

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín geológico y minero

VOLUMEN 110

Septiembre - Octubre 1999

NUMERO 5



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

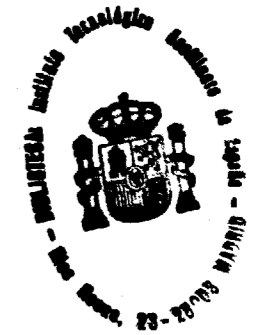
ISSN 0366-0176

Volumen 110

Número 5

Septiembre-Octubre 1999

boletín geológico y minero



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

Sumario

Geología	M. FRANCO TORTELLO, I. RÁBANO, R. I. RAO y F. G. ACEÑOLAZA: Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la quebrada Amarilla (Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina).	3
	M. O. COTILLA RODRÍGUEZ y H. J. FRANZKE: Validación del mapa sismo-tectónico de Cuba.	21
Geomorfología	M. GUTIÉRREZ ELORZA y V. H. SESÉ MARTÍNEZ: Cálculo de retrocesos de escarpes de la cuenca de Almazán y significación climática de la evolución de laderas (depresión oriental del Duero).	29
	G. A. SACCHI y C. A. BELTRAMONE: Unidades homogéneas de paisaje de las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga. Córdoba. Argentina. ...	39
Geofísica	J. L. PLATA TORRES y F. M. RUBIO SÁNCHEZ-AGUILILLA: Sondeos de resonancia magnética (SRM). Ensayo en un acuífero detrítico del sur de España.	51
	J. L. PLATA TORRES y L. A. CUETO PASCUAL: La susceptibilidad magnética de las rocas de la Faja Pirítica.	75
Información	E. ARAGONÉS VALLS: Noticia de D. Angel Vallejo y Villalón (1778-1840). ...	93
	Últimas publicaciones.	103

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid

Fax 91 349 57 62



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España



Ministerio de Medio Ambiente

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

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

PORTADA:
Las Agulles d'Amitges. Macizo de la Maladeta.
Parque Nacional de Aigüestortes. Lleida.

Foto: F. Bellido

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

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

Impreso en papel ecológico

LOS TRILOBITES DE LA TRANSICIÓN CÁMBRICO-ORDOVÍCICO EN LA QUEBRADA AMARILLA (SIERRA DE CAJAS, JUJUY, ARGENTINA).

Por M. F. TORTELLO (*), I. RÁBANO (**), R. I. RAO (***) y F. G. ACEÑOLAZA (****)

RESUMEN

Se describen los trilobites del Cámbrico Superior alto-Ordovícico temprano de la quebrada Amarilla (Formación Cardonal, sierra de Cajas, provincia de Jujuy, Argentina). Una asociación basal está compuesta por *Trilobagnostus chiushuensis* (Kobayashi), *Shumardia alata* Robison y Pantoja-Alor, *Leiostrigium douglasi* Harrington, *Angelina hyeronimi* (Kayser), *Pseudokainella* sp. y *Rossaspis* sp., correspondiendo a niveles cámbricos superiores de la Biozona de *Parabolina frequens argentina*. El límite Cámbrico-Ordovícico se define con la primera aparición del fósil guía *Jujuyaspis keideli* Kobayashi. Por su parte, los registros de *Trilobagnostus chiushuensis*, *Angelina hyeronimi*, *Angelina* n. sp. A, *Kainella meridionalis* Kobayashi, *Apatokephalus* cf. *tibicen* Pribyl y Vanek, y *Asaphellus* sp. permiten asignar el tramo superior del perfil a la Biozona de *Kainella meridionalis* (Tremadociano medio). Estos datos complementan la información bioestratigráfica provista por conodontes y graptolitos, reforzando el valor de esta sección tipo de la transición Cámbrico-Ordovícico en el noroeste argentino.

Palabras clave: Trilobites, Transición Cámbrico-Ordovícico, Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina, Bioestratigrafía, Sistemática.

ABSTRACT

Uppermost Cambrian-Lowest Ordovician trilobites from the Amarilla creek (Cardonal Formation, Cajas range, Jujuy Province, Argentina) are described. A lower assemblage is composed of *Trilobagnostus chiushuensis* (Kobayashi), *Shumardia alata* Robison and Pantoja-Alor, *Leiostrigium douglasi* Harrington, *Angelina hyeronimi* (Kayser), *Pseudokainella* sp. and *Rossaspis* sp., corresponding to Latest Cambrian levels of the *Parabolina frequens argentina* Biozone. The Cambrian-Ordovician boundary is recognised by the first appearance of the index fossil *Jujuyaspis keideli* Kobayashi. Besides, occurrence of *Trilobagnostus chiushuensis*, *Angelina hyeronimi*, *Angelina* n. sp. A, *Kainella meridionalis* Kobayashi, *Apatokephalus* cf. *tibicen* Pribyl and Vanek, and *Asaphellus* sp. assign the upper part of the section to the middle Tremadoc *Kainella meridionalis* Biozone. Trilobite data complement biostratigraphic information provided by conodonts and graptolites, reinforcing the value of this referential locality of the Cambrian-Ordovician transition in northwestern Argentina.

Key words: Trilobites, Cambrian-Ordovician transition, Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina, Biostratigraphy, Systematics.

INTRODUCCIÓN

La sierra de Cajas (Departamento de Humahuaca, Jujuy) constituye una localidad clásica del Paleozoico Inferior del noroeste argentino. Las primeras colecciones paleontológicas obtenidas en la región corresponden a los trilobites y braquiópodos que KOBAYASHI (1936a) y HARRINGTON (1938) asignaron al Ordovícico Temprano. KOBAYASHI (1936a) reconoció a los trilobites "*Agnostus*" aff. *chiushuensis* Kobayashi, *Shumardia erquensis* Kobayashi, *Leiostrigium* sp. ("sp. nov."), *Apatokephalus* sp. ("sp. nov."),

(*) Departamento Paleontología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina.

(**) Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España.

(***) Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina.

(****) Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina.

Asaphellus aff. *gyracanthus* Raymond e Hystricuroidea ("gen. et sp. nov."), mientras que HARRINGTON (1938) describió en forma exhaustiva la especie *Leiostegium douglasi* Harrington (véase también HARRINGTON y LEANZA, 1957).

ACENOLAZA (1968) estudió con detalle las unidades estratigráficas que afloran en la sierra, indicando varias localidades fosilíferas de importancia (véase Figura 1). Las Formaciones Lampazar y Cardonal (HARRINGTON in HARRINGTON y LEANZA, 1957) y la Biozona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* (Cámbrico Superior-Ordovícico basal) están bien representadas en la región. En relación a las mismas, ACENOLAZA (1968) y TORTELLO y ACENOLAZA (1993) identificaron una variada fauna de trilobites en la quebrada Azul. Asimismo, BENEDETTO (1977a) describió una asociación de trilobites de alto valor estratigráfico procedente de la quebrada de la Vizcacha; y SUÁREZ RIGLOS *et al.* (1982) y HUNICKEN *et al.* (1985) dieron a conocer los primeros hallazgos de conodontes, destacándose la cita de *Cordylodus proavus* Müller en la Quebrada Azul.

La Biozona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* posee una particular importancia en la definición del límite Cámbrico-Ordovícico en Sudamérica. Aunque esta unidad bioestratigráfica fue originalmente referida íntegramente al Tremadociano bajo, BENEDETTO (1977b) planteó que al menos una parte sería asignable al Cámbrico Superior. Sobre la base de una evaluación global de los afloramientos sudamericanos, ACENOLAZA (1983, 1989) propuso que el límite Cámbrico-Ordovícico podría definirse con los primeros registros de *Jujuyaspis keideli* Kobayashi (Trilobita)-*Rhabdinopora flabelliformis* Eichwald (Graptolithina) y que, en consecuencia, sólo los tramos cuspidales de la Biozona serían asignables al Tremadociano (cf. SALFITY *et al.*, 1984).

Estudios recientes determinaron que en la quebrada Amarilla (véase Figura 1) se encuentran representadas las biozonas de conodontes de la transición Cámbrico-Ordovícico (Zonas de *Cordylodus caboti*, *C. intermedius* y *C. lindstromi*) (RAO, 1994, 1999; RAO y HUNICKEN, 1995). Con el registro complementario de *Rhabdinopora flabelliformis parabola* (Bulman)

(ORTEGA y RAO, 1995) y *Jujuyaspis keideli* Kobayashi (RÁBANO in ORTEGA y RAO, 1995), el límite entre ambos sistemas pudo establecerse en la parte inferior de la Fm. Cardonal *sensu* ACENOLAZA (1968) (RAO, 1994; RAO y HUNICKEN, 1995). El perfil de la quebrada Amarilla también incluye a la parte superior de la Formación Cardonal (tramo cuspidal de la Zona de *C. lindstromi*, y Zona de *C. angulatus*) y la Formación Acoite (Zona de *Tetraraptus phyllograptoides*) (ACENOLAZA, 1968; RAO, 1994; ORTEGA y RAO, 1995). Con el objeto de aportar nuevos datos de valor sistemático y estratigráfico, en el presente trabajo se dan a conocer los trilobites de esta sección. Esta última, de acuerdo a sus características, puede ser considerada una localidad referente de la transición Cámbrico-Ordovícico en el noroeste argentino.

UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y ESTRATIGRÁFICA

La sierra de Cajas constituye una serranía de unos 18 km de longitud localizada al este de la sierra del Aguilar, en el borde occidental de la Cordillera Oriental (Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy, noroeste de Argentina) (Figura 1). La misma es un anticlinal volcado al oeste, con su eje axial de rumbo nort-sur. La estructura se encuentra fallada en sus dos flancos: la ladera occidental está cortada por la falla de Cajas, mientras que la ladera oriental está limitada por la falla Central (Figura 1) (ACENOLAZA, 1968; MÉNDEZ, 1973).

El núcleo del anticlinal está conformado por cuarcitas asignadas a la Formación Padrioc (Cámbrico Superior) (ACENOLAZA, 1968). Sobre estas últimas, separadas por un suave plano de discordancia, se disponen las lutitas con intercalaciones de areniscas de la Formación Lampazar (Cámbrico Superior), seguidas de las areniscas, cuarcitas y calizas típicas de la Formación Cardonal (Cámbrico Superior cuspidal-Tremadociano inferior a medio). Finalmente, en contacto tectónico se dispone una secuencia con una litología mayormente pelítica (Formación Acoite, Arenigiano inferior) (ACENOLAZA, 1968).

La quebrada Amarilla está situada en el sector norte de la sierra de Cajas, sobre el flanco orien-

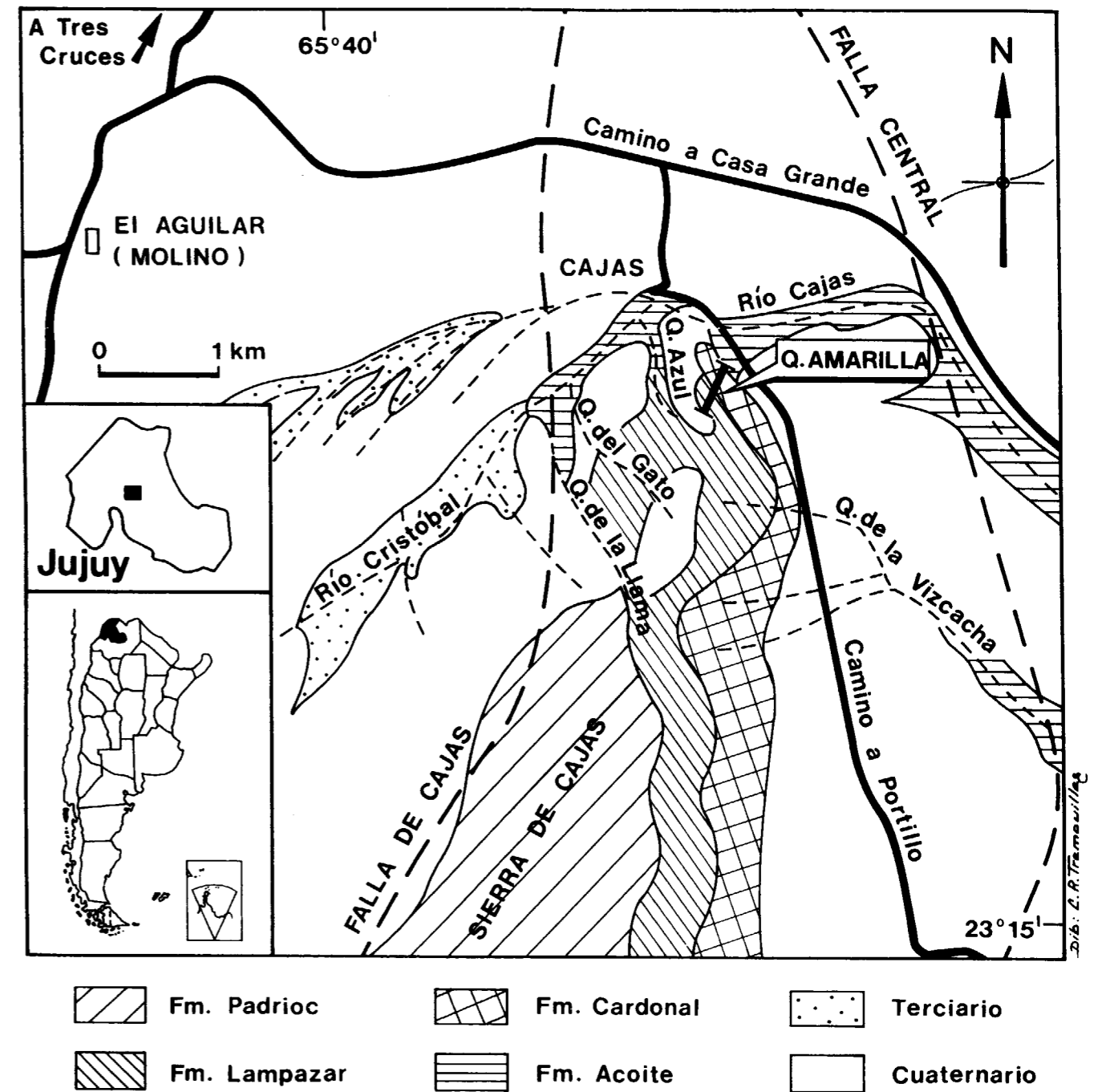


Figura 1: Bosquejo geológico del sector norte de la sierra de Cajas y ubicación de las localidades fosilíferas más importantes. El perfil estudiado aflora en la quebrada Amarilla.

tal, a unos 5 km al este del campamento minero El Aguilar. Se accede desde Humahuaca por la ruta 9, hasta la localidad de Tres Cruces; allí se empalma un camino pavimentado de 47 km de extensión que conduce a El Aguilar; por último,

se recorren 5 km de un camino secundario que se dirige a Portillo bordeando el sector noreste de la sierra (Figura 1).

El perfil estudiado (ORTEGA y RAO, 1995; véase

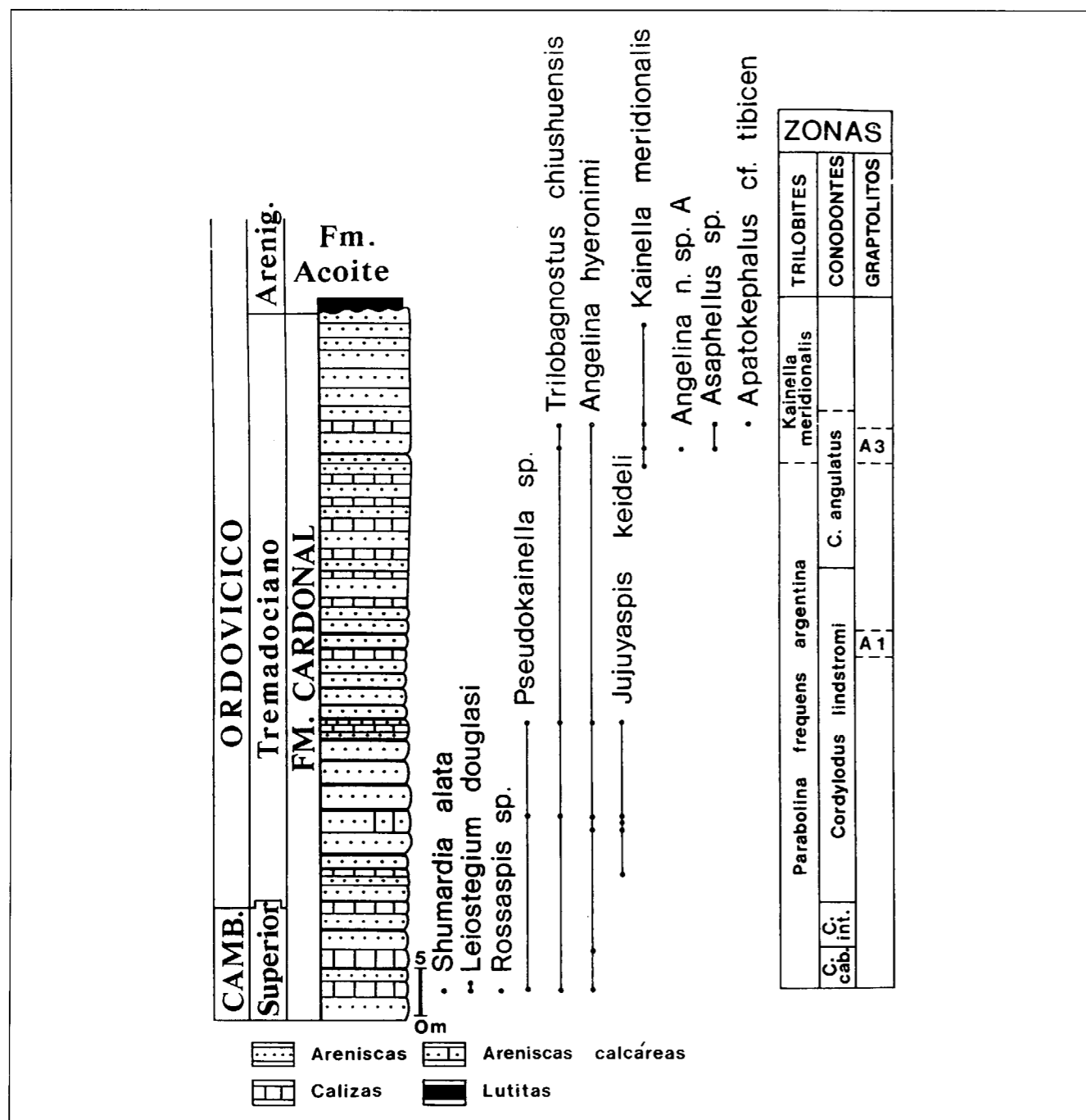


Figura 2: Perfil quebrada Amarilla: contexto estratigráfico y distribución de sus trilobites.

