemos: apatito, turmalina, clorita, biotita, dumortierita, dahllita, graftonita, triplita y opacos.

Por otra parte, el hecho más interesante de toda la facies, y generalizado para toda la cúpula, es el fenómeno postmagmático de la albitización (foto 1). Debido a este proceso, se forma albita a expensas del feldespato potásico y de la biotita, relacionándose directamente con las posibles mineralizaciones estanníferas que pueda llevar el granito. Además, se observa también que asociado a la albitización aparece la turmalinización, muy acusada en las facies más evolucionadas de la cúpula. En cuanto a los accesorios, es importante señalar la presencia de dahllita, mineral presente en todas las facies de la cúpula, que se forma a expensas del apatito hidrotermal y se presenta en un producto «amorfo-coloidal», a menudo radiado (foto 2). Aparece casi siempre asociado a la saussuritización de los feldespatos, y se origina probablemente por una alteración del apatito de tipo hidrotermal que ha disuelto éste y lo ha reprecipitado en forma coloidal.

Otros accesorios muy interesantes son la aparición de fosfatos de hierro, manganeso y calcio

como son la graftonita $[(Fe, Mn, Ca)_3(PO_4)_2]$ (fotos 3 y 4) y la triplita $[(Mn, Fe, Mg, Ca)_2PO_4(F, OH)]$. (Datos aportados por la M. E.) La graftonita se presenta como un mineral tardío, en cristales prismáticos (foto 3) y a menudo alterando a la plagioclasa y feldespato potásico a favor de fracturas y grietas (foto 5). Es curioso señalar que su aparición está muy relacionada con la presencia de dahllita en la roca, por lo cual es de suponer que el proceso de fosfatación es un proceso más tardío que los típicamente postmagmáticos y que se produce en la etapa hidrotermal. La triplita, mucho más escasa, aparece asociada a la graftonita y tiene el mismo carácter tardío que ésta.

Una de las facies más interesantes desde el punto de vista metalogénico es la facies 2. En ella se sitúan la mayor parte de las antiguas labores mineras efectuadas en la cúpula, y debido a su caolinización es más deleznable que la anterior y posee unas características más interesantes para su explotación. Se localiza en las zonas donde existe una fracturación muy intensa, por lo que se piensa que la circulación de los fluidos hidrotermales ha podido ser más importante, produciendo esa cierta caolinización de los feldespatos. En mi opinión, petrológicamente se trata de la misma facies anterior, con la diferencia de que los procesos postmagmáticos de albitización, moscovitización, turmalinización, fosfatación y caolinización están mucho más acusados.

En conjunto, es una roca de tipo heterogranular, tiene a menudo textura porfiroide, con fenocristales de cuarzo bipiramidados como en la facies anterior. Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa (albita), feldespato potásico (microclina) y moscovita. Como accesorios: turmalina, apatito, dahllita, dumortierita, graftonita, triplita, opacos y en algunas muestras biotita, cordierita (alterada a pinnita) y secundariamente escorodita o jarosita de arsenopirita (foto 6) y clorita.

En resumen, la facies 2 está mucho más evolucionada que la facies 1, y en conjunto es mucho más interesante en cuanto a posibles mineralizaciones de Sn que la facies anterior.

La facies 3 está constituida por aplitas y pegmoaplititas, intensamente albitizadas, y parcialmente caolinizadas.

Se trata de rocas de grano más fino que las anteriores, textura granuda hipidiomórfica y carecen de fenocristales de cuarzo bipiramidado.

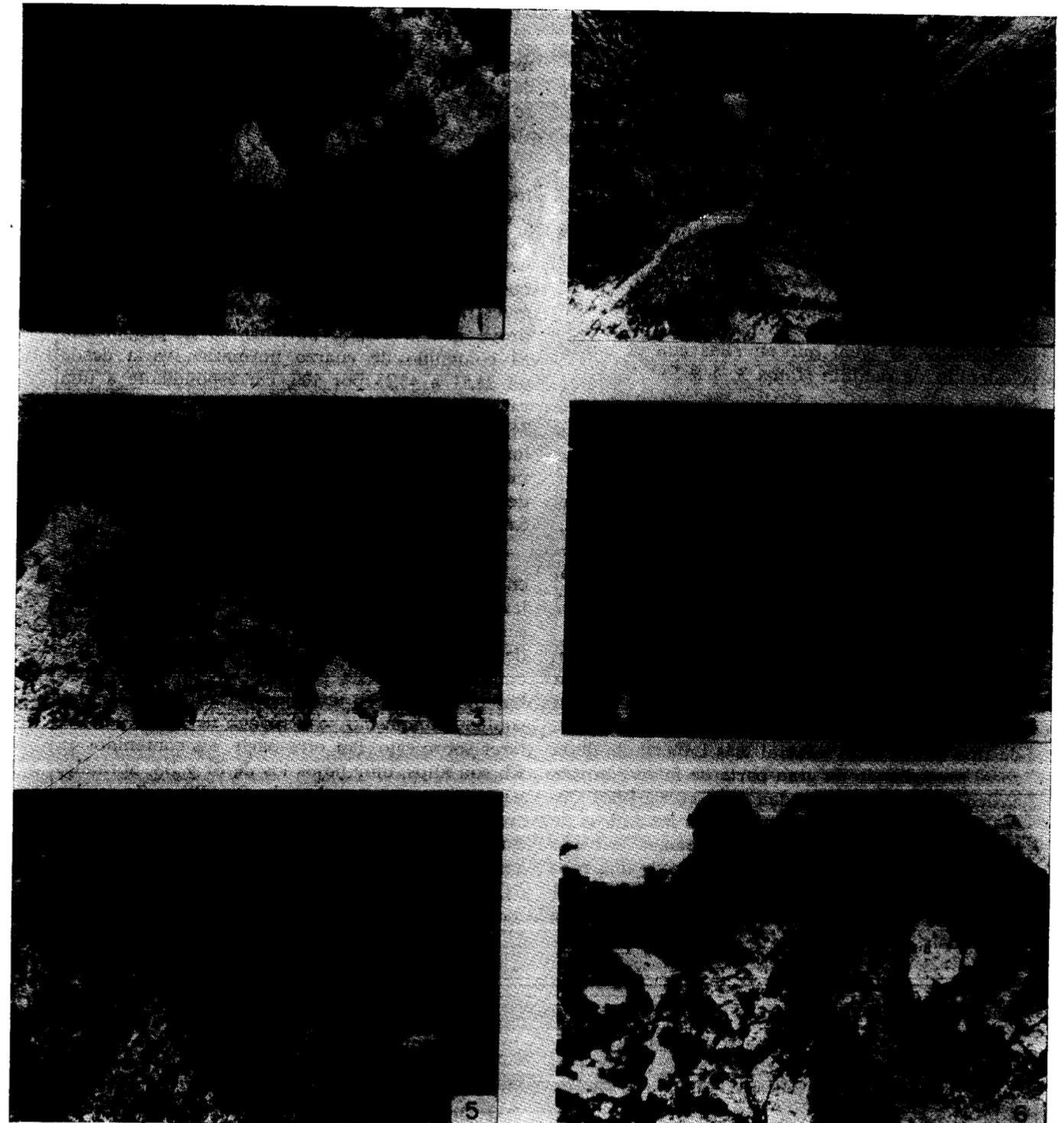


Foto 1.—Albitización de un microclino en un granito moscovítico. L. Trans. N. C.

Foto 2.—Dahllita con textura radiada en un granito moscovítico. L. Trans. N. P.

Foto 3.—Graftonita de aspecto prismático en contacto con un cristal de turmalina. L. Trans. N. P.

Foto 4.—Graftonita de aspecto prismático en contacto con un cristal de turmalina. L. Trans. N. C.

Foto 5.—Graftonita sustituyendo a feldespato potásico (microclino) a favor de una fractura. L. Trans. N. C.

Foto 6.—Sustitución de arsenopirita por escorodita en un granito moscovítico. L. Trans. N. P.

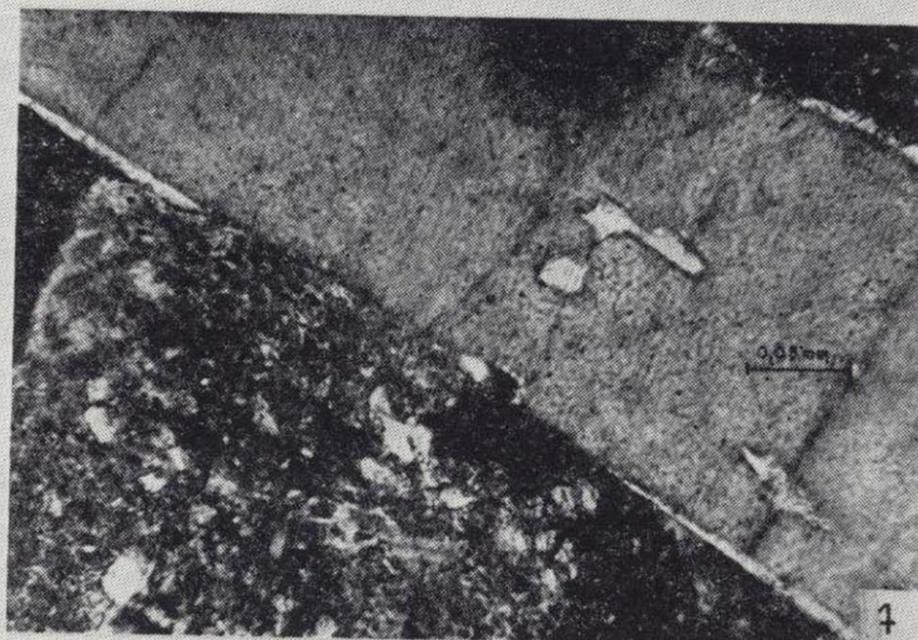
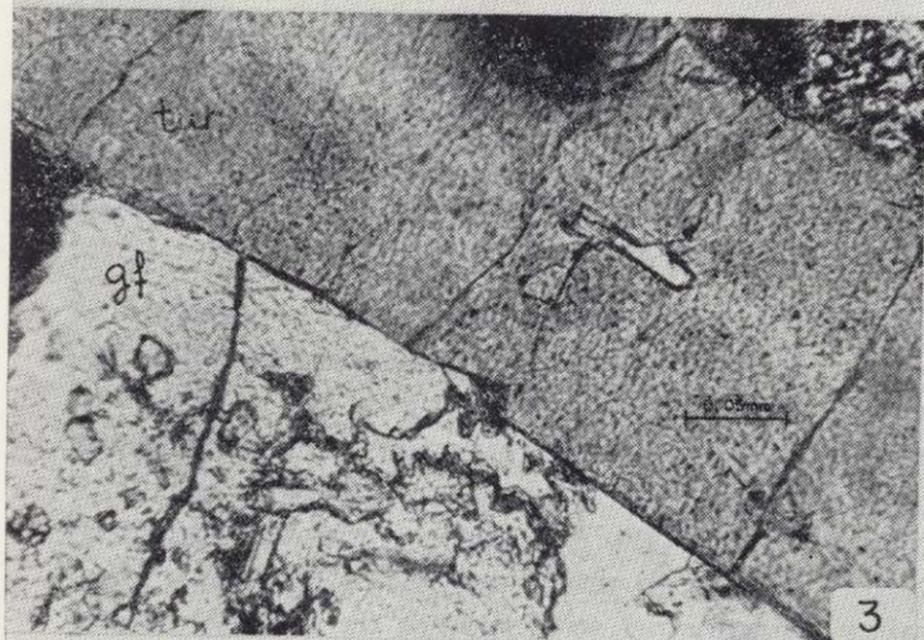
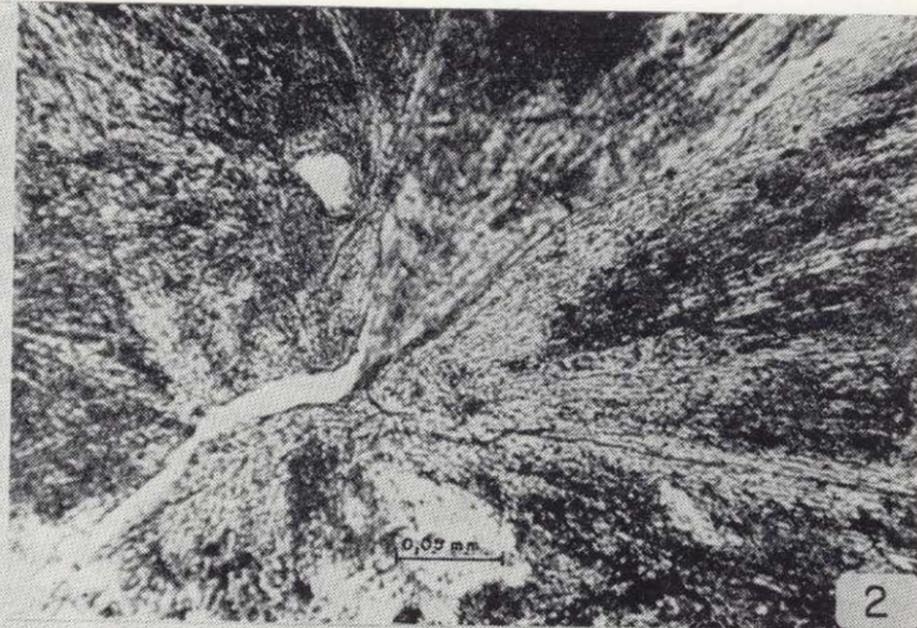
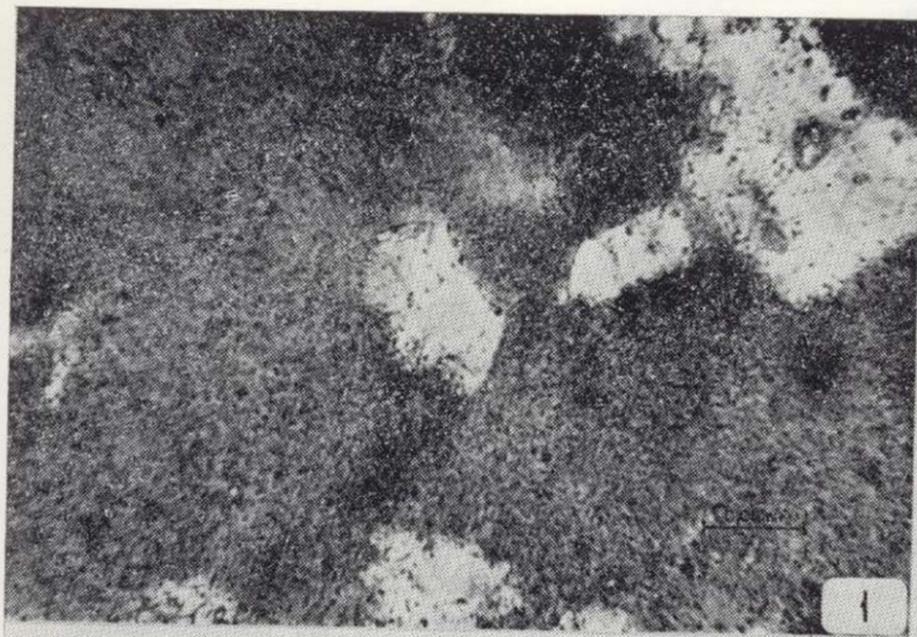


Foto 1.—Albitización de un microclino en un granito moscovítico. L. Trans. N. C.

Foto 2.—Dahllita con textura radiada en un granito moscovítico. L. Trans. N. P.

Foto 3.—Graftonita de aspecto prismático en contacto con un cristal de turmalina. L. Trans. N. P.

Foto 4.—Graftonita de aspecto prismático en contacto con un cristal de turmalina. L. Trans. N. C.

Foto 5.—Graftonita sustituyendo a feldespato potásico (microclino) a favor de una fractura. L. Trans. N. C.

Foto 6.—Sustitución de arsenopirita por escorodita en un granito moscovítico. L. Trans. N. P.

Están constituidas por cuarzo, plagioclasa (albita), feldespato potásico (microclina) y moscovita. Como accesorios: turmalina, apatito, dahllita, clorita, grafitonita, triplita (una muestra) y opacos. Entre los minerales secundarios destacan los productos sericítico arcillosos provenientes de alteración de feldespatos. En estas rocas la albitización es muy intensa, de tal manera que la cantidad de plagioclasa excede bastante a la del feldespato potásico. La moscovitización es total, quedando sólo restos de clorita derivados de antiguas biotitas. La grafitonita y la triplita que aparecen en una muestra presentan las mismas características que en las facies anteriores, asociándose al igual que en ellas con el mayor contenido de dahllita (fotos 3, 4 y 5).

La facies 4 se trata de albititas con un gran contenido en cuarzo. Los minerales principales que constituyen la roca son: cuarzo, plagioclasa (albita) y moscovita. Como minerales accesorios: apatito, feldespato potásico (microclino), dumortierita, triplita y grafitonita, y como secundarios: dahllita y un producto sericítico-arcilloso procedente de feldespato potásico. La textura es granada hipidiomórfica y el tamaño de grano es bastante fino.

El cuarzo, en un contenido menor que la plagioclasa, aparece muchas veces atravesando a esta última, lo cual nos parece indicar que ha podido existir una cierta silicificación. La plagioclasa, de tipo albita, es el mineral más importante de la roca, procediendo en gran parte de feldespato potásico, del cual sólo quedan unos escasísimos restos. En cuanto a los accesorios, son los típicos de la cúpula y de los cuales ya hemos hablado anteriormente. En definitiva, se trata de una roca muy interesante en cuanto a mineralizaciones estanníferas y quizá la más evolucionada de toda la apófisis.

Caracteres geoquímicos

El estudio geoquímico se ha realizado basándose en el análisis de 12 muestras correspondientes a las diversas facies que constituyen la cúpula, y que se consideran representativas para su totalidad. Los elementos mayores y los elementos traza se han seleccionado de acuerdo con su potencial como indicadores del grado de especialización y como elementos útiles para la prospección (tabla 1).

Los análisis se han realizado mediante fluorescencia de rayos X sobre muestras con un peso medio de 5 kilogramos. El Ta estaba por debajo del límite de detección del instrumento y el Li se ha determinado por espectrofotometría de absorción atómica.

En primer lugar, en la tabla 1 se observa que todas las muestras de la cúpula de El Palancar presentan altos contenidos en sílice, alúmina y K_2O , y bajos contenidos en los óxidos ferromagnesianos y en CaO . Esto se relaciona con la composición normativa, en la que para todas las muestras estudiadas, el componente anortita constituye menos del 10 por 100 de la plagioclasa. El contenido de cuarzo normativo varía desde un 38,51 a 46,25 por 100, correspondiente a una variación en el contenido en sílice de un 73,04 a 74,63 por 100, y los contenidos normativos de los minerales máficos no exceden en ningún momento del 2,6 por 100. Este tipo de rocas, en definitiva, se pueden clasificar de acuerdo con STRECKEISEN como leucogranitos.

En cuanto a los elementos traza, los contenidos en litio de todos estos granitos son excepcionales, con una media de 342,5 ppm. No se han observado en petrografía minerales independientes de litio, como ambligonita, espodumena, etc.; sin embargo, a la vista de esos contenidos tan altos hay que pensar en una moscovita litinífera o algo similar, aunque no se disponga de datos particulares sobre esto. Por otra parte, los contenidos en Rb son altos, muy bajos los de Sr y Ba, normales para estos granitos los de Cu, Pb y Zn, y los contenidos en Sn y Nb son bastante altos, ya que para un granito normal, según VINOGRADOV, sería de 3 p.p.m.

Utilizando los diagramas de elementos mayores (fig. 3), los datos geoquímicos obtenidos por éstos no hacen más que corroborar la importancia de las características petrológicas en cuanto al estudio de las facies. El granito de El Palancar, no cabe duda que es un granito estannífero (figura 3a), ya que todas las muestras se nos agrupan en una zona pequeña interior al área de este tipo de granitos; es de tendencia sílico-potásica (fig. 3c), observándose una disposición de las muestras más albitizadas, cercanas al vértice K_2O+Na_2O (P-4, P-2, P-8, P-11 con un Ab de 34,60; 51,46; 31,60 y 28,58, respectivamente) y en regresión las menos albitizadas. Es curioso observar, además, que la muestra P-4 es la que contiene

TABLA 1
Análisis químicos (*) y normas CIPW de la cúpula granítica de El Palancar (Cáceres)

MUESTRAS	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6	P-7	P-8	P-9	P-10	P-11	P-12
SiO ₂ en %	74,46	74,63	74,35	73,23	73,77	73,74	73,32	74,54	74,50	73,70	73,04	73,33
Al ₂ O ₃	15,18	15,78	15,01	16,65	15,38	15,58	15,78	15,26	15,30	15,48	16,48	16,96
Fe ₂ O ₃	1,071	0,531	1,004	0,462	1,166	1,231	0,947	0,683	0,908	1,278	0,984	0,597
MnO	0,023	0,023	0,035	0,019	0,044	0,045	0,028	0,031	0,024	0,031	0,017	0,017
MgO	0,144	0,066	0,134	0,032	0,148	0,162	0,113	0,081	0,108	0,162	0,148	0,080
CaO	0,464	0,589	0,513	0,201	0,56	0,473	0,694	0,539	0,479	0,724	0,171	0,163
Na ₂ O	3,180	5,693	3,212	3,782	3,131	2,89	3,282	3,441	3,16	2,767	3,053	2,995
K ₂ O	4,069	1,206	4,165	3,722	4,202	4,24	3,866	3,864	3,798	4,204	3,994	3,592
TiO ₂	0,115	0,054	0,138	0,040	0,139	0,151	0,175	0,085	0,11	0,177	0,115	0,065
p.p.c.	0,99	1,23	1,17	1,56	1,25	1,46	1,62	1,25	1,41	1,60	1,99	2,20
Rb en ppm	420	210	540	960	540	480	690	600	580	550	570	890
Sr	30	80	40	20	90	50	120	140	130	60	40	120
Ba	-	-	40	-	-	40	-	-	-	40	-	-
Li	140	40	360	80	480	610	340	300	360	660	160	580
Cu	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Pb	40	10	40	100	40	40	30	30	20	30	30	20
Zn	70	30	70	60	70	90	90	50	80	70	70	100
Sn	40	60	100	600	80	80	100	80	70	90	80	80
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	ind.	-	-
Nb	20	20	30	50	30	30	40	20	30	30	30	30
Ta	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	41,98	38,51	41,77	40,50	41,31	42,88	41,44	41,98	44,04	43,15	43,34	46,25
Co	3,08	2,61	2,79	3,95	3,04	3,52	3,23	2,89	3,34	3,31	4,5	5,18
Or	23,08	6,73	23,47	21,11	23,74	23,99	21,93	21,77	21,44	23,77	22,78	20,52
Ab	27,41	48,3	27,51	32,59	26,88	24,84	28,29	29,45	27,10	23,77	26,46	26,00
An	2,21	2,76	2,43	0,96	2,66	2,25	3,31	2,55	2,27	3,44	0,82	0,78
En	0,48	0,22	0,44	0,11	0,49	0,54	0,37	0,27	0,36	0,54	0,49	0,27
Hly	1,58	0,78	1,36	0,71	1,66	1,74	1,12	0,96	1,28	1,72	1,42	0,88
Ilm	0,19	0,09	0,23	0,07	0,23	0,25	0,29	0,14	0,18	0,30	0,19	0,11
Q	45,40	41,17	45,04	42,99	44,94	46,76	45,21	45,04	47,57	47,58	46,81	49,85
Ab	29,64	51,64	29,66	34,60	29,24	27,09	30,86	31,60	29,27	26,21	28,58	28,03
Or	24,96	7,19	25,30	22,41	25,82	26,16	23,93	23,36	23,16	26,21	24,61	22,12

(*) Efectuados en los laboratorios del IGME.

Ba: (—) menor de 40 p.p.m.

W: (—) menor de 10 p.p.m.

Ta: (—) menor de 20 p.p.m.

600 p.p.m. de estaño (tabla 1). En el diagrama $SiO_2-Na_2O-K_2O$ (fig. 3b) se afirma la tendencia sílico-potásica de El Palancar (todos son granitos moscovíticos y pegmoaplititas), excepto la muestra aislada con mayor contenido en Na_2O que corresponde a una albitita (P-2). El campo de estabilidad de las muestras de este granito se concentra en la zona de los granitos muy ricos

en SiO₂ y con contenidos de K₂O/Na₂O entre 2:1 y 1:1 (fig. 3d), siendo la muestra más rica en estaño la que se sitúa en la línea de relación aproximada igual a 1.

Por otra parte, en la figura 3e se aprecia que en toda la cúpula se mantiene constante el contenido medio en sílice (73,75 por 100) en relación

con la suma de óxidos ferromagnesianos Fe₂O₃ + MgO + TiO₂, siendo las muestras más albitizadas las que tienen un contenido de ferromagnesianos menor que la unidad (P-4, P-2, P-8 y P-12). Se puede decir, entonces, que el granito de El Palancar ha evolucionado en cuanto a su contenido en Na₂O (albitización), pero la silicificación

DIAGRAMA SiO₂ - CaO + MgO + FeO - Al₂O₃ + Na₂O + K₂O

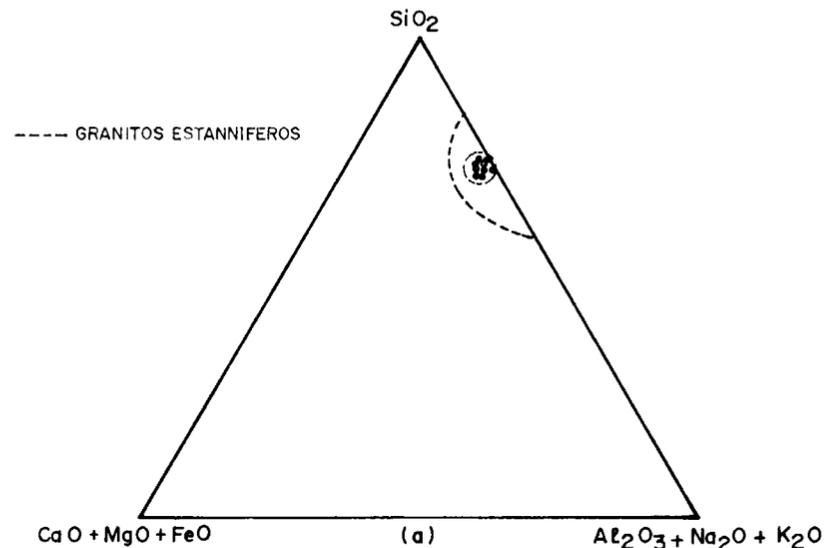


DIAGRAMA SiO₂ - Na₂O - K₂O

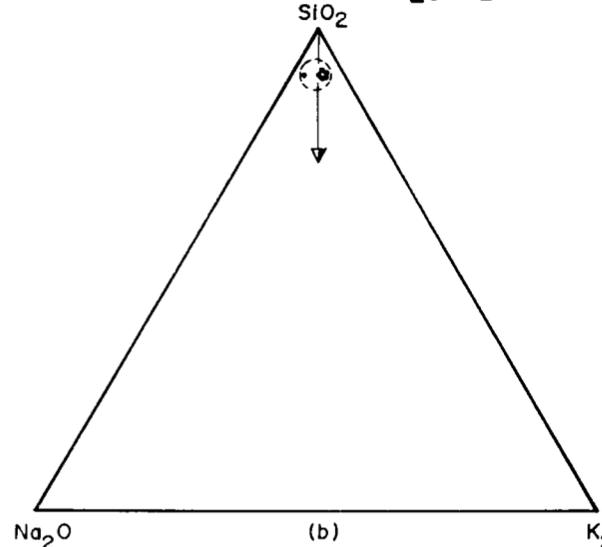


DIAGRAMA Fe₂O₃ - K₂O + Na₂O - MgO

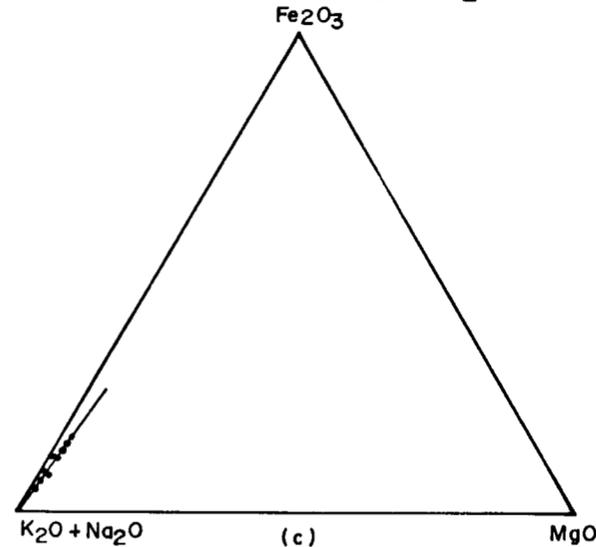


Figura 3.—(a), (b) y (c). Diagramas geoquímicos de elementos mayores.

producto de una cristalización magmática, la cual se expresa mediante determinados indicadores geoquímicos. Los coeficientes geoquímicos utilizados (tabla 2) están basados en el hecho de que normalmente los granitos estanníferos presentan una serie de características muy específicas de granitos diferenciados que nos pueden ayudar a determinar un posible origen y emplazamiento de éstos y sus relaciones con la mineralización.

TABLA 2
Coeficientes geoquímicos del granito de El Palancar (Cáceres)

Sr de muestra	K/Rb ⁽¹⁾	Sr/Rb	Mg/Li ⁽²⁾	Al ⁽³⁾ Na+K+Ca	Na/k	Na ₂ O Na ₂ O+K ₂ O	I.D.
P-1	30,41	0,0214	5,20	1,9	0,6986	0,4386	92,47
P-2	47,66	0,0509	9,94	1,53	4,2200	0,4251	93,54
P-3	64,01	0,0740	2,24	1,31	0,6894	0,4354	92,75
P-4	92,17	0,0208	2,41	1,61	0,9083	0,5039	94,20
P-5	4,58	0,1666	1,85	1,37	0,6661	0,4269	91,93
P-6	71,31	0,1041	1,60	1,4	0,6693	0,4053	91,71
P-7	46,50	0,1739	2,00	1,41	0,7529	0,4591	91,66
P-8	53,45	0,2333	1,62	1,35	0,7961	0,4710	93,20
P-9	54,35	0,2241	1,80	1,42	0,7438	0,4541	92,58
P-10	62,44	0,1090	1,48	1,41	0,5883	0,3969	90,69
P-11	58,15	0,0701	5,57	1,54	0,6833	0,4332	92,58
P-12	33,49	0,1348	6,83	1,70	0,7493	0,4546	92,77

- (1) Según STAVROV et al. (1969). TISCHENDORF (1977)
- (2) Según BEUS y SITNIN (1968).
- (3) Según SHAND (1950).
- (4) Según TAUSON (1977).

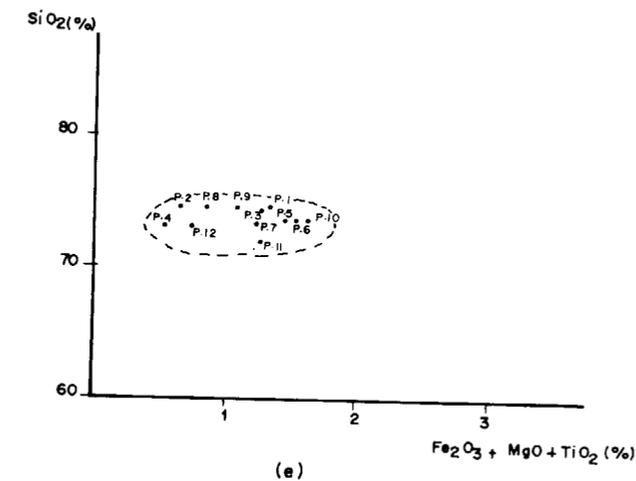
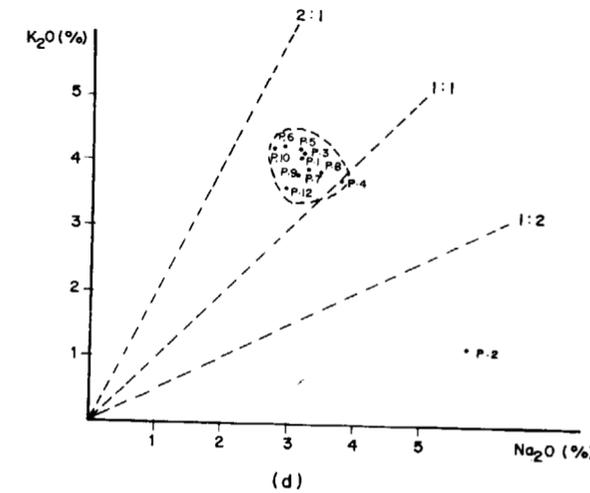


Figura 3.—(d) y (e). Diagramas geoquímicos de elementos mayores.

no ha jugado un papel importante, como existe por ejemplo en la cúpula del Trasquilón (GONZÁLEZ AGUADO, M. T., y GUMIEL, P., 1984).

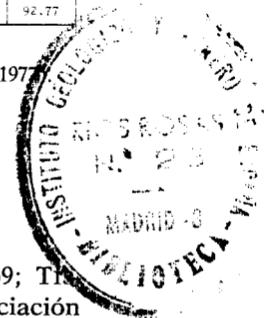
Por último, el granito de El Palancar presenta una correlación positiva Sn/Nb (fig. 4), lo que resulta lógico por la propia evolución de estos elementos traza en el proceso de diferenciación.

Grado de especialización

Los granitoides «metalogénicamente especializados» (TISCHENDORF, 1977) son, normalmente,

El coeficiente K/Rb (STAVROV et al., 1969; TISCHENDORF, 1977) es un índice de diferenciación muy interesante, ya que normalmente en el avance de la cristalización progresiva de un granito el coeficiente K/Rb disminuye, por lo cual las muestras de más bajo coeficiente serán las más diferenciadas.

En El Palancar, la muestra P-4 es la más diferenciada y además es la que tiene un contenido en Sn mayor (600 p.p.m.), posteriormente le siguen los granitos y pegmoaplititas más albitizadas, para acabar con los menos evolucionados (granitos parcialmente albitizados). Por otra parte,



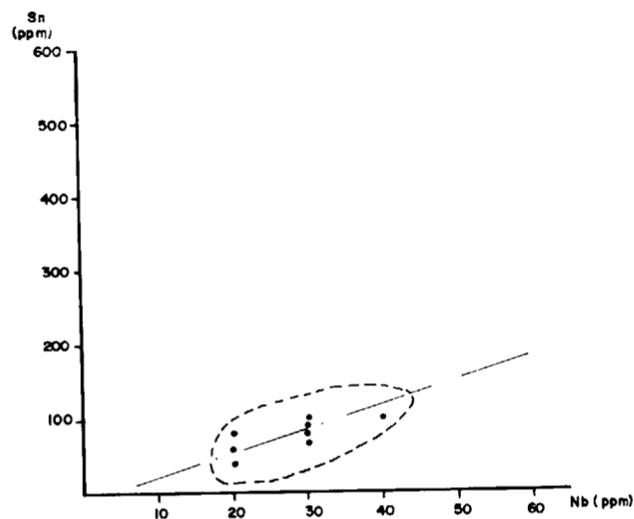


Figura 4.—Diagrama de correlación Sn, Nb.

y para confirmar esta tendencia, se ha realizado el diagrama K/Rb frente a Rb (fig. 5d), en la que se observa la correlación negativa de todas las muestras (excepto la P-2, que es una albitita).

En resumen, el coeficiente K/Rb no sólo se puede utilizar como un índice de diferenciación, sino que en este caso es un indicador de albitizaciones y en definitiva de mineralización. Los valores tan bajos de K/Rb (menores de 100) se pueden explicar mejor por una sustitución de K por Na, que por el Rb.

Es curioso apreciar que construyendo el diagrama K_2O/Rb en función de Ti_2O (fig. 6), la tendencia negativa del diagrama K/Rb frente a Rb, es idéntica a la positiva de la figura 6.

El coeficiente Mg/Li (BEUS y SITNIN, 1968) es un indicador de metales raros en granitos. Los contenidos en Li de las muestras de la cúpula de El Palancar son anormalmente altos, similares a los contenidos de algunas pegmatitas litíferas con amblygonita de Cáceres (Trasquilón y Valdeflórez) (GONZÁLEZ AGUADO, 1982 y 1985) y, en particular, similares también a los de las pegmatitas con amblygonita de Las Navas, situadas a 800 m. al NE de la cúpula de El Palancar. Además, se puede observar partiendo del coeficiente Mg/Li, que aquellas muestras que tienen un ratio menor a 1,80 (P-12, P-10, P-6, P-8 y P-9) son precisamente las que están situadas enfrente, o mejor dicho en línea con las pegmatitas de Las

Navas, lo cual parece indicar que el origen de estas últimas sea la apófisis de El Palancar.

Por otra parte, el Li sustituye al K en la red de muchos minerales, por lo cual se podía pensar en una estrecha relación entre este elemento y el coeficiente Na/K, que en definitiva es un factor de albitización. Observando este diagrama (figura 7), se afirma esa influencia para la mayoría de las muestras, concluyendo que a medida que la albitización se hace más importante disminuye el contenido en Li.

$$\text{La relación } \frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}/2} \text{ (SHAND, 1950), ma-}$$

yor que 1,1, caracteriza a las rocas peraluminicas. Las rocas de El Palancar superan todas este valor, mostrando características propias de los granitoides tipo «S» según CHAPPEL y WHITE (1974).

$$\text{El coeficiente } \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \text{ (TAUSON, 1977) de-}$$

termina que todas las muestras analizadas pertenecen al cuerpo de los granitos plumasíticos y leucogranitos con metales raros. TAUSON establece para estos granitos los siguientes contenidos en elementos traza:

Li	180 p.p.m.
Rb	440 p.p.m.
Ba	175 p.p.m.
Sr	70 p.p.m.
Sn	22 p.p.m.

Los granitos de El Palancar entonces muestran una variación sobre valores de TAUSON de:

Li	342,5 p.p.m.+190%
Rb	585,8 p.p.m.+133%
Ba	10 p.p.m.—175%
Sr	76 p.p.m.+108%
Sn	121,6 p.p.m.+552%

Por lo cual, los granitos de El Palancar están más especializados que los de TAUSON.

El diagrama Q-Ab-Or (fig. 5a) es uno de los más representativos de la cúpula, en cuanto a su grado de diferenciación, y en él se observa

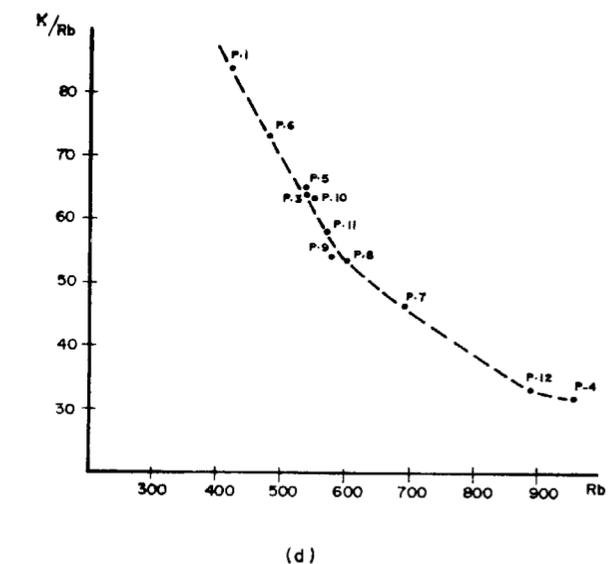
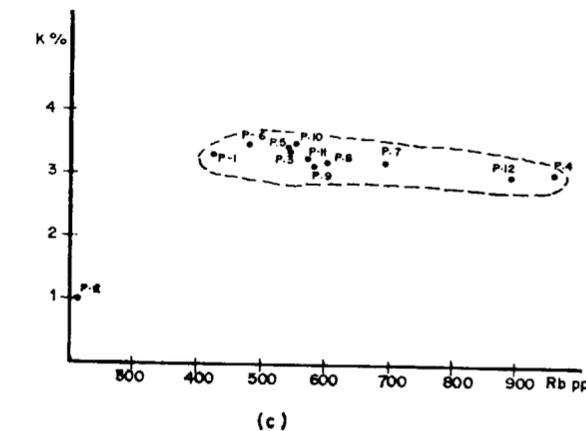
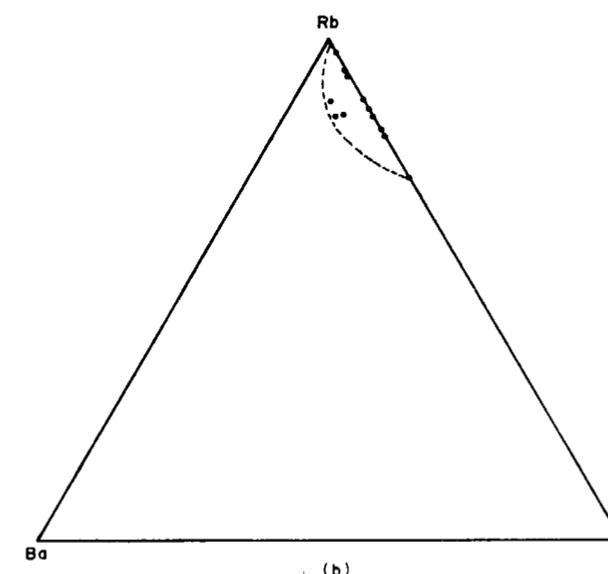
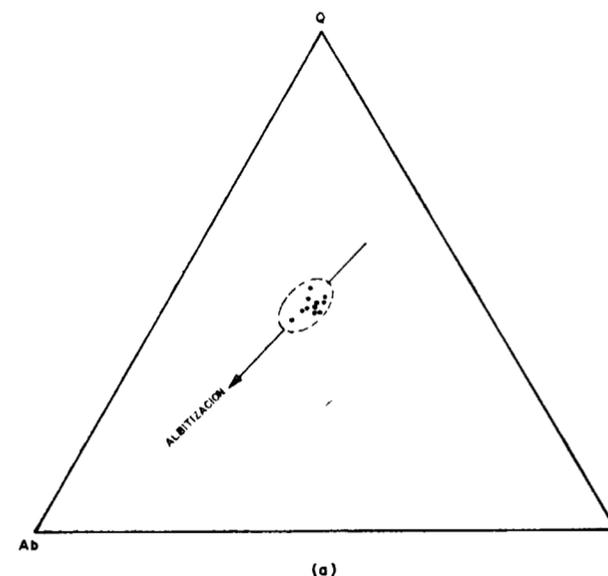


Figura 5.—Diagramas geoquímicos del grado de especialización.

claramente que todas las muestras caen dentro del campo de estabilidad de las aplitas y microgranitos s.l. Una vez más los valores más ricos en Sn (P-4, P-3 y P-7) son los más cercanos al vértice de la Ab, y en general todas las muestras tienen una tendencia en su composición normativa hacia la albita, influyendo enormemente la albitización como proceso postmagmático (STEMPROK y SKVOR, 1974).

Por último, el diagrama Rb-Ba-Sr (fig. 5b) determina el grado de especialización. En él se aprecia claramente que todas las muestras caen dentro del campo de granitos fuertemente especializados. En particular, los granitos de El Palancar presentan una característica que les diferencia de otros granitos especializados del mundo (Cerdeña, Nigeria, Cornwall, etc.), y esto es un contenido extremadamente bajo en Ba.

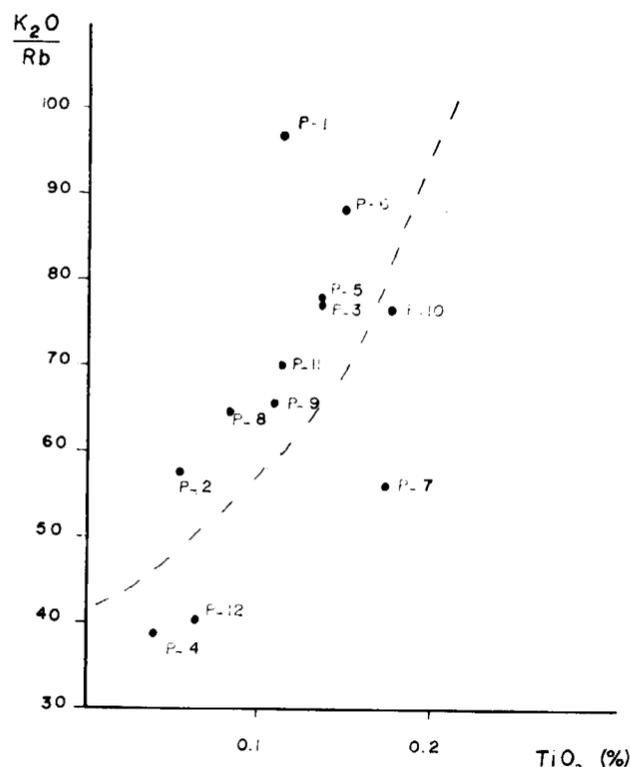


Figura 6.—Diagrama K₂O/Rb — TiO₂.

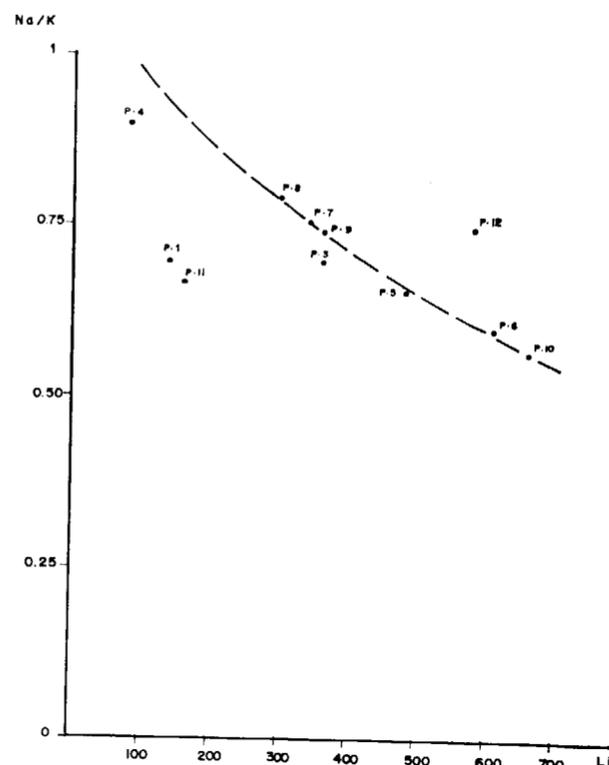


Figura 7.—Diagrama de correlación, factor Na/K y Li.

Cálculo de viscosidad

La viscosidad se ha calculado mediante la fórmula de SHAW, mediante un programa de BASIC en un SHARP-PC-1500, considerando una temperatura de 680° C como la inicial de cristalización de los minerales de mayor punto de fusión.

El valor medio calculado ha sido de $\eta=10^{11.29}$, lo cual nos indica que seguramente el granito de El Palancar se emplazó en niveles altos de la corteza, y en condiciones muy ricas en volátiles.