Figura 2) presenta su base cubierta por depósitos cuaternarios. Los primeros 45 m (Fm. Cardonal; =tramos cuspidales de la Fm. Lampazar *sensu* RAO, 1994, 1999 y ORTEGA y RAO, 1995) se componen de cuarcitas pardo grisáceas, arenis-

cas verdes e intercalaciones de lutitas de colores gris oscuro y verde grisáceo, y escasas coquinas calcáreas. El resto de la unidad consiste en areniscas verdes y gris-verdosas y calcarenitas subordinadas, con pelitas verdes intercaladas hacia

el techo. La Formación Acoite, no considerada en este estudio, sobreyace a la Formación Cardonal mediante un contacto tectónico.

Los niveles que se estudian en este trabajo sobreyacen a los que afloran en la quebrada Azul. Por lo tanto, los trilobites agnóstidos descritos en esta última localidad (TORTELLO y ACENOLAZA, 1993) corresponden, en su totalidad, al Cámbrico Superior alto.

MARCO BIOESTRATIGRÁFICO BASADO EN CONODONTES Y GRAPTOLITOS

La secuencia estudiada fue asignada al Cámbrico Superior-Ordovícico Temprano principalmente sobre la base de estudios de conodontes (RAO, 1994; RAO y HUNICKEN, 1995; véase esquema de zonaciones en Figura 2). La Biozona de *Cordylodus caboti* (*C. caboti* Bagnoli, Barnes y Stevens, *Teridontus gracilis* (Furnish), *T. nakamurai* Nogami) y la Biozona de *Cordylodus intermedius* (*C. intermedius* Furnish, *C. caboti*, *C. drucei* Miller, *C. proavus* Muller, *Teridontus gracilis*, *T. nakamurai*, *Teridontus* aff. *nakamurai*) caracterizan el tramo basal de la secuencia e indican una edad cámbrica superior alta. Por su parte, la Biozona de *Cordylodus lindstromi*, identificada en el sector medio del perfil, se corresponde con los primeros niveles ordovícicos (*C. lindstromi* Druce y Jones, *C. caboti*, *C. aff. deflexus* Bagnoli, Barnes y Stevens, *C. intermedius*, *C. proavus*, *C. viruanus* Viira y Sergeeva, *Drepanodus* cf. *simplex* Branson y Mehl, *Eoconodontus?* sp., *Semiacontiodus* sp., *Teridontus gracilis*, *T. nakamurai*, *T. aff. nakamurai*). Finalmente, parte del sector superior de la sección fue asignada a la Biozona de *Cordylodus angulatus* (*C. angulatus* Pander, *C. caboti*, *C. caseyi* Druce y Jones, *C. aff. deflexus*, *C. intermedius*, *C. lindstromi*, *C. proavus*, *C. viruanus*, *Drepanodus* cf. *simplex*, *lapetognathus preaengensis* Landing, *Monocostodus* sp., *Semiacontiodus* sp., *Teridontus gracilis*, *T. nakamurai*, *T. aff. nakamurai*), indicándose una edad tremadociana media.

Las faunas de graptolitos aportan evidencia adicional sobre las edades representadas en la quebrada Amarilla (ORTEGA y RAO, 1995; ORTEGA et al., 1998) (Figura 2). El registro de *Rhabdinopora parabola* (Bulman) en los tramos

medios de la secuencia señala la Zona de Asociación 1, tal como fuera definida por ERDTMANN (1988) para el Tremadociano más temprano. A su vez, el hallazgo de *Adelograptus tenellus* (Linnarsson) en el sector superior indica una edad que varía entre el Tremadociano medio y tardío, equivalente a la Zona de Asociación 3 de ERDTMANN (1988) (ORTEGA y RAO, 1995).

SIGNIFICADO BIOESTRATIGRÁFICO DE LA FAUNA DE TRILOBITES

Cámbrico Superior Alto

Los primeros trilobites obtenidos en la sección constituyen una asociación que procede de coquinas calcáreas emplazadas cerca de la base (Figura 2). Algunos taxa se documentan exclusivamente en este sector del perfil (*Shumardia alata* Robison y Pantoja-Alor, *Leiostegium douglasi* Harrington, *Rossaspis* sp.). Entre estos últimos, *Shumardia alata* está íntimamente relacionado con la transición Cámbrico-Ordovícico. Esta especie fue descrita en el Cámbrico Superior alto (Biozona de *Cordylodus proavus*) de Méjico (ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968) y en la transición Merioneth-Tremadoc de Gales (RUSHTON, 1982).

Por su parte, la presencia de *Leiostegium douglasi* reviste especial interés. El registro de esta especie en la Argentina es algo disperso. La misma fue descrita en diferentes localidades de Jujuy y Salta (HARRINGTON y LEANZA, 1957), sólo o asociada a elementos que no diagnostican una edad precisa. HARRINGTON y LEANZA (1957) la asignaron a la Biozona de *Kainella meridionalis* (Tremadociano inferior), mientras que BENEDETTO (1977a) también la mencionó para la Biozona de *Parabolina frequens argentina* en la sierra de Cajas (quebrada de La Vizcacha). ACENOLAZA (1968), por su parte, destacó su presencia en los niveles altos de la Formación Cardonal aflorante en la quebrada Amarilla, asociada a *Kainella meridionalis*. Ampliando su rango, esta es la primera cita con control estratigráfico que refiere *L. douglasi* a niveles cámbricos muy cercanos al límite Cámbrico-Ordovícico. De igual modo, el registro de *Rossaspis* sp. en la quebrada Amarilla constituye la primera referencia de material asignable a la Familia Pliomeridae en sedimentitas de tal edad.

La asociación de la base se completa con tres formas que también se documentan en niveles más altos de la sección [*Pseudokainella* sp., *Angelina hyeronimi* (Kayser) y *Trilobagnostus chiushuensis* (Kobayashi)]. En general, estos taxones poseen biocrones relativamente amplios. El género *Pseudokainella* fue documentado en diferentes localidades del Cámbrico Superior-Tremadociano del norte argentino (HARRINGTON y LEANZA, 1957; TORTELLO *et al.*, 1996). Asimismo, *Angelina hyeronimi* (Kayser) fue descrita en el Cámbrico Cuspidal de Méjico (Biozona de *Cordylodus proavus*) (ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968) y tiene, además, una amplia representación en la Biozona de *Parabolina frequens argentina* de Argentina y el sur de Bolivia, tanto en sus tramos del Cámbrico Superior (ej. río Volcancito, Sierra de Famatina, La Rioja; quebrada Azul, sierra de Cajas, Jujuy) como en sus niveles ordovícicos basales (ej. Purmamarca, Jujuy) (véase HARRINGTON y LEANZA, 1957; ACENOLAZA, 1968; TORTELLO y ESTEBAN, en prensa). *Angelina hyeronimi* fue descrita, a su vez, en la Biozona de *Kainella meridionalis* (Tremadociano temprano a medio) de otras localidades del norte argentino (ej. perfil del río Santa Victoria, Salta) (HARRINGTON y LEANZA, 1957), y en depósitos de posible edad similar (?Zona D de ROSS, 1949) del noroeste de Canadá (PRATT, 1988).

Por su parte, la característica distintiva de *Trilobagnostus chiushuensis* (Kobayashi) (Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior) es su amplia distribución geográfica. En el ámbito de la provincia faunística Sudeste de China, esta especie fue descrita en el Cámbrico Superior alto (Biozona de *Lotagnostus punctatus* - Subzona de *Lophosaukia*) de WZhejiang (LU y LIN, 1983, 1984; LU *et al.*, 1983) y en el Cámbrico Superior alto-Ordovícico basal (desde la Biozona de *Archaeuloma taoyuanense*/*Leiagnostus* cf. *bexeli* hasta la Biozona de *Onychopyge/Hysterolenus*) de NW Hunan (PENG, 1983). A su vez, en la provincia Norte de China es un elemento característico de la transición Cámbrico-Ordovícico (Biozonas de *Mictosaukia orientalis*, de *Missisquoia perpetis* y de *Yosimuraspis*) en las regiones de Liaoning, Hebei y Jilin (ej. ZHOU y ZHANG, 1983; SUN, 1989 y referencias). *Trilobagnostus chiushuensis* también fue des-

crito en el Cámbrico Superior de Alaska (Franconiano tardío) (PALMER, 1968), noroeste de Canadá (fauna de *Noelaspis jeffreyi*) (WESTROP, 1995), Newfoundland Oeste (faunas de *Beothuckia duomonta*, *Onchonotus richardsoni* y *Phylacterus saylesi*) (LUDVIGSEN *et al.*, 1989), Oklahoma (Franconiano tardío-Trempealeano temprano) (STITT, 1977) y Méjico (Biozona de *Cordylodus proavus*) (ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968); en la transición Cámbrico-Ordovícico y Ordovícico Temprano de Alberta (desde la Zona A hasta la Zona D del esquema de ROSS, 1949) (DEAN, 1989); y en el Ordovícico Temprano del noroeste de Canadá (?Zona D de ROSS, 1949) (PRATT, 1988) y del noroeste de Argentina (Biozona de *Kainella meridionalis*) (RAO y TORTELLO, 1998).

Ordovícico temprano

ORTEGA y RAO (1995) citaron *Jujuyaspis keideli keideli* Kobayashi en la quebrada Amarilla, en un nivel localizado a 10 m por encima del primer registro del conodonte *Cordylodus lindstromi*. Debido a que el conodonte guía *lapetognathus fluctivagus* NICOLL *et al.* (véase COOPER y NOWLAN, 1999) no ha sido aún identificado en la sierra de Cajas, se sigue aquí la propuesta de BARNES (1988), quien considera a la primera presencia de *C. lindstromi* como indicadora de la base del Ordovícico. En el presente trabajo se amplía la distribución de *J. keideli keideli* en la sección, ya que se documenta desde los 5 m hasta los 25 m de la base del Tremadociano. La primera aparición de este taxón en la quebrada Amarilla se reubica, entonces, aún más cerca del límite Cámbrico-Ordovícico. Este dato fortalece su potencial como indicador (ACENOLAZA, 1983) de los primeros niveles tremadocianos. *Jujuyaspis keideli keideli* es el trilobite que aporta mayor información bioestratigráfica sobre el límite Cámbrico-Ordovícico en el perfil estudiado, y también ha servido de guía del Ordovícico basal en otros perfiles clásicos de la Cordillera Oriental y del Sistema de Famatina, tales como río Santa Victoria (HARRINGTON y LEANZA, 1957; véase ACENOLAZA, 1992), Purmamarca (ACENOLAZA, 1996) y río Volcancito (TORTELLO y ESTEBAN, en prensa). Discusiones sobre el significado estratigráfico global del género *Jujuyaspis*, en su amplia área de dispersión, pue-

den consultarse en LANDING *et al.* (1978), ACENOLAZA (1983), STITT y MILLER (1987), BRUTON *et al.* (1988), ACENOLAZA y ACENOLAZA (1992) y MILLER y STITT (1995).

Finalmente, el registro fosilífero de la quebrada Amarilla se completa con las asociaciones del tramo superior del perfil (parte superior de la Formación Cardonal). En las mismas se documentan *Angelina hyeronimi* y *Trilobagnostus chiushuensis* (véase discusión más arriba) y, además, se agregan *Kainella meridionalis* Kobayashi, *Apatokephalus* cf. *tibicen* Pribyl y Vanek, *Asaphellus* sp. y *Angelina* n. sp. A. Entre estos últimos, *Kainella meridionalis* reviste una importancia singular. Esta especie caracteriza la Biozona que lleva su nombre, señalando la parte alta del Tremadociano inferior (Tremadociano medio) (HARRINGTON y LEANZA, 1957). Por su parte, si bien *Apatokephalus tibicen* es una forma muy abundante en el Tremadociano superior del norte argentino (Biozona de *Bienvillia tetragonalis-Shumardia minutula* y Biozona de *Notopeltis orthometopa*) (HARRINGTON, 1938; HARRINGTON y LEANZA, 1957; PRIBYL y VANEK, 1980), también se le conocen registros, aunque más escasos, para el Tremadociano medio, en la Biozona de *Kainella meridionalis* de la quebrada de Yacoraite (Jujuy), río Bocoyá y nacientes de la quebrada Mesón (Salta) (HARRINGTON y LEANZA, 1957).

El estudio de la presente asociación aporta nuevos elementos a favor de la definición del estratotipo del límite Cámbrico-Ordovícico en la sierra de Cajas, Argentina. El examen de los trilobites de la quebrada Amarilla, y de las faunas de conodontes y graptolitos asociados, revela la existencia de algunos elementos faunísticos de importancia. La determinación de la primera aparición de especies tales como *Jujuyaspis keideli-Cordylodus lindstromi-Rhabdinopora parabola* brinda información relevante acerca del sector donde este límite puede ubicarse en la columna estratigráfica. Estos taxa constituyen, además, referentes que permiten efectuar correlaciones globales. Futuros estudios de otras secciones, próximas a la quebrada Amarilla, seguramente permitirán evaluar el potencial bioestratigráfico de la sierra de Cajas en un contexto aún más amplio.

DESCRIPCIONES SISTEMÁTICAS

El material se encuentra depositado en el Departamento Paleontología Invertebrados del Museo de Ciencias Naturales de La Plata (MLP), Argentina.

Orden AGNOSTIDA Salter, 1864
Suborden AGNOSTINA Salter, 1864
Familia AGNOSTIDAE M'Coy, 1849
Subfamilia AGNOSTINAE M'Coy, 1849

Género *Trilobagnostus* Harrington, 1938

Especie tipo: *Agnostus innocens* Clark, 1923, por designación original.

Observaciones: Recientemente, SHERGOLD *et al.* (1990) y NIELSEN (1997) redefinieron este género y señalaron que el mismo se diferencia de *Micragnostus* por poseer bordes más anchos, una glabela enangostada hacia adelante, la posteroglabela más convexa, un pigaxis relativamente más largo, ancho y convexo, y un surco pigaxial F1 con su tramo central obliterado (NIELSEN, 1997). En consecuencia, varias formas provisoriamente incluidas en *Micragnostus* han sido reasignadas a *Trilobagnostus* (NIELSEN, 1997). Tal es el caso de la especie que se describe a continuación.

Trilobagnostus chiushuensis (Kobayashi, 1931)
Figuras 3.A-C

- 1931 *Agnostus chiushuensis* sp. nov. KOBAYASHI: 173-174, lám. 22, figs. 1-5.
1989 *Micragnostus chiushuensis* (Kobayashi). SUN: 73-74, lám. 2, figs. 1-8 (véase sinonimia).
1995 *Micragnostus chiushuensis* (Kobayashi). WESTROP: 15-16, lám. 1, figs. 14-16 (véase sinonimia).
1998 *Micragnostus chiushuensis* (Kobayashi). RAO y TORTELLO: 38, fig. 4A-F.

Material: 13 céfalos y 6 pigidios, MLP 28565, 28567, 28612-28614, 28618, 28623, 28625-28626, 28650, 28662.

Observaciones: Los ejemplares presentan un

conjunto de caracteres diagnósticos de esta especie (véase PALMER, 1968; ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968; SUN, 1989). Los acrolóbulos son convexos y las áreas axiales están definidas por surcos axiales profundos. La glabella se enangosta levemente hacia adelante; la misma posee un lóbulo anterior redondeado, un surco F3 recto o con sus extremos laterales suavemente arqueados hacia adelante, y un lóbulo posterior muy convexo que exhibe, apenas por delante de su punto medio, un nodo muy delicado. En algunos ejemplares (Figura 3.B) se observa un esbozo de surco preglabellar. Por su parte, el axis del pigidio es grande y muy convexo; el mismo posee un M1 trilobulado, un tubérculo conspicuo sobre M2 (que excede el nivel de F2), y un M3 redondeado y apenas expandido lateralmente. El posteroaxis tiene una longitud (sagital) que equivale o excede levemente a la del anteroaxis. Los bordes son poco convexos y están provistos de un par de espinas posterolaterales pequeñas.

DEAN (1989) y SUN (1989) sugirieron una sinonimia para *Trilobagnostus chiushuensis* que incluye a *Geragnostus intermedius* Palmer, 1968. Dicha propuesta fue aceptada por WESTROP (1995) y es seguida en este trabajo. De este modo, se reconoce el carácter cosmopolita de esta especie. Asimismo, SUN (1989) señaló la gran similitud de *T. chiushuensis* respecto de otras tres formas: *T. tilcuyensis* (Kayser) sensu HARRINGTON y KAY (1951: lám. 96, fig. 18) del Ordovícico Temprano de Colombia; *T. bisectus* (Matthew) sensu SHAW (1951: lám. 21, fig. 18; lám. 23, figs. 11-18) del Cámbrico Superior alto de Vermont; y *T. subobesus* (Kobayashi) del Cámbrico Superior de Alaska y del noroeste de Canadá (KOBAYASHI, 1936b; LUDVIGSEN, 1982). Éstas sólo parecen diferenciarse de *T. chiushuensis* porque poseen una glabella que exhibe, en forma más estable, sus lados paralelos (cf. ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968; LUDVIGSEN, 1982).

El material descrito presenta vestigios de un surco preglabellar y un pigaxis que, en el estadio adulto, es proporcionalmente ancho. Estos rasgos singulares también están presentes en el material del Cámbrico Superior alto de Méjico (ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968; compárese especialmente con la lám. 97, figs. 3 y 8).

Orden CORYNEXOCHIDA Kobayashi, 1935
Suborden LEIOSTEGIINA Bradley, 1925
Familia LEIOSTEGIIDAE Bradley, 1925

Género *Leiostegium* Raymond, 1913

Especie tipo: *Bathyurus quadratus* Billings, 1860, por designación original.

Observaciones: Siguiendo las propuestas de ROSS (1970) y PRATT (1988), se evita el uso de los subgéneros descritos para *Leiostegium* (BERG y ROSS, 1959; ZHOU y ZHANG, 1978) mientras no se disponga de mayor información sobre sus relaciones recíprocas.

Leiostegium douglasi Harrington, 1937
Figuras 3.E-R

1937 *Leiostegium douglasi* sp. nov. HARRINGTON: 113, lám. 11-14.

1938 *Leiostegium douglasi* Harrington. HARRINGTON: 181-182, lám. 6, figs. 1-5, 8.

1957 *Lloydia (Leiostegium) douglasi* Harrington. HARRINGTON y LEANZA: 81, fig. 24,3a-c.

1980 *Lloydia (Leiostegium) douglasi* Harrington. PRIBYL y VANEK: 22, lám. 12, figs. 7-8 (véase sinonimia).

Material: 14 cranidios y 45 pigidios, MLP 28554-28565, 28567-28580, 28582-28584, 28586-28588.

Observaciones: HARRINGTON y LEANZA (1957) describieron con detalle a *Leiostegium douglasi*. El buen estado de preservación del material de la quebrada Amarilla permite agregar que el axis pigidial de este taxón está conformado por 7 anillos más una pieza terminal. Este carácter se constituye en el único rasgo pigidial que diferencia a *L. douglasi* de la especie más afín: *L. manitouensis* Walcott, del Ordovícico temprano de Norteamérica y Australia (ej. WALCOTT, 1925: lám. 23, figs. 12-19; PRATT, 1988: figs. 6A-O,7).

HARRINGTON (1938: lám. 6, figs. 1-5, 8) ilustró varios ejemplares de *L. douglasi* de la sierra de Cajas e indicó que los mismos podrían ser coespecíficos del material asignado por KOBAYASHI (1936a) a *Leiostegium* n. sp. Teniendo en cuenta sus características y la litología de la roca portadora, es probable que el material aquí descrito

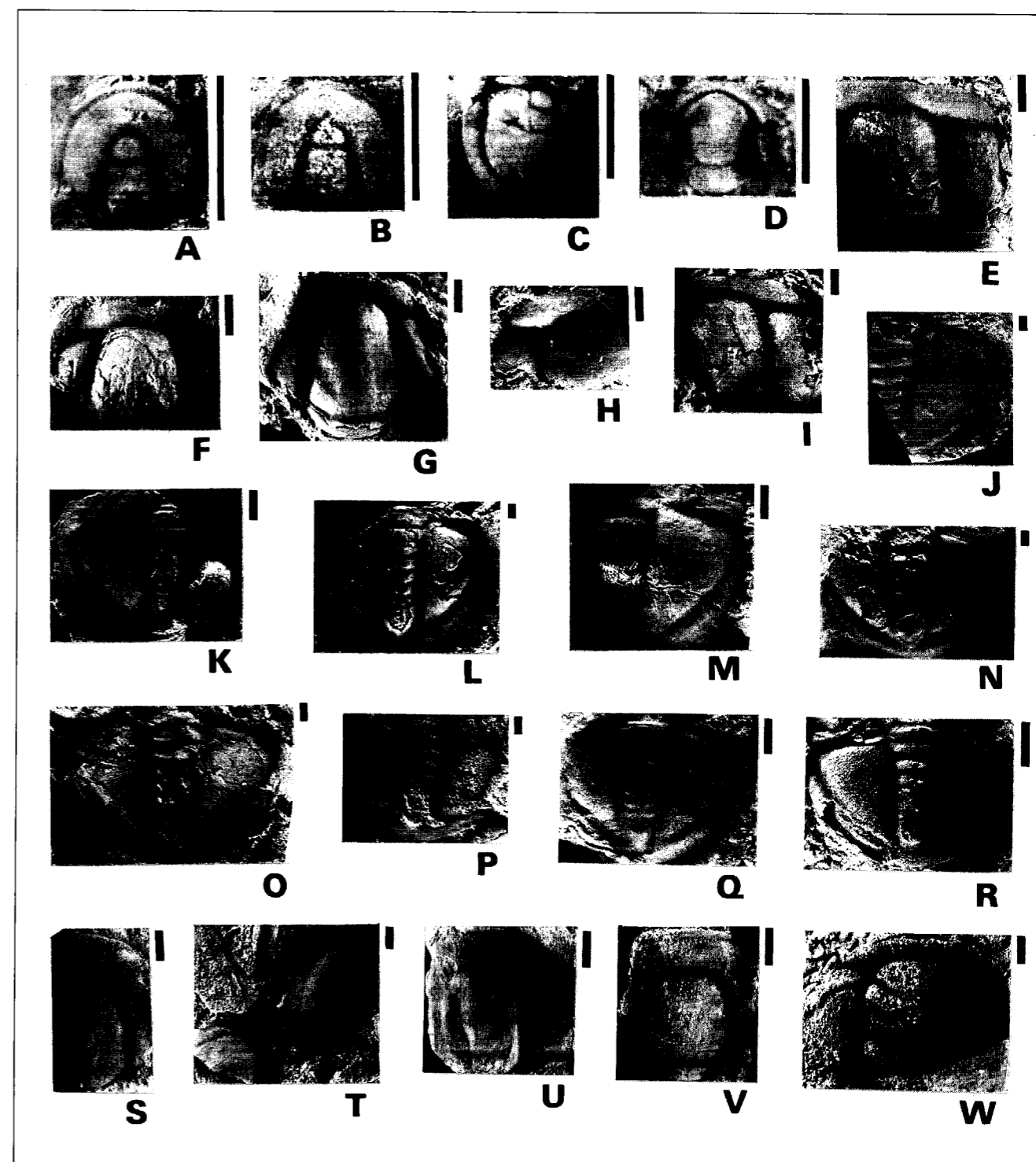


Figura 3. A-C, *Trilobagnostus chiushuensis* (Kobayashi); A, céfalo, MLP 28625; B, céfalo, MLP 28623; C, pigidio, MLP 28618. D, *Shumardia alata* Robison y Pantoja-Alor, céfalo, MLP 28585. E-R, *Leiostegium douglasi* Harrington; E, cranidio, MLP 28561; F, cranidio, MLP 28584; G, cranidio, MLP 28564; H, cranidio, MLP 28574; I, cranidio, MLP 28554; J, pigidio, MLP 28573; K, pigidio, MLP 28570; L, pigidio, MLP 28575; M, pigidio, MLP 28561; N, pigidio, MLP 28582; O, pigidio, MLP 28586; P, pigidio, MLP 28571; Q, pigidio, MLP 28587; R, pigidio, MLP 28586. S-V, *Angelina hyeronimi* (Kayser); S, cranidio, MLP 28618; T, mejilla libre y fragmento cranidial, MLP 28665; U, cranidio, MLP 28648; V, cranidio, MLP 28617. W, *Rossaspis* sp., cranidio, MLP 28581. Escala gráfica: 2 mm.

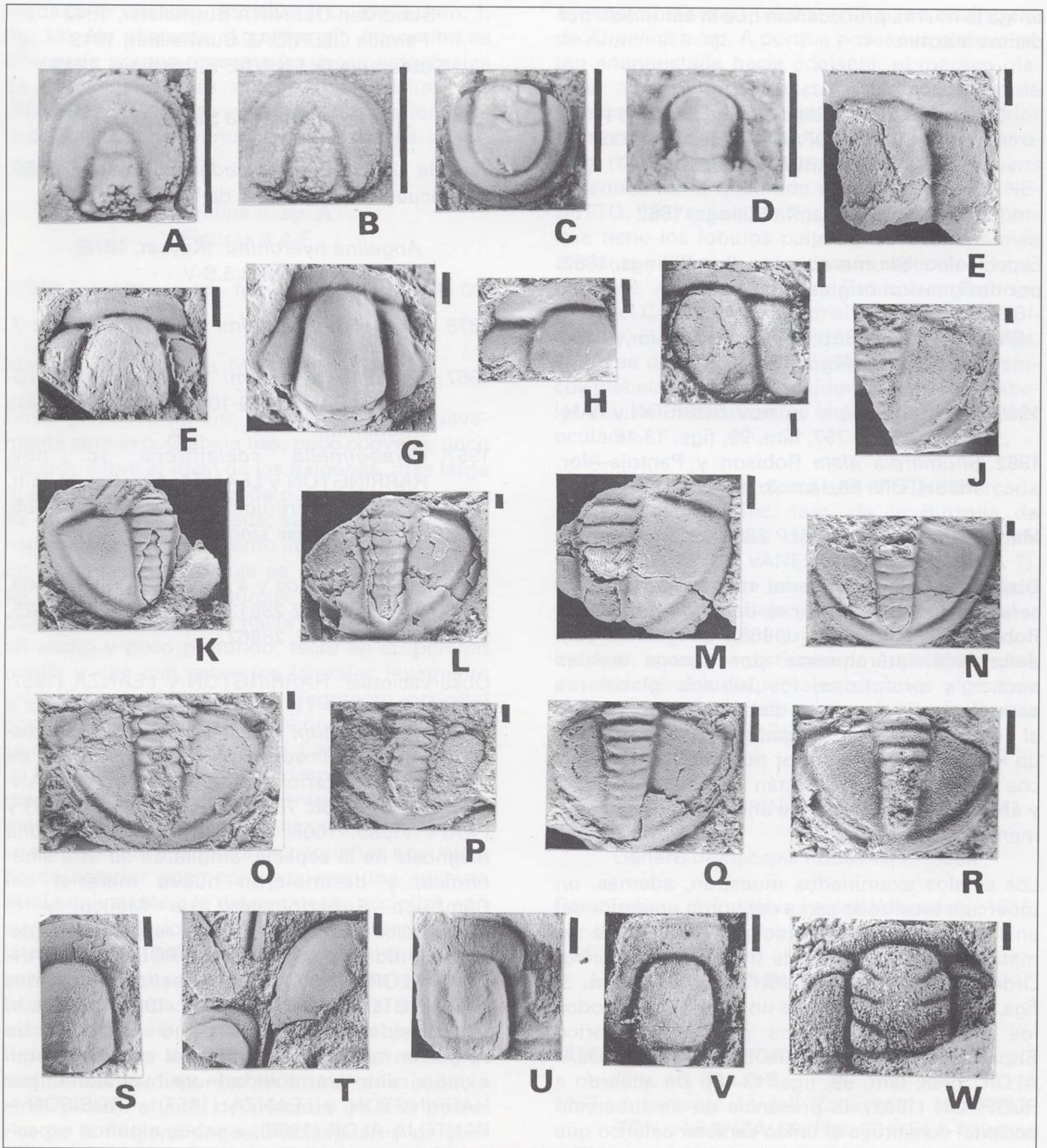


Figura 3. A-C, *Trilobagnostus chiushuensis* (Kobayashi); A, céfalo, MLP 28625; B, céfalo, MLP 28623; C, pigidio, MLP 28618. D, *Shumardia alata* Robison y Pantoja-Alor, céfalo, MLP 28585. E-R, *Leiostegium douglasi* Harrington; E, cranidio, MLP 28561; F, cranidio, 28584; G, cranidio, MLP 28564; H, cranidio, MLP 28574; I, cranidio, MLP 28554; J, pigidio, MLP 28573; K, pigidio, MLP 28570; L, pigidio, MLP 28575; M, pigidio, MLP 28561; N, pigidio, MLP 28582; O, pigidio, MLP 28586; P, pigidio, MLP 28571; Q, pigidio, MLP 28587; R, pigidio, MLP 28586. S-V, *Angelina hyeronimi* (Kayser); S, cranidio, MLP 28618; T, mejilla libre y fragmento cranidial, MLP 28665; U, cranidio, MLP 28648; V, cranidio, MLP 28617. W, *Rossaspis* sp., cranidio, MLP 28581. Escala gráfica: 2 mm.

tenga la misma procedencia que el estudiado por dichos autores.

Orden PTYCHOPARIIDA Swinnerton, 1915
Suborden PTYCHOPARIINA Richter, 1933
Familia SHUMARDIIDAE Lake, 1907

Género *Shumardia* Billings, 1862

Especie tipo: *Shumardia granulosa* Billings, 1862, por designación original.

Shumardia alata Robison y Pantoja-Alor, 1968
Figura 3.D

1968 *Shumardia alata* sp. nov. ROBISON y PANTOJA-ALOR: 797, lám. 99, figs. 13-18.

1982 *Shumardia alata* Robison y Pantoja-Alor. RUSHTON: 56, lám. 3, figs. 13-17, 19, 21.

Material: Tres céfalos, MLP 28562, 28578, 28585.

Observaciones: El material reúne una serie de características diagnósticas de *Shumardia alata* Robison y Pantoja-Alor (1968). La glabella está delimitada lateralmente por surcos axiales anchos y profundos, los lóbulos glabulares anterolaterales tienen un desarrollo moderado, y el surco preglabular, delgado y somero, delinea un lóbulo glabular anterior punteagudo. Los surcos glabulares S1 y S2 están apenas insinuados, y el anillo occipital es más ancho (tr.) que el segmento glabular posterior.

Los céfalos examinados muestran, además, un tubérculo localizado cerca del borde posterior del anillo occipital. Este carácter es constante en material de *S. alata* de la transición Cámbrico-Ordovícico de Gales (RUSHTON, 1982: lám. 3, figs. 13-17, 19, 21), aunque no se verifica en todos los ejemplares descritos para el Cámbrico Superior alto de Méjico (ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968: lám. 99, figs. 13-18). De acuerdo a RUSHTON (1982), la presencia de un tubérculo occipital constituye el único carácter cefálico que diferenciaría a *S. alata* de *S. erquensis* Kobayashi, del Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior de Argentina y Bolivia (KOBAYASHI, 1937: lám. 6, figs. 1-3; HARRINGTON, 1938: lám. 9, fig. 14; HARRINGTON y LEANZA, 1957: fig. 24,2a-b).

Suborden OLENINA Burmeister, 1843
Familia OLENIDAE Burmeister, 1843
Subfamilia OLENINAE Burmeister, 1843

Género *Angelina* Salter, 1859

Especie tipo: *Angelina sedgwickii* Salter, 1859.
Subsecuente designación de VOGDES (1890).

Angelina hyeronimi (Kayser, 1876)
Figuras 3.S-V

1876 *Arionellus hyeronimi* sp. nov. KAYSER: 7, lám. 1, fig. 5.

1957 *Angelina hyeronimi* (Kayser). HARRINGTON y LEANZA: 99-101, fig. 35,1-11 (véase sinonimia).

1957 *Parabolinella coelatifrons* sp. nov. HARRINGTON y LEANZA: 109, fig. 39.3a-h.

1988 *Angelina hyeronimi* (Kayser). PRATT: 1605, fig. 8,I-K (véase sinonimia).

Material: 21 cranidios y 4 librigenas, MLP 28589, 28606-28610, 28612-28613, 28617-28618, 28625, 28635, 28647-28649, 28662.

Observaciones: HARRINGTON y LEANZA (1957: 99-101, fig. 35,1-11) describieron con detalle a *Angelina hyeronimi* y destacaron su amplia distribución en el sur de Bolivia y norte de Argentina. Posteriormente, ROBISON y PANTOJA-ALOR (1968: 785-787, lám. 101, figs. 1-7) y PRATT (1988: 1605, fig. 8,I-K) elaboraron una diagnosis de la especie, ampliaron su lista sinónímica, y describieron nuevo material del Cámbrico Superior alto de Méjico y el ?Ordovícico Inferior de Canadá, respectivamente. De acuerdo a lo sugerido por ROBISON y PANTOJA-ALOR (1968), *Parabolinella coelatifrons* HARRINGTON y LEANZA (1957: 109, fig. 39.3a-h) es considerado un sinónimo posterior de *Angelina hyeronimi*. El material estudiado aquí exhibe una variabilidad ya señalada por HARRINGTON y LEANZA (1957) y ROBISON y PANTOJA-ALOR (1968), a saber, algunos especímenes muestran indicios de dos pares de surcos glabulares. El grado de expresión de estos surcos alcanza su máximo en el ejemplar ilustrado en la Figura 3.U. En tal sentido, dicho espécimen se asemeja a *Angelina* aff. *hyeronimi*, del tramo inferior de la Formación Lampazar en la que-

brada de la Vizcacha (BENEDETTO, 1977a: lám. 1, fig. 13). No obstante, *Angelina* aff. *hyeronimi* se diferencia porque presenta las áreas palpebrales de las mejillas fijas mucho más anchas (tr.) (BENEDETTO, 1977a) y los tramos anteriores de la sutura facial suavemente convergentes.

Angelina n. sp. A
Figuras 4.A-F

?1980 *Trilobitarum* inc. fam. PRIBYL y VANEK: 59, lám. 24, fig. 7.

Material: 17 cranidios, MLP 28654-28661.

Descripción: Cranidio subtrapezoidal, suavemente convexo. Glabela lisa, poco convexa, poco elevada sobre el nivel de las fixigenas, más larga que ancha, bien delimitada por un par de surcos de profundidad moderada; sus lados convergen hacia adelante y el extremo anterior es truncado. En algunos especímenes se observan vestigios de un primer par de surcos glabulares, apenas perceptibles, inclinados hacia atrás. Surco occipital ancho y poco profundo, recto en su porción media y con sus extremos laterales levemente extendidos hacia adelante. Segmento occipital poco convexo, desprovisto de nodo occipital, con su margen posterior curvado. Campo preglabular de buen desarrollo, inflado, desprovisto de ornamentación. Surco del borde anterior recto o levemente curvado hacia adelante, somero, que en su seno exhibe una hilera de pequeños hoyuelos. Borde anterior poco convexo, con una anchura axial equivalente a la del segmento occipital, con su margen anterior curvado. Ramas anteriores de la sutura facial subparalelas a suavemente divergentes. Lóbulos palpebrales de tamaño mediano, localizados cerca de la glabella, más cerca del extremo glabular anterior que del posterior. Rama posterior de la sutura facial de trazo sigmoidal suave, dispuesta en forma oblicua hacia atrás y hacia afuera, delimitando un área posterior de la fixigena angosta (exsagital) y de contorno triangular. Borde posterior más delgado que el segmento occipital, delimitado por un surco del borde somero.

Observaciones: La especie tipo *A. sedgwickii* Salter, del Tremadociano superior de Gales, y *A.*

hyeronimi (Kayser) (véase arriba), se distinguen de *Angelina* n. sp. A porque poseen la glabella no tan enangostada hacia adelante, el margen glabular anterior menos recto, el surco del borde anterior menos conspicuo, y el borde anterior más angosto (sag.). A su vez, *Angelina* cf. *hyeronimi* (Kayser), de la Biozona de *P. (N.) frequens argentina* de la quebrada de la Vizcacha (BENEDETTO, 1977a: lám. 1, fig. 10), se distingue porque tiene los lóbulos palpebrales situados más adelante y el borde anterior más reducido. El cráneo de *Angelina spinosa* Robison y Pantoja-Alor, del Cámbrico Superior alto de Méjico (ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968: lám. 101, figs. 8-15), se diferencia más claramente por sus surcos glabulares mejor definidos, el extremo glabular anterior redondeado y la presencia de aristas oculares.