La viscosidad de cada muestra se refleja en la tabla 3, observándose que las muestras que tienen una menor viscosidad son las que tienen contenidos más altos en Sn, Nb, Rb y Li, y por consiguiente las más diferenciadas. Esto supone niveles de emplazamiento más altos y fluidos residuales ricos en volátiles y elementos metalogénicos como Sn y Nb.

En conclusión, de acuerdo con los datos petrologógicos, geoquímicos y de viscosidad, de las diversas facies de la cúpula de El Palancar, se puede decir que:

TABLA 3
Coefficientes de viscosidad de El Palancar
VISCOSIDAD MEDIA: 10^{11.29}

Nº de Muestra	VISCOSIDAD	Nº de Muestra	VISCOSIDAD
P - 1	10 ^{11.96}	P - 7	10 ^{11.00}
P - 2	10 ^{11.54}	P - 8	10 ^{11.63}
P - 3	10 ^{11.65}	P - 9	10 ^{11.46}
P - 4	10 ^{11.20}	P - 10	10 ^{11.04}
P - 5	10 ^{11.47}	P - 11	10 ^{10.65}
P - 6	10 ^{11.25}	P - 12	10 ^{10.62}

- Los granitos de El Palancar son normativamente peraluminicos, metalogénicamente especializados y fértiles.
- Tienen altos contenidos en SiO₂ y Al₂O₃, y bajos en TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO y CaO.

- Presentan un enriquecimiento en ciertos elementos traza (Rb, Li, Sn y Nb) y empobrecimiento en otros (Sr y Ba).
- La composición mineral media permite clasificarlos como granitos plumasíticos y leucogranitos con metales raros.
- Están asociados a casiterita, turmalina y fosfatos de Fe y Mn.
- Presentan procesos tardimagmáticos tan importantes como la albitización y moscovitización y procesos hidrotermales de alta temperatura como turmalinización y fosfatación.

Por otra parte, se ha comprobado que el boro y el litio tienen un efecto similar al F en los fundidos graníticos (CHORLTON and MARTIN, 1978), ya que pueden hacer rebajar su temperatura de solidificación hasta casi los 600° C a 1 kbar (por ejemplo, el F) y mantenerse en estado fluido bastante tiempo, antes de solidificar.

En El Palancar, datos petrográficos nos aportan que el contenido en B debe ser bastante alto, debido a la presencia de turmalina en cantidades extraordinarias para un granito, y por los análisis químicos, tenemos que estas rocas presentan un contenido en Li anormalmente grande. Esto ha podido dar lugar a que el granito de El Palancar haya permanecido en condiciones de fluidez bastante tiempo, en el cual han podido evolucionar los procesos tardimagmáticos de albitización, moscovitización e incluso los procesos hidrotermales de fosfatación con creación de fosfatos como grafitonita, triplita y dahllita, dando lugar a lo que se podría llamar un granito «hidrotermalizado».

Los fluidos residuales de todos estos procesos son los que presumiblemente pudieran inyectarse en fracturas N 30° E (diques intragraníticos en la cúpula) y conformar el yacimiento de Las Navas.

Finalmente, se ha realizado un estudio comparativo de elementos mayores entre un granito estannífero medio, un granito normal y el granito de El Palancar (fig. 8), confirmándose todas las características mencionadas anteriormente y definiendo una vez más que el granito de El Palancar es un granito estannífero.

Dentro del Macizo Hespérico, la cúpula granítica de El Palancar se puede considerar como uno de los granitos más diferenciados, y, por

supuesto, claramente estanníferos. Similares a esta cúpula son las del Trasquilón (GONZÁLEZ AGUADO, 1982; GONZÁLEZ AGUADO y GUMIEL, 1984; GONZÁLEZ AGUADO, 1985), Acebo y Torrecilla de los Angeles, todas ellas en la provincia de Cáceres. Presenta un carácter más diferenciado y marcadamente litinífero que los granitos de Viseu y Tras-Os-Montes, y se puede correlacionar con facilidad con las cúpulas de Laza y Penouta en Orense, Losacio en Zamora y Golpejas en Salamanca (ARRIBAS, 1979; ARIBAS et al., 1981).

En el Dominio Hercínico Europeo, presenta características muy similares con las cúpulas graníticas pertenecientes al distrito minero de Cornualles, como son las de Tregonning-Godolphin (STONE, 1982), que tienen un carácter muy litinífero, así como las de St. Austell, Dartmoor, Cornualles y Land's End.

En el Macizo Central francés tiene analogías con los granitos de la cúpula de Montebrias (AUBERT, 1969; BURNOL, 1974) y en el Macizo Armoricano con las formaciones sodolíticas de Tréguenec (CHAURIS, 1981).

Por último, hay que resaltar que la cúpula granítica de El Palancar presenta muchas similitudes con los granitos anorogénicos jóvenes de Africa Central (Nigeria). Estos granitos nigerianos que se consideran como granitos tipo A, están mineralizados en Sn-Nb-Ta y la intensidad de mineralización depende de la intensidad de albitización (BOWDEN, 1979; BOWDEN, 1982; KINNAIRD, 1979). La cúpula de El Palancar presenta características análogas a las de estos granitos, como son valores muy altos en SiO₂, bajos contenidos en CaO, MgO y Fe₂O₃, cuarzos redondeados, pegmatitas de Nb-Ta-Li asociadas (Las Navas), albitización relacionada con la mineralización y un contenido en volátiles muy elevado, debido sobre todo al proceso de fosfatación tardía y el carácter «hidrotermalizado» que presenta al menos en la parte más apical de la cúpula.

BIBLIOGRAFIA

ARRIBAS, A.: *Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain*. Studia Geologica, XIV, pp. 223-260 (1979).

ARRIBAS, A.; GONZALO, F., e IGLESIAS, M.: *Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca)*. Cuad. de Laborat. Xeolox. de Laxe, núm. 3, pp. 563-592 (1981).

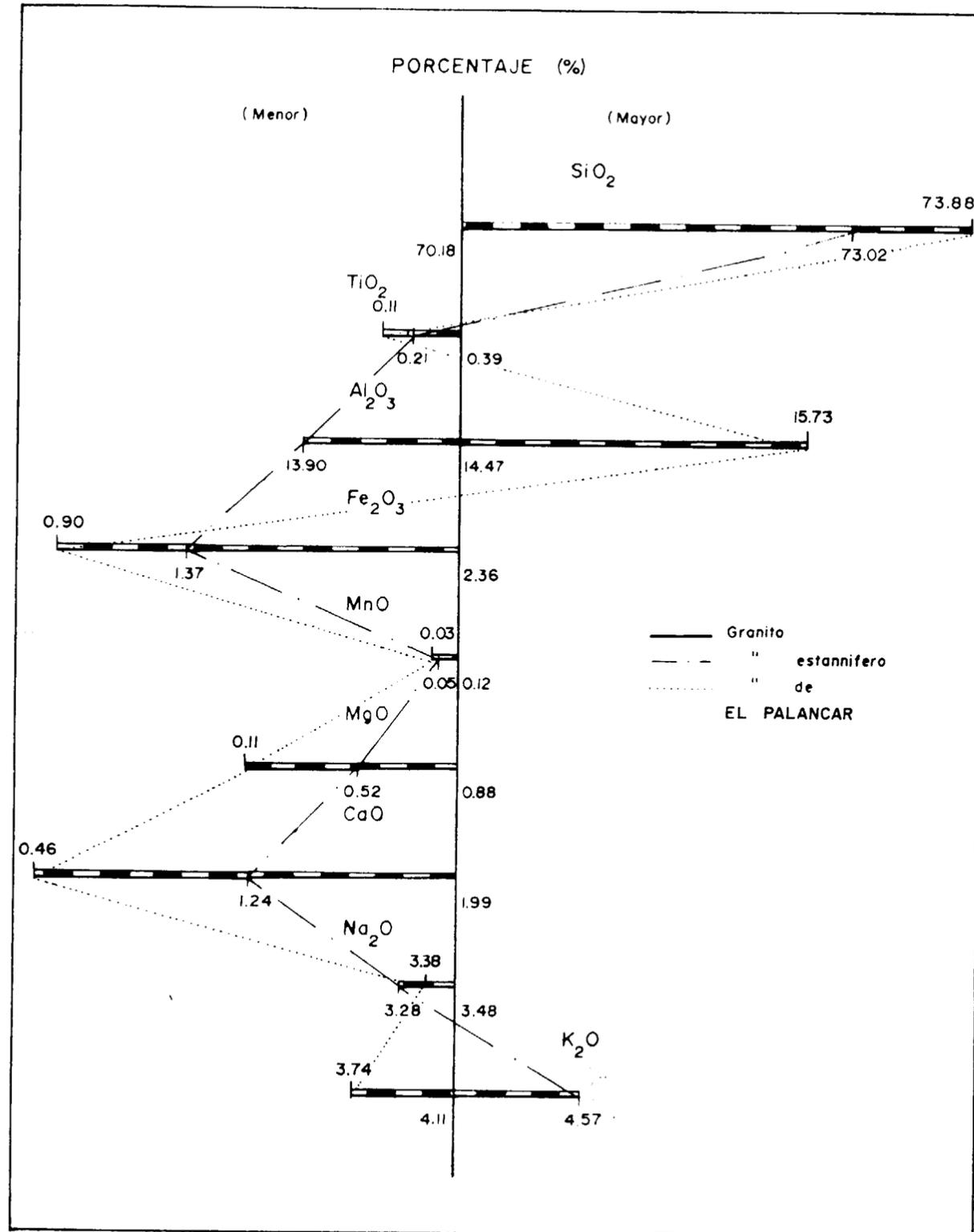


Figura 8.—Comparación del contenido medio de elementos mayores entre un granito (línea central), un granito estannífero (TAYLOR, 1979) y el granito de El Palancar.

AUBERT, G.: *Les coupoles granitiques de Montebas et d'Echassières et la gènesis de leurs minéralisations en Sn, Li, W, Be*. Mém. BRGM, núm. 46, pp. 349 (1969).

BEUS, A. A., and SITNIN, A. A.: *Geochemical specialization of magmatic complexes as criteria for the exploration of hidden complexes*. Proc. XXIII Int. Geol. Congr. Prague, 6, pp. 101-105 (1968).

BOWDEN, P.: *Geochemical aspects of the evolution and mineralization of the Nigerian Mesozoic anorogenic granites*. Studia Geologica, XIV, pp. 183-188 (1979).

BOWDEN, P.: *Magmatic evolution and mineralization in the Nigerian Younger granite province*. Ed. Evans, A. M. in MAWAN, vol. 6, pp. 51-63 (1982).

BURNOL, L.: *Géochimie du béryllium et types de concentrations dans les leucogranites du Massif Central Français. Relations entre les caractéristiques géochimiques des granitoides et les gisements endogènes de type départ acide (Be, Li, Sr) ou de remaniement tardif (U, Pb, F et Zn)*. Mém. BRGM, núm. 85 (1974).

CHAPPELL, B. W., y WHITE, A. J. R.: *Two contrasting granite types*. Pacific Geology, 8, pp. 173-174 (1974).

CHAURIS, L.: *Una province stannifère: Le Massif Armoricain (France)*. Chronique de la Recherche Minière, núm. 462, pp. 5-42 (1981).

CHORLTON, L. B., and MARTIN, R. F.: *The effect of boron on the granite solidus*. Can. Min., 16, pp. 239-244 (1978).

GONZÁLEZ AGUADO, M. T.: *Estudio petrológico y metalogénico del yacimiento de Sn del Trasquilón (Cáceres)*. Proyecto Fin de Carrera. E. T. S. I. M. Madrid. Inédito (1982).

GONZÁLEZ AGUADO, M. T.: *Mineralizaciones de Sn-W-Nb-Ta asociados a las cúpulas graníticas de Extremadura*. Tesis Doctoral. E. T. S. de Ing. de Minas de Madrid. Inédito (1985).

GONZÁLEZ AGUADO, M. T., y GUMIEL, P.: *El yacimiento de estaño del Trasquilón (Cáceres): Una mineralización asociada a una cúpula granítica*. Boletín Geológico y Minero, t. XCV-IV, pp. 354-373 (1984).

GUMIEL, P.: *Geología y metalogenia del yacimiento de Sn-W de Torrecilla de los Angeles (norte de Cáceres)*. Bol. Geol. y Min., 89 (2), pp. 133-147 (1978).

KINNAIRD, J. A.: *Mineralization associated with the Nigerian Mesozoic ring complexes*. Studia Geologica, XIV, pp. 189-220 (1979).

SHAND, S. J.: *Eruptive rocks*. Wiley. New York, 4th edition (1950).

STAVROV, O. D.; STOLYAROV, I. S., and IOCHEVA, E. I.: *Geochemistry and origin of the Werkh-Iset granitoid massif in Central Ural*. Geochim. Int., p, pp. 1138-1146 (1969).

STEMPROK, M., and SKVOR, P.: *Composition of tin-bearing granites from the Krusne Hory metallogenic province of Czechoslovakia*. Sb. Geol. Ved. Loziskova. Geol. Mineral, 16, pp. 7-87 (1974).

STONE, M.: *The behaviour of tin and some other trace elements during granite differentiation, West Cornwall, England*. Ed. Evans, A. M. in MAWAN, vol. 6, pp. 339-357 (1982).

TAUSON, L. V.: *Geochemical types and potential ore-bearing capacity of granitoides (in russian)*. Nauka, Moskva (1977).

TISCHENDORF, G.: *Geochemical and petrographic characteristics of silic magmatic rocks associated with rare element mineralization*. In MAWAN, vol. 2, published by the Geological Survey, Prague, pp. 41-96 (1977).

Recibido: Marzo de 1986.

AGUAS SUBTERRANEAS

Propuesta de un método para la investigación de caudales de pozos en el Mioceno detrítico de Madrid.

Sistema acuífero núm. 14

Por C. RUESTRA FUERTES (*)

RESUMEN

Se propone un método para la predicción de caudales en los pozos que se perforan en el Mioceno detrítico de Madrid. El método se basa en el modelo conceptual de formación sedimentológica aceptado para el acuífero.

ABSTRACT

A method for forecasting of pumping rates in wells drilled in the detrital miocene of Madrid is proposed. This method is supported in the conceptual model of sedimentological formation accepted for the aquifer.

INTRODUCCION

Frecuentemente se plantea para los hidrogeólogos responsables de marcar sondeos para la obtención de agua, la necesidad de disponer de algún método orientativo que permita estudiar las posibilidades de caudal en uno u otro punto en el Mioceno detrítico de Madrid.

La frecuencia con la que se presentan estos estudios, se comprende si se admite la importancia que tiene este acuífero —sobre el que se sitúa la capital de España— cara al abastecimiento urbano e industrial, y en mucha menor medida al agrícola.

Este grupo de técnicos al que se hace referencia se ocupa simplemente, o nos ocupamos si se prefiere, de buscar en los acuíferos su simple utilización como elemento de suministro en base a los modelos conceptuales, deducidos de los múltiples estudios realizados por la Administración y por los diversos hidrogeólogos dedicados a la rama de la pura investigación.

En lo referente al acuífero de Madrid existen terminados los estudios del Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero de España, así como las tesis

doctorales primitivas que trataron de las intercuencas de los ríos de la zona: Cuenca del Jarama, LÓPEZ VERA, 1975; Cuenca Manzanares, MARTÍNEZ ALFARO, 1977; Cuenca Guadarrama, REBOLLO FERREIRO, 1977; Cuenca Henares, VILLARROLLA GIL, 1977; Cuenca Alberche, SASTRE MERLÍN, 1978.

El modelo conceptual para la sedimentación de los materiales del Mioceno detrítico de Madrid fue propuesto por LÓPEZ VERA, 1977, y aceptado por los demás autores e investigadores del detrítico.

Aceptando también este modelo, y de hecho basándose en él, se desarrolla el método simplista que se propone para la predicción de caudales en los pozos que se construyan en este acuífero.

Se sintetiza a continuación un esquema geológico-sedimentológico, que de alguna manera puede ser una forma sencilla y esquematizadora de resumir los planteamientos de los autores citados.

GEOLOGIA DE LA ZONA.
ACUIFEROS DE INTERES

El Mioceno continental de la fosa del Tajo, se ha formado a partir de los materiales erosionados

de la Sierra de Madrid que constituía la roca madre.

Estos materiales eran arrastrados por los ríos antiguos, y se depositaron cerca de la Sierra los más gruesos dado que la velocidad del agua era alta. Se formó así el Mioceno detrítico. Más alejado de la Sierra, la velocidad del agua era casi nula y se pudieron depositar las partículas en suspensión de pequeños tamaños, dando lugar al Mioceno intermedio: Zonas Sur de Madrid y Getafe. Por último, las aguas se almacenaron formando un gran lago, donde la continua evaporación hacía que se depositasen los sulfatos en el fondo y los carbonatos en la parte alta, dando lugar a los yesos que abarcan desde Vallecas a Aranjuez y a las calizas del Páramo de la Alcarria.

En el Mioceno detrítico, que por estar formado de granos más gruesos es el más permeable y consecuentemente el que tiene más posibilidades de dar agua, pueden distinguirse tres zonas, siendo dos de ellas de peores características; una pegada a la roca madre —zona de borde o proximal— y otra cercana al tramo intermedio —zona terminal—.

La primera, debido a que el corto recorrido de los granos erosionados de la roca madre no ha sido suficiente para que estos se rodaran convenientemente y eliminaran las arcillas. La segunda, debido a su escaso espesor, por tener inmediatamente debajo la facies intermedia.

Además de esto, la roca madre es de distinta naturaleza: al SO la constituyen granitos, y al NE pizarras.

Los granitos están exentos prácticamente de arcillas (salvo pequeñas proporciones de micas) y dan lugar a granos de cuarzo y feldspatos. Las pizarras dan lugar a materiales muy arcillosos, y por tanto poco permeables y con pocas posibilidades de poderse construir pozos con caudales de interés.

Todo ello, junto a algunos datos más y los caudales más probables que pueden obtenerse dentro de cada tramo, está representado en el gráfico núm. 1.

Asimismo, se ha representado un corte del Mioceno en sentido perpendicular a la Sierra, en el gráfico núm. 2.

La zona donde en principio se propone esta metodología, se ubica donde la roca madre está constituida por granito, y por ello es donde el acuífero detrítico de Madrid tiene mejores características de permeabilidad. Se extiende a bandas paralelas al borde de la Sierra comprendidos entre 5.000 y 17.000 metros de distancia a ésta, lo que implica que se hayan eludido las zonas terminal y proximal de la facies de borde del acuífero.

Las ideas aquí reseñadas pueden servir de encuadre general, a efectos de las posibilidades, a grandes rasgos, de obtener agua en el acuífero Mioceno detrítico de Madrid.

DESCRIPCION DEL METODO.
SUPUESTOS FORMULADOS

Para el estudio de las posibilidades del Mioceno detrítico de Madrid en la franja comprendida entre Tres Cantos y Puerta de Hierro, van a superponerse dos tipos de consideraciones: las realizadas anteriormente en el apartado de descripción geológica y los resultados obtenidos de los sondeos de la zona.

Acorde con el modelo sedimentológico expuesto, se planteará la posibilidad de que los valores medios de la permeabilidad de los acuíferos, en un punto concreto del Mioceno detrítico, dependerán de un modo directo de su distancia a la roca madre.

Para comprobar la realidad práctica de este planteamiento, es preciso obtener valores de la permeabilidad «K» en sondeos situados a distintas distancias «d» del borde granítico de la Sierra de Madrid, y analizar posteriormente la calidad de correlación entre los pares «K» y «d».

Dentro del acuífero que se estudia, muchos de los conceptos habituales asignados a los parámetros hidrogeológicos, carecen de sentido a efectos prácticos, y pueden admitir notables simplificaciones, sin que con ello quiera desvirtuarse en modo alguno la validez del rigor teórico.

Conceptos como espesor saturado y transmisividad hay que admitir qué mala aplicación práctica tienen en este acuífero.

Asignar como valor de espesor saturado la distancia entre el nivel libre del acuífero y el fondo

(*) Instituto Geológico y Minero de España.

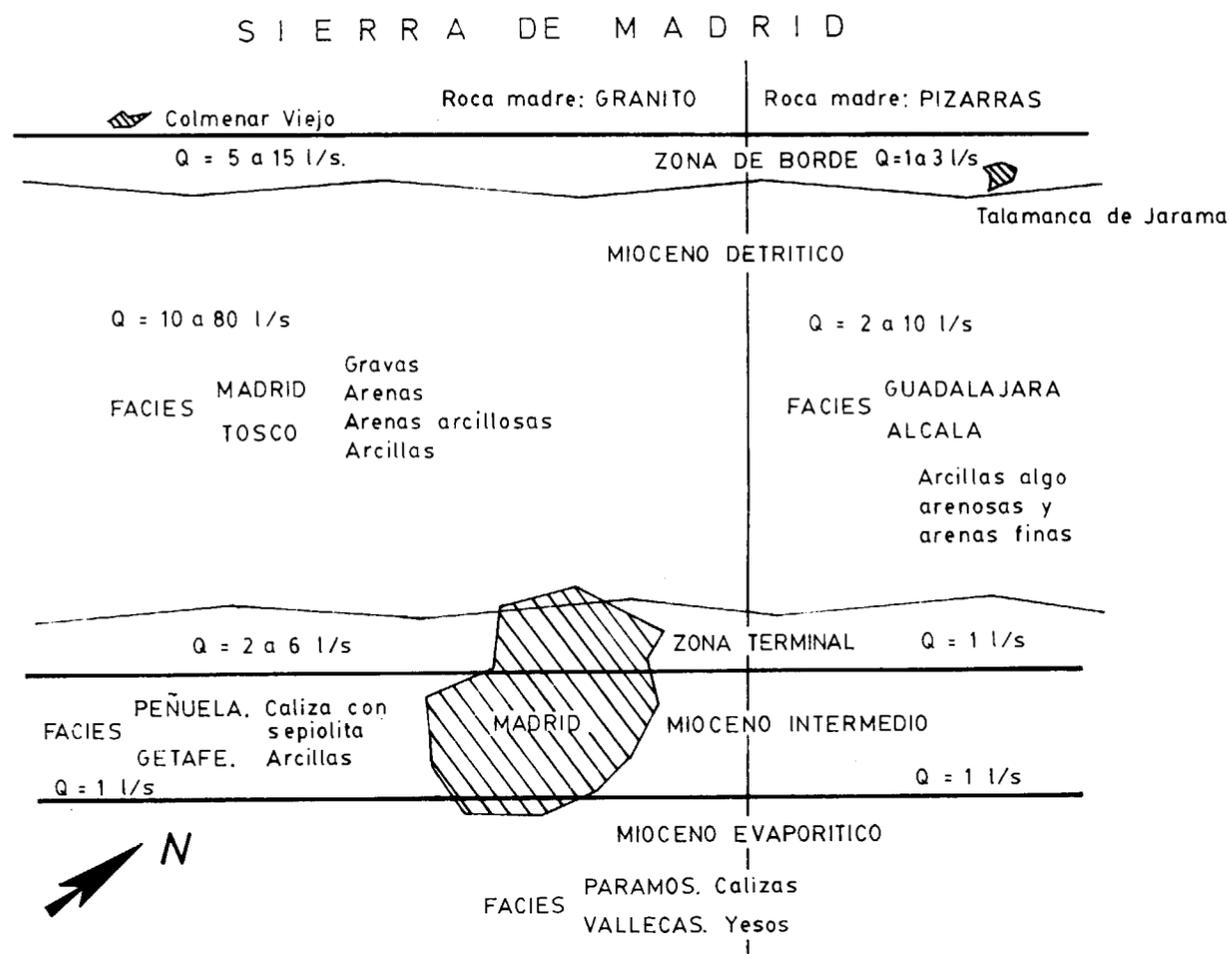


Gráfico 1.—Esquema general de formación y repartición de caudales en el Mioceno.

de la formación detrítica, no hace de hecho más que conducir a errores en las valoraciones.