Angelina n. sp. A presenta una afinidad marcada con *Trilobitarum* inc. fam, de la Biozona de *Kainella meridionalis* de la Cuesta de Erquis (Bolivia) (PRIBYL y VANEK, 1980: lám. 24, fig. 7). Este último consiste en un cráneo incompleto que posee una glabella y un campo preglabular muy similares a los aquí descritos. *Trilobitarum* inc. fam. apenas se distingue de *Angelina* n. sp. A por sus lóbulos palpebrales situados algo más posteriormente, carácter que, por sí solo, podría carecer de valor específico.

Subfamilia PELTURINAE Hawle y Corda, 1847

Género *Jujuyaspis* Kobayashi, 1936a

Especie tipo: *Jujuyaspis keideli* Kobayashi, 1936, por designación original.

Jujuyaspis keideli keideli Kobayashi, 1936a
Figuras 4.G-M

1936a *Jujuyaspis keideli* sp. nov. KOBAYASHI: 90, lám. 16, figs. 5-9.

1957 *Jujuyaspis keideli* Kobayashi. HARRINGTON y LEANZA: 99, figs. 33 y 34,1-7 (véase sinonimia).

1985 *Jujuyaspis keideli keideli* Kobayashi. NIKOLAISEN y HENNINGSMOEN: 26-27, fig. 18A-L (véase sinonimia).

1992 *Jujuyaspis keideli* Kobayashi. ACEÑOLAZA y ACEÑOLAZA: fig. 2A-C,G-H.

Material: 35 cranidios, 24 librígenas, 1 tórax y 30 pigidios, MLP 28590-28605, 28611-28622, 28624, 28626-28634, 28636-28646.

Observaciones: HARRINGTON y LEANZA (1957) redescubrieron con detalle *Jujuyaspis keideli keideli* y destacaron su amplia representación en el Tremadociano temprano del noroeste argentino. Nuevas citas para la región, y las implicancias estratigráficas de su registro, se discuten en ACEÑOLAZA (1983), ACEÑOLAZA y ACEÑOLAZA (1992) y TORTELLO y ESTEBAN (en prensa).

Orden ASAPHIDA Salter, 1864 emend. Fortey y Chatterton, 1988

Superfamilia ASAPHOIDEA Burmeister, 1843
Familia ASAPHIDAE Burmeister, 1843

Género *Asaphellus* Callaway, 1877

Especie tipo: *Asaphus homfrayi* Salter, 1866, por designación original.

Asaphellus sp.
Figuras 4.N-O

Material: Un cranidio, 1 tórax-pigidio, 3 pigidios, 1 hipostoma, MLP 28651-28653, 28666.

Observaciones: El material posee la glabella y el pigaxis elongados y no elevados sobre el nivel de las áreas pleurales, surcos axiales casi imperceptibles, bordes cóncavos, un área frontal amplia, surcos del borde posterior del cranidio bien definidos, y lóbulos palpebrales pequeños y dispuestos suavemente por delante del punto medio cranial. Estos caracteres indican una mayor afinidad con el género *Asaphellus* Callaway (Asaphidae). Los ejemplares estudiados son similares a *A. catamarcensis* Kobayashi, taxón de amplia distribución en el Tremadociano del norte de Argentina (HARRINGTON y LEANZA, 1957). No obstante, la glabella de este último está delimitada por surcos axiales menos someros.

Superfamilia REMOPLEURIDIOIDEA Hawle y Corda, 1847

Familia KAINELLIDAE Ulrich y Resser, 1930

Género *Pseudokainella* Harrington, 1938

Especie tipo: *Pseudokainella keideli* Harrington, 1938, por designación original.

Pseudokainella sp.
Figura 4.Q

Material: Tres cranidios, MLP 28566, 28625, 28637.

Descripción: Glabella delimitada por un surco preglabellar y surcos axiales delgados y profundos, poco convexa, mucho más larga que ancha, de lados apenas convergentes y constrictos en los puntos de contacto con los lóbulos palpebrales, con su extremo anterior truncado, sin surcos laterales. Surco occipital transverso, proporcionalmente ancho (sag.), con sus porciones laterales extendidas hacia adelante. Anillo occipital ancho (sag.) y moderadamente convexo, con un desarrollo transversal que excede la anchura de la glabella; la porción media de este anillo es más ancha (sag.) que los extremos laterales; estos últimos están curvados levemente hacia adelante. Campo preglabellar deprimido, liso, de moderado desarrollo; su anchura (sag.) es equivalente a la del borde anterior. Surco del borde representado por una hilera de hoyuelos profundos. Borde anterior bien definido, convexo, suavemente ensanchado en su porción media, con su margen anterior curvado. Tramo anterior de la sutura facial divergente, formando un ángulo de 45° con la línea sagital. Área ocular de la mejilla fija muy reducida. Lóbulo palpebral largo, sinuoso, en contacto con la glabella.

Observaciones: El material reúne los caracteres craniales diagnósticos de *Pseudokainella* Harrington, tal como fueran redefinidos por JELL (1985). Varios rasgos de este género suelen presentar una alta variabilidad intraespecífica (ej. anchura del campo preglabellar, disposición de las ramas anteriores de la sutura facial, grado de expresión de los surcos glabellares) (véase JELL, 1985 y ROBISON y PANTOJA-ALOR, 1968). Dado que se dispone de material fragmentario, el mismo es referido en nomenclatura abierta.

Género *Kainella* Walcott, 1935

Especie tipo: *Hungaia billingsi* Walcott, 1924, por designación original.

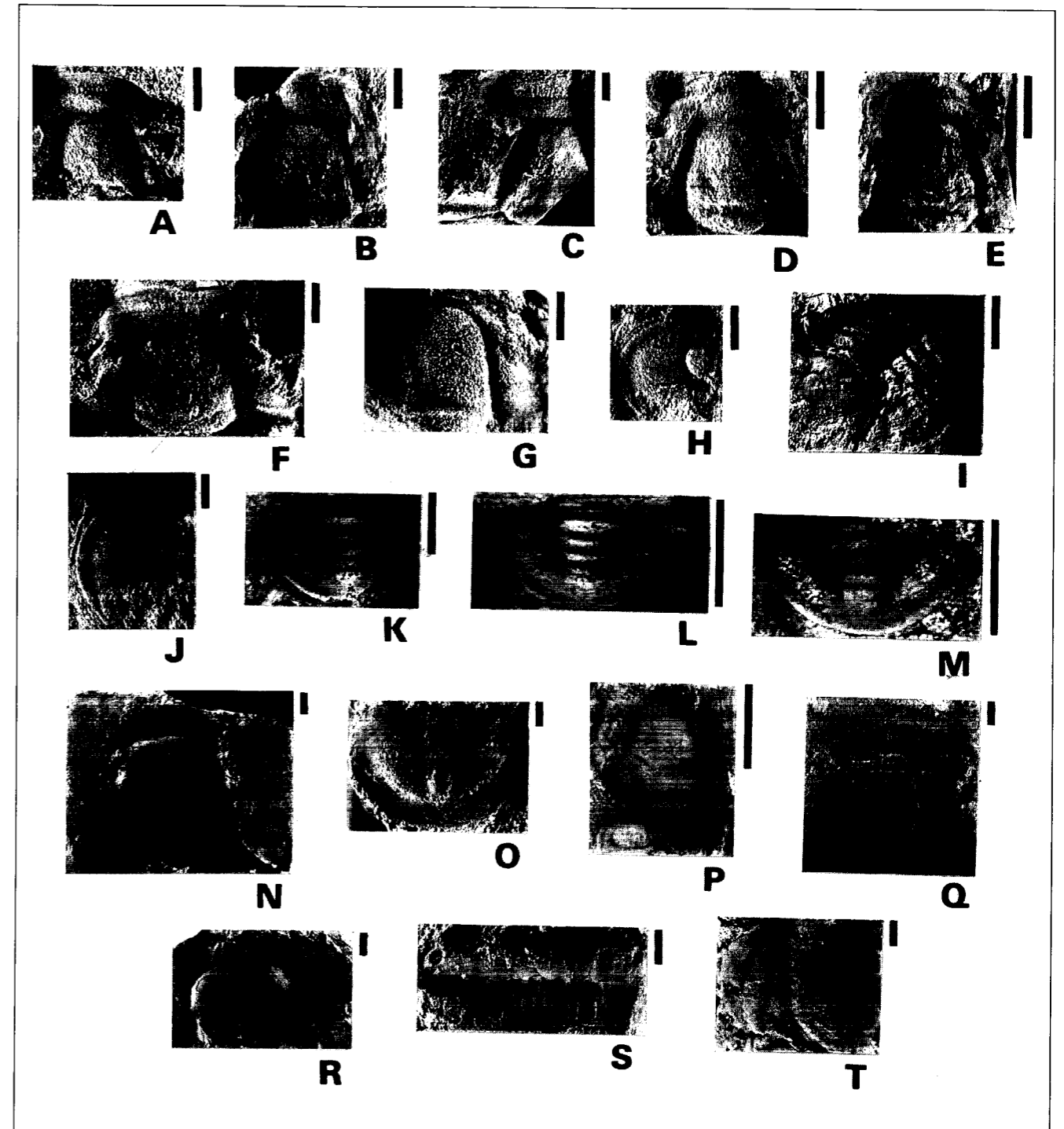


Figura 4. A-F, *Angelina* n. sp. A; A, cranidio, MLP 28657; B, cranidio, MLP 28659; C, cranidio, MLP 28658; D, cranidio, MLP 28654; E, cranidio, MLP 28655; F, cranidio, MLP 28656. G-M, *Jujuyaspis keideli keideli* Kobayashi; G, cranidio, MLP 28627; H, mejilla libre, MLP 28601; I, mejilla libre y fragmento torácico, MLP 28629; J, mejilla libre, MLP 28603; K, pigidio, MLP 28651; L, pigidio, MLP 28612; M, pigidio, MLP 28619. N-O, *Asaphellus* sp.; N, cranidio, MLP 28651; O, pigidio, MLP 28663. P, *Apatokephalus* cf. *tibicen* Pribyl y Vanek, cranidio, MLP 28662 (en el extremo inferior de la fotografía se observa un pigidio de *Trilobagnostus chiushuensis*). Q, *Pseudokainella* sp., cranidio, MLP 28637. R-T, *Kainella meridionalis* Kobayashi; R, fragmento cranial, MLP 28663; S, fragmento cranial, MLP 28664; T, pigidio, MLP 28667. Escala gráfica: 2 mm.

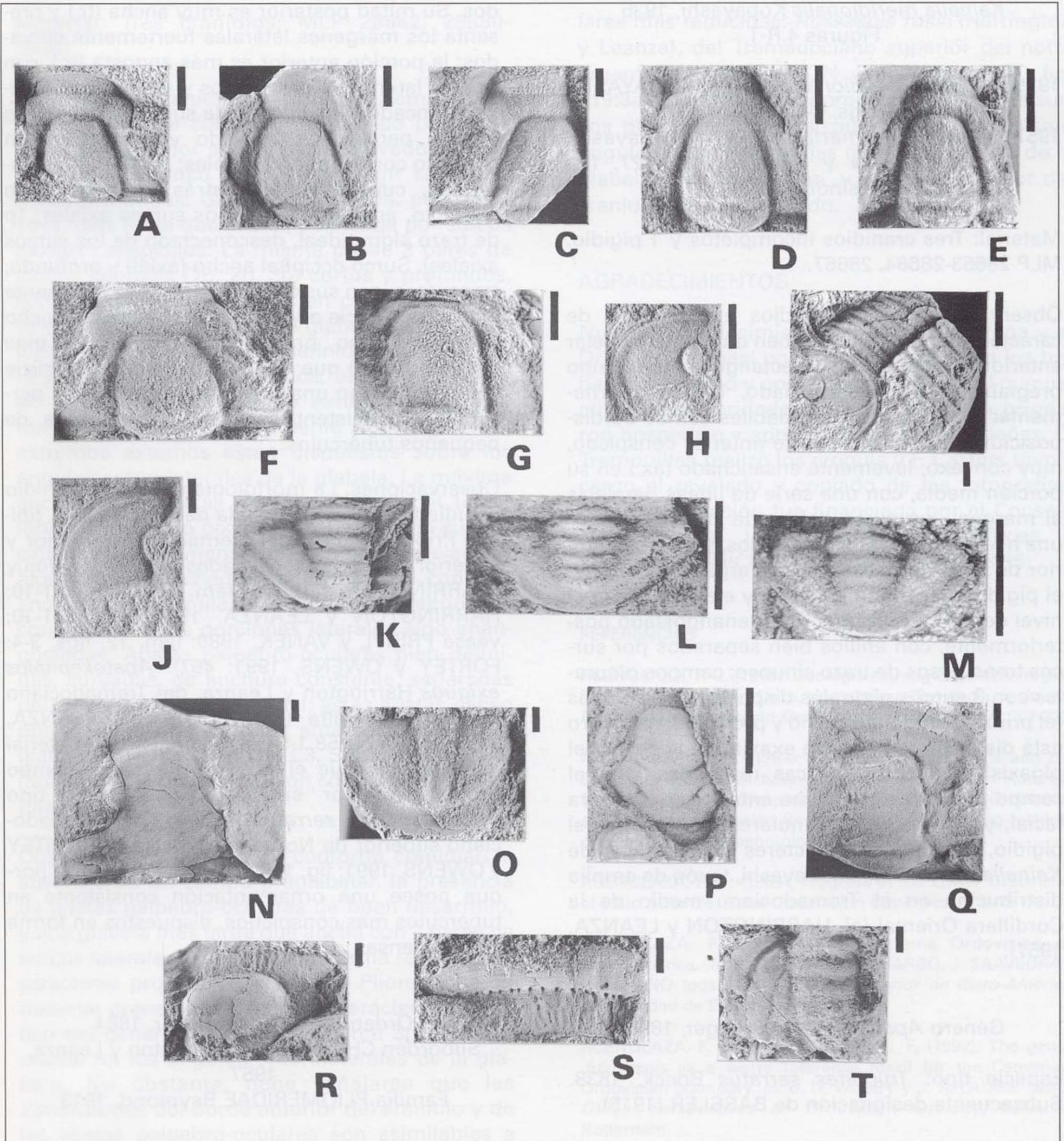


Figura 4. A-F, *Angelina* n. sp. A; A, cranidio, MLP 28657; B, cranidio, MLP 28659; C, cranidio, MLP 28658; D, cranidio, MLP 28654; E, cranidio, MLP 28655; F, cranidio, MLP 28656. G-M, *Jujuyaspis keideli keideli* Kobayashi; G, cranidio, MLP 28627; H, mejilla libre, MLP 28601; I, mejilla libre y fragmento torácico, MLP 28629; J, mejilla libre, MLP 28603; K, pigidio, MLP 28622; L, pigidio, MLP 28612; M, pigidio, MLP 28619. N-O, *Asaphellus* sp.; N, cranidio, MLP 28651; O, pigidio, MLP 28663. P, *Apatokephalus* cf. *tibicen* Pribyl y Vanek, cranidio, MLP 28662 (en el extremo inferior de la fotografía se observa un pigidio de *Trilobagnostus chiushuensis*). Q, *Pseudokainella* sp., cranidio, MLP 28637. R-T, *Kainella meridionalis* Kobayashi; R, fragmento cranidial, MLP 28663; S, fragmento cranidial, MLP 28664; T, pigidio, MLP 28667. Escala gráfica: 2 mm.

Kainella meridionalis Kobayashi, 1935
Figuras 4.R-T

1935 *Kainella meridionalis* sp. nov. KOBAYASHI: 64, lám. 11, figs. 5-9.

1957 *Kainella meridionalis* Kobayashi. HARRINGTON y LEANZA: 126-127, fig. 50,1-8 (véase sinonimia).

Material: Tres cránidos incompletos y 1 pigidio, MLP 28663-28664, 28667.

Observaciones: Los cránidos examinados, de carácter fragmentario, exhiben un lóbulo glabellar anterior de contorno subrectangular; un campo preglabellar bien diferenciado, con una ornamentación consistente en débiles estrías de disposición irregular; un borde anterior conspicuo, muy convexo, levemente ensanchado (ax.) en su porción media, con una serie de líneas paralelas al margen; un surco del borde constituido por una hilera de hoyuelos profundos; y la rama anterior de la sutura facial muy divergente. A su vez, el pigidio presenta un axis muy elevado sobre el nivel de los campos pleurales, enangostado posteriormente, con anillos bien separados por surcos transversos de trazo sinuoso; campos pleurales con 3 surcos pleurales dispuestos hacia atrás (el primero es el más ancho y profundo; el tercero está dispuesto en sentido exaxial, muy cerca del pigaxis). Las características reseñadas para el campo preglabellar, el tramo anterior de la sutura facial, y los surcos interanulares y pleurales del pigidio, constituyen caracteres diagnósticos de *Kainella meridionalis* Kobayashi, taxón de amplia distribución en el Tremadociano medio de la Cordillera Oriental (ej. HARRINGTON y LEANZA, 1957).

Género *Apatokephalus* Brögger, 1896

Especie tipo: *Trilobites serratus* Boeck, 1838. Subsecuente designación de BASSLER (1915).

Apatokephalus cf. *tibicen* Pribyl y Vanek, 1980
Figura 4.P

Material: Un cránido fragmentario, MLP 28662.

Descripción: Glabla moderadamente convexa, delimitada por surcos axiales delgados y profun-

dos. Su mitad posterior es muy ancha (tr.) y presenta los márgenes laterales fuertemente curvados; la porción anterior es más angosta (tr.), con bordes laterales subparalelos y su extremo anterior truncado. Con 3 pares de surcos laterales: 3p apenas perceptible, curvado y transverso, en contacto con los surcos axiales; 2p y 3p más profundos, curvados hacia atrás y adentro (2p subrecto, en contacto con los surcos axiales; 1p de trazo sigmoideal, desconectado de los surcos axiales). Surco occipital ancho (axial) y profundo, transverso, con sus extremos laterales levemente extendidos hacia adelante. Anillo occipital ancho (axial). Campo preglabellar deprimido, más angosto (axial) que el anillo occipital. Superficie del cránido con una ornamentación apenas perceptible, consistente en una densa trama de pequeños tubérculos.

Observaciones: La morfología del único cránido estudiado es asimilable a la descrita para *A. tibicen* Pribyl y Vanek, del Tremadociano inferior y superior de varias localidades de Salta y Jujuy (HARRINGTON, 1938: lám. 5, figs. 1-10; HARRINGTON y LEANZA, 1957: fig. 56,1-10; véase PRIBYL y VANEK, 1980: lám. 12, figs. 3-4; FORTEY y OWENS, 1991: 457). *Apatokephalus exiguus* Harrington y Leanza, del Tremadociano superior de Salta (HARRINGTON y LEANZA, 1957: figs. 57 y 58,1-5), se distingue del material estudiado porque el primero carece de campo preglabellar. Por su parte, la especie tipo *Apatokephalus serratus* (Boeck), del Tremadociano superior de Noruega y Suecia (ej. FORTEY y OWENS, 1991: fig. 12k,m,p,q), se diferencia porque posee una ornamentación consistente en tubérculos más conspicuos, dispuestos en forma menos densa.

Orden PHACOPIDA Salter, 1864
Suborden CHEIRURINA Harrington y Leanza, 1957
Familia PLIOMERIDAE Raymond, 1913

Género *Rossaspis* Harrington, 1957

Especie tipo: *Protopliomerops superciliosa* Ross, 1951, por designación original.

Rossaspis sp.
Figura 3.W

Material: Tres cránidos, MLP 28562, 28580-28581.

Descripción: Cránido de contorno semicircular, moderadamente convexo. Sin campo preglabellar. Borde anterior ancho (sag.), elevado, delimitado por un surco preglabellar y un surco del borde profundos. Glabla subelíptica, poco convexa, más larga que ancha, delineada por surcos axiales conspicuos. La misma posee 3 pares de surcos laterales (1p, 2p, 3p) cortos y profundos, con sus extremos externos en contacto con los surcos axiales. Estos surcos glabellares delimitan lóbulos (L1, L2, L3) bien definidos y presentan una disposición característica: están espaciados en forma regular; 1p y 3p exhiben un ángulo mayor que 2p; 3p es levemente sigmoidal y sus extremos externos están dispuestos sobre los ángulos anterolaterales de la glabla. La máxima anchura glabellar se verifica al nivel del tercer lóbulo (L3). Surco occipital profundo, con su porción central levemente curvada hacia adelante y algo más ensanchada. Anillo occipital con una anchura (sag.) similar a la del borde anterior del cránido, con sus porciones laterales algo enanagostadas. Aristas palpebro-oculares bien definidas, curvadas, de anchura constante, separadas del surco del borde cranial; estas aristas nacen por detrás de los ángulos anterolaterales de la glabla, al nivel del lóbulo L3. Superficie del cránido con una ornamentación consistente en pústulas delicadas.

Observaciones: El tipo de contorno cranial, la ausencia de un campo preglabellar, la presencia de aristas palpebro-oculares de buen desarrollo, y una glabla más larga que ancha con 3 pares de surcos laterales espaciados en forma regular, son caracteres propios de la Familia Pliomeridae. El material presenta, además, un carácter diagnóstico del género *Rossaspis*: el surco 3p está dispuesto en los ángulos anterolaterales de la glabla. No obstante, debe señalarse que las dimensiones del borde anterior del cránido y de las aristas palpebro-oculares son asimilables a las observadas en *Hintzeia* Harrington.

La especie tipo *Rossaspis superciliosa* (Ross), del Ordovícico Inferior de Norteamérica (ROSS, 1951: lám. 31, figs. 16-26; lám. 32, figs. 1-16; lám. 34, figs. 5-8, 19), se diferencia de *Rossaspis* sp. porque el primero presenta las aristas palpebro-ocu-

lares más reducidas. *Rossaspis rossi* (Harrington y Leanza), del Tremadociano superior del norte argentino (HARRINGTON y LEANZA, 1957: fig. 119:3a-f), se distingue porque sus 3 pares de surcos glabellares están dispuestos con un mismo ángulo de inclinación, las paredes laterales de la glabla son más curvas, y el borde anterior del cránido es más reducido.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a la Dra. G. Ortega y al Dr. G. L. Albanesi por su colaboración en los trabajos de campo y por la lectura crítica del manuscrito. Las Autoridades de la Mina Aguilar brindaron hospedaje y apoyo durante las campañas. C. Tremouilles realizó los croquis y F. Castets tuvo a cargo el revelado y copiado de las fotografías. Esta investigación fue financiada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina (PIA 7018/96).

REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, F. G. (1968): Geología estratigráfica de la región de la Sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (3): 207-222.
- ACEÑOLAZA, F. G. (1983): The Tremadocian beds and the Cambrian-Ordovician boundary problems in Latin America. In: *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*: 88-93, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica.
- ACEÑOLAZA, F. G. (1989): Progress in the Lower Ordovician of Latin America. *Serie Correlación Geológica*, 5: 9-19.
- ACEÑOLAZA, F. G. (1992): El Sistema Ordovícico de Latinoamérica. In: J. C. GUTIÉRREZ MARCO, J. SAAVEDRA e I. RÁBANO (eds.), *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura: 85-118.
- ACEÑOLAZA, F. G. y ACEÑOLAZA, G. F. (1992): The genus *Jujuyaspis* as a world reference fossil for the Cambrian-Ordovician boundary. In: B. D. WEBBY y J. R. LAURIE (eds.), *Global Perspectives on Ordovician Geology*, Balkema, Rotterdam.
- ACEÑOLAZA, G. F. (1996): Bioestratigrafía del límite Cámbrico-Ordovícico y Ordovícico basal en la quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, República Argentina. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tesis Doctoral* (inérita), 245 p.
- BARNES, C. R. (1988): The proposed Cambrian-Ordovician

global boundary stratotype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada. *Geological Magazine*, 125(4): 381-414.

BASSLER, R. S. (1915): Bibliographic Index of American Ordovician and Silurian fossils, vol. 1. *United States National Museum Bulletin*, 92, i-viii, 1-178.

BENEDETTO, J. L. (1977a): Una nueva fauna de trilobites tremadocianos de la Provincia de Jujuy (Sierra de Cajas), Argentina. *Ameghiniana*, 14 (1-4): 186-214.

BENEDETTO, J. L. (1977b): Algunas consideraciones acerca de la posición del límite Cambro-Ordovícico en América del Sur. *Geos*, 23: 3-11.

BERG, R. R. y ROSS, R. J. (1959): Trilobites from the Peerles and Manitou formations, Colorado. *Journal of Paleontology*, 33: 106-119.

BRUTON, D. L., KOCH, L. y REPETSKI, J. E. (1988): The Naersnes section, Oslo region, Norway: trilobite, graptolite and conodont fossils reviewed. *Geological Magazine*, 125 (4): 451-455.

COOPER, R. A. y NOWLAN, G. S. (1999): Proposed global stratotype section and point for base of the Ordovician System. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43 (1-2): 61-64.

DEAN, W. T. (1989): Trilobites from the Survey Peak, Outram and Skoki Formations (Upper Cambrian-Lower Ordovician) at Wilcox Pass, Jasper National Park, Alberta. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 389: 1-141.

ERDTMANN, B. D. (1988): The earliest Ordovician nematophorid graptolites: taxonomy and correlation. *Geological Magazine*, 125 (4): 327-348.

FORTEY, R. A. y OWENS, R. M. (1991): A trilobite fauna from the highest Shinton Shales in Shropshire, and the correlation of the latest Tremadoc. *Geological Magazine*, 128 (5): 437-464.

HARRINGTON, H. J. (1937): On some Ordovician fossils from northern Argentina. *Geological Magazine*, 74 (3): 97-124.

HARRINGTON, H. J. (1938): Sobre las faunas del Ordoviciano Inferior del Norte argentino. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie (Sección Paleontología)*, 1: 109-289.

HARRINGTON, H. J. y KAY, M. (1951): Cambrian and Ordovician faunas of Eastern Colombia. *Journal of Paleontology*, 25 (5): 655-668.

HARRINGTON, H. J. y LEANZA, A. F. (1957): Ordovician trilobites of Argentina. *Department of Geology, University of Kansas Special Publication*, 1: 1-276.

HUNICKEN, M. A., SUÁREZ RIGLOS, M. y SARMIENTO, G. N. (1985): Conodontes tremadocianos de la sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca, Provincia de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 56: 333-347.

JELL, P. A. (1985): Tremadoc trilobites of the Digger Island

Formation, Waratah Bay, Victoria. *Memoirs of the Museum of Victoria*, 46: 53-88.

KAYSER, E. (1876): Über primordiale und untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik. *Palaeontographica*, Supplementum 3, Lieferung 2, Theil II.

KOBAYASHI, T. (1931): Studies on the Stratigraphy and Palaeontology of the Cambro-Ordovician Formation of Hualien-Chai and Niu-Hsin-Tai, south Manchuria. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 8 (3): 131-189, pls. 16-22.

KOBAYASHI, T. (1935): On the *Kainella* fauna of the Basal Ordovician age found in Argentina. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 12 (3-4): 59-67.

KOBAYASHI, T. (1936a): On the *Parabolinella* Fauna from Province Jujuy, Argentina with a note on the Olenidae. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 13 (1-2): 85-102, pls. 15-16.

KOBAYASHI, T. (1936b): Cambrian and Lower Ordovician trilobites from Northwestern Canada. *Journal of Paleontology*, 10 (3): 157-167, pl. 21.

KOBAYASHI, T. (1937): The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo, Section 2*, vol. 4 (4): 369-522, 8 pl.

LANDING, E. M., TAYLOR, M. y ERDTMANN, B. D. (1978): Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary between the Acado-Baltic and North American faunal provinces. *Geology*, 6: 75-78.

LU, Y. y LIN, H. (1983): Uppermost Cambrian and Lowermost Ordovician trilobites of Jiangshan-Changshan Area. In: *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*: 6-11, pl. 1-3, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica.

LU, Y. y LIN, H. (1984): Late late Cambrian and earliest Ordovician trilobites of Jiangshan-Changshan Area. In: *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China, Cambrian-Ordovician Boundary*, 1: 45-143, Anhui Science and Technology Publishing House.

LU, Y., LIN, H., HAN, N., LI, L. y JU, T. (1983): Cambrian-Ordovician boundary of Jiangshan-Changshan Area. In: *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*: 1-5, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica.

LUDVIGSEN, R. (1982): Upper Cambrian and Lower Ordovician Trilobite Biostratigraphy of the Rabbitkettle Formation, Western District of Mackenzie. *Life Sciences Contributions Royal Ontario Museum*, 134: 1-188.

LUDVIGSEN, R., WESTROP, S. R. y KINDLE, C. H. (1989): Sunwaptan (Upper Cambrian) trilobites of the Cow Head Group, western Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 6: 1-175.

MÉNDEZ, V. (1973): Geología de la comarca de Mina "Aguilar" y alrededores, Departamento Humahuaca

(Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4): 319-330.

MILLER, J. F. y STITT, J. H. (1995): Stratigraphic position and significance of *Jujuyaspis* and *Iapetognathus* in the Wilberns Formation, Texas. *Ordovician Odyssey: Short Papers for the seventh International Symposium on the Ordovician System*, p. 105-108. Las Vegas.

NIELSEN, A. T. (1997): A review of Ordovician agnostid genera (Trilobita). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87: 463-501.

NIKOLAISEN, F. y HENNINGSMOEN, G. (1985): Upper Cambrian and Lower Tremadoc olenid trilobites from the Digermul peninsula, Finmark, northern Norway. *Norges Geologiske Undersokelse Bulletin*, 400: 1-49.

ORTEGA, G. y RAO, R. I. (1995): Nuevos hallazgos de graptolitos (Ordovícico Inferior) en la sierra de Cajas, Departamento Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 60 (3-4): 293-316.

ORTEGA, G., ALBANESI, G. L. y RAO, R. I. (1998): Lower Ordovician graptolites and conodonts from Cajas range and Parcha area, Eastern Cordillera, Northern Argentina. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 236-240.

PALMER, A. R. (1968): Cambrian trilobites of east-central Alaska. *Geological Survey Professional Paper*, 559-B: 1-115, pl. 1-15.

PENG, S. (1983): Cambrian-Ordovician boundary in the Cili-Taoyuan border area, northwestern Hunan. In: *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*: 44-52, pl. 1-3, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica.

PRATT, B. R. (1988): An Ibexian (Early Ordovician) trilobite faunule from the type section of the Rabbitkettle Formation (southern Mackenzie Mountains, Northwest Territories). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1595-1607.

PRIBYL, A. y VANEK, J. (1980): Ordovician trilobites of Bolivia. *Rozprawy Ceskoslovenske Akademie Ved*, 90 (2): 1-90, 24 pl.

RAO, R. I. (1994): Los conodontes ordovícicos de la sierra de Cajas y Espinazo del Diablo, Departamento Humahuaca, Provincia de Jujuy, República Argentina. *Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba*, 332 p. (inédito).

RAO, R. I. (1999): Los conodontes Cambro-Ordovícicos de la sierra de Cajas y del Espinazo del Diablo, Cordillera Oriental, República Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 31 (1): 23-51.

RAO, R. I. y HUNICKEN, M. A. (1995): Conodont biostratigraphy of the Cambrian-Ordovician boundary in northwestern Argentina. *Ordovician Odyssey: Short Papers for the seventh International Symposium on the Ordovician System*, p. 125-128.

RAO, R. I. y TORTELLO, M. F. (1998): Tremadoc conodonts and trilobites from the Cardonal Formation, Incamayo Creek, Salta

Province, northwestern Argentina. *Palaeontologia Polonica*, 58: 31-45.

ROBISON, R. A. y PANTOJA-ALOR, J. (1968): Tremadocian trilobites from the Nochixtlán region, Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology*, 42 (3): 767-800, pls. 97-104.

ROSS, R. J. (1949): Stratigraphy and trilobite faunal zones of the Garden City Formation, northeastern Utah. *American Journal of Science*, 247: 472-491.

ROSS, R. J. (1951): Stratigraphy of the Garden City Formation in northeastern Utah, and its trilobite faunas. *Bulletin of the Peabody Museum of Natural History*, 6: 161 p., 36 pl.

ROSS, R. J. (1970): Ordovician brachiopods, trilobites, and stratigraphy in eastern and central Nevada. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 639.

RUSHTON, A. W. A. (1982): The biostratigraphy and correlation of the Merioneth-Tremadoc Series boundary in North Wales. Pp. 41-59 In: BASSET, M. G. y DEAN, W. T. (eds.), *The Cambrian-Ordovician boundary: sections, fossil distributions, and correlations. National Museum of Wales, Geological Series*, 3, 227 pp.

SALFITY, J. A., MALANCA, S., MOYA, M. C., MONALDI, C. R. y BRANDÁN, E. M. (1984): El límite Cámbrico-Ordovícico en el norte de la Argentina. *Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 568-575.

SHAW, A. B. (1951): The Paleontology of northwestern Vermont. I. New Late Cambrian trilobites. *Journal of Paleontology*, 25 (1): 97-114, pls. 21-24.

SHERGOLD, J. H., LAURIE, J. R. y SUN, X. (1990): Classification and review of the trilobite Order Agnostida Salter, 1864: an Australian perspective. *Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics Report*, 296: 1-93.

STITT, J. H. (1977): Late Cambrian and earliest Ordovician trilobites, Wichita Mountains area, Oklahoma. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin*, 124: 1-79.

STITT, J. H. y MILLER, J. F. (1987): *Jujuyaspis borealis* and associated trilobites and conodonts from the Lower Ordovician of Texas and Utah. *Journal of Paleontology*, 61 (1): 112-121.

SUÁREZ RIGLOS, M., SARMIENTO, G. N. y HUNICKEN, M. A. (1982): La zona de *Cordylodus angulatus* (Conodonto, Tremadociano inferior) en la sierra de Cajas, Provincia de Jujuy, Argentina. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*, Tomo 1: 775-778.

SUN, X. (1989): Cambrian agnostids from the North China Platform. *Palaeontologia Cathayana*, 4: 53-129.

TORTELLO, M. F. y ACEÑOLAZA, G. F. (1993): Trilobites agnóstidos del límite Cámbrico-Ordovícico de la Formación Lampazar, sierra de Cajas, Provincia de Jujuy, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 8: 177-184.

TORTELLO, M. F. y ESTEBAN, S. B. (en prensa): La transición

Cámbrico-Ordovícico en la Formación Volcancito (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). *Ameghiniana*.

TORTELLO, M. F., ACEÑOLAZA, G. F. y MURUAGA, C. (1996): Presencia del género *Pseudokainella* (Trilobita, Remopleuridacea) en el Cambro-Ordovícico de la Sierra de la Candelaria, Salta, Argentina. *Ameghiniana*, 33 (1): 99-102.

VOGDÉS, A. W. (1890): A bibliography of Paleozoic Crustacea from 1698 to 1889 including a list of North American species and a systematic arrangement of genera. *United States Geological Survey, Bulletin*, 63.

WALCOTT, C. D. (1925): Cambrian geology and Paleontology. Vol. 3. Cambrian and Ozarkian trilobites. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 75: 61-146.

WESTROP, S. R. (1995): Sunwaptan and Ibexian (Upper Cambrian-Lower Ordovician) trilobites of the Rabbitkettle Formation, Mountain River region, northern Mackenzie Mountains, northwest Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 12: 1-75.

ZHOU, Z. y ZHANG, J. (1978): Cambrian-Ordovician boundary of the Tangshan area with descriptions of the related trilobite fauna. *Acta Palaeontologica Sinica*, 17: 1-26.

ZHOU, Z. y ZHANG, J. (1983): Uppermost Cambrian and Lowest Ordovician trilobites of North and Northeast China. In: *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries*: 25-30, pl. 1-3, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica.

Original recibido: Junio de 1999.

Original aceptado: Septiembre de 1999.

VALIDACIÓN DEL MAPA SISMOTECTÓNICO DE CUBA.

Por M. O. COTILLA RODRÍGUEZ (*) y H. J. FRANZKE (**)

RESUMEN

Se hace una evaluación general del mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1.000.000 transcurridos nueve años desde su presentación. Se exponen los elementos que reafirman su validez e indican las modificaciones realizadas para un mejor ajuste.

Palabras clave: Mapa sismotectónico, Zona sismogénica, Cuba.

ABSTRACT

It is made a general evaluation of the seismotectonic map of Cuba, scale 1:1.000.000 elapsed nine years from its presentation. They are exposed the elements that reaffirm its validity and indicate the modifications accomplished for a better adjustment.