En efecto, para un valor de «K» dado, al aplicar el valor de espesor saturado antes definido, se obtendrían valores de «T», que, aún admitiendo su significado teórico, nada tendrían que ver en pozos que sólo penetran una pequeña parte del acuífero y bajo circunstancias en las que la permeabilidad vertical es muy inferior a la horizontal.

Para este estudio se fijará como espesor saturado —Es— al valor de la columna de agua en el sondeo, y dentro de éste se entenderá como espesor saturado permeable o eficaz —Ee— a la parte del anterior en el cual han sido instaladas rejillas.

Si se obtienen mediante ensayos de bombeo determinados valores de la transmisividad (T), se admitirá como valor medio de la permeabilidad (K) del conjunto de horizontes permeables al cociente T/Ee, donde Ee será como se ha dicho, el espesor saturado eficaz, que es en definitiva, el número de metros enrejillados en el sondeo.

Con estos supuestos, sólo se requiere tomar los datos de sondeos que tengan características de calidad constructiva similares. Realizados todos ellos con el asesoramiento técnico adecuado y utilizando en la perforación similar metodología y medidas de trabajo.

Se han seleccionado en este sentido siete sondeos, ubicados en el Mioceno detrítico de Madrid, a distancias comprendidas entre 5.000 y 17.000 me-

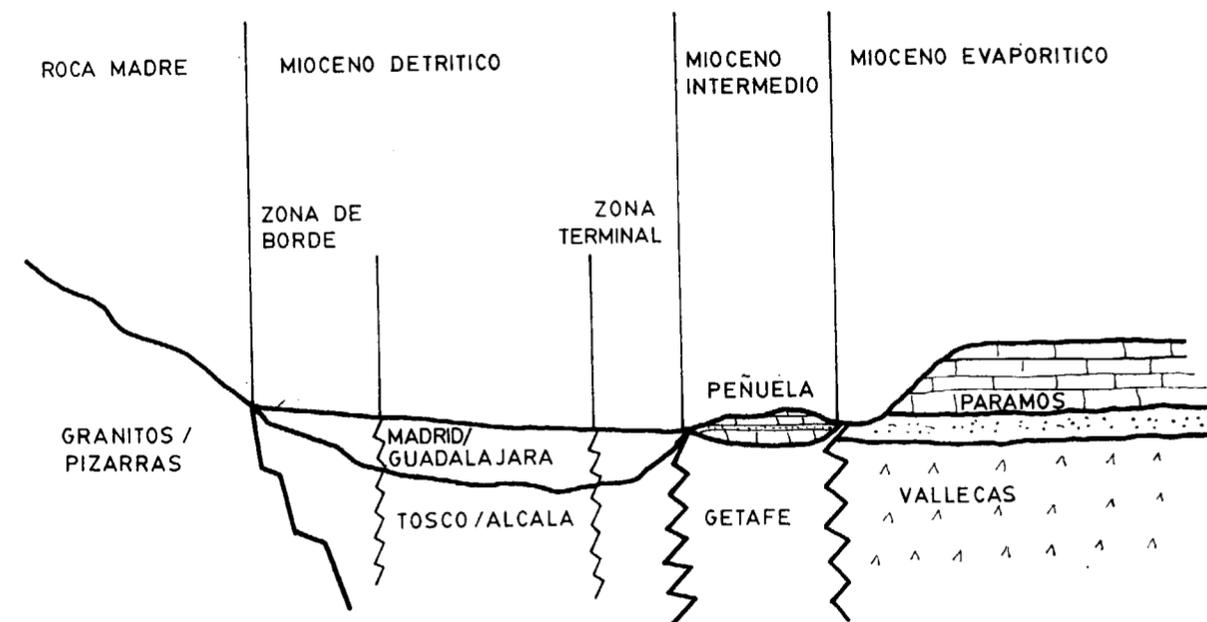


Gráfico 2.—Corte esquemático del Mioceno.

tros de la roca madre, que supone un aceptable campo de experimentación (plano núm. 1).

Han sido reinterpretados por el autor los datos existentes de los ensayos de bombeo realizados en estos sondeos, y que no han diferido sustancialmente de las interpretaciones realizadas por otros autores: VILLANUEVA MARTÍNEZ, 1977 y 1981; IGLESIAS LÓPEZ y VILLANUEVA MARTÍNEZ, 1981, e IGLESIAS LÓPEZ y RIESTRA FUERTES, 1986.

tenidos de la transmisividad (T), el deducido para la permeabilidad (K) y los valores reales de profundidad de los sondeos, zonas filtrantes y distancias a la roca madre.

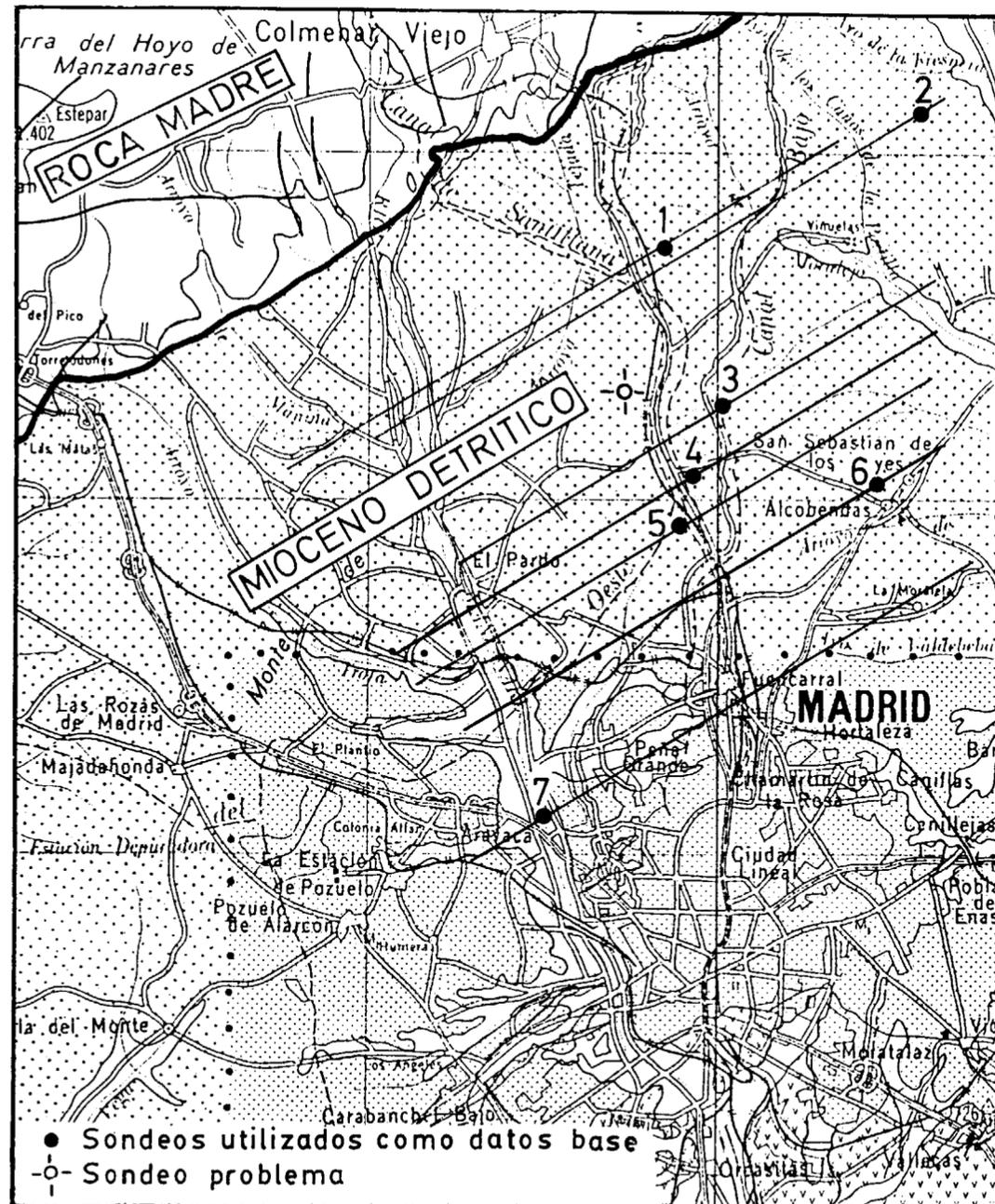
En observaciones se incluye el valor de Es y de $R = (Ee/Es)100$. Este último representa el valor porcentual del tramo enrejillado frente a la columna total de agua en el sondeo.

Según se menciona anteriormente, para comprobar la realidad práctica de este método se esta-

En la tabla núm. 1 se resumen los valores ob-

TABLA 1
Datos de base para la aplicación del método propuesto

Situación número	Toponimia	T calculada (m ² /día)	Profundid. (m.)	Filtros (m.)	K (m/día)	Distancia a roca madre (m.)	Observaciones
1	Lab. IBYS	40	228	40	1	5.000	Es=148 m. R=27%
2	Las Puebas	50	238	44	0,9	5.500	Es=210 m. R=21%
3	Valdelamasa	55	237	40	1,2	9.500	Es=159 m. R=25%
4	Universidad Autónoma	86	389	54	1,6	11.000	Es=230 m. R=23%
5	F. P. 1-2 Agua y Suelo	130	387	72	1,8	11.700	Es=267 m. R=27%
6	Lab. Bonet	60	168	34	1,8	14.000	Es=128 m. R=26%
7	Puerta de Hierro	142	275	48,5	2,9	17.000	Es=247 m. R=20%



Plano 1.—Plano de situación.

blece una correlación lineal entre los pares de valores *K* y *d*, obteniéndose los siguientes resultados:

(Programa standard HP-11C. Regresión lineal)

$$K=0,000147 d+0,046479$$

Con un valor del coeficiente de correlación

$$r=0,94$$

que pone de manifiesto la extraordinaria bondad del ajuste, y que confirma las hipótesis formuladas en el sentido de considerar el valor de la permeabilidad de los acuíferos en un punto, íntimamente relacionada con la distancia de este punto a la roca madre.

Llegados a este punto, el mecanismo para estudiar los caudales previsibles en un sondeo que se

perforara en un punto concreto del acuífero detrítico de Madrid sería bien simple.

Se haría un inventario representativo del entorno, obteniendo los valores de *K* como se ha indicado y las respectivas distancias *d* a la roca madre.

Podrían definirse unas bandas paralelas a la Sierra con distintos valores de *K*, como se indica en el plano núm. 1, o bien, se realizaría un ajuste por correlación lineal de los pares de valores *K* y *d*.

De cualquier forma, queda definido el valor de *K* en el punto considerado. Este valor de *K*, determinará las profundidades y los caudales esperables en el sondeo a realizar.

A modo de ejemplo, imagínese que se quiere realizar un sondeo en un punto situado a 8.000 m. de la roca madre y donde el nivel de agua se debiera encontrar a 90 m. de profundidad, según datos de las redes de control piezométrico.

En este caso y en base a los datos que en la tabla núm. 1 se expresan, el valor de la *K* se sitúa en torno a los 1,2 m/día, según

$$K=0,000147 (8.000)+0,046479$$

Si se efectúa una interpretación en las bandas del plano núm. 1, puede darse por bueno un valor de *K* ~ 1,1 m/día.

Luego el valor de *K* en el punto, se situará entre 1,1 y 1,2 m/día.

Cuanto mayor profundidad tenga el sondeo mayor será *Es*, y admitiendo que el enrejillado tendrá valores normales en la zona (en este caso entre el 20 y el 25 por 100) se tendrán los valores de *Ee* que definirán las transmisividades *T* de «convenio», a partir de las cuales, podrán estimarse los caudales esperables.

En la tabla núm. 2 quedan plasmados todos los datos y valores precisos para el cálculo de las transmisividades de convenio *T*.

Los caudales que pueden obtenerse para un descenso teórico determinado y un valor de *T* fijado, se deducirán por la fórmula de Thiem:

$$d_p=0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r_p}$$

Siendo *R* el radio de influencia, que para este acuífero se estimará en 2.000 m. y *r_p* el radio del pozo, que también se estima, y será de 0,2 m.

TABLA 2

Transmisividades de convenio calculadas para el punto en estudio

Profundidades del sondeo (m.)	Espesor saturado <i>Es</i> (m.)	Zona filtrante <i>Ee</i> (m.)	Transmisividad de convenio <i>T</i> (m ² /día)
150	60	12-15	13-18
200	110	22-27	24-32
250	160	32-40	35-48
300	210	42-52	46-62
350	260	52-65	57-78
400	310	62-77	68-92

Datos e hipótesis:
PNP=90 m. R=20-25% K=1,1-1,2 m/día d=8.000 m.

Haciendo las oportunas transformaciones de unidades,

$$d_p(m)=0,366 \times 86,4 \frac{Q(l/s)}{T(m^2/día)} \log \frac{2.000}{0,2}$$

de donde

$$Q(l/s)=\frac{T(m^2/día) \times d_p(m)}{126}$$

Se hará el supuesto que sólo un 20 por 100 del espesor saturado (*Es*) puede tomarse como descenso teórico. Ello equivale a admitir que las pérdidas de carga van a permanecer fijas.

Al aumentar el caudal, consecuencia de mayores profundidades, también se aumenta la zona enrejillada y por tanto la sección de paso eficaz de este caudal.

No está consecuentemente muy distante de la realidad considerar fijas las pérdidas de carga en el pozo, y también puede admitirse como cifra válida que el 20 por 100 del espesor saturado sea el descenso máximo teórico en el pozo (*d_p*).

Aplicando lo dicho, puede obtenerse la tabla número 3, que de alguna manera es la síntesis de los objetivos perseguidos en el desarrollo de esta metodología.

Podrán efectuarse otros tipos de consideraciones más complejas a la hora de fijar descensos máximos en el pozo, y repartir éstos entre los

TABLA 3
Caudales esperables para el punto en estudio

Profundidades del sondeo (m.)	Caudales esperables Q (l/s.)
150	1,2- 1,7
200	4,2- 5,6
250	8,8-12,2
300	15,3-20,6
350	23,5-32,2
400	33,4-45,2

Datos e hipótesis:

T (m³/día) d_p (m)

T, DE TABLA 2; d_p=0,2 Es; Q (l/s.)= $\frac{T}{126}$

teóricos y los de pérdidas de carga. No obstante, pueden admitirse las hipótesis simplistas efectuadas como representativas de este acuífero.

CONSIDERACIONES FINALES

Habrá que definir el método que se propone como un método de «aproximación», sin pensar darle un carácter de excesivo rigor. Sin embargo, se entiende que puede ser útil en el Mioceno detrítico de Madrid para dar una idea aceptable de los caudales que se pueden obtener con mayor probabilidad, y las profundidades aproximadas que serían aconsejables para obtenerlos.

En términos generales, el autor no se muestra partidario de extrapolar en la naturaleza, y desde luego este caso no constituirá una excepción.

Por ello es recomendable estudiar caudales pre- visibles en puntos del Mioceno detrítico de Madrid, siempre que se disponga de un inventario de sondeos más cercanos y más lejanos a la roca madre, y por tanto el cálculo suponga una interpolación. No parece que pueda en ningún caso ser admisible la extrapolación. Es decir, cuando el punto a estudiar sea el más cercano o el más lejano a la Sierra que los utilizados como datos.

Por último, se opina que este método propuesto a pesar de su sencillez, podrá utilizarse en aquellos lugares en los que el modelo conceptual sedimentológico sea conocido, y las diversas correlaciones puedan ser comprobadas en función de los datos existentes.

BIBLIOGRAFIA

- CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R.: *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega. Barcelona, 1976.
- IGME: *Atlas Hidrogeológico de la provincia de Madrid*, 1982.
- IGME: *Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas*. Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, 1982.
- IGME: *Mapa Geológico de España*, E. 1/200.000, núm. 45, Madrid.
- IGLESIAS LÓPEZ, A., y VILLANUEVA MARTÍNEZ, M.: *Estudio de las posibilidades de obtención de aguas subterráneas en la zona comprendida entre los arroyos de Salobral y Veguillas (Colmenar Viejo)*, enero 1981.
- IGLESIAS LÓPEZ, A.: *La interpretación de los ensayos de bombeo en los pozos del Terciario Detrítico de Madrid*. Jornadas sobre la explotación de Aguas Subterráneas en la Comunidad de Madrid — Comunidad de Madrid — Canal de Isabel II. PIAM 12, 1986.
- LÓPEZ VERA, F.: *Estudios Geológicos e Hidrogeológicos sobre la fosa media del Tajo*. Boletín Geológico y Minero, t. LXXXVIII-V, año 1977 (401-416).
- LÓPEZ VERA, F.: *Hidrogeología Regional del Terciario en los alrededores de Madrid*. Depto. de Geomorfología y Geotectónica. Hidrogeología. Facultad Ciencias Geológicas.
- VILLANUEVA MARTÍNEZ, M., y RICART JAVIER: *Pruebas de bombeo realizadas en el pozo de los laboratorios Federico Bonet, S. A. San Sebastián de los Reyes. Madrid*. Informe interno IGME, 1971.
- VILLANUEVA MARTÍNEZ, M.: *Informe sobre el bombeo de ensayo realizado en el Club Puerta de Hierro*. Informe interno IGME, 1981.
- VILLANUEVA MARTÍNEZ, M.: *Informe sobre el sondeo perforado en la Universidad Autónoma de Madrid de Tres Cantos*. Informe interno IGME, 1977.
- VILLANUEVA MARTÍNEZ, M., e IGLESIAS LÓPEZ, A.: *Pozos y Acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo*. IGME, 1984.

Recibido: Abril de 1986

Rotura en dos bloques de los taludes de muro de explotaciones de carbón

Por C. MANERA BASSA (*) y P. RAMIREZ OYANGUREN (**)

RESUMEN

En excavaciones efectuadas en macizos rocosos con una discontinuidad principal dominante, los taludes de excavación realizados según esas discontinuidades pueden presentar algunos tipos específicos de roturas no usuales en otras situaciones. En la minería del carbón a cielo abierto, en los taludes de muro, pueden darse las condiciones que desencadenen estos tipos de roturas. En este artículo se describen con detalle las roturas en dos bloques y se exponen los cálculos para los coeficientes de seguridad.

ABSTRACT

In rock masses with a predominant set of discontinuities, slopes parallel to that set may show failure types unusual in other circumstances. The foot wall slope of open pit coal mines may often have the right conditions for such failures. In this paper the two blocks type of failure is described and the calculation of the safety coefficient is presented.

INTRODUCCION

Las roturas de taludes, excavados en rocas resistentes, suelen originarse a favor de discontinuidades mecánicas, preexistentes en el macizo rocoso, que aíslan un volumen de roca que tiene salida hacia la excavación.

Generalmente, los análisis de estabilidad consisten en determinar las posibilidades de deslizamiento hacia la excavación, de la unidad de roca considerada, asimilándola a un bloque rígido monolítico.

En macizos rocosos con una discontinuidad mecánica principal dominante sobre las restantes, caso de la estratificación en rocas sedimentarias o la esquistosidad en rocas metamórficas, si la excavación es sensiblemente paralela al rumbo de dicha discontinuidad dominante y el buzamiento de ésta hacia el hueco, las pendientes máximas de los taludes que pueden intentarse, son necesariamente iguales a la pendiente de la disconti-

nidad principal. De darse pendientes más altas las discontinuidades quedarían descalzadas por la excavación; con lo cual las posibilidades de roturas por deslizamiento para pendientes de discontinuidades entre 15 y 25 grados serían muy elevadas y casi seguras para pendientes más altas.

TIPOS DE ROTURAS

Con un talud paralelo a la discontinuidad principal, con alturas de taludes de pequeñas a moderadas, no suelen ser posibles roturas que tengan como origen la existencia de discontinuidades paralelas a la excavación. No obstante, sí son posibles roturas cuando se rebasan ciertas alturas en determinadas circunstancias.

Los tipos de roturas posibles son los indicados, esquemáticamente, en la figura 1.

La rotura por el pie requiere una gran altura de talud y un espesor de roca, entre el talud y la primera discontinuidad, muy reducido.

(*) Isaac Peral, 18. 28015 Madrid.

(**) Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid.

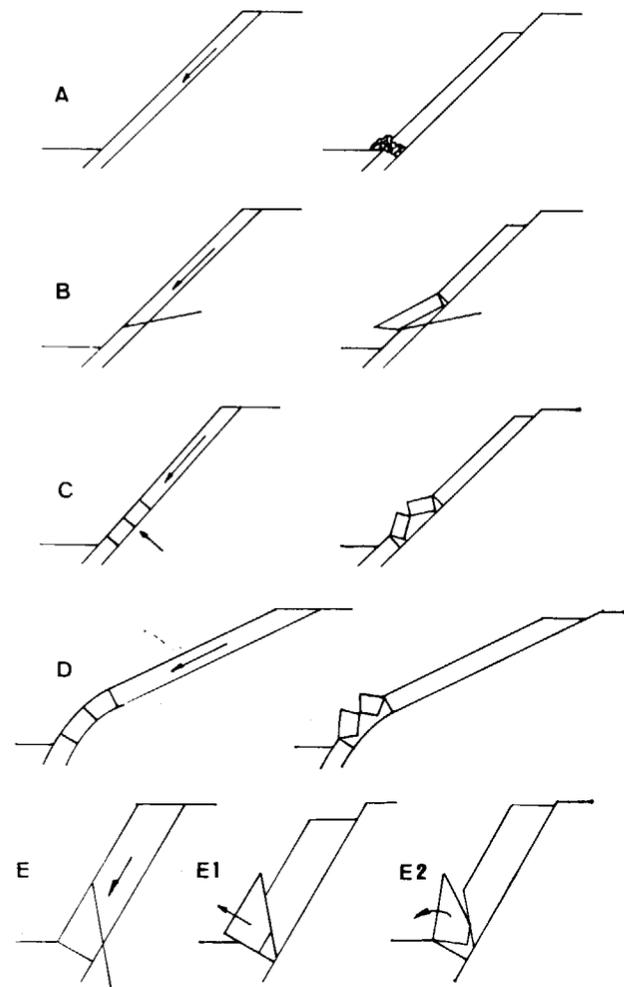


Figura 1.—Roturas posibles con la estructura principal según el talud de excavación. A) Rotura por el pie. B) Rotura a favor de discontinuidades menores. C) Estrusión de bloques. D) Rotura por buckling. E) Rotura de dos bloques, por deslizamiento E1, y vuelco E2 del bloque inferior.

La existencia de discontinuidades menores buzando hacia la excavación implica, de no respetar con el talud dichas discontinuidades, arriesgarse a roturas de mayor volumen.

La estrusión de bloques y roturas por buckling, precisan de una determinada geometría de discontinuidades menores, y/o cambios de buzamiento de la discontinuidad principal en el pie del talud, unidos a una subpresión por agua en el terreno. Estos tipos de rotura han sido descritos ampliamente por CAVERS (1981) y su resolución práctica efectuada por AYALA (1984).

ROTURA DE DOS BLOQUES

El último caso presentado, ROTURA DE DOS BLOQUES, pudiera parecer algo rebuscado; no obstante, se han descrito, en la literatura sobre estos temas, BUKOVANSKY (1974), CALDER (1980), roturas similares en muy diferentes tipos de rocas y situaciones, y se presentan con cierta frecuencia en un ámbito de gran importancia actual: la minería del carbón en explotaciones a cielo abierto.

En explotaciones de carbón a cielo abierto con capas uniformemente inclinadas los taludes finales y de banco, a muro de las capas de carbón, quedan necesariamente según la estratificación, para minimizar el volumen de estériles arrancados.