Key words: Seismotectonic map, Seismogenetic zone, Cuba.

INTRODUCCIÓN

La utilidad teórica y práctica de un mapa sismotectónico (MS) para las investigaciones de peligro sísmico es incuestionable (GUBIN, 1990), aunque no hay un único procedimiento metodológico para su confección. Son pocos los países que disponen de un material de este tipo, ya que mucho influye el alto coste de las investigaciones.

Desde el año 1990 Cuba cuenta, para todo su territorio, con un MS a escala 1:1.000.000 (COTILLA *et al.* 1991) (Fig. 1). Este fue un resultado de cinco años de colaboración científica de tres entidades cubanas (Instituto de Geofísica y Astronomía, Instituto de Geología y Paleontología e Instituto de Oceanología) y una extranjera (Instituto Para Física de la Tierra de Potsdam, ex-RDA).

Un MS es un ente cartográfico de tipo sismológico. Este material científico se considera un tema abierto, no definitivo, y en consecuencia debe ser revisado y enriquecido sistemática-

mente. Así, transcurridos nueve años de la presentación del primer MS de Cuba es importante hacer un balance de su actualidad.

CONTENIDO DEL MAPA SISMOTECTÓNICO DE CUBA

Atendiendo a su contenido, el MS de Cuba no es un mapa de peligrosidad sísmica ni de riesgo sísmico, sino que puede ser utilizado para esos

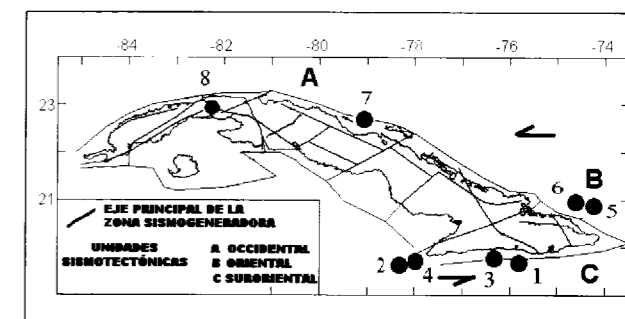


Figura 1.- Generalización del mapa sismotectónico de Cuba, escala original 1:1.000.000 de Cotilla *et al.* (1991a). Se representan en trazos continuos los ejes principales de las zonas sismogeneradoras, las unidades sismotectónicas (A: Occidental, B: Oriental y C: Suroriental), el sentido del movimiento relativo de las placas y con círculos negros los ocho eventos sísmicos utilizados en el texto (1- 22.05.90; 2- 26.08.90; 3- 04.09.90; 4- 25.05.92; 5- 20.03.92; 6- 28.12.98; 7- 24.09.92; 8- 09.03.92).

(*) Departamento de Geofísica y Meteorología. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.

(**) Institut für Geologie und Paleontologie, TU Clausthal, Deutschland.

temas. En este sentido, contiene toda la información necesaria y contrastada de tipo neotectónico y sísmológico.

En los fundamentos del MS está la consideración de que Cuba es un megabloque (o microplaca) emplazado en el borde meridional de la placa de Norteamérica y, desde al menos el Eoceno Superior, en interacción con la placa del Caribe (Fig. 2). En consecuencia, Cuba es una provincia sismotectónica (Fig. 3).

Esa provincia sismotectónica se divide en tres unidades sismotectónicas (US) (Suroriental, Oriental y Occidental) (Fig. 3). La US Suroriental (zona netamente marina) se caracteriza por la ocurrencia de los terremotos más fuertes y la mayor densidad de eventos de baja energía. Esta

situación de sísmicidad de tipo interplacas (o de borde de placas) es debida al proceso de interacción de las placas de Norteamérica y del Caribe. La US Occidental, la de mayor extensión superficial, está reconocida como del tipo de sísmicidad de interior de placas (o intraplacas). La actividad sísmica es de mucho menor densidad que la anterior y la ocurrencia de los eventos se produce fundamentalmente en las intersecciones de las zonas de fallas (nudos sismoactivos). La US Oriental es la menos reconocida desde el punto de vista de la sísmicidad, dada su inmediata cercanía a la US Suroriental. Esa unidad tiene una intensidad y estilo neotectónico diferente a las dos anteriores y sus elementos mantienen relación, no siempre evidente, con la US Suroriental.

Las zonas sismogeneradoras (o sismogénicas)

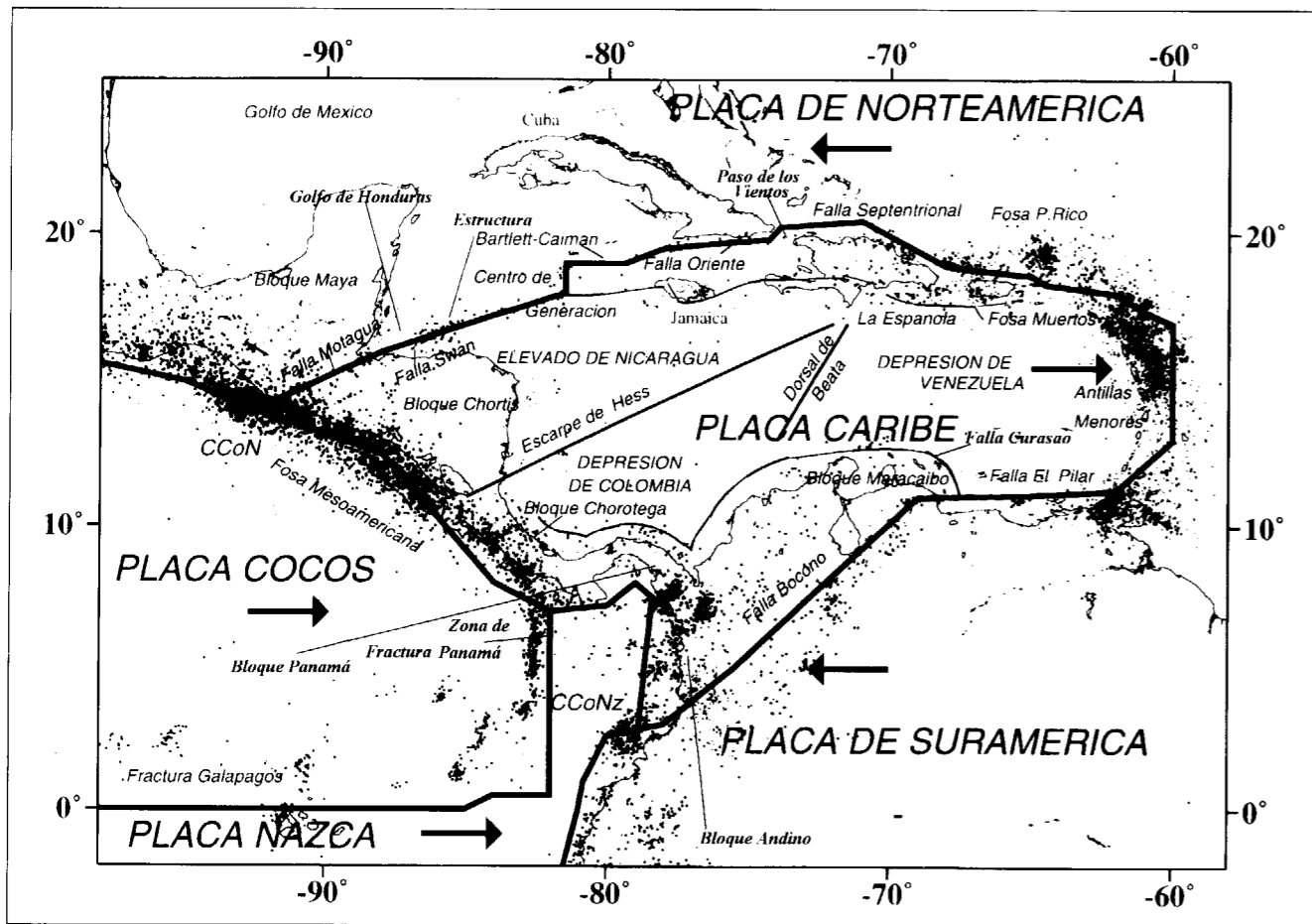


Figura 2.- Esquema tectónico del contexto inmediato al sistema Caribe (Se incluye la sísmicidad indicada por el NEIS del período 1989-1994.)

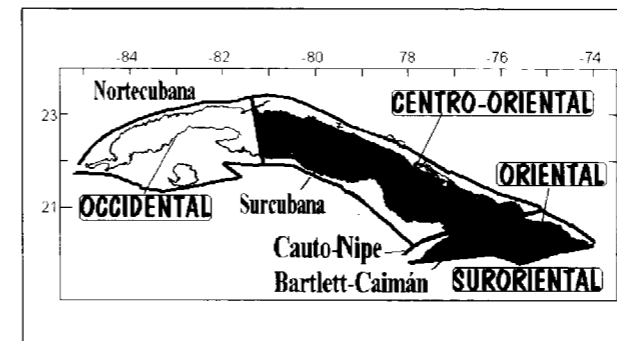


Figura 3.- Esquema de la provincia sismotectónica de Cuba y sus Unidades. Se indican las zonas límites (Bartlett-Caimán, Cauto-Nipe, Nortecubana y Surcubana).

son el aspecto fundamental del MS. Una zona sismogeneradora es la que posee características de tipos geológico, geomorfológico y geofísico no regulares, pero sí homogéneas para la escala de trabajo, que justifican y hacen relacionarlas con la ocurrencia de terremotos en sus inmediaciones (BUNÉ *et al.*, 1971; KRESTNIKOV, 1987). Esas zonas del MS de Cuba tienen una asignación de magnitud máxima (M_{máx}) sobre la base de una clasificación en cinco categorías (COTILLA y ALVAREZ, 1991).

ELEMENTOS QUE DAN VALIDEZ AL MAPA SISMOTECTÓNICO

a) Eventos Sísmicos

La ocurrencia de terremotos es el principal índice para comprobar la validez del MS. En ese sentido, hay ocho eventos sísmicos (núm. 1-6 de la red internacional, núm. 7 y 8 de la red cubana)

ocurridos con posterioridad a la presentación del mapa y que fueron discutidos, los siete primeros, en COTILLA (1998) (Tabla 1).

La magnitud de los ocho sismos está por debajo del estimado de M_{máx} de las zonas sismogeneradoras a las que se han asociado.

Los eventos núm. 2, 4 y 8 se determinaron en intersecciones de zonas de fallas (nudos sismoactivos), lo que evidentemente demuestra una de las hipótesis del mapa (Fig. 1).

Únicamente los eventos sísmicos de la Unidad Suroriental tienen soluciones de mecanismo focal. Ellos se han obtenido por medio del CMT y del trabajo de PERROT *et al.* (1997). Las soluciones mencionadas se relacionan con la zona sismogeneradora Bartlett-Caimán (categoría 1) (COTILLA, 1998).

La estructura sismogénica Nortecubana (límite norte del megabloque cubano) se distingue con tres eventos, todos en la parte marina. Uno de esos terremotos está en la US Occidental y los otros son de la US Oriental (sector más activo) (Fig. 1). Esto se corresponde con lo esperado, ya que su categoría es de segundo orden. Además, demuestra la hipótesis de COTILLA *et al.* (1991) en cuanto a la localización del mayor nivel de actividad sísmica en la parte oriental de la zona sismogeneradora Nortecubana.

b) Otros Datos Geofísicos que Apoyan al Mapa Sismotectónico

De acuerdo con los resultados de PROL *et al.*

Tabla 1

No.	FECHA	UNIDAD SISMOTECTÓNICA	INTENSIDAD (MSK)	MAGNITUD	ZONA SISMOGENERADORA
1	22.05.90	Suroriental		Ms = 5,2	Bartlett-Caimán
2	26.08.90	Suroriental	VIII	Ms = 5,9	Bartlett-Caimán
3	04.09.90	Suroriental		Ms = 5,2	Bartlett-Caimán
4	25.05.92	Suroriental	VII	Ms = 6,9	Bartlett-Caimán
5	20.03.92	Oriental	VI	Md = 4,23	Nortecubana
6	28.12.98	Oriental		Ms = 4,6	Nortecubana
7	24.09.92	Occidental	IV		Nortecubana
8	09.03.95	Occidental	V	Ms = 2,5	Habana-Cienfuegos

(1993) es posible distinguir sobre la base de estudios del campo gravimétrico de Cuba dos regiones, Oriental y Occidental, las cuales se corresponden, muy bien, con las US homónimas. Esos autores no investigaron la zona de Bartlett-Caimán.

Los estudios isostáticos realizados para una extensa región de Cuba ($3/4$, aproximadamente) por CUEVAS (1994) confirman: 1) la presencia de una diferenciación en el plano geológico actual de tres regiones (que espacialmente coinciden con las unidades sismotectónicas); 2) la existencia de movimientos tectónicos verticales (uno de los argumentos empleado en la clasificación de las zonas sismogeneradoras del MS).

En las estimaciones del peligro sísmico de Cuba, RODRÍGUEZ (1996) utilizó el MS. Aseguró ese autor que los resultados obtenidos mejoraron los estimados anteriores.

COTILLA *et al.* (1997) establecieron la existencia de un tipo intermedio de sismicidad en la US Oriental, lo cual fue supuesto en el MS. También fue confirmada la independencia de la US Oriental y su pertenencia a la zona límite de placas litosféricas (COTILLA *et al.*, 1998).

c) Modificación

COTILLA (1998) introdujo unas modificaciones al anteriormente mencionado sistema de clasificación de las zonas sismogeneradoras de COTILLA y ALVAREZ (1991). El sistema quedó reducido a cuatro categorías, ya que la precisión de las determinaciones epicentrales quedó demostrada, sólo es fiable desde un límite inferior de $M_s = 5,0$. Esto está en la línea de las apreciaciones de un grupo de expertos que utilizó en gran medida el sistema de clasificación del año 1991 (Comisión Ad hoc, 1991).

d) Limitaciones y Propuestas

La mejora del MS de Cuba depende: 1) del completamiento y la modernización de la red de estaciones sismológicas cubanas y de su correcto funcionamiento. También es importante la utilización de datos de los países aledaños para la pre-

cisión de las determinaciones hipocentrales. Ese conjunto de datos facilitaría la mejor delimitación de los elementos y capas sismoactivos. Con las determinaciones de la red internacional de estaciones, dado su actual nivel de detección, sería factible esclarecer los mecanismos focales predominantes y particulares, al menos de la zona sismogénica más importante (Bartlett-Caimán); 2) la realización de estudios geodésicos de alta precisión favorecería la caracterización de las tendencias de los movimientos de la corteza. De forma paralela, la ejecución de estudios de perfiles sísmicos (para las partes continental y marina) con las técnicas actuales permitiría elucidar sobre el tipo o los tipos de corteza presentes en el megabloque cubano, así como algunas otras características geofísicas importantes; 3) la realización de estudios de tipo paleosismológico en las zonas de las Unidades Sismotectónicas (Occidental y Oriental) donde se han producido eventos sísmicos fuertes permitiría juzgar acerca de la base informativa histórica y la capacidad energética de las zonas sismoactivas.

POSIBILIDADES PARA UN DIAGNÓSTICO

Sin pretender efectismo científico, los autores asumen el riesgo de interpretar algunos acontecimientos sismológicos acontecidos recientemente en la Unidad Sismotectónica Occidental y proponer un diagnóstico espacial de ocurrencia de un probable sismo. Este diagnóstico se proyecta en el marco de una zona de fallas que fue muy discutida y finalmente desestimada por la mayoría de los especialistas (COTILLA, 1998a). Esa extensa zona de debilidad tectónica actual, que se localiza entre las bahías de Cienfuegos y de La Habana, se determinó a raíz del sismo del 16 de diciembre de 1982 (Torriente-Jagüey Grande, Matanzas; $I = VI$ (MSK) $M_s = 4,7$) con la ayuda de la Teledetección (CHUY *et al.*, 1983a) (Fig. 4)). El autor le denominó Habana-Cienfuegos y por supuesto se incluyó, con todas sus consecuencias, en el MS de Cuba manteniendo la hipótesis de que buena parte de los eventos sísmicos se producen en sus intersecciones (nudos) con otras fallas.

Investigaciones de tipo sismotectónico de ORBERA *et al.* (1990) realizadas en la región Occidental de Cuba, que incluye a la de nuestro

diagnóstico, no sólo no consideran a la citada zona sismogénica, sino que descartan la ocurrencia de sismos en la cercanía de las localidades San José de las Lajas – Pedro Pí (sureste de la bahía de La Habana) (COTILLA, 1998a). Sin embargo, poco tiempo después (03.09.1995) un sismo en las inmediaciones de San José de las Lajas (GONZÁLEZ *et al.*, 1995) demostró que: 1) la zona Habana-Cienfuegos existe; 2) es activa; 3) el mecanismo generador fue en un nudo de fallas (COTILLA, 1998a).

Así, se presenta una tabla de COTILLA (en prensa, 1999) (tabla 2) que recoge ocho indicadores que caracterizan a los cinco nudos de la falla Habana-Cienfuegos (Fig. 4). Esos indicadores fueron preparados por COTILLA (1998a).

La interpretación de esa tabla muestra que es el nudo 5 (de Ciudad de La Habana) el más importante. En la tabla 3 se resume la información.

La intensidad del posible evento sísmico se puede conocer como se ve en la tabla 4.

Atendiendo a los datos, el evento de Ciudad de La Habana (nudo 5) puede ser de 5 grados de intensidad (MSK), pero al compararlo con el nudo 2 (de menor categoría y actividad) es posible asu-

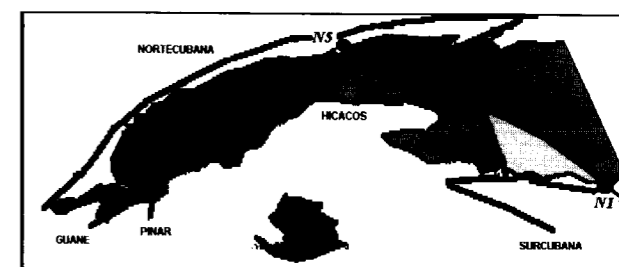


Figura 4.- Esquema de las zonas de fallas y los nudos de una parte de la Unidad Neotectónica Occidental (Fallas: Cochinos- C, Guane- G, Habana-Cienfuegos- HC, Hicacos- H, Nortecubana- NC, Pinar- P, y Surcubana- SC; Nudos: Bahía de Cienfuegos- N1, Torriente-Jagüey Grande- N2, Güines- N3, San José de las Lajas- N4 y Bahía de La Habana- N5). Se indica en escala de tonos de grises los bloques emergidos en su tendencia de movimiento.

mir, con cierto margen de certeza, un valor de 6. Este valor se justifica con la magnitud ($M_s=5,5$) prevista en el mapa sismotectónico de Cuba.