En estos casos, tras la cara del talud y paralelas a él, quedan numerosos planos de estratificación en lutitas, lutitas carbonosas y niveles de carbón no explotables o aun no explotados. Cualquiera de estos planos puede actuar como una superficie de discontinuidad de muy baja resistencia. Estas condiciones son las requeridas para que puedan producirse roturas tipo DOS BLOQUES; por lo cual es preciso tener en cuenta esta posibilidad en el diseño y explotación de la corta.

IDENTIFICACION DE LAS ROTURAS EN EL TERRENO

Cuando en una excavación se inicia este tipo de rotura, sus signos característicos son, figura 2:

- 1) Aparición de una grieta en la coronación, generalmente no coincidente en el terreno con la salida teórica de la capa o superficie de debilidad que origina el movimiento. Suele producirse también un descenso apreciable del terreno entre la grieta y la coronación del talud.
- 2) Aparición de un escalón a contrapendiente en la cara del talud, según la discontinuidad entre los dos bloques. Este escalón no es apreciable observando la excavación desde el pie del talud, dada su contrapendiente, por lo que no suele detectarse hasta que otros signos de deformaciones son muy evidentes.
- 3) Suele apreciarse una apertura al pie del

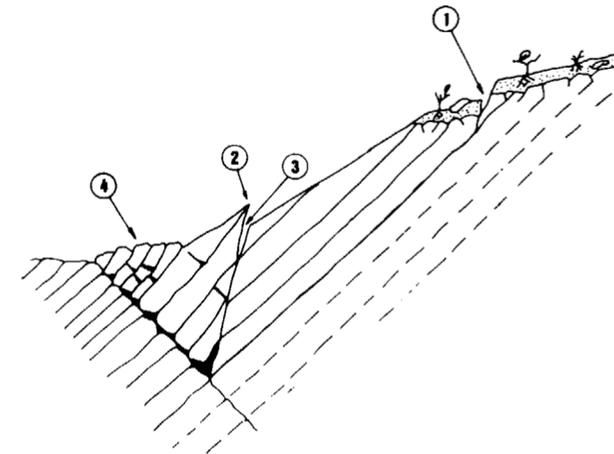


Figura 2.—Aspectos que identifican la rotura de dos bloques en el terreno. 1) Grieta y hundimiento en la coronación. 2) Escalón a contrapendiente en la cara del talud. 3) Apertura en la discontinuidad entre bloques. 4) Deformación en el pie del talud.

escalón, así como estrías de deslizamiento sobre la superficie libre de la discontinuidad entre bloques.

- 4) Deformación en el pie del talud. Suele ser evidente sólo en las fases finales del proceso de rotura.

La rotura suele ser lo suficientemente «lenta» como para permitir su detección. Se inicia con la manifestación de la grieta en la coronación, seguida al progresar ésta de la aparición del escalón a contrapendiente en la cara del talud, que permite identificar la posición de la discontinuidad entre bloques, a favor de la cual se produce el movimiento. La discontinuidad en el pie no se suele apreciar nunca: por ser el último plano en el que se materializan los movimientos; por estar, en muchos casos, ligeramente por debajo del pie del talud y aflorar en el piso de la excavación, lugar en el que es imposible efectuar observaciones o, finalmente, por estar el pie del talud tan deformado que es difícil el reconocimiento de la estructura geológica del macizo.

Tras la rotura el bloque inferior se fragmenta y queda generalmente irreconocible. El bloque superior suele permanecer casi completo, a pesar de haber sufrido desplazamientos de varios metros paralelamente a la cara del talud. El efecto final del conjunto es: descenso importante de todo

un sector de la coronación; una amplia zona escasamente deformada en la cara del talud, y un conjunto de materiales en grandes «losas», muchas veces claramente volcadas, y bloques de roca de todos tamaños, acumulados en la zona inferior del talud, desplazadas varios metros por delante del anterior pie teórico de la explotación.

CAUSAS QUE HACEN POSIBLE LA ROTURA

Los factores desencadenantes de este tipo de roturas son:

La existencia de superficies de debilidad tras la cara del talud de excavación. Estas superficies son perfectamente detectables y su situación se debe tratar de conocer mediante los sondeos de reconocimiento e investigación del yacimiento. No supone su detección un costo adicional en perforación.

Existencia de discontinuidades subverticales y subparalelas a las capas, que actúan como elemento definidor y separador de los dos bloques involucrados en este tipo de roturas. Pueden ser: sistemas de juntas, esquistosidades regionales, fracturas singulares, fallas aisladas. Su existencia puede detectarse con una investigación geológica convencional: toma de datos de superficie y testigos de sondeos, y con observaciones sobre la cara de taludes transversales a las capas durante la explotación. Es muy difícil su detección sobre la propia cara de los taludes dado que, a no ser en casos excepcionales, no suelen dejar ningún tipo de contraste que permita su localización. Es posible, pues, detectar la existencia de estas discontinuidades y de ella inferir o no la posibilidad de roturas del tipo DOS BLOQUES en los taludes de banco o finales de la corta. Dado que suele ser imposible obtener «a priori» un conocimiento exacto de la ubicación de estas discontinuidades en el terreno, al realizar los cálculos de estabilidad es necesario hacer hipótesis sobre su situación.

Existencia de una piezometría en el terreno que origine empujes hidrostáticos en los dos bloques. Únicamente serán detectables, con ciertas garantías, situaciones piezométricas desfavorables en el terreno, mediante observaciones en piezómetros adecuados instalados ex profeso para este fin.

Generalmente, la baja permeabilidad del terreno puede hacer precisos piezómetros de gran sensibilidad, para aclarar totalmente algunas situaciones, no siendo suficientes instalaciones rutinarias en taladros de investigación del yacimiento.

Existencia de discontinuidades normales a la estratificación y de rumbo sensiblemente similar a ella. Este tipo de discontinuidades suele ser muy frecuente. Para el análisis de la rotura a deslizamiento del bloque inferior, es necesario hacer una hipótesis sobre la situación de esta junta, que normalmente siempre será el pie de la excavación. Es claro, no obstante, que si existe una discontinuidad de este tipo en el terreno, al ir descendiendo el pie del talud con la excavación, siempre se rebasará. De no existir este tipo de juntas, únicamente una hipótesis de rotura por vuelco del bloque inferior parece razonable. Para la rotura por vuelco del bloque inferior puede considerarse, a efectos de cálculo que, como la resistencia a tracción de la roca suele ser muy baja, siempre existe una discontinuidad de este tipo actuando como superficie de despegue del bloque inferior.

ANÁLISIS DE LA ROTURA

El análisis teórico de roturas en la que están involucrados dos bloques independientes, que se mueven uno respecto al otro originando en conjunto fuertes deformaciones, ha sido tratada por GOODMAN (1976) y en el Camet Report, MAJOR (1977). A continuación se presenta la formulación de este caso de forma que pueda ser adaptada con facilidad a cualquier lenguaje de programación, para realizar los cálculos de estabilidad necesarios en cada caso con rapidez.

Las dimensiones de los bloques que se precisan para calcular el coeficiente de seguridad, se presentan en la figura 3. Los empujes del agua sobre las discontinuidades, en la figura 4, y las fuerzas que actúan sobre los bloques, en la figura 5; en esta última se han distinguido dos casos: deslizamiento y vuelco del bloque inferior.

La densidad del macizo rocoso y la resistencia de las discontinuidades se han designado en la siguiente forma:

DD Densidad

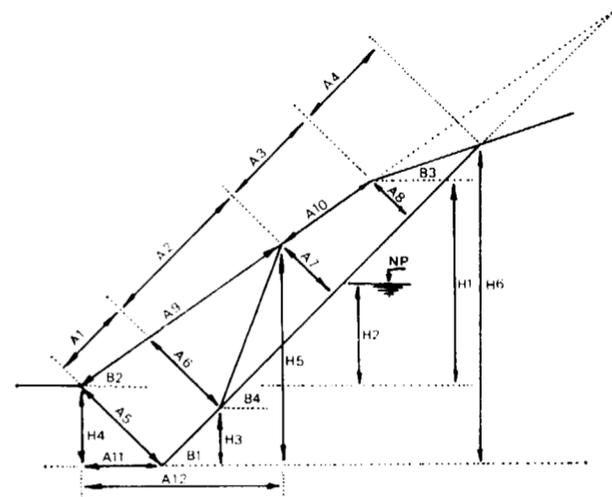


Figura 3.—Definición de las dimensiones de los dos bloques.

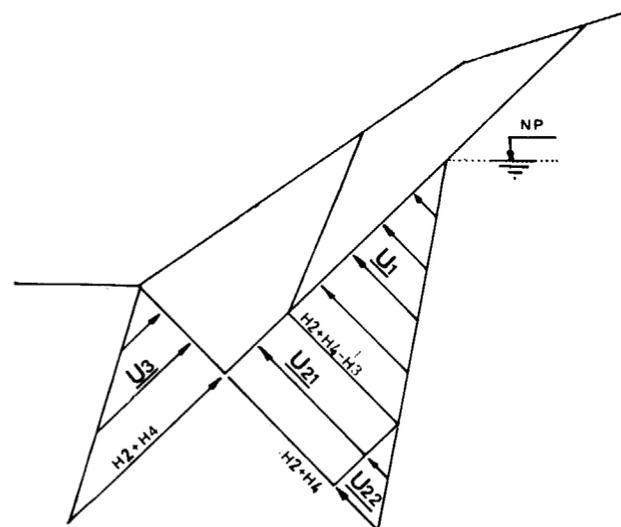


Figura 4.—Definición de los empujes de agua considerados en el cálculo.

- F₁ Fricción discontinuidad principal
- C₁ Cohesión discontinuidad principal
- F₂ Fricción discontinuidad entre bloques
- C₂ Cohesión discontinuidad entre bloques
- F₃ Fricción discontinuidad base bloque inferior
- C₃ Cohesión discontinuidad base bloque inferior

Las dimensiones y ángulos de las líneas que de-

Es el empuje del bloque superior el que puede hacer deslizar o volcar el inferior, por lo que habrá que calcular en primer lugar la fuerza que éste recibe de aquél. Para ello basta con proyectar todas las fuerzas que actúan en el bloque superior sobre los ejes X e Y, e imponer la condición de equilibrio:

$$\Sigma F_x = 0 \quad \Sigma F_y = 0$$

Las resistencias al corte τ_1 y τ_1' , tienen los siguientes valores:

$$\tau_1 = N_1 \text{Tg}(F_1) + C_1(A_2 + A_3 + A_4)$$

$$\tau_1' = C_2 A_2 / \text{Cos}(B_4 - B_1)$$

Finalmente, el empuje del bloque superior sobre el inferior se puede calcular mediante la fórmula:

$$E_1 = [P_1[\text{Sen}(B_1) - \text{Cos}(B_1)\text{Tg}(F_1)] - C_1(A_2 + A_3 + A_4) + U_1 \text{Tg}(F_1) + C_2 A_2 [\text{Tg}(B_4 - B_1)\text{Tg}(F_1) + 1] / [\text{Sen}(B_4 - B_1 + F_2) + \text{Cos}(B_4 - B_1 + F_2)\text{Tg}(F_1)]$$

Bajo este empuje el bloque inferior puede en teoría deslizar o volcar. El deslizamiento se producirá a lo largo de la discontinuidad normal a la estratificación y el vuelco girando alrededor del pie del talud. El coeficiente de seguridad para el caso de deslizamiento viene dado por:

$$\text{FSD} = \frac{[E_1 \text{Sen}(B_4 - B_1 + F_2) + P_2 \text{Sen}(B_1) - U_3 + C_2 A_2] \text{Tg}(F_3) + P_2 \text{Cos}(B_1) + C_3 A_5 + C_2 A_2 \text{Tg}(B_4 - B_1)}{[E_1 \text{Cos}(B_4 - B_1 + F_2) + U_2]}$$

Si lo que se produce es el vuelco del bloque inferior, el coeficiente de seguridad no se puede expresar mediante una fórmula general, ya que depende de la forma de los bloques, pero puede calcularse fácilmente mediante la siguiente expresión:

$$\text{FSV} = \frac{\Sigma \text{ MOMENTOS POSITIVOS}}{\Sigma \text{ MOMENTOS NEGATIVOS}}$$

En la que los momentos pueden obtenerse mediante la tabla siguiente:

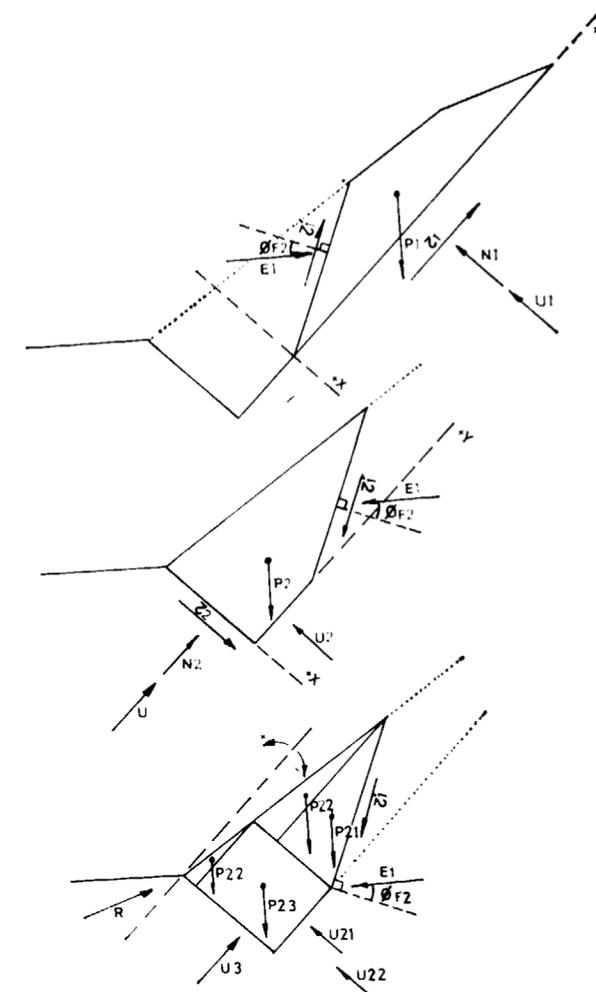


Figura 5.—Fuerzas que actúan sobre los dos bloques para: deslizamiento del bloque superior, deslizamiento del bloque inferior y vuelco del bloque inferior.

limitan los bloques deben cumplir las condiciones que se presentan a continuación para que el problema pueda ser resuelto como se expone en este artículo:

- A₅ A₅ <= H₁
- H₂ H₂ <= H₆ - H₄
- A₁₂ [A₁₁ + (H₅ - H₃) / (Tg(B₄))] <= A₁₂ <= [H₁ / Tg(B₂)]
- B₁ B₁ <= 90°
- B₂ B₂ <= B₁
- B₃ B₃ < B₂
- B₄ 0° < B₄ < 180°
B₁ < B₄ < (B₁ + 90°)

FUERZAS	MOMENTOS X	MOMENTOS Y
P_{24}	$+ P_{24} \text{Sen}(B_1) A_1 \text{Tg}(B_1 - B_2) / 3$	$+ P_{24} \text{Cos}(B_1) A_1 / 3$
P_{23}	$+ P_{23} \text{Sen}(B_1) [A_3 + A_1 \text{Tg}(B_1 - B_2)] / 2$	$+ P_{23} \text{Cos}(B_1) A_1 / 2$
P_{22}	$+ P_{22} \text{Sen}(B_1) (2A_2 + 3A_1) \text{Tg}(B_1 - B_2) / 3$	$+ P_{22} \text{Cos}(B_1) (A_1 + A_2) / 3$
P_{21}	$+ P_{21} \text{Sen}(B_1) [(A_3 + A_2) \text{Tg}(B_1 - B_2) + A_2 \text{Tg}(B_1 - B_2) / 3]$	$+ P_{21} \text{Cos}(B_1) (A_1 + A_2) / 3$
U_{21}		$- U_{21} A_1 / 2$
U_{22}		$- U_{22} A_1 / 3$
U_3	$- 2U_3 A_5 / 3$	
E_1	$+ E_1 \text{Sen}(B_4 - B_1 + F_2) A_5$	$- E_1 \text{Cos}(B_4 - B_1 + F_2) A_1$
τ_1'	$+ C_2 A_2 A_5$	$+ C_2 A_2 \text{Tg}(B_4 - B_1) A_1$

CONCLUSION

La formulación expuesta en este artículo para calcular el coeficiente de seguridad de la rotura de dos bloques ha permitido analizar problemas de estabilidad de taludes de muro en minas españolas de carbón (Mina San Antonio, Bélmez, Córdoba. P. M. C.). La descripción que se hace de este tipo de rotura y de las condiciones que se deben cumplir para que se produzcan puede ser de utilidad para los mineros.

Las personas interesadas pueden obtener gratuitamente copias del programa empleado, escrito en BASIC, en el Laboratorio de Mecánica de Rocas de la Escuela Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid.

BIBLIOGRAFIA

- AYALA, F. J.; GRANDA, J. R., y SARTI, A.: *Abacos de estabilidad para la minería de carbón y sedimentaria a cielo abierto con capas inclinadas*. IGME, Madrid (1984).
- BUKOVANSKY, M.; RODRÍGUEZ MIRANDA, M. A., and CEDRUN, G.: *Three rock slides in stratified and jointed rocks*. 3th. Int. Con. Rock. Mech. Denver (1974).
- CALDER, P. N., y BLACKWELL, G.: *Investigation of complex rock slope displacement at Brenda Mines*. C. I. M. Bulletin. Canadá (1980).
- GODDMAN, R. E.: *Metodes of Geological Engineering in Discontinuous Rocks*. West Publishing Company. San Francisco, pp. 261-270 (1976).
- MAJOR, G.; KING, H.-S., and ROSS-BROWN, D.: *Pit slope manual*. Supplement 5-1. Plane Shears Analysis. CAMET-REPORT 77-16; Canadá, 307 pp. (1977).
- RAMÍREZ OYANGUREN, P., y LAÍN HUERTA, R.: *Slope stability open pit mining of thin and steep coal seams*. Proc. 8th. Plenary Sci. Session. Int. Bureau of Strata Mechanics. Essen (1983).

Recibido: Enero de 1986

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XIX

Felipe Naranjo de la Garza (1809-1877)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ANTECEDENTES Y PRIMEROS ESTUDIOS

Según los datos de la Escuela de Minas, y posteriores del Cuerpo Nacional, figura Felipe Naranjo como nacido en Almadén el año 1809. El Párroco de Santa María de la Estrella, de dicha localidad, revisó en el libro bautismal todos los asientos de 1808, 1809 y 1810, no encontrando el correspondiente a Naranjo de la Garza.

En los antecedentes consta que su padre trabajó en el establecimiento de Almadén y su procedencia de una familia oriunda de Asturias, de aquellos que en (1217-1252) tiempos de Fernando III el Santo, fueron a la conquista de Sevilla y regresaron en 1546 a Suer Naranjo.

Los primeros estudios los realiza con su padre, ampliado con personas cultas de Almadén, aprendiendo principalmente matemáticas y contabilidad, por lo que a su padre le fue fácil colocarlo (13 de febrero de 1824) de auxiliar en la contaduría de la «Mina del Pozo», en Almadén, cargo desempeñado durante dos años, pasando en 1826 a desempeñar la función de asentador.

2. ESTUDIOS MINEROS

En Almadén se siguen con interés los planes de Fausto de Elhuyar y de Súbice (1755-1833), de reorganizar las enseñanzas de minas y abrir amplio campo a los titulados en esta especialidad. Decide trasladarse a Madrid para cursar los estudios generales de mineralogía con Donato García (1782-1855), y de química con José Juan Duro Garcés (1796-1855), con el fin de alcanzar la base, para seguir en Almadén los específicos de ingeniería de Minas.

Tramita su petición de ingreso como alumno en Almadén, concediéndosele (Real Orden de diciembre de 1829) la condición de Alumno Supernumerario, pasando poste-

riormente a la categoría de alumno pensionado (Real Orden de 29 de septiembre de 1830). Quedó integrado en la promoción de 1829, con el número 75 de la relación general.

Realizó sus prácticas reglamentarias, primero en el establecimiento de Linares (1831), donde escribió su primer trabajo científico y después en el de Río Tinto (1834). Finalizadas las prácticas, regresa a Almadén (1834), donde trabajó como ayudante de los ingenieros del establecimiento.

3. ACTIVIDADES EN EL CUERPO DE INGENIEROS DE MINAS

Recordamos que en la época en que Naranjo terminó la carrera, la denominación de ingeniero correspondía a una categoría administrativa, dentro del Real Cuerpo de Minas.

Primero fue declarado (Real Orden de 11 de diciembre de 1833) aspirante al Cuerpo de Minas, ingresando en el Real Cuerpo (11 de febrero de 1835) y destinado al departamento de Almadenejos, reintegrándose a Almadén (Real Orden de 13 de junio de 1835). Posteriormente, asciendo a ayudante de primera clase y por último alcanza por antigüedad la categoría de Ingeniero segundo (Real Orden de 10 de abril de 1844).

Cuando todavía era ayudante, pasó (1840-1849), por su competencia y actividad, al destino de oficial primero de la secretaría de la Dirección General de Minas. La atribución de su destino era: establecimientos de Almadén, Almadenejos, Marbella; las inspecciones de los distritos mineros de Almadén, Marbella, Santiago de Cuba, Puerto Príncipe, Filipinas; las escuelas de minas de Madrid y Almadén; comisiones especiales, negociado general, nego-

ciado de personal. Con ocasión de estas inspecciones y las comisiones a que perteneció, tuvo ocasión de publicar varios artículos técnicos.

Entre sus varias comisiones oficiales, una de las más interesantes fue la dispuesta (Real Orden de 19 de febrero de 1849) para reconocer con la colaboración del Ingeniero de Caminos Carlos Castro, el curso del Río Guadiana, desde la Laguna de Ruidera hasta la desembocadura en el Océano, estudiar su geología e informar sobre la posibilidad de encontrar aguas subterráneas. Además del preceptivo informe oficial, redactó un trabajo geológico con su mapa, desde la mencionada laguna hasta Villarta de San Juan, todo en la provincia de Ciudad Real.

Otro trabajo interesante, durante este período, fue la preparación de la descripción geológica de la provincia de Burgos, con su correspondiente mapa a escala 1/400.000, finalizada en 20 de febrero de 1840, quedando inédita.

Hay un período durante el que disminuyó su actividad en la administración, por el mucho tiempo que le absorbía la cátedra de la Escuela de Ingenieros (1849-1860), objeto de otro capítulo.

Desempeñó el cargo de Inspector del Distrito de Madrid desde noviembre de 1850 a febrero de 1852. Por antigüedad ascendió (15 de diciembre de 1853) a ingeniero jefe de primera clase. Otra comisión interesante necesita su colaboración; se trata de la encargada de la redacción del proyecto de Ley de Minas, para la que fue designado (Real Orden de septiembre de 1854).

Interesa conocer las posibilidades del criadero de fosforita de Logrosán, y con este fin, lo designan (Real Orden de julio de 1857) así como a su compañero Lino Peñuelas y Fornesa (1828-1878).