Es evidente la necesaria realización de investigaciones de tipo sismotectónico en Cuba con la correspondiente instalación de estaciones sismológicas y el completamiento de la red geodésica de alta precisión (en la Unidad Sismotectónica Occidental) que permitan sustentar más sólidamente este diagnóstico.

Tabla 2

NUDOS DE FALLAS	Cienfuegos (1)	Torriente – Jagüey Grande (2)	Güines (3)	San José de las Lajas (4)	Ciudad de La Habana (5)
Nº de años del último reporte	84	16	221	3	54
Total de eventos	3	7	1	3	18
Proporción de sismos con relación a la fecha de fundación del poblado / 1er reporte	0,01/0,02	0,02/0,16	0,002/0,005	0,006/0,03	0,04/0,06
Categoría del nudo morfoestructural	1	6	6	6	1
Categoría del nudo disyuntivo	1	2	2	2	1
Categoría de la falla	1	2	2	2	1
Categoría de la zona sismogeneradora	1	2	3	3	1
Categoría del contraste neotectónico	1	5	4	3	1

Tabla 3

ORDEN POR:	NUDOS				
	1	2	3	4	5
Tiempo (años)	2	4	1	5	3
Cociente proporcional	2	5	3	4	1
Categorías	2	3	5	4	1
Total de índices	2	3	4	5	1
Suma de índices	9	14	14	17	6
Apreciación final	2	4	3	5	1

Tabla 4

NUDO	CATEGORÍA POR LAS ESTRUCTURAS QUE LO COMPONEN	INTENSIDADES MÁXIMAS (MSK) REPORTADAS			
		6	5	4,5	4
1	1			1	2
2	2	1			2
3	2-3		1		
4	2-3		2	1	
5	1		3		6

CONCLUSIONES

Se considera que el mapa sismotectónico de Cuba es suficiente, por el momento, para las investigaciones de peligrosidad sísmica. No obstante, se debe mejorar la delineación de algunas de las características de las zonas sismogeneradoras para la asignación de la Mmáx.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo ha sido subvencionado por la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica, del Ministerio de Educación y Cultura de España, a través del Subprograma de Estancias de Científicos y Tecnólogos Extranjeros en España (Ref. SAB 97-00134623). Al departamento de Geofísica y Meteorología, de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid por las muchas facilidades brindadas se debe también la concreción del trabajo. El Dr. Diego Córdoba Barba contribuyó a la corrección del texto. Al Profesor Carlos Sanz de Galdeano por sus sugerencias y comentarios.

REFERENCIAS

Academias de Ciencias de Cuba y Polonia (1981): Informe del Levantamiento Geológico, Escala 1:250.000 de la Provincia Matanzas. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba.

BUNÉ, V. I.; UVENDENSKAYA, N. A.; GZOVKII, M. V. y GORDONOVA, I.V. (1971): Sismicidad y Regimen Sísmico del Asia Central. (*en ruso*). En: El Terremoto de Tashkent del 26 de Abril de 1966. Parte III, Cap. I, 347-369. Tashkent, FAN.

CHUY, T.; GONZÁLEZ, B. y ALVAREZ, L. (1983): Sobre la Peligrosidad Sísmica en Cuba. En: Investigaciones Sismológicas en Cuba, 4: 37-52. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.

CHUY, T.; VOROBIOVA, E.; ALVAREZ, L.; PÉREZ, E.; COTILLA, M. y PORTUONDO, E. (1983a): El Sismo del 16 de Diciembre de 1982. Torriente-Jagüey Grande. Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba, 3, 44 p. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.

Comisión Ad hoc (1991): Dictamen de la Comisión Ad-hoc Para la Determinación de las Zonas Sismogeneradoras de la Región Oriental de Cuba y sus Zonas Adyacentes. En: Archivo del Dpto. Sismología, Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.

COTILLA, M. (1998): Hacia una Nueva Distribución de Zonas Sismogénicas en Cuba. Resúmenes de la I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Almería, 9-13 de febrero.

COTILLA, M. (1998a): Una Revisión de los Estudios Sismotectónicos en Cuba. Revista Estudios Geológicos, 54 (3-4):129-145.

COTILLA, M. y ALVAREZ, L. (1991): Principios del Mapa Sismotectónico de Cuba. Revista Geofísica, 35:113-124. Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

COTILLA, M.; ALVAREZ, L. y RUBIO, M. (1997): Sismicidad de Tipo Intermedia en Cuba. Revista Geología Colombiana, 22:35-40.

COTILLA, M.; BANKWITZ, P.; ALVAREZ, L.; FRANZKE, H. J.; GONZÁLEZ, E.; GRÜNTAL, G.; PILARSKI, J.; DÍAZ, J. y ARTEAGA, F. (1991): Mapa Sismotectónico de Cuba, a Escala 1:1.000.000. En: Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía, 31: 40 p. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.

COTILLA, M.; BANKWITZ, P.; ALVAREZ, L.; FRANZKE, H. J.; RUBIO, M. y PILARSKI, J. (1998): Cinemática Neotectónica de Cuba Occidental. Rev.Soc.Geol. de España, 11 (1-2):33-42.

COTILLA, M. (en prensa, 1999): Posibilidad de un Sismo en La Habana, Cuba. Revista GEOS, Unión Geofísica Mexicana.

CUEVAS, J. L. (1994): Caracterización de Anomalías de la Gravedad en Cuba Centro Oriental y su Utilización en Estudios de Tectónica y Sismicidad. Tesis presentada en opción al grado de doctor en ciencias geofísicas. Instituto de Geofísica y Astronomía, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. 146 p.

GONZÁLEZ, B.; ALVAREZ, L.; SERRANO, M.; GARCÍA, M.; RODRÍGUEZ, V.; PÉREZ, L. y FERNÁNDEZ, E. (1995): Informe Científico-Técnico del Terremoto del 9 de Marzo de 1995. Ganuza, Municipio San José de las Lajas. En: Archivo del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Filial Occidental, 13 p.

GUBIN, I. (1990): Sismotectónica en la URSS. En: Ciencias de la URSS, 4, Moscú.

KRESTNIKOV, V. N. (1987): Geological Aspects of Earthquakes Hazard. En: Proceeding of the UNDRO/USSR/UNESCO/UNDP/ Training Seminar on Earthquake Prediction and Mitigation of Earthquake. URSS, 6-28.

ORBERA, L.; GONZÁLEZ, B.; CHUY, T. y ORO, J. (1990): Investigaciones Sísmicas en la Región de Emplazamiento del

Centro de Investigaciones Nucleares. 1, 344 p. Sec. Ejecutiva Para Asuntos Nucleares de Cuba.

PERROT, J.; CALAIS, E. y MERCIER DE LÉPINAY, B. (1997): Tectonic and Kinematic Regime Along the Northern Caribbean Plate Boundary: New Insights From Broadband Modeling of the May 25, 1992, Ms = 6,9 Cabo Cruz, Cuba, Earthquake. Pure and Applied Geophysics, 149: 475-487.

PROL, J.; ARIAZA, G. y OTERO, R. (1993): Sobre la Confección de los Mapas de Profundidad del Basamento y Espesor de la Corteza Terrestre en el Territorio Cubano. Informe Científico-Técnico de la Empresa Nacional de Geofísica, Ministerio de la Industria Básica, 36 p.

RODRÍGUEZ, M. (1996): Estimaciones Probabilísticas de la Peligrosidad Sísmica en Cuba. Ed. MAPFRE, 80 p. España.

Original recibido: Mayo de 1999.

Original aceptado: Septiembre de 1999.

CÁLCULO DE RETROCESOS DE ESCARPES DE LA CUENCA DE ALMAZÁN Y SIGNIFICACIÓN CLIMÁTICA DE LA EVOLUCIÓN DE LADERAS (DEPRESIÓN ORIENTAL DEL DUERO).

Por M. GUTIÉRREZ ELORZA y V. H. SESÉ MARTÍNEZ (*)

RESUMEN

Se ha estudiado un conjunto de facetas triangulares de ladera situado al pie de relieves estructurales coronados por calizas del Mioceno medio, en la Cuenca de Almazán, prolongación suroriental de la Cuenca terciaria del Duero. Este conjunto de laderas tripartitas presenta cinco etapas diferentes de generación de laderas (S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , y S_5). Se trata de laderas relictas de perfil cóncavo separadas del escarpe formado por las calizas miocenas, que se alejan cada vez más del mismo. Se han levantado los perfiles de las facetas y han sido ajustados a funciones matemáticas. Al extrapolar estas curvas se han obtenido los puntos de intersección con el escarpe para cada etapa de evolución de ladera. Esto ha posibilitado conocer la distancia retrocedida por el escarpe entre las sucesivas etapas. Se han datado mediante C-14 (AMS) las facetas correspondientes a las etapas S_1 , S_3 y S_4 , obteniendo unas edades radiométricas de 1.090 +/- 40 BP, 3.590 +/- 40 BP y 28.550 +/- 130 BP respectivamente. Todo ello ha permitido calcular las siguientes tasas de retroceso de escarpes: 0,5 mm/año durante el intervalo comprendido entre las etapas S_4 y S_3 , y 10,5 mm/año para el intervalo entre S_3 y S_1 . Hay una buena correlación entre las edades de las acumulaciones de las facetas con períodos climáticos fríos. La S_3 se correlaciona con la Epoca Fría del Bronce medio y la S_4 puede corresponder con el evento Heinrich H_3 . Estas correlaciones parecen confirmar que las facetas triangulares de ladera en los medios áridos constituyen unos buenos indicadores paleoclimáticos.

Palabras clave: Facetas triangulares de ladera, Retroceso de escarpe, Tasas de erosión, AMS, Cuenca del Duero.

ABSTRACT

We studied a group of talus flatirons situated at the foot of structural platforms capped by Miocene limestones in Almazán Basin, a Southeast extension of the Tertiary Duero Basin, in North Spain. This group of talus flatirons exhibits five different stages of slope evolution (S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , and S_5). They are concave slopes separated from the limestone scarp a distance that increases with the age of the slope. We measured their profiles and we adjusted them to mathematical functions. By extrapolating these functions, we obtained the intersection point with the scarp at every stage. This gives different distances retreated by the scarp during each interval between consecutive stages of slope evolution. Remains of charcoal found in debris slopes corresponding to stages S_1 , S_3 and S_4 have been dated by means of ^{14}C (AMS), being their radiocarbon ages 1090 +/- 40 BP, 3590 +/- 40 BP and 28550 +/- 130 BP respectively. All these values allowed us to calculate the following rates of scarp retreat: 0,5 mm/year during the time interval between stages S_4 - S_3 and 10,5 mm/year for the interval between S_3 - S_1 . There is a good correlation between the ages of the slope accumulations with cold periods. S_3 is correlated with the Middle Bronze Age cold epoch and S_4 can correspond to the Heinrich event H_3 . These correlations seems to confirm that talus flatirons in arid environments are good climatic indicators.

Key words: Talus flatirons, Scarp retreat, Erosion rates, AMS, Duero Basin.

1.- INTRODUCCIÓN

En la investigación geomorfológica siempre ha existido una constante preocupación en cuantifi-

car las modificaciones del relieve terrestre. En 1960 se tenían pocos conocimientos sobre las tasas de erosión de las laderas. Con la expansión de la geomorfología dinámica o de procesos crece el número de investigadores y de técnicas, lo que trajo consigo un incremento muy importante de publicaciones relativas al estudio de los procesos y tasas de erosión en laderas (YOUNG,

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra (Geomorfología). Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. Spain. Tel: 34-976-761092; Fax: 34-976-761088. E-mail: mgelorza@posta.unizar.es

1974). La variabilidad de las técnicas ha conducido a resultados heterogéneos (SAUNDERS y YOUNG, 1983). No obstante, estos valores suministran tasas medias (SELBY, 1985), que permiten conocer los cambios temporales de la superficie terrestre, aunque de un modo aproximado. Esta cuantificación es muy importante en las labores de predicción, como las requeridas en el futuro cambio climático global (GOUDIE, 1995).

En las laderas de las regiones semiáridas la producción de partículas por meteorización es generalmente algo más baja que la movilización de estos detritos por escorrentía superficial o por el viento. Evidentemente, la cobertura de vegetación, estrechamente relacionada con el clima, ejerce una influencia manifiesta en este balance. Por eso, podemos señalar que el grado de aridez controla el balance entre suministro y evacuación de partículas. SCHUMM y CHORLEY (1966) indican que la diferencia entre unas laderas y otras puede expresarse cualitativamente por la relación de meteorización (M). La existencia o carencia de detritos al pie del escarpe depende de la velocidad de generación de fragmentos en la cornisa (p) frente a la destrucción al pie de la misma (d). Si esta relación es mayor que la unidad se generan acumulaciones de ladera, conos de derrubios y una abundancia en general de detritos. Si M es igual a uno, tenemos un balance entre p y d y se alcanza un estado de equilibrio (*steady state*) (HACK, 1960). Si M es menor que la unidad, las laderas son desnudas o están cubiertas por escasos detritos. En su tratado sobre laderas, YOUNG (1972) llega a las mismas conclusiones. YOUNG y SAUNDERS (1986) señalan que la meteorización controla el retroceso del escarpe, sobre todo en las zonas desérticas.

Para el cálculo del retroceso de la cornisa se necesita conocer, por un lado, una dimensión lineal que corresponde a la distancia entre dos momentos determinados del borde de la cornisa y, por otro, es preciso saber el tiempo transcurrido entre estas dos posiciones. De este modo, se pueden obtener velocidades de retroceso. Existe una dificultad manifiesta para la obtención de estos datos, lo que obliga a avivar el ingenio y a adoptar numerosas y variadas suposiciones para llegar a unas cifras de retroceso. Como consecuencia, las metodologías para la obtención de

estos datos son muy variables (OBERLANDER, 1997; GUTIÉRREZ *et al.*, 1998b; GUTIÉRREZ, 1999). La mayoría de estos trabajos están basados en edades supuestas. SANCHO *et al.* (1998) precisan la edad a partir del contenido de restos arqueológicos en laderas y paleoladeras, obteniendo valores de retroceso de 0,3 mm/año en formaciones terciarias de la Depresión del Ebro. Los valores temporales se precisan mucho más cuando se consigue datar por C^{14} diferentes laderas relictas, que en sus acumulaciones contienen restos de carbón y cenizas (ARAUZO *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ *et al.*, 1998 a, b). Los valores obtenidos por estos autores son de 0,9-1 mm/año para los últimos 35.000 años. Los datos publicados reflejan que las velocidades de retroceso del escarpe en zonas áridas para distintas partes del mundo son del orden de 0,1-7 mm/año.

Las facetas triangulares de ladera también se denominan *talus flatirons* (KOONS, 1955) y *tripartite slopes* (BÜDEL, 1982). Son formas características de las zonas áridas y semiáridas, aunque también se reconocen en las áreas periglaciares. Se han estudiado en los desiertos del Sáhara-Arabia, suroeste de los Estados Unidos y en algunas zonas semiáridas mediterráneas.

Su origen corresponde inicialmente a una ladera cubierta de detritos que con posterioridad ha sido incidida por erosión hídrica (reguerización, abarrancamiento, *piping*), conservándose retazos de laderas relictas individualizadas (KOONS,

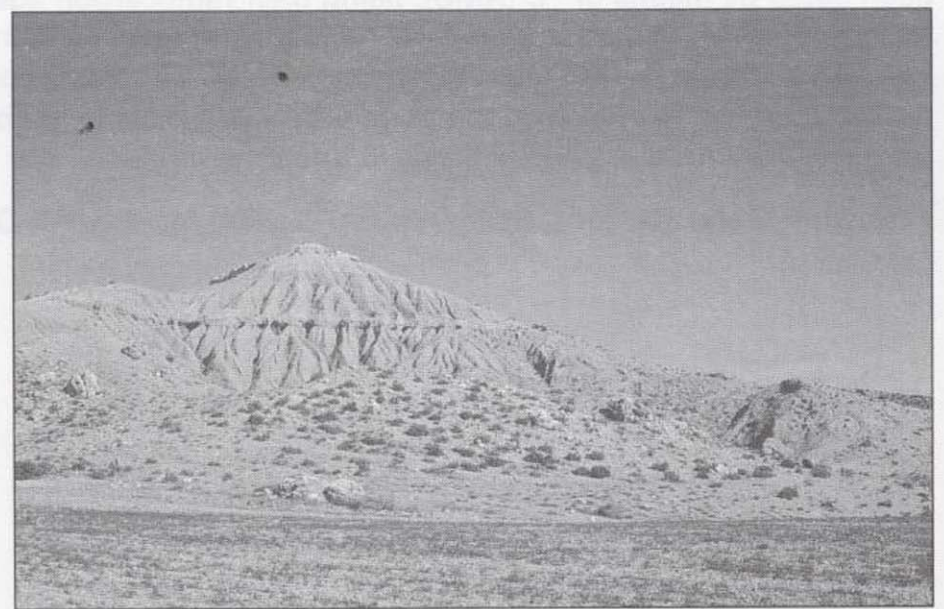


Figura 1: Facetas triangulares de ladera, situada al S del Cerro Bajera. Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria).

1974). La variabilidad de las técnicas ha conducido a resultados heterogéneos (SAUNDERS y YOUNG, 1983). No obstante, estos valores suministran tasas medias (SELBY, 1985), que permiten conocer los cambios temporales de la superficie terrestre, aunque de un modo aproximado. Esta cuantificación es muy importante en las labores de predicción, como las requeridas en el futuro cambio climático global (GOUDIE, 1995).