Dimite de los cargos de la Escuela de Ingenieros (6 de noviembre de 1860), designándolo como jefe más antiguo (Real Orden de 10 de enero de 1861) vocal de la Junta Superior Facultativa de Minería, ascendiendo a Inspector de distrito (Real Orden de 6 de diciembre de 1862). A partir de esta época, tiene una menor producción de trabajos científicos y técnicos, y una mayor actividad administrativa e incluso intervención política. Además de la dirección de varias comisiones oficiales, y visitas de inspección a los distritos mineros, fue diputado a Cortes, por la provincia de Burgos (1866 a 1868), cesando con el triunfo del Gobierno provisional (16 de septiembre de 1868) del general Francisco Serrano y Domínguez (1810-1885), habiendo sido declarado compatible su cargo de Inspector General de Minas (Real Orden de mayo de 1867). Perteneció a las comisiones promotoras del ferrocarril de Utrillas y de la reforma de la Ley de Minas, de la cual fue secretario. Pronunció varios discursos de propaganda de la Ley de Minas y del ferrocarril de San Juan de las Abadesas. Tomó parte activa en las discusiones de los presupuestos del Ministerio de Fomento, defendiendo en todo momento los intereses de la minería y de la metalurgia de España.

Apreció el ministro José Echegaray e Izaguirre (1833-1916) la poca actividad de la «Comisión de la Carta Geológica», como dependencia de la «Junta General de Estadística» y

que la mejor manera de continuar los estudios geológicos, conciliándolos con la economía que exigía el estado del Tesoro, y con la indispensable unidad de una acción permanente e ilustrada, era prescindir, delicadamente, de aquellos ingenieros que, por circunstancias políticas u otras causas, no parecía oportuno continuasen sus actividades oficiales en este campo de la ciencia; para ello, propuso a S. A. el Regente la organización de otra entidad que absorbiese a todas las existentes en este campo, con la denominación de «Comisión del Mapa Geológico» (28 de abril de 1870), designando al mes siguiente sus componentes (Orden Ministerial de 18 de mayo de 1870), entre los que figuraba Naranjo como vocal. La Comisión tenía muchos mapas terminados, pero inéditos, expuestos en la gran Exposición Nacional (inaugurada en 1 de octubre de 1872) y entre ellos, estaba el de Naranjo de la provincia de Burgos.

A los pocos meses, es nombrado (Orden Ministerial de 28 de marzo de 1873), presidente de la sección especial de la Junta de Minería, para la inspección de los trabajos del Mapa Geológico de España y de la Estadística Minera, coincidiendo su inspección con la presidencia de la comisión (1873-1895) de Manuel Fernández de Castro (1825-1895).

En sus ascensos por antigüedad, lo fue a Inspector general de primera (31 de marzo de 1873) y a los cuatro meses (1 de julio de 1873) a Presidente de la Junta Superior Facultativa de Minería, categoría máxima del cuerpo. Su predecesor en la presidencia, Rafael Amar de la Torre (1802-1874), presidió por última vez la Junta (12 de abril de 1873) y pidió la jubilación anticipada, por razones de salud, que le fue concedida (10 de abril de 1873). Le correspondió a Naranjo, presidir las sesiones de la Junta Facultativa como vocal más antiguo en el escalafón del cuerpo desde la enfermedad de Amar (17 de abril de 1873) y luego como presidente efectivo, hasta sus faltas reiteradas por enfermedad (13 de diciembre de 1875), sustituyéndole el más antiguo (8 de enero de 1876), José de Arciniega (1813-1899).

4. ACTIVIDAD DOCENTE

Desde la finalización de su carrera, se destacó Naranjo por la afición a comunicar la ciencia a los jóvenes, dando clases, con carácter particular, a todos aquellos interesados en estudiar la ciencia minera. Conocidas estas aficiones por la superioridad del Real Cuerpo Facultativo de Minas, y su competencia, fue designado (Real Decreto de 9 de agosto de 1849) a propuesta de Rafael Cavanillas y Malo (1778-1853) profesor de geología, laboreo de minas y geometría subterránea, grupo de cátedras desempeñadas cuando se constituyó en Madrid el claustro o junta de profesores de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas (4 de septiembre de 1849), cambiado posteriormente por el de mineralogía y paleontología.

El discurso de apertura del curso (1851-1852), fue leído por Naranjo, refiriéndose al origen y progresos de la mineralogía en España. En él, además de tratar el aspecto histórico, se refirió a sus orientaciones en la cátedra: «Nuestras tareas, sin faltar en lo posible al examen analítico de la parte técnica, han de ser eminentemente prác-

ticas, y con una sencillez tal, cual debe haber en las que se dirigen al estudio de las ciencias naturales.» Refiriéndose a su antecesor en la cátedra, Rafael Amar de la Torre (1802-1874), dijo: «A mi citado antecesor, se debe el que la mineralogía se explicase hace quince años por primera vez, en esta corte, bajo un sistema rigurosamente científico, o con sujeción a un método estricto de la historia natural en su conjunto, y principalmente en la cristalografía, que es uno de sus principales detalles.»

Al año siguiente (1852), en la inauguración de su cátedra de paleontología decía en la primera lección, refiriéndose a la orientación que pensaba imprimirle «para poder determinar en su día, y a favor de estos grandes principios, la edad relativa de las rocas sedimentarias; considerando por tanto a la Paleontología hasta cierto punto y para nuestro objeto como un verdadero complemento de la Geología». Al finalizar la lección inaugural decía: «Cabe al Cuerpo de ingenieros de minas, la no pequeña gloria de ser el primero que en España ha inaugurado esta enseñanza.» «Un curso de Paleontología aplicada. El tratar la ciencia en toda su extensión, no es ni puede ser objeto de los ingenieros de minas, ni apenas un solo hombre exclusivamente a ella consagrado, podría abarcarla en todas sus ramificaciones y adelantos diarios.»

Amigo personal del profesor de la Escuela de Ingenieros de Minas de París, Ours-Pierre-Armand Dufrenoy (1792-1857), le compra (8 de marzo de 1851) una serie completa de modelos cristalográficos, de los empleados en su cátedra.

La junta de profesores, considera la necesidad de que la Escuela tuviese un subdirector de plantilla y propuso y fue designado (noviembre de 1856) Naranjo.

El director de la Escuela de Minas Guillermo Schulz y Schweizer, (1800-1877) presenta su dimisión (26 de enero de 1857), por imposibilidad material del desempeño de todas las actividades oficiales que tenía encomendadas. Fue nombrado (Real Orden de 16 de febrero de 1857) sustituto Naranjo, quien tomó posesión en la reunión del claustro (19 de febrero de 1857). En este puesto, tuvo una actuación brillante, además de en el aspecto docente, en el legislativo, como fue en la «Ley general de Instrucción Pública» (9 de septiembre de 1857), la promoción de «Real Instituto Industrial». Su inclusión, como vocal nato, en la «Comisión de Estadística General del Reino» (Real Decreto de 9 de julio de 1859). La necesidad de construir un edificio, para la Escuela, insuficiente el actual para los museos y laboratorios, considerados como indispensables. La ampliación de las asignaturas profesadas como geodesia y astronomía, necesarias para las demarcaciones mineras y confección de cartas geológicas.

Donó a la Escuela, para incremento de su museo (1859), una buena colección de minerales de su propiedad, formada por 701 ejemplares.

Se debe, a una propuesta de Naranjo (10 de marzo de 1857), que las escuelas de capataces y las que en lo sucesivo se estableciesen, se organizaran como escuelas subordinadas, para una mejor unidad de acción de las subalternas, con director común, el de la escuela de Madrid, y el paso de todos los asuntos, después de deliberados en

sus correspondientes escuelas, al estudio por el claustro de la de Madrid.

Surgen algunos incidentes, entre los alumnos más liberales y el claustro, incluso un conato de incendio (8 de octubre de 1860), lo cual promovió una profunda preocupación a Naranjo, caracterizado por su genio bondadoso y conciliador, lo que le indujo a presentar su dimisión en la Dirección, aceptada por S. M. (Real Orden de 6 de noviembre de 1860).

La mejor obra escrita como profesor fue su manual de mineralogía, obra de texto, en varios centros superiores.

Como profesor de geología, fue miembro nato de la Comisión de la Carta geológica, y cuando se reorganizó (28 de abril de 1870) como Comisión del Mapa Geológico fue designado (18 de mayo de 1870) vocal de la nueva. En la Exposición Nacional inaugurada en Madrid (1 de octubre de 1872), participó la Comisión del Mapa Geológico, con varios mapas provinciales inéditos, entre ellos algunos de Naranjo.

5. FALLECIMIENTO

En diciembre de 1875, se inician sus faltas de asiduidad en las sesiones de la Junta Superior Facultativa, por enfermedad, con una decadencia progresiva de su salud, falleciendo en Madrid a las tres y media de la madrugada del domingo 6 de mayo de 1877, a la edad de 68 años.

Hemos intentado localizar su óbito en el libro de defunciones de la parroquia de San Sebastián, de la que fue feligrés, por tener su vivienda en la calle de las Huertas 23, principal, sin lograrlo.

Estuvo casado con su prima, Josefa de la Garza.

En la nota necrológica de la Revista Minera (15 de mayo de 1877), se decía «Ha prestado buenos servicios al ramo de minas y se distinguió por su genio bondadoso y su carácter conciliador».

En la Real Academia de Ciencias, fue sustituido en la medalla núm. 33 por Federico de Botella y H. de Hornoa (1822-1899), quien en el discurso de ingreso dijo (29 de junio de 1884), refiriéndose a nuestro biografiado, «cuya muerte privó a la ciencia de uno de sus más fervientes cultivadores, y a la patria de uno de sus hijos más útiles y laboriosos».



6. POLITICO Y DISTINCIONES

Fue Naranjo un activo político e incluso diputado a Cortes por la provincia de Burgos (1866 a 1868), con brillantes intervenciones en las secciones y en los plenos.

Entre sus condecoraciones figura las órdenes de Carlos III e Isabel la Católica. Para la Orden de Carlos III fue propuesto por su compañero de promoción de la escuela de Ingenieros de Minas Francisco de Luxán y Miguel Romero (1798-1876), cuando era ministro de Fomento del Reino, a la Reina Isabel II, la cual dio el oportuno placet, comunicado por Luxán (27 de marzo de 1856) al Ministro de Estado, basado en «el celo con que desempeñó la plaza de profesor de Mineralogía y Paleontología de la Escuela Superior del Ramo». Elevada la propuesta por conducto reglamentario, la Reina le concede la preciada condecoración (15 de abril de 1856) con la categoría de Caballero.

Entre las condecoraciones de Isabel II, propuestas por el Ministro de Fomento, conde de Toreno, para solemnizar el aniversario de la coronación de Amadeo de Saboya (1870-1873), figura la del Presidente de la Junta Superior Facultativa de Minas, Naranjo de la Garza, por «sus obras científicas y fomento de la riqueza nacional, para bien de la Nación». Le fue concedida, esta condecoración (23 de enero de 1871), en al categoría de Gran Cruz. En este paquete de condecoraciones existe una nota confidencial, de que ninguno de los propuestos se había interesado personalmente por esta condecoración, y en el grupo de expedientes, están archivadas algunas cartas de recomendación, ninguna perteneciente a Naranjo.

Fue asiduo asistente a los actos públicos de la Academia Matritense de Ciencias Naturales y por ello, consideró como una de sus distinciones más honrosas la elección como miembro numerario de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, donde ocupó la medalla número 33. En los anuarios de dicho centro, figura como el primer titular de esa medalla, cuando en realidad fue el tercero. El primero lo fue Ventura Mugártegui y Mazarredo, fallecido en 17 de marzo de 1853, y el segundo José Donato y García, fallecido el 30 de agosto de 1855, de quien Naranjo siempre se consideró su discípulo. En el acto de toma de posesión de la cátedra de mineralogía por Naranjo (noviembre de 1851) dijo, refiriéndose a Donato, «Séame permitido, pagarle aquí un tributo de cariñoso recuerdo, ya porque el fue mi digno maestro, ya por otros merecimientos a que es altamente acreedor, este decano profesor de las ciencias naturales en España».

La propuesta para reemplazar a Donato García en la Academia, la hizo (7 de enero de 1856) Rafael Amar de la Torre (1802-1874), citando entre los méritos más destacados del propuesto la reseña geognóstica y minera de una parte de la provincia de Burgos, con su carta geognóstica, el reconocimiento de una parte de la cuenca del Guadiana y la descripción de la Schilfglaserz o plata antimonial sulfurada y plomífera de Hiendelaencina. La votación se efectuó el miércoles 29 de enero de 1856, contestando Naranjo dando las gracias (3 de febrero de 1856). Tomó posesión (11 de enero 1857) con el discurso titulado «Necesidad de una descripción completa de la cordillera de Sierra Morena, en relación con los tres reinos de la Historia

Natural». En nombre de la corporación le contestó el Teniente General Antonio Remón Zarco del Valle y Huet (1785-1866). En la Academia ocupó la presidencia de la Sección de Ciencias Naturales, anteriormente había sido Bibliotecario y Archivero.

Por el apoyo prestado a la investigación de las aguas mineromedicinales, fue nombrado socio de honor de la Sociedad Española de Hidrología Médica.

Fue miembro activo de la Sociedad Geológica de Francia.

Patrocinador y vocal del Instituto Industrial de España.

7. TRABAJOS ESCRITOS

Para la época en que desarrolló su actividad científica, se puede considerar a Naranjo como un escritor activo. El primero de sus escritos no llegó a publicarse, tenía 23 años, e iniciaba su vida profesional; lo redactó cuando hacía sus prácticas de fin de carrera, en las minas de Linares, y lo tituló «Memoria sobre los procedimientos metalúrgicos usados en Linares, para beneficiar minerales de cobre», es de 32 pp., y lo firmó en Berja (4 de octubre de 1832).

El anterior es el único de sus manuscritos mencionados en esta biografía.

«Reseña geognóstica y minera de una parte de la provincia de Burgos». Ann. de Minas, 1841, pp. 93 a 115.

«Observaciones geológico-mineras sobre el litoral sur de España». B. O. de Minas, 1844, pp. 20 y 21.

«Minas de hierro y ferrerías de Marbella». B. O. de Minas, 1844, pp. 45 a 47.

«Informe sobre las principales minas de mineral plomizo y antimonial, que se hallan en actual laboreo en el término de Losacio, provincia de Zamora». B. O. de Minas, 1845, pp. 458 a 461.

Promovió con los ingenieros de minas Ramón Pellico y Paniagua (1809-1876) y Antonio Hernández y Espiera (1823-1892), la revista «Guía del minero-Periódico científico, industrial y mercantil». La casi totalidad de los trabajos publicados pertenecían a estos tres ingenieros, apareciendo como anónimos. Se inició la publicación en (1848) y se transformó (1859) en la famosa «Revista Minera» (1850-1936).

«Reconocimiento geológico de la Cuenca del Guadiana, desde Ruidera a Villarta de San Juan». B. O. de Mins. Com. Inst. y Obr. Públ., 1849, pp. 89 a 100, y 1850, pp. 551 a 571.

«El terreno aurífero de la provincia de León». Rev. Min., 1850, pp. 353 a 360.

«Origen y progresos de la mineralogía». Rev. Min., 1851, pp. 673 a 682. Artículo histórico sumamente interesante,

como corresponde a la lección magistral pronunciada como apertura de curso. Rev. Minera, 1851, pp. 673 a 678.

«Estudios históricos sobre paleontología». Rev. Minera, 1852, pp. 722 a 726.

«Descripción de las minas de galena argentífera de Gargantilla de Buitrago». Rev. Min., 1853, pp. 409 a 417.

«Refutación de los escritos de D. Lotario Castelaín sobre las minas de Gargantilla de Buitrago». La contestación está firmada en Madrid (6 de octubre de 1853), Rev. Min., 1853, pp. 555 a 562.

«Gabinete de mineralogía de la Escuela de Minas». Rev. Min., 1854, pp. 81 a 89.

«Descripción de la Schilfglaserz o plata sulfurada plumbífera de Hiendelaencina y de otros minerales y fósiles, regalados a la Escuela de Minas». Rev. Min., 1855, pp. 358 a 367.

«Criaderos de calamina de la costa de Santander». Rev. Min., 1855, pp. 594 a 598.

Su discurso de ingreso en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, lo tituló «Necesidades de una descripción completa de la Cordillera de Sierra Morena, con relación a los tres reinos de la Historia Natural». Madrid, 1857, 11 de enero, 10 pp.

«Colecciones del gabinete de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas». 1.ª parte. Rev. Min., 1858, pp. 86 a 89.

«Descripción de un ejemplar de galena argentífera de Garlitos, provincia de Badajoz». Rev. Min., 1858, pp. 213 a 216.

«Colecciones del gabinete de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas». 2.ª parte. Rev. Min., 1859, pp. 56 a 59.

«Memoria sobre las fosforitas de Logrosán». Madrid, 1860, 22 pp., en colaboración con Lino Peñuelas y Fornesa (1825-1878).

«Manual de mineralogía general, industrial y agrícola». Madrid, 1862, 508 pp. Estaba orientado hacia los alumnos de enseñanzas profesionales y prácticas.

«Elementos de Mineralogía general, industrial y agrícola». Madrid, 1862, 606 pp. Estaba orientado para los alumnos de ingenieros y en general enseñanzas superiores.

«Memoria sobre el estado de la minería del distrito de Murcia». B. O. Min., 1865, pp. 129 a 152.

«Mapa geológico de Australia y Tasmania». Rev. Min., 1873, pp. 546 a 548.

Publicó varios artículos en los Anas. de la Soc. Española de Historia Natural, entre ellos «Paleontología e historia del trabajo subterráneo (minas de Santander)». T. II, 1873, pp. 5 a 10.

Con los colaboradores de la Guía del Minero, publicaron en entregas un «Diccionario de las voces más usadas en minería».

Publicó en el último decenio de su vida, en el periódico político «El Tiempo», comentarios interesantes y de actualidad, sobre temas científicos e industriales.

8. ENRIQUE NARANJO DE LA GARZA

Algunos científicos consideran la obra de Enrique como realizada por su padre, y otros por su hermano menor, dada la identidad de ambos apellidos. Aclarada la duda, publicamos esta breve biografía.

Este ingeniero nació y fue bautizado en la parroquia de Marbella, cuando su padre tenía la inspección del establecimiento del estado de esta ciudad. Pasa a vivir en Madrid (1849), con motivo de ocupar su padre la cátedra de mineralogía y paleontología. Estudia las primeras letras en el ambiente familiar. Decide seguir con las aficiones de su padre y abuelo y estudia (1847-48-49), en varios centros privados, los cursos de latinidad o bachiller en artes en la universidad central, con calificación de sobresaliente. El francés, en un centro particular. En la academia preparatoria para estudios de ingeniería, del doctor Vicente Santiago de Masaman, siguió un curso de física, nociones de química e historia natural, con la calificación de muy bueno, y análogamente otro de matemáticas puras y mixtas, dibujo topográfico y dibujo lineal con la misma calificación, ingresando en la escuela especial de ingenieros de minas (1859), figura en la relación general de los ingenieros de minas con el número 444, siendo el más joven de su promoción.

Termina la carrera brillantemente, trabaja en la industria, hasta su ingreso en el Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas (27 de julio de 1866) desempeñando la intervención económica facultativa de la Mina de Arrayanes. Figura en 1877 como Ingeniero del Distrito Minero de Jaén y asciende a Ingeniero Jefe de segunda clase (5 de noviembre de 1881).

Durante su permanencia en Jaén, preparó y publicó su trabajo «datos geológico-mineros de la provincia de Jaén, término de La Carolina» en el B. del Inst. Geol., 1875, pp. 235 a 240. «Minas de la sociedad La Fortuna. Estudio para su aprecio». Linares, 1883, 63 pp., 1 lám. y 4 planos. «Las minas de Linares, ante la crisis industrial». Linares, 1885, 36 pp.

Pasó (1891) destinado a la Comisión del Mapa Geológico, bajo la dirección (1873-1895) de Manuel Fernández de Castro (1825-1895), donde trabajó en la confección del mapa geológico de España.

Figura en 1908 como jefe del Distrito Minero de Guadalajara, donde preparó, entre otros trabajos, el titulado «Relación de un fenómeno sísmico ocurrido en la pro-

vincia de Jaén». Bol. del Inst. Geológico, 1908, pp. 297 a 302. Fue este Distrito, en el último donde prestó servicios oficiales.

9. BIBLIOGRAFIA

ARCHIVO HISTÓRICO NACIONAL: *Papeles Estado.*

ARCHIVO MINISTERIO ASUNTOS EXTERIORES: *Ordenes Carlos III e Isabel la Católica.*

CONSEJO SUPERIOS DE MINERÍA Y METALURGIA: *Libros de Actas.*

ESCUELA ESPECIAL DE INGENIEROS DE MINAS: *Libros de Actas.*

ARCHIVO ESCUELA ESPECIAL DE INGENIEROS DE MINAS: *Expedientes escolares.*

ANÓNIMO: *Centenario de la Escuela de Minas de España, 1777-1877.* Madrid, 1877, 300 pp.

MAFFEI, Eugenio, y RUA FIGUEROA, Ramón: *Apuntes para una Biblioteca Española de riquezas minerales y ciencias auxiliares.* T. I, Madrid, 1871, 530 pp., y T. II, Madrid, 1872, 696 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *La enseñanza de la minería en el Mundo Hispánico. Notas históricas.* Madrid, 1979, 200 pp.

Madrid, Abril 1894
 He recibido el manuscrito
 de
 Título
 Ingeniero Sanjurjo

Noticias

SIMPOSIO SOBRE AGUAS SUBTERRANEAS

Organizado por el Club Español de la Minería, se ha celebrado en Madrid, en la Sede del Instituto de la Ingeniería de España, durante los días 20 y 21 de mayo, un Simposio sobre las aguas subterráneas.

La sesión de apertura estuvo a cargo del Director General de Obras Hidráulicas, Ilmo. Sr. D. Juan Rodríguez de la Rúa, quien estuvo acompañado en la Presidencia por el Presidente del Club de la Minería, Excmo. Sr. Don Enrique Dupuy de Lôme, el Director del Instituto Geológico y Minero de España, Ilmo. Sr. D. Ramón Querol Muller y el Director del Gabinete de Promoción y Acción exterior del CEEOP, Ilmo. Sr. D. José María Martín Mendiluce, entre otros.

Fueron Ponentes a lo largo de las sesiones en jornada de mañana y tarde los siguientes: D. Agustín Navarro Alvargonzález (Jefe de la División de Informática y Documentación y Difusión del IGME), D. Jorge Porras (Director de Aguas Subterráneas y Geotecnia del IGME), D. José María Pliego (Centro de Estudios Hidrográficos), D. José Antonio Fernández Sánchez (IGME), D. Alfredo Iglesias (IGME), D. Gonzalo López de Arechavala (ENADIMSA), D. Luis López Vilches (CGS), D. Luis A. González Fernández (ENADIMSA), D. Rafael Fernández Rubio (ETSIM), y D. Carlos Torres (MOPU).

El acto de clausura estuvo a cargo del Secretario General de Energía y Recursos Minerales, Ilmo. Sr. D. Martín Gallego Málaga.

SESION CIENTIFICA EN HOMENAJE A D. JOSE MARIA RIOS

Organizado por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, se ha celebrado el pasado miércoles, 7 de mayo, una brillante sesión científica en homenaje al insigne ingeniero de minas y profesor de dicha Escuela, Excmo. Sr. D. José María Ríos García.

En dicha sesión intervinieron sucesivamente el catedrático de la Universidad de Oviedo, profesor Dr. Don Jaime Truyols Santonja, que disertó sobre «J. M. Ríos, Investigador Geológico». A continuación lo hizo el Director del Instituto Geológico y Minero de España, Don Ramón Querol Müller, sobre «J. M. Ríos, Ingeniero de Minas», y, finalmente, cerró el acto el Director de la Escuela, profesor Dr. Don Francisco Michavila Pitarch, que habló sobre «J. M. Ríos, Profesor de esta Escuela».

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGIA

Con fecha 11 de abril de 1986 ha sido aprobada la Sociedad Española de Paleontología, de ámbito nacional, con el fin de promover y difundir la actividad paleonto-

lógica en España en sus aspectos científico, tecnológico y aplicado, así como fomentar las relaciones entre los miembros a través de sesiones científicas, reuniones de campo y manifestaciones de carácter análogo; y prestar un especial interés a la promoción cultural de la Paleontología y a la enseñanza de la misma, sirviendo como centro de información y difusión entre los interesados.

La Sociedad tiene su Sede Social en el Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, calle José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 MADRID.

PROXIMAS REUNIONES A CELEBRAR ANTES DE FIN DE AÑO

Septiembre, 15-18

XI CONGRESO ESPAÑOL DE SEDIMENTOLOGIA. Facultad de Geología. Universitat de Barcelona. Institut «Jaume Almera». CSIC. Barcelona.

Información: Salvador Reguant. XI Congreso Nacional de Sedimentología. Universidad de Barcelona. Facultad de Geología. Dpto. de Estratigrafía. Gran Vía, 585. 08007 Barcelona.

Septiembre, 15-19

NATIONAL CONFERENCE ON EARTH SCIENCE. GEOLOGY AND RESERVOIR MANAGEMENT. Banff Alberta. Canadá.

Información: University of Alberta. 82 Avenue and 112 Street, Edmonton Alberta T6G 2 G4.

Septiembre, 15-19

IV SIMPOSIO SOBRE ENSEÑANZA DE LA GEOLOGIA. Vitoria-Gasteiz.

Información: Secretaría del IV Simposio sobre la Enseñanza de la Geología. Colegio Universitario de Alava. Carretera de Lasarte, s/n. Apartado 450. 01007 Vitoria-Gasteiz.

Septiembre, 29-1 Octubre

GOLD'86 SYMPOSIUM. Toronto. Canadá.

Información: E. Graigie, Selvo Division of BP Resources Canadá. Ltd. 55. University Av. Suniti 1.700, Toronto, Ontario. Canadá M5J 2H7.

Septiembre, 29-2 Octubre

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT. FIFTH THEMATIC CONFERENCE ON «REMOTE SENSING FOR EXPLORATION GEOLOGY».

«MINERA & ENERGY EXPLORATION: TECHNOLOGY FOR A COMPETITIVE WORLD».

Información: Environmental Research Institute of Michigan. P.O. Box 8618. Ann Arbor. Michigan 48107.

Octubre, 14-17

GEOLOGY PROFONDE DE LA FRANCE. PARIS. PREMIERS RESULTATS DU SONDAGE D'ECHASSIERES ET APPEL D'OFFRES PUBLIC. MAISON DE LA GEOLOGIE.

Información: C. Mégnién, B.R.G.M., B.P. 6009, 45060 ORLEANS CEDEX. FRANCE. Tel.: (38) 64 35 22.

Octubre, 20-25

FIFTH INTERNATIONAL CONGRESS I.A.E.G. Buenos Aires. Argentina.

Información: Carlos Alberto Disalvo. C/ Moreno, 584, 9 piso, 1091 Buenos Aires. Argentina. Télex 22036 JEJON AT.

Octubre, 24-26

PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA. RELACIONES Y PROBLEMATICA. Zaragoza.

Información: Marcos A. Lamolda. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Apartado 644. 48080 Bilbao.

13 Octubre-12 Diciembre

CURSO INTERNACIONAL DE PRESAS Y EMBALSES.

Información: Centro de Estudios Hidrográficos. Paso Bajo de la Virgen del Puerto, 3. 28005 Madrid.

Octubre, 5-11

12 CONGRESO DE LA CONFERENCIA MUNDIAL DE LA ENERGIA. Cannes, Francia.

Información: 43 Avenue Hoche. 75008 París. Francia.

Diciembre, 18-20

INDIAN GEOTECHNICAL CONFERENCE-86.

Información: Prof. Shashi K. Gulhati. Civil Engineering Department. Indian Institute of Technology. New Delhi 110 016. India.

LE JURASIQUE DES IBERIDES ORIENTALES (ESPAGNE). GENERALITES

Libro guía de excursión, por J. Canerot, A. Goy y otros. Serie Memorias, núm. 2.

Publicado en Strata: Actas del Laboratorio de Geología sedimentaria y Paleontología de la Universidad Paul Sabatier. Toulouse.

Esta obra colectiva (15 autores), preparada en el marco de actividades del Grupo Francés del Jurásico y del Grupo Español del Mesozoico, sirvió de soporte a la excursión geológica que tuvo lugar en la parte oriental de la Cordillera Ibérica en septiembre de 1985.

Consta de dos partes:

La primera parte (56 páginas) expone los datos generales (estratigrafía, sedimentología y evolución geodinámica), sobre el Jurásico de la Cordillera Ibérica y Cata-

lánides, en su marco, dentro de la evolución del ciclo alpino.

La segunda parte (126 páginas) está dedicada a la descripción de los afloramientos y de los entornos geológicos visitados durante los cuatro días en que se desarrolló la excursión. La descripción de las paradas, poco numerosas, permite al lector reconstruir (y reencontrar eventualmente sobre el terreno), las series características de los tres principales dominios reconocidos en la plataforma jurásica de la Cordillera Ibérica oriental y Catalánides:

- Dominio sur catalán (primer día), con serie potente de Lías superior y Dogger.
- Zona intermedia, inestable, del Maestrazgo meridional (segundo día), con un Lías reducido y parcialmente ausente.
- Dominio ibérico central, fuertemente subsidente durante la mayor parte del Jurásico.

Esta Memoria, que aporta numerosos datos nuevos o poco conocidos, constituye una herramienta de trabajo útil a todo geólogo interesado en la reconstrucción de la dinámica sedimentaria del margen occidental del Tethys, durante el Jurásico.

FALLECE EL INSIGNE GEOLOGO ISIDRO PARGA PONDAL

Isidro Parga Pondal, geólogo y químico, fundador del Seminario de Estudios Galegos, falleció el pasado 4 de mayo, a los ochenta y cinco años, en la residencia sanitaria de La Coruña, a causa de un derrame cerebral. Fue enterrado en el cementerio de su villa natal de Laxe (La Coruña), con asistencia de numerosas personalidades de la cultura y la política gallegas.

Isidro Parga Pondal, uno de los mayores científicos de Galicia en este siglo, indudablemente «padre» de la geología gallega, fue un representante de esa generación de intelectuales que unió al amor por la ciencia su pasión galleguista. A los veintidós años, recién ingresado como profesor en la universidad compostelana, funda el Seminario de Estudios Galegos. Realizó el mapa geológico de Galicia y creó en Santiago el primer laboratorio de geoquímica de España.

Posteriormente, se estableció en Laxe, en donde fundó a sus expensas el Laboratorio Xeológico de Laxe (LXL). Desde este centro siguió investigando y dirigiendo a alumnos de universidades alemanas, inglesas y escocesas con los que creó en Laxe una auténtica cátedra internacional de geología.

En 1977, al fallecer en desgraciado accidente su hijo Ramón, también geólogo, Isidro Parga ofreció el LXL al laboratorio de Sargadelos, en cuyo seno continúa hoy funcionando.

Parga Pondal, autor de un centenar de libros y trabajos sobre esta disciplina, se había dedicado en los últimos años a la divulgación. Era miembro de la Real Academia Gallega y de las de Ciencias de Madrid y Barcelona. Pertenecía también, entre otras, a la Sociedad Española de Historia Natural y a las sociedades de Geología de Francia, Portugal, Suiza y Bélgica. Doctor «honoris causa» por la Universidad de Santiago.

Notas bibliográficas

ESTRATIGRAFIA

850479. **Sucesiones estratigráficas del anticlinorio de Olivenza-Monesterio en la transversal Montemolín-Arroyomolinos.** LIÑAN, E.; EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARROTE, A., y QUESADA, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 117-123, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Pliegue, Anticlinorio, Geotransversal, Proterozoico, Infracámbrico, Cámbrico inf., Corte geológico, Roca metamórfica, Metamorfismo fuerte, Anatexia, Pizarra, Caliza, Fauna Trilobites, Provincia Badajoz.

850484. **Individualización de diferentes dominios y unidades en el anticlinorio de Olivenza-Monesterio.** ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J., y GARROTE, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 147-168, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pliegue, Anticlinorio, Geotransversal, Corte geológico, Infracámbrico, Cámbrico inf., Cámbrico medio, Carbonífero, Pizarra, Grauwacka, Roca carbonatada, Roca clástica, Provincia Badajoz.

850487. **Primeras dataciones microfiteopaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio).** CHACON, J.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; MITROFANOV, F., y TI-MOFEEV, B. V.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 211-220, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pliegue, Anticlinorio, Geotransversal, Acritarcha, Micropaleontología, Proterozoico sup., Vendense, Provincia Badajoz.

850493. **Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena.** LIÑAN, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 283-314, 52 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cámbrico, Paleogeografía, Cuenca sedimentaria, Megaciclo sedimentario, Roca clástica, Roca carbonatada, Lito-facies, Fauna Trilobites, Hercínico Sur, Provincias Badajoz, Córdoba.

850494. **La formación Torreárboles y la paleogeografía del límite Precámbrico-Cámbrico en Ossa Morena, flanco norte de la alineación Olivenza-Monesterio.** LIÑAN, E., y FERNANDEZ-CARRASCO, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 315-328, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Antecámbrico, Límite estratigráfico, Cámbrico, Ichnites, Paleorrelieve, Bioestratigrafía, Paleogeografía, Síntesis bibliográfica, Provincia Badajoz.

860066. **Un modelo para la etapa «Proto-Atlántica» del Cretácico Medio en la Cordillera Ibérica Suroccidental.** GARCIA, A.; GIMENEZ, R., y SEGURA, M.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 201-206, 39 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cenomanense, Turonense, Discordancia, Sedimentación marina, Medio margen continental, Ciclo sedimentario, Transgresión, Variación nivel, Progresión costa, Protoatlántico, Macizo Ibérico.

860067. **Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel).** PEREZ-ARLUCEA, M., y SOPENA, A.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 207-222, 39 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pérmico, Triásico, Unidad estratigráfica, Control tectónico, Lito-facies, Paleogeografía, Macizo Ibérico, Provincias Guadalajara, Teruel.

GEOMORFOLOGIA

860054. **Formas de alteración en materiales antiguos.** ASENSIO AMOR, I.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 495-504, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Afloramiento, Alteración, Geomorfología, Galicia, Provincia Madrid, Sierra de Guadarrama.

CUATERNARIO

860046. **Conexión entre terrazas prelitorales y litorales en las proximidades del límite Galaico-Astur.** ASENSIO AMOR, I.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 321-328, 6 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Terraza, Sedimentación fluvial, Sedimentación marina, Medio litoral, Canto rodado, Morfoscopía, Granulometría, Holoceno, Galicia, Asturias.

860056. **Aspectos morfológicos y sedimentológicos del Cuaternario de Mondoñedo-Lorenzana.** ASENSIO, I., y CO-PA NOVO, J. R.

Estud. geogr. (1985), vol. 46, núm. 180, 285-301, 7 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Roca clástica, Cuaternario, Morfodinámica, Glacis, Canto rodado, Morfoscopía, Sedimentación fluvial, Medio alta energía, Erosión fluvial, Provincia Lugo.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

860058. **La Cartografía lunar.** GARCIA DE JUAN, S.
Estud. geogr. (1985), vol. 46, núm. 180, 380-388, esp., bibl. IGME.

* Luna, Cartografía, Histórico, Fotografía, Método satélite.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

850438. **Propagación de ondas en rocas. Experiencias de laboratorio sobre probetas.** BOLANOS, F., y COLLADO, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Conglomerado, Ensayo laboratorio, Propagación onda, Atención onda, Metodología.

850439. **Variación de la porosidad y características dinámicas en rocas sometidas a incrementos térmicos.** CALLEJA, L., y RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Granodiorita, Epidiorita, Serpentinita, Diorita, Alta temperatura, Porosidad, Elasticidad, Módulo elasticidad, Módulo Young, Propagación onda, Onda sísmica, Calidad, Provincias La Coruña, Pontevedra.

850440. **Parámetros de caracterización de macizos rocosos para el proyecto y construcción de túneles. Aplicación al túnel de Lorca.** MORENO TALLON, E., y ROLDAN, R.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Túnel, Proyecto, Sostenimiento, Pizarra no metamórfica, Arenisca, Pizarra, Caliza, Conglomerado, Sondeo, Corte sondeo, Mecánica suelo, Compresión uniaxial, Coefi-

ciente Poisson, Propiedad geotécnica, Clasificación, Provincia Murcia.

850441. **Modelización estructural del comportamiento de galerías de minas de carbón en yacimientos tumbados a partir de ensayos «in situ» y medidas de deformación.** AYALA, F. J.; CASTANEDO, J.; CELADA, B.; JUAREZ, R., y RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Mina, Carbón, Subterráneo, Sostenimiento, Mecánica roca, Resistencia compresión, Compresión uniaxial, Tracción, Deformación, Ensayo in situ, Modelo físico, Provincia León.

850442. **Criterios para el diseño del sostenimiento de las galerías en capa en la cuenca del Nalón (Hunosa).** CELADA, B., y GUTIERREZ PEINADOR, V.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Sostenimiento, Túnel, Mina, Carbón, Deformación, Ecuación matemática, Abaco, Asturias.

850443. **Análisis y propuesta de estabilización de un posible desprendimiento en yesos en Lodosa (Navarra).** AYALA, F. J.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Acantilado, Yeso, Alteración meteórica, Previsión, Estabilización, Proyecto, Navarra.

850444. **Cartografía y análisis «in situ» de macizos rocosos fisurados y sus productos de alteración. Presa del Pas (Cantabria).** FOYO, A., y SOPEÑA, J.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Mecánica roca, Arenisca, Propiedad geotécnica, Fisura, Alteración, Diaclasa, Medida en el suelo, Provincia Santander.

850446. **Reconocimientos y ensayos geomecánicos de la cimentación de la presa de la Tajera.** MADRIGAL, S.; COSTA, M.; HENRI, CH., y SANTAMARIA, J.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Presa hormigón, Cretácico, Caliza, Estratificación, Ensayo in situ, Módulo elasticidad, Medio anisótropo, Resistencia cizallamiento, Provincia Guadalajara.

850447. **Determinación del umbral de microfisuración térmica mediante emisión acústica. Actividad microsísmica.** RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G., y CALLEJA, L.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Granodiorita, Microfisura, Alta temperatura, Onda acústica, Microsismicidad, Porosidad, Provincia Pontevedra.

850448. **Reconocimiento para la reparación de túneles.** ROMANA, M., y ESTEFANIA, S.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Método iterativo, Revisión, Túnel.

850449. **Características tensodeformacionales de las evaporitas del Perdón (Navarra).** DEL OLMO, C.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Evaporita, Mecánica roca, Ensayo in situ, Presiometría, Tensión, Deformación bajo tensión, Navarra.

850450. **Estudio hidrogeológico del embalse de Contreras.** SAHUQUILLO, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Piezometría, Presa, Lago artificial, Acuífero, Infiltración, Ascenso piezómetro, Hidroquímica, Trazador radioactivo, Provincias Cuenca, Valencia.

850451. **Control de movimiento de un edificio sobre roca.** ALBA, F.; VITAL, I., y SORIANO, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.
Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Control nuclear, Movimiento vertical, Movimiento horizontal, Roca sedimentaria, Propiedad mecánica, Asiento, Compresión edométrica, Deformación elástica, Terciario, Provincia Guadalajara.

860011. **Introducción a los métodos empíricos de diseño de sostenimientos en galerías mineras.** AYALA CARCEDO, F. J., y RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 424-436, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mecánica roca, Túnel, Mina, Sostenimiento, Propiedad geotécnica.

860022. **La influencia de la vegetación sobre el hinchamiento y retracción de las arcillas.** RODRIGUEZ ORTIZ, J. M., y SERRANO, A. A.

Bol. inf. lab. carret. geotec. (1985), núm. 167, 3-10, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Arcilla, Materia hinchable, Hinchamiento, Contracción, Acción biógena, Vegetación, Acción climática, Edificio, Provincia Madrid.

860023. **Fricción negativa en pilotes, un procedimiento simplificado de análisis y predicción.** ALONSO, E.; JOSA, A., y LEDESMA, A.

Bol. inf. lab. carret. geotec. (1985), núm. 167, 11-34, 27 ref., esp., bibl. IGME.

* Mecánica suelo, Arcilla, Cimentación, Pilote de cimentación, Carga cíclica, Asiento, Consolidación, Piezometría, Ecuación matemática.

860057. **Las inundaciones de la Vega Baja del Segura, una amenaza constante: Problemática y soluciones.** CANALES, G., y MORENO CALLEJON, R. M.

Estud. geogr. (1985), vol. 46, núm. 180, 345-371, esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

* Geología física, Río, Crecida río, Daño catástrofe natural, Previsión, Río Segura, Provincia Murcia.

860245. **Planificación de voladuras.** GARCIA GARCIA, R.
Cant. Explot. (1985), núm. 224, 24-31, esp., bibl. IGME.

* Concesión minera, Cielo abierto, Planificación, Control tectónico, Control estratigráfico, Fragmentación, Vibración.

PALEONTOLOGIA DE LOS VERTEBRADOS

860008. **Nuevos Hybodontidos del Cretáceo Inferior de Santa María de Meyá (Lérida).** GOMEZ PALLEROLA, J. E.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 372-380, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hybodus, Lonchidion, Anatomía esqueleto, Cretácico inf., Provincia Lérida.

860071. **Grandes mamíferos del yacimiento Villafranquense de Casablanca, I, Almenara (Castellón).** SOTO, E., y MORALES, J.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 243-249, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Carnívora, Perissodactyla, Artiodactyla, Osamenta, Biometría, Villafranquense, Yacimiento fosilífero, Provincia Castellón.

860072. **Descripción y significado bioestratigráfico y climático del Equus e Hippopotamus, en el yacimiento de Venta Micena, Granada.** ALBERDI, M. T., y RUIZ BUSTOS, A.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 257-261, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hippopotamus, Suiformes, Equus, Equidae, Hippomorfa, Diente, Anatomía esqueleto, Villafranquense, Bioestratigrafía, Paleocología, Provincia Granada, Zona Bética.

PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

860007. **Trilobites Agnóstidos del Cámbrico Medio de la Sierra de Córdoba.** GIL CID, M. D.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 367-371, 13 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Agnostida, Condylopyse, Cámbrico medio, Sierra de Córdoba, Provincia de Córdoba.

860015. **Sobre la existencia de Paradoxides enrollado en el Cámbrico hispano.** GIL CID, M. D.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 483-485, 6 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Paradoxides, Trilobites, Enrollamiento concha, Cámbrico, Provincia Córdoba.

PALEBOTANICA

860070. **Palinología del Neógeno de la Cuenca del Duero. Castrillo del Val. Burgos.** VALLE HERNANDEZ, M. F., y SALVADOR DE LUNA, J. V.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 237-241, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Palinomorfa, Análisis polínico, Palinodiagrama, Flora gimnosperma, Flora angiosperma, Neógeno, Provincia Burgos, Cuenca Duero.

TECTONICA

860033. **Cuarta fase de deformación hercínica en la zona centrobérica del macizo Hespérico.** GIL TOJA, A.; JIMENEZ ONTIVEROS, P., y SEARA, J. R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 91-103, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Orogenia hercínica, Deformación, Elemento estructural, Pliegue, Esquistosidad, Orientación preferente, Deformación bajo tensión, Hercínico Centro.

860061. **Las unidades de la zona Bética en la región Aguilas-Mazarrón (Prov. de Murcia).** ALVAREZ, F., y ALDAYA, F.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 139-146, 30 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Unidad tectónica, Manto, Roca metasedimentaria, Roca carbonatada, Falla, Cabalgamiento, Falla vertical desgarre, Pérmico, Trias, Zona Bética.

860062. **Fábrica del cuarzo en tectonitas de alta temperatura, Manto de Ojén, Cordilleras Béticas.** TUBIA, J. M., y CUEVAS, J.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 147-155, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Fábrica, Cuarzo, Migmatita, Microtectónica, Geometría, Cizallamiento, Deformación, Alta temperatura, Milonitización, Provincia Málaga, Zona Bética.

860063. **Algunos aspectos de la estructura de la zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional).** HERMES, J. J.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 157-176, 114 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Unidad tectónica, Orogenia Hercínica, Orogenia Alpina, Choque placas, Falla, Falla transcurrente, Evaporita, Diapirismo, Pienbaquiense, Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Mioceno inf., Plioceno sup., Zona Bética, Zona Subbética.

860064. **Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas.** BENAVENTE, J., y SANZ DE GALDEANO, C.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 177-188, 60 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Geometría, Red fracturas, Microtectónica, Karst, Agua termal, Zona Bética.

860065. **Geología de los diapros triásicos en el noreste de la provincia de Murcia.** MANCHENO, M. A., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 189-200, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Diapiro, Emplazamiento, Tectónica salífera, Neotectónica, Roca volcánica, Falla, Trias, Provincia Murcia.

HIDROGEOLOGIA

860018. **Usos y aplicaciones del agua en España.** IGLESIAS, A.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 512-540, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Agua dulce, Utilización sustancia, Clasificación, Consumo, Demanda, Reciclaje, Modelo matemático, Proceso estocástico, Algoritmo, España

SILICATOS

860019. **Obtención de zeolitas a partir de arcillas aluminosas españolas.** AZNAR, A. J., y LA IGLESIA, A.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 541-549, 41 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tectosilicato, Zeolita, Síntesis, Arcilla, Composición alcalina, Experiencia, Metodología.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

860006. **Serie turbidítica del Cretácico Superior del País Vasco.** ROSELL, J.; REMACHA, E.; ZAMORANO, M., y GABALDON, V.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 361-366, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Turbiditas, Cretácico sup, Litofacies, Paleocorriente, Provincias Vasca, Región Cantábrica, Provincia Lérida, Pirineos Españoles.

860012. **Las silicificaciones del valle de Amblés (inmediaciones de Avila).** SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A.; ROMERO ESCUDERO, J., y CARRION MOLES, F.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 437-443, 12 ref., esp., res. ing. bibl. IGME.

* Silicificación, Opalo, Sílice, Regolito, Precipitación química, Agua superficial, Provincia Avila.

860016. **Dunas de Maspalomas (Gran Canaria, España): Los parámetros morfoscópicos-granulométricos.** MARTINEZ MARTINEZ, J.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 486-491, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Duna, Playa, Morfoscopía, Arena, Grano, Grado redondez, Esfericidad, Tratamiento dato, Metodología, Canarias, Gran Canaria

860040. **Las mineralizaciones de Sn-Ti del borde occidental de la cuenca de Ciudad Rodrigo.** FORT, R., y GONZALO, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 203-220, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estaño sustancia, Tungsteno sustancia, Oxido, Casiterita, Wolframato, Placer, Génesis, Control tectónico, Graben, Provincia Salamanca.

860045. **Contribución al estudio de sedimentos de la Ría de Ribadeo.** ASENSIO AMOR, I., y CATOIRA, J. L.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 307-319, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sedimentación estuario, Medio estuario, Sedimento, Transporte marino, Composición mineralógica, Materia orgánica, Carbonato, Calcio, Granulometría, Provincia Lugo.

860047. **Estudio sedimentológico de un depósito arenoso de la Rasa Cantábrica. Aplicación de la Exoscopia del cuarzo.** BARRAL, M. T.; GUITIAN RIVERA, F., y GUITIAN OJEA, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 329-347, 11 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Sedimento, Sedimentación marina, Sedimentación eólica, Exoscopia, Morfoscopía, Grano, Cuarzo, Fracción fina, Composición mineralógica, Granulometría, Clasificación granulométrica, Dato MEB, Periglaciario, Provincia Lugo.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

850406. **Características del elipsolde de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del sur de la provincia de Salamanca.** DIEZ BALDA, M. A.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 65-80, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Orogenia hercínica, Tectónica superpuesta, Conglomerado, Deformación polifásica, Excentricidad, Fábrica, Epimetamorfismo, Metamorfismo mesozonal, Metamorfismo catazonal, Cizallamiento, Provincia Salamanca.

850407. **Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas sur-occidentales de Segovia (Guadarrama Central).** VILLASECA, C.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 81-92, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Milonita, Dique, Zona cizallamiento, Deformación, Foliación, Esquistosidad, Composición mineralógica, Distena, Orogenia Hercínica, Provincia Segovia, Sierra Guadarrama.

850408. **Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de la provincia de Segovia.** MACAYA, J.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 93-106, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Orogenia Hercínica, Tectónica superpuesta, Gneis, Gneis ojoso, Milonitización, Deformación, Pliegue antiforme, Pliegue sinforme, Provincia Segovia.

850409. **Un programa para la estimación de la deformación tectónica. Aplicación a «Manchas» discoidales metamórficas de Hontanares (Sistema Central español).** MARTIN ESCORZA, C.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 107-124, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Deformación, Excentricidad, Programa ordenador, Estudio caso, Roca metamórfica, Provincia de Segovia, Sierra de Gredos.

850419. **Rocas estictolíticas en la Sierra de Guadarrama.** VILLASECA, C.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 265-276, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Migmatita, Textura, Composición mineralógica, Anatexia, Laguna miscibilidad, Análisis químico, Estictolitas, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro, Provincia Segovia.

850464. **Los Granates del Complejo de Sierra Nevada.** VELILLA, N.

Granada: Univ. dep. cristallog. mineral. (1983), 441 pp., 378 ref., esp., bibl. IGME.

* Tesis doctoral, Provincia Granada, Zona Bética.

850474. **Materiales silico-carbonosos en el Precámbrico de Sierra Morena.** ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A.; LABARETA, C., y SANCHEZ CARRETERO, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), 17-46, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cuarcita, Roca silicatada, Roca carbonatada, Roca química, Volcano sedimentaria, Sedimentación agua poco profunda, Sedimentación marina, Medio agua poco profunda, Medio marino, Estructura sedimentaria, Laminación, Análisis mayores, Infracambriano, Provincias Badajoz, Córdoba.

850478. **Nota sobre la cronología de los fenómenos ígneos en el extremo oriental de la zona Sudportuguesa.** SIMANCAS, J. F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 103-110, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cronología, Intrusión, Orogenia hercínica, Tectónica superpuesta, Tournaisiense, Visense, Westphaliense, Stephaniense, Autuniense, Portugal, Baixo Alentejo, Algarve.

850483. **Serpentinitas y mineralizaciones de cromo asociadas en el Proterozoico Superior de Ossa Morena.** ARRIOLA, A.; CUETO, L. A.; FERNANDEZ-CARRASCO, J., y GARROTE, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 137-145, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ultrabásita, Peridotita, Serpentinización, Roca encajante, Volcanosedimentaria, Cromita sustancia, Análisis químico, Provincia Badajoz.

850485. **Zonación metamórfica en el área Monesterio-Fuente de Cantos: Criterios texturales y mineralógicos.** ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; FERNANDEZ-CARRASCO, J.; GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 169-193, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Metapellita, Roca metamórfica, Metagrauwacka, Anfibolita, Textura, Recristalización, Pleocroísmo, Asociación mineral, Metamorfismo progresivo, Fases de metamorfismo, Provincia Badajoz.

850488. **Asociaciones minerales metamórficas con cloritoides en Sierra Albarrana (Córdoba).** CONTRERAS, M. C.; GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 221-234, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ortosilicato, Cloritoide, Sistema cristalino, Sistema monodinámico, Asociación mineral, Roca metavolcánica, Metapellita, Pegmatita, Roca total, Análisis mayores, Provincia Córdoba.

850491. **El batolito de los Pedroches en la transversal de Cardena, Córdoba.** ERASO, A., y GARROTE, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 235-256, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Batolito, Granodiorita, Granito, Granito biotita, Granito de dos micas, Análisis químico, Análisis modal, Textura, Enclave roca, Intrusión, Datación, Provincia Córdoba.

850497. **Excursión por el Macizo de Aracena.** CUETO, L. A.; FLORIDO, P., y QUESADA, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 359-364, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Sinclinorio, Roca metamórfica, Metamorfismo débil, Cámbrico, Devónico, Provincia Huelva.

860030. **Caracterización geoquímica del complejo plutónico de Taliga-Barcarrota, Badajoz, España.** GALINDO, C., y CASQUET, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 49-62, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Batolito, Granito, Granito biotítico, Diorita, Gabro, Sienita, Sienita cuarcítica, Dolerita, Análisis químico, Magma, Composición alcalina, Provincia Badajoz, Hercínico Sur.

860031. **Contribución al conocimiento de los granitos especializados de dos micas centroeuropeas: Estudio del batolito de Villar del Ciervo (Salamanca).** SAAVEDRA, J.; DURAN, M. E.; GARCIA SANCHEZ, A., y PELLITERO, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), núm. 9, 63-78, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Batolito, Granito, Roca encajante, Metamorfismo débil, Enclave roca, Fracturación, Absorción atómica, Fluorescencia RX, Informe químico, Alteración hidrotermal, Cristalización fraccionada, Génesis, Provincia Salamanca.

860053. **Contribución a la caracterización químico-mineralógica de los esquistos del «Complejo de Ordenes».** FERNANDEZ, M. J., y MACIAS, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 469-494, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Esquisto, Filita, Grauwacka, Metagrauwacka, Facies esquisto verde, Composición mineralógica, Análisis químico, Alteración, Provincia La Coruña.

860059. **La región volcánica Mio-Pleistocena del NE de España.** LOPEZ RUIZ, J., y RODRIGUEZ BADIOLA, E.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 105-126, 42 ref., esp., bibl. IGME.

* Roca volcánica, Basalto, Composición alcalina, Análisis elemento traza, Análisis mayores, Fusión parcial, Cristalización fraccionada, Mando superior, Mioceno, Pleistoceno, Provincia Gerona.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

860020. **La minería Alpujarreña en la primera mitad del siglo XIX. Capítulo 8.** NUÑEZ ROMERO-BALMAS, G.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 553-562, esp., bibl. IGME.

* Mina, Histórico, 1800-1850, Concesión minera, Inventario, Alpujarras, Provincias Granada, Almería.

860044. **Yacimientos de estaño del Oeste de España. Ensayo de caracterización y clasificación económicas.** GONZALO CORRAL, F. J., y GRACIA PLAZA, A. S.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 265-303, 52 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estaño sustancia, Producción, Consumo, Reserva, Mundo, Yacimentología, Clasificación, Filón, Yacimiento disección, Placer, Inventario, España.

YACIMENTOLOGIA: METALES

860009. **Ensayo de tipología de las mineralizaciones BPGC de la Alta Extremadura.** PALERO, F.; GUMIEL, P.; y FERNANDEZ CARRASCO, J.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 381-412, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Yacimiento Zn-Pb, Morfología yacimiento, Paragénesis, Granito, Control tectónico, Génesis yacimiento, Cloritización, Silicificación, Inventario, Provincias Cáceres, Badajoz.

860017. **Naturaleza y distribución de las menas que constituyen el yacimiento de Aznalcóllar, provincia de Sevilla (España).** SIERRA, J.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 492-511, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Plomo sustancia, Cobre sustancia, Cinc sustancia, Masa mineralizada, Volcano sedimentario, Yacimiento estratiforme, Galena, Calcopirita, Pirita, Esfalerita, Textura, Mineral accesorio, Provincia Sevilla.

860035. **Pegmatitas mineralizadas con Li, Sn, Ta, etc., en el Centro-Oeste de España.** GARCIA SANCHEZ, A.; MARTIN PATINO, M. T., y SAAVEDRA, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 131-147, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pegmatita, Greisen, Composición mineralógica, Análisis elemento traza, Estaño sustancia, Tántalo sustancia, Litio sustancia, Mica, Politipismo, Color, Génesis, Provincias Salamanca, Cáceres.

860037. **Distribución de elementos menores y trazas en casiteritas de distintos tipos de yacimientos españoles.** MURCIEGO, A.; GARCIA SANCHEZ, A.; MARTIN POZAS, J. M., y GRACIA, A. S.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 161-175, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Casiterita, Oxido, Estaño sustancia, Análisis elemento traza, Tipomorfismo, Hábito, Color, Génesis yacimiento, Análisis factorial, Análisis multivariante, Histograma, Macizo Galicia, Hercínico Norte, Hercínico Sur.

860038. **Caracterización de concentraciones estratiformes de Sn y W en la zona de San Pedro de Rozados-Martínamor (Salamanca).** PELLITERO, E.; SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A., y GONZALO, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 177-189, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estaño sustancia, Tungsteno sustancia, Yacimiento estratiforme, Roca encajante, Roca silicatada, Roca carbo-

natada, Génesis yacimiento, Metamorfismo regional, Fracturación hidráulica, Movilización geoquímica, Provincia Salamanca.

860039. **Distribución de As en granitoides del Centro-Oeste de España y sus relaciones metalogénicas.** Sn, W. GARCIA SANCHEZ, A.; SAAVEDRA, J., y PELLITERO, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 191-202, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granito, Composición granítica, Análisis elemento traza, Arsénico, Distribución estadística, Prospección geoquímica, Estaño sustancia, Tungsteno sustancia, Provincias Salamanca, Cáceres.

860041. **Los indicios de oro del lineamiento de Puente-deume, Galicia, España: relaciones entre paragénesis y microestructuras.** COURRIOUX, G.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 221-238, 23 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Oro sustancia, Índice mineral, Filón, Lineamiento, Arsenopirita, Análisis elemento traza, Granito, Granodiorita, Paragénesis, Microestructura, Control tectónico, Zona cizalla, Sintectónica, Geotermometría, Génesis yacimiento, Provincia La Coruña.

860043. **Informe previo de los estudios mineralógicos del yacimiento de Sn y W de Monte Neme, Carballo, NO de España.** UHLIG, S., y GROSCHOPF, M.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 255-263, 10 ref., esp., res. ing., al., bibl. IGME.

* Estaño sustancia, Tungsteno sustancia, Casiterita, Wolframita, Filón, Génesis, Textura porfiroblástica, Placer, Análisis mayores, Análisis menores, Análisis elemento traza, Provincia La Coruña.

860060. **Contribución al conocimiento de las mineralizaciones Pb-Zn del tipo Reocin en el sector oeste de Cantabria.** BUSTILLO REVUELTA, M.

Estud. geol. (1985), vol. 41, núm. 3-4, 127-138, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Yacimiento plomo-cinc, Yacimiento tipo Valle Mississippi, Dolomía, Diagénesis tardía, Textura, Geoquímica, Dolomitización, Epigénesis, Secundario, Provincia Santander, Región Cantábrica.

YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

860032. **La mina de feldespato de Silan, Vivero, Lugo, NO de España.** BURKHARDT, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 79-87, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pegmatita, Migmatita, Granito, Granito con biotita, Granito dos micas, Aplita, Mapa geológico, Mina, Feldespato sustancia, Provincia Lugo, Macizo Galaico.

860034. **Aprovechamiento de los materiales no metálicos de Penouta.** CONDE-PUMPIDO, R.; FERRON, J.; CAMPILLO, G., y VARELA, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 105-116, 2 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Feldespato sustancia, Caolín sustancia, Granito, Leucogranito, Composición mineralógica, Dato ATD, Dato RX, Análisis químico, Utilización sustancia, Cerámica, Propiedad física, Provincia Orense.

860243. **Origen y composición de las arcillas cerámicas.** GARCIA VERDUCH, A.

Bol. Soc. Esp. Ceram. Vidr. (1985), vol. 24, núm. 6, 395-404, esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

* Arcilla industrial, Composición mineralógica, Impureza, Génesis, Yacimentología, Clasificación, Propiedad física, Propiedad química.

860244. **Efecto de los procesos de individualización cristalina en las propiedades de caolines españoles con historia geológica diversa. II. Estudio de características físico-químicas.** GONZALEZ PEÑA, J. M.; OTEO, J. L.; RODRIGUEZ PASCUAL, C.; RODRIGUEZ BARBERO, M. A., y LACABA, M.

Bol. Soc. Esp. Ceram. Vidr. (1985), vol. 24, núm. 6, 405-410, 7 ref., esp., res. ing., fr. bibl. IGME.

* Caolín sustancia, Composición mineralógica, Espectrometría IR, Propiedad física, Superficie específica, Laminación.

SUELOS

850362. **Estudio de ácidos húmicos de tipo P. Fraccionamiento en columna de sepiolita. Valoración cuantitativa de pigmentos.** ALMENDROS, G., y DORADO, E.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 153-165, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Acido húmico, Pigmento, Cromatografía, Cromatograma, Sepiolita, Suelo gris forestal, Regresión estadística, Provincias Segovia, Santander.

850363. **Suelos AC sobre granitos de Galicia, NO de España, con especial referencia al ranker atlántico. IV. Propiedades físicas.** CARBALLAS, M.; GUITIAN OJEA, F., y CARBOLLAS, T.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 167-181, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ranker, Suelo, Granito, Granulometría, Densidad, Porosidad, Coluvión, Galicia.

850364. **Comportamiento de fertilizantes fosfatados en suelos fijadores de P.** RAMOS, S., y AGUILERA, N.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 215-234, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Fijación ión, Fósforo, Suelo, Oxisol, Andosol, Roca volcánica, Fertilización, Fosfato, Méjico.

850365. **Litología y minerales de la arcilla en el Horst de Peñalcázar. La Alhambra, Sorla.** GUTIERREZ MAROTO, A.; ALVAREZ MARTIN, J. B.; GUIJARRO, J., y GUMUZZIO, J.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 347-360, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pizarra, Arenisca, Tremadoc, Corte geológico, Composición mineralógica, Arcilla mineral, Textura, Dato RX, Provincia Soria, Macizo Ibérico.

850366. **Estimación de parámetros en isoterma de adsorción por el método de Simplex. Aplicación a la isoterma de Langmuir para la adsorción de fosfatos por suelos.** SANTA CRUZ, F.; GUILLEN, M. G.; FERNANDEZ, F. G., y CARO, M.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 316-376, 66 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Adsorción, Suelo, Suelo calcáreo, Fosfato, Fertilización, Ecuación matemática, Regresión estadística, Síntesis bibliográfica.

850367. **Necesidades de cal para praderas en terrenos «a monte». I. Su relación con el Al cambiante en suelos sobre granitos y pizarras de Galicia.** MOMBIELA, F. A., y MATEO, M. E.

Ant. Inst. Nac. Invest. Agrar. Serv. Agricol (1984), núm. 25, 129-143, 36 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca madre, Granito, Pizarra, Enmienda suelo, Oxido, Calcio, Muestreo suelo, pH, Capacidad carga catión, Materia orgánica, Tratamiento datos, Galicia.

850368. **Influencia de la fertilización potásica sobre las relaciones Q/I en el suelo pardo calizo.** MADRID, R., y GARCIA PITARCH, A.

An. Univ. Murcia Cienc. (1984), vol. 43, núm. 1-4, 3-11, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo calizo, Suelo pardo, Fertilización, Potasio, Capacidad carga catión, Provincia Murcia.

860001. **Caracterización de las distintas formas de materia orgánica fósil en dos canteras del Cretácico superior de la provincia de Madrid.** ALMENDROS, G.; MARTIN, F.; GONZALEZ VILLA, F. J., y ALVAREZ RAMIS, C.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 1-2, 1-21, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Paleosuelo, Cretácico, Flora, Materia orgánica, Humus, Acido húmico, Acido fúlvico, Análisis químico, Metodología, Provincia Madrid, Sierra de Guadarrama.

860002. **Interacción entre materiales orgánicos añadidos al suelo y su actividad ureásica.** PEREZ MATEOS, M., y GONZALEZ CARCEDO, S.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 1-2, 23-34, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Materia orgánica, Enmienda suelo, Hidrólisis, Amonio, Provincia Burgos.

860003. **Suelos de la zona húmeda española. XII. Influencia de la hidromorfia en la composición mineralógica de suelos desarrollados sobre distintos materiales.** LEIROS, M. C.; VILLAR, M. C., y GUITIAN, F.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 1-2, 35-52, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo hidromorfo, Pedogénesis, Perfil suelo, Alteración química, Mineralogía arcilla, Clasificación granulométrica, Análisis químico, Galicia.

860004. **Influencia de la vegetación sobre las características de la materia orgánica de los suelos de La Albufera (Sierra de Alfacar, Granada).** GARCIA, I.; SIMON, M., y POLO, A.

* Suelo, Materia orgánica, Vegetación, Acción biógena, Roca madre suelo, Cuarzita, Dolomía, Provincia Granada.

860005. **Caracterización edafogénica de los suelos halomorfo de un sector meridional de La Albufera de Elche (Alicante).** ORTIZ SILLA, R.; HERNANDEZ CARRASCOSA, S., y ALCARAZ, F.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 1-2, 93-117, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Perfil suelo, Clasificación, Estructura suelo, Cuaternario, Depresión, Limo, Análisis químico, Materia orgánica, pH, Clasificación granulométrica, Salinidad, Pedogénesis, Provincia Alicante.

860048. **Mineralogía de la fracción arcilla de suelos y sedimentos de la Cuenca de Maceda.** ROMERO, R.; GARCIA, C., y PEREZ, A.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 349-377, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Depresión, Suelo, Perfil suelo, Roca clástica, Mineralogía arcilla, Granulometría, Superficie específica, Dato mineral, Terciario, Cuaternario, Galicia.

860049. **Estudio de los materiales de partida de los suelos de «A Terra Chá».**

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 379-397, 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Suelo, Roca madre suelo, Arcilla, Terraza, Granulometría, Morfometría, Aluvión, Mineralogía arcilla, Provincia Lugo.

860050. **Aplicación de la exoscopia del cuarzo a la caracterización de diversos ambientes en Galicia.** GUITIAN RIVERA, F.; BARRAL, M. T., y GUITIAN OJEA, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 399-419, 11 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Arena, Cuarzo, Grano, Alteración física, Microscopio electrónico, Método MEB, Metodología, Sedimentación, Medio, Estudio caso, Galicia.

860051. **Meteorización de las granulitas de Cabo Ortegal.** LOPEZ, A.; GARCIA, C., y MACIAS, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 423-446, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Alteración meteórica, Granulita, Leptinita, Pedogénesis, Suelo, Suelo hidromorfo, Perfil suelo, Composición mineralógica, Análisis químico, Dato RX, Cabo Ortegal, Provincia La Coruña.

860052. **Alteración de las rocas gneísicas con Riebeckita del área de Vigo.** MACIAS VAZQUEZ, F.; FERNANDEZ FERNANDEZ, C. J., y ANDRADE, M. L.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 447-468, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Gneís, Silicato, Riebeckita, Alteración meteórica, Alteración química, Hidrólisis, Roca sedimentaria, Saproлита, Perfil suelo, Estructura suelo, Pedogénesis, Análisis químico, Provincia Pontevedra.

GEOFISICA

860010. **Tendencias actuales para tratamiento de datos gravimétricos: Aplicación de un sistema desarrollado por el IGME.** PLATA TORRES, J. L., y GARCIA LOBON, J. L.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 413-423, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Método gravimétrico, Tratamiento dato, Densidad, Anomalía Bouguer, Histograma, Programa ordenador.

860079. **Sismicidad en la región NE de la península Ibérica.** SURINACH, E., y ROCA, A. M.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 23-36, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sismicidad, Sismo, Epicentro, Intensidad sísmica, Distribución espacial, Distribución temporal, Método estadístico, Cataluña, Pirineos españoles, Cuenca Ebro, Macizo Ibérico, Cadena Costero Catalana.

860080. **Determinación de mecanismos focales y profundidades focales mediante al inversión linealizada del tensor de momento sísmico.** LANA, X., y CORREIG, A. M.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 37-51, 28 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Momento sísmico, Simulación numérica, Mecanismo focal, Ecuación matemática, Falla, Sismo, Sismograma sintético.

860081. **El proyecto NARS.** HERRAIZ, M., y DOST, B.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 53-63, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Proyecto, Red sísmica, Instrumentación, Europa.

860082. **Mapa de isosistas del terremoto de Málaga de 1680.** GENTIL, P., y JUSTO, J. L.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 65-69, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sismo, Epicentro, Intensidad sísmica, Mapa isosísmico, Daño catástrofe natural, Provincia Málaga.

860084. **Reconocimiento sísmico de la Cerdanya (Pirineos Orientales). Primeros resultados.** GALLART, J.; OLIVERA, C., y CORREIG, A.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 81-90, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sismicidad, Microsismo, Perfil geofísico, Sismo, Epicentro, Mecanismo focal, Graben, Neógeno, Provincia Gerona, Pirineos españoles.

860085. **Nuevos coeficientes de un filtro para la interpretación del sondeo eléctrico vertical.** POU, J.; QUE-RALT, P., y GILABERT, R.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 91-94, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sondeo eléctrico, Suelo, Resistividad eléctrica, Problema directo, Método matemático, Filtro analógico, Teoría.

860086. **Análisis armónico del campo geomagnético en períodos tranquilos.** ZOSSI DE ARTIGAS, M. M.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 95-105, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Planeta Tierra, Campo magnético, Dato, Análisis armónico, Desviación típica.

860087. **La corriente de marea en la Ría de Arosa (Galicia, España).** PASCUAL, J. R., y CALPENA, S.

Rev. geofis. (1985), vol. 41, núm. 1, 149-158, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Corriente marea, Hidrodinámica, Ecuación matemática, Metodología, Galicia.

ENERGIA

860055. **Metodología para la elaboración de los balances energéticos.** EGEA, I., y GOMEZ MAMPASO, R.

Econ. ind. (1985), núm. 245, 131-137, esp., bibl. IGME.

* Carbón, Petróleo, Gas, Utilización sustancia, Consumo, Energía, Balance, Metodología, España.

ECONOMIA

860013. **La minería Alpujarreña en la primera mitad del siglo XIX. Capítulos 6 y 7.** NUÑEZ ROMERO-BALMAS, G.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 4, 446-455, 59 ref., esp., bibl. IGME.

* Histórico, Legislación minera, 1823-1849, Ley de 1825, Plomo sustancia, Producción, Provincia Granada, España.

860021. **La industria minera española durante 1984.** IGME.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 5, 563-570, esp., bibl. IGME.

* Materia prima, Producción, Consumo, Valor producción, Valor importación, Valor exportación, España.

860042. **Informe previo de los estudios geoquímicos y mineralógicos del yacimiento estratiforme de W de mina Susana (Santa Comba, NO de España) con una contribución a la prospección geoquímica.** UHLIG, S., y HIERHOLZER, N.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1985), vol. 9, 239-254, 8 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

* Tungsteno sustancia, Tungsteno, Schelita, Roca metasedimentaria, Granito, Prospección geoquímica, Análisis químico, Dato, Cromo, Cobalto, Níquel, Cobre, Cinc, Indicador geoquímico, Génesis yacimiento, Primario inf., Galicia.

860089. **Preconcentración de minerales oxidados de Fe, Zn y Pb por separación magnética a baja intensidad.** LOPEZ AGUAYO, F.; LOPEZ GOMEZ, F. A.; MEDINA, F.; RUIZ SIERRA, J. C., y GARCIA CARCEDO, F.

Rev. metal (1985), vol. 21, núm. 4, 243-248, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Hierro sustancia, Plomo sustancia, Cinc sustancia, Oxido, Concentración, Propiedad magnética, Susceptibilidad magnética, Metodología, Granulometría.

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366 - 0176