En las laderas de las regiones semiáridas la producción de partículas por meteorización es generalmente algo más baja que la movilización de estos detritos por escorrentía superficial o por el viento. Evidentemente, la cobertura de vegetación, estrechamente relacionada con el clima, ejerce una influencia manifiesta en este balance. Por eso, podemos señalar que el grado de aridez controla el balance entre suministro y evacuación de partículas. SCHUMM y CHORLEY (1966) indican que la diferencia entre unas laderas y otras puede expresarse cualitativamente por la relación de meteorización (M). La existencia o carencia de detritos al pie del escarpe depende de la velocidad de generación de fragmentos en la cornisa (p) frente a la destrucción al pie de la misma (d). Si esta relación es mayor que la unidad se generan acumulaciones de ladera, conos de derrubios y una abundancia en general de detritos. Si M es igual a uno, tenemos un balance entre p y d y se alcanza un estado de equilibrio (*steady state*) (HACK, 1960). Si M es menor que la unidad, las laderas son desnudas o están cubiertas por escasos detritos. En su tratado sobre laderas, YOUNG (1972) llega a las mismas conclusiones. YOUNG y SAUNDERS (1986) señalan que la meteorización controla el retroceso del escarpe, sobre todo en las zonas desérticas.

Para el cálculo del retroceso de la cornisa se necesita conocer, por un lado, una dimensión lineal que corresponde a la distancia entre dos momentos determinados del borde de la cornisa y, por otro, es preciso saber el tiempo transcurrido entre estas dos posiciones. De este modo, se pueden obtener velocidades de retroceso. Existe una dificultad manifiesta para la obtención de estos datos, lo que obliga a avivar el ingenio y a adoptar numerosas y variadas suposiciones para llegar a unas cifras de retroceso. Como consecuencia, las metodologías para la obtención de

estos datos son muy variables (OBERLANDER, 1997; GUTIÉRREZ *et al.*, 1998b; GUTIÉRREZ, 1999). La mayoría de estos trabajos están basados en edades supuestas. SANCHO *et al.* (1998) precisan la edad a partir del contenido de restos arqueológicos en laderas y paleoladeras, obteniendo valores de retroceso de 0,3 mm/año en formaciones terciarias de la Depresión del Ebro. Los valores temporales se precisan mucho más cuando se consigue datar por C^{14} diferentes laderas relictas, que en sus acumulaciones contienen restos de carbón y cenizas (ARAUZO *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ *et al.*, 1998 a, b). Los valores obtenidos por estos autores son de 0,9-1 mm/año para los últimos 35.000 años. Los datos publicados reflejan que las velocidades de retroceso del escarpe en zonas áridas para distintas partes del mundo son del orden de 0,1-7 mm/año.

Las facetas triangulares de ladera también se denominan *talus flatirons* (KOONS, 1955) y *tripartite slopes* (BÜDEL, 1982). Son formas características de las zonas áridas y semiáridas, aunque también se reconocen en las áreas periglaciares. Se han estudiado en los desiertos del Sáhara-Arabia, suroeste de los Estados Unidos y en algunas zonas semiáridas mediterráneas.

Su origen corresponde inicialmente a una ladera cubierta de detritos que con posterioridad ha sido incidida por erosión hídrica (reguerización, abarrancamiento, *piping*), conservándose retazos de laderas relictas individualizadas (KOONS,



Figura 1: Facetas triangulares de ladera, situada al S del Cerro Bajera. Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria).

1955) (Figura 1). Esas paleoladeras tienen una forma triangular con su ápice dirigido hacia la cornisa, aunque también se reconocen morfologías trapezoidales. Las facetas se presentan separadas de la cornisa y se disponen paralelas a la misma. Sus partes distales enlazan con pedimentos (BLUME y BARTH, 1972) y, finalmente, con terrazas fluviales o lacustres. Las facetas son cóncavas y están coronadas por detritos, por lo general mal clasificados y de potencia no superior a 8 m. Es evidente que para generar una faceta triangular de ladera se necesita la alternancia de etapas en las que predomine la acumulación, seguidas de otras en las que la erosión sea el proceso preponderante. La sucesión de varias de estas etapas alternantes da lugar a secuencias de facetas triangulares de ladera, en las que las facetas más antiguas son las más alejadas de la cornisa.

Uno de los modelos de formación de estas facetas se debe a KOONS (1955). Parte de un gran desprendimiento de rocas que cubre la ladera seguido de una etapa de disección que individualiza las facetas. No obstante, el origen más admitido es el relacionado con oscilaciones climáticas (EVERARD, 1963; GERSON, 1982; GERSON y GROSSMAN, 1987; SANCHO *et al.*, 1998; SCHMIDT, 1989a, 1994, 1996; ARAUZO *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ *et al.*, 1998a). Se señala que las etapas con mayor vegetación corresponden a un predominio de la acumulación de detritos en las laderas. Una disminución de la cobertura vegetal puede desencadenar la disección de la ladera originando las facetas. Sin embargo, para épocas recientes la actividad humana, con su destrucción de la cubierta de vegetación, puede ser el factor desencadenante de la incisión en las laderas de detritos (EVERARD, 1963; SANCHO *et al.*, 1988; GUTIÉRREZ y PEÑA, 1989, 1992, 1998).

2. ÁREA DE ESTUDIO

Las laderas tripartitas estudiadas se encuentran al pie de los relieves estructurales conocidos como Cabeza Alta, Cabeza de Enmedio y Bajera, que se localizan entre las poblaciones de Almaluez y Monteagudo de las Vicarías, al sureste de la provincia de Soria (Fig. 2).

Geológicamente, el área de estudio se encuentra

en la Depresión de Almazán, apéndice suroriental de la Depresión del Duero, aunque pertenece a la cuenca hidrográfica del río Ebro.

En esta zona el relleno sedimentario de la cuenca está compuesto por dos conjuntos bien diferenciados y fáciles de distinguir en el paisaje: Primeramente un tramo inferior detrítico constituido por areniscas y arcillas marrones del Mioceno medio (LENDINEZ, 1991; ARMENTEROS y CORROCHANO, 1983), que forma en el paisaje una morfología de laderas suaves y de perfil convexo-cóncavo. Sobre él se dispone otro tramo carbonatado compuesto por calizas y margocalizas, también atribuidas al Mioceno medio, y que forman las cornisas o escarpes de los relieves estructurales presentes en la zona (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1994)

La altitud de la zona está situada entre los 800 y 900 m., siendo la cota más alta la del Cerro Bajera, de 914 m. El clima se puede considerar semiárido, con una precipitación media anual de 400 a 500 mm y una temperatura media anual de unos 10 °C. El área está sometida a unos 80 días de heladas al año. (FONT TULLOT, 1983)

3. METODOLOGÍA

Se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada del conjunto de las facetas (Figura 3), basándose en fotografías aéreas a escala 1:18.000 y en estudios de campo. La posición espacial relativa de las facetas ha permitido agruparlas en cinco secuencias de distinta generación.

Se ha levantado el perfil topográfico de las laderas mediante técnicas topográficas convencionales. La distancia horizontal entre el escarpe y el ápice de las facetas ha sido medida sobre las fotografías aéreas 1:18.000, y la diferencia de altura, utilizando un alfiler de precisión.

Estos perfiles han sido sometidos a regresión estadística, ajustándolos a curvas polinómicas de segundo grado. Estas curvas se han extrapolado hasta hallar su intersección con la prolongación del escarpe, con el objeto de conocer la posición del mismo en las diferentes etapas de generación de facetas (Figura 4).

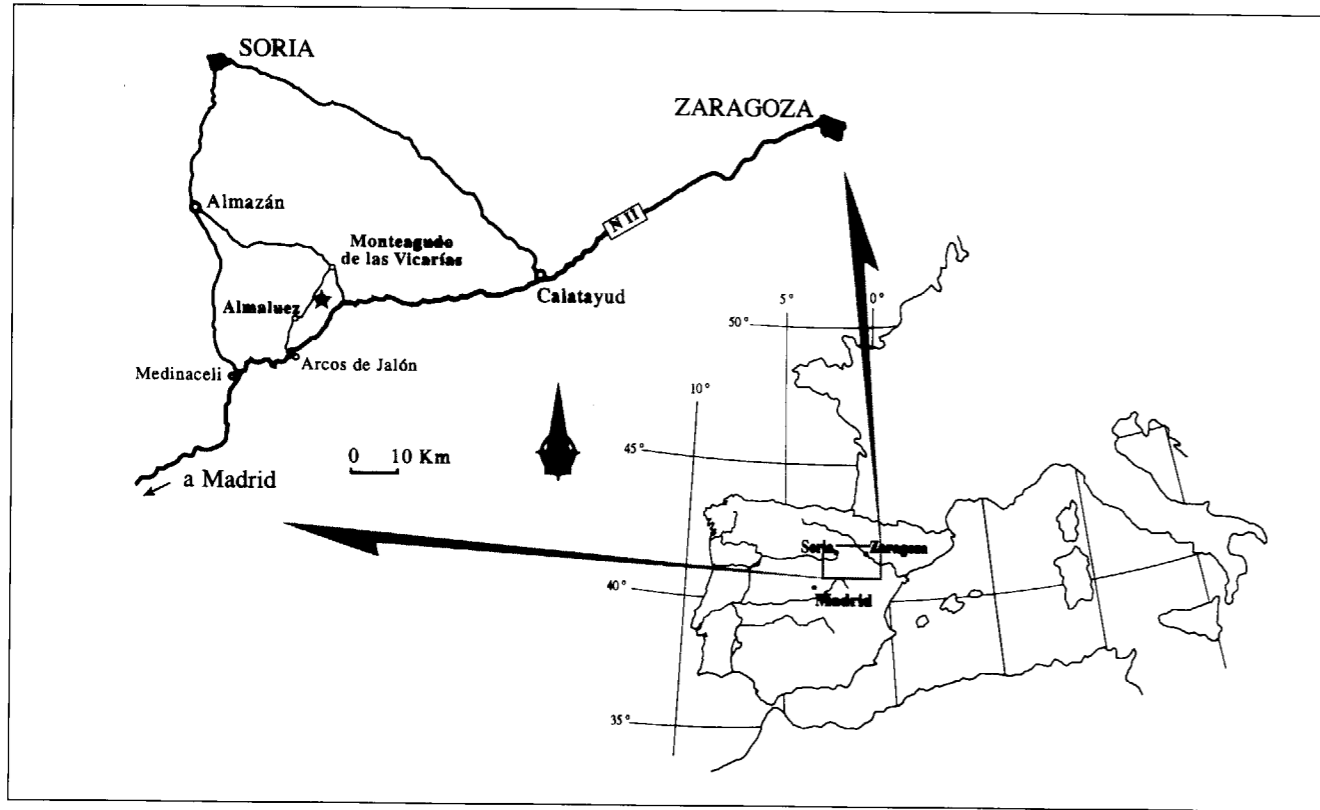


Figura 2: Situación geográfica de la zona de estudio.

Los depósitos de ladera han sido prospectados con el propósito de encontrar material que permitiera su datación. De este modo, se han encontrado restos de carbón vegetal que han sido datados por C^{14} mediante técnicas de AMS.

Por último, conociendo la distancia retrocedida por el escarpe y el tiempo transcurrido entre cada etapa de generación de facetas, se ha podido calcular la tasa de retroceso del escarpe para cada intervalo de tiempo.

Con las edades obtenidas en las acumulaciones de las facetas debemos intentar correlacionarlas con secuencias climáticas bien datadas, para obtener el posible significado climático de estas facetas.

4. RESULTADOS

Inicialmente se llevó a cabo una detenida prospección de las facetas triangulares de ladera exis-

tentes en la Depresión terciaria del Duero. Las grandes plataformas estructurales de caliza (páramos) desarrolladas en el sector central presentan escasas facetas relictas, y sólo se reconoce por lo general una etapa de generación. Sin embargo, al Este de la Depresión de Almazán son relativamente frecuentes secuencias de facetas triangulares de ladera, desarrolladas al pie de pequeñas mesetas de caliza (Figura 5).

Analizando la posición relativa de estas facetas, se han agrupado en cinco etapas de acumulación de laderas: S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , y S_5 (Figura 2). La más moderna (S_1) está representada por las laderas actuales, de perfil cóncavo, cuyo depósito se continúa hasta el pie del escarpe, que suele coincidir con la base de las calizas del Mioceno medio. El resto de etapas están representadas por facetas triangulares de ladera. Poseen un perfil cóncavo, y un ápice separado del escarpe una distancia que aumenta con la antigüedad de la faceta. Las facetas que presentan un mejor desarrollo son las pertenecientes a la generación S_4 (Figura 5),

siendo además las más abundantes, y se reconocen también en otras áreas cercanas. Los ángulos de las facetas fluctúan entre los 5° y 38° .

Los depósitos de ladera están compuestos por una acumulación de clastos de caliza en una matriz arcillosa, algo carbonatada. El tamaño de los clastos es centimétrico, aunque ocasionalmente también hay grandes bloques de 1 a 2 m de diámetro. Las laderas más recientes (S_1) se encuentran con frecuencia tapizadas por grandes bloques dispersos de caliza (Figura 5).

Cada una de las facetas ha sido localizada utili-

zando como referencia la base de las calizas del Mioceno medio, situada en la cota de 907 m. Cada uno de los perfiles levantados en las laderas ha sido ajustado mediante regresión estadística a sendas curvas de tipo polinómico de segundo grado (Tabla 1). Las regresiones realizadas presentan una significación estadística muy alta ($p = 0,0001$), gran homogeneidad (F-test) y alta correlación ($r^2 > 0,988$).

Los perfiles de las laderas tripartitas han sido prolongados mediante la extrapolación de las curvas de ajuste, hasta su intersección con la prolongación del escarpe (Figura 3). Una vez hallado

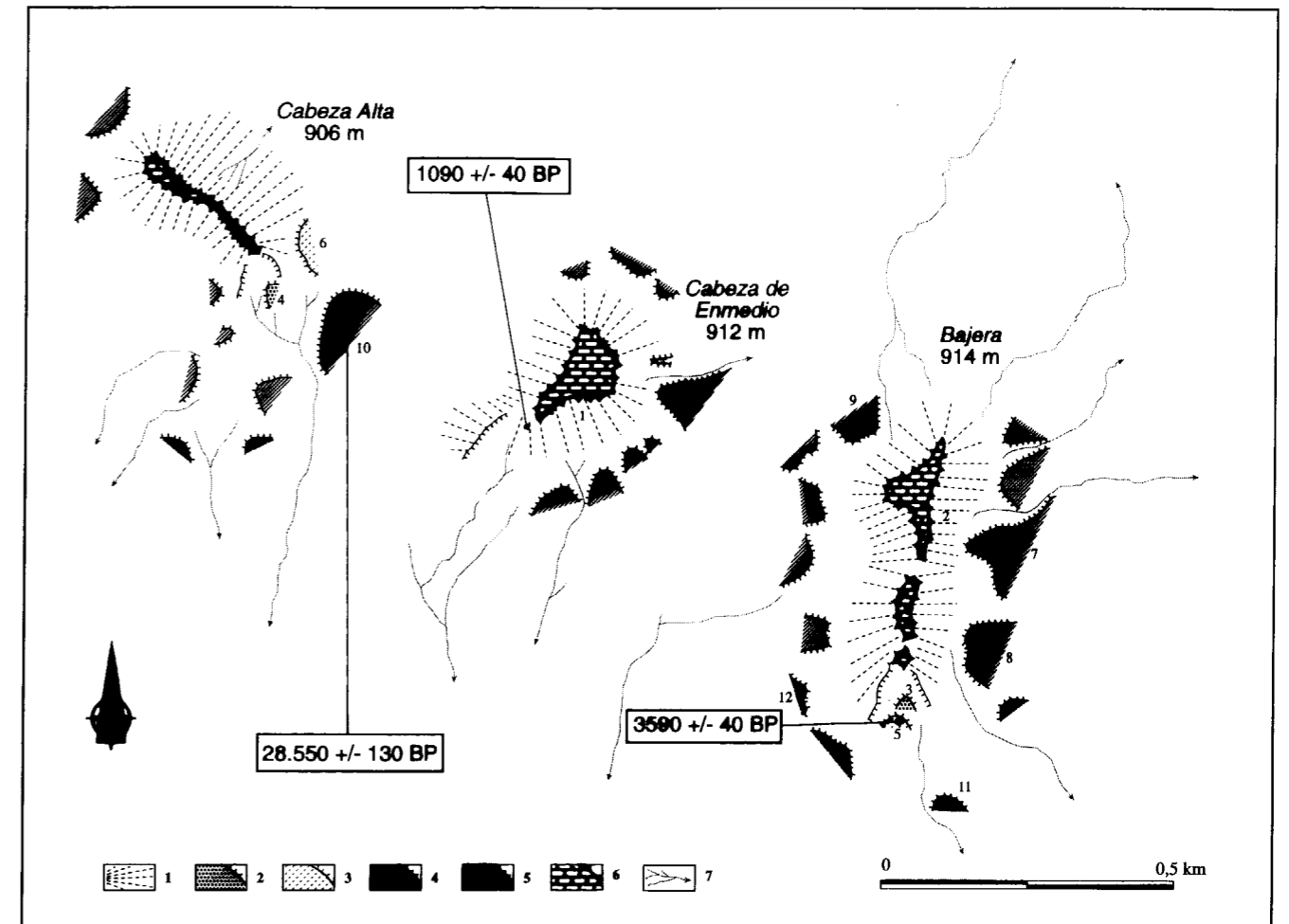


Figura 3: Mapa geomorfológico de las laderas tripartitas localizadas en la zona de Monteaúdo de las Vicarías (Provincia de Soria). Dataciones expresadas en años convencionales de C^{14} . 1, 2, 3, 4 y 5: Facetas triangulares de ladera correspondientes a las etapas de evolución S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , y S_5 respectivamente. 6: Superficie estructural en calizas. 7: Barrancos de incisión lineal.

siendo además las más abundantes, y se reconocen también en otras áreas cercanas. Los ángulos de las facetas fluctúan entre los 5° y 38°.

Los depósitos de ladera están compuestos por una acumulación de clastos de caliza en una matriz arcillosa, algo carbonatada. El tamaño de los clastos es centimétrico, aunque ocasionalmente también hay grandes bloques de 1 a 2 m de diámetro. Las laderas más recientes (S_1) se encuentran con frecuencia tapizadas por grandes bloques dispersos de caliza (Figura 5).

Cada una de las facetas ha sido localizada utili-

zando como referencia la base de las calizas del Mioceno medio, situada en la cota de 907 m. Cada uno de los perfiles levantados en las laderas ha sido ajustado mediante regresión estadística a sendas curvas de tipo polinómico de segundo grado (Tabla 1). Las regresiones realizadas presentan una significación estadística muy alta ($p = 0,0001$), gran homogeneidad (F-test) y alta correlación ($r^2 > 0,988$).

Los perfiles de las laderas tripartitas han sido prolongados mediante la extrapolación de las curvas de ajuste, hasta su intersección con la prolongación del escarpe (Figura 3). Una vez hallado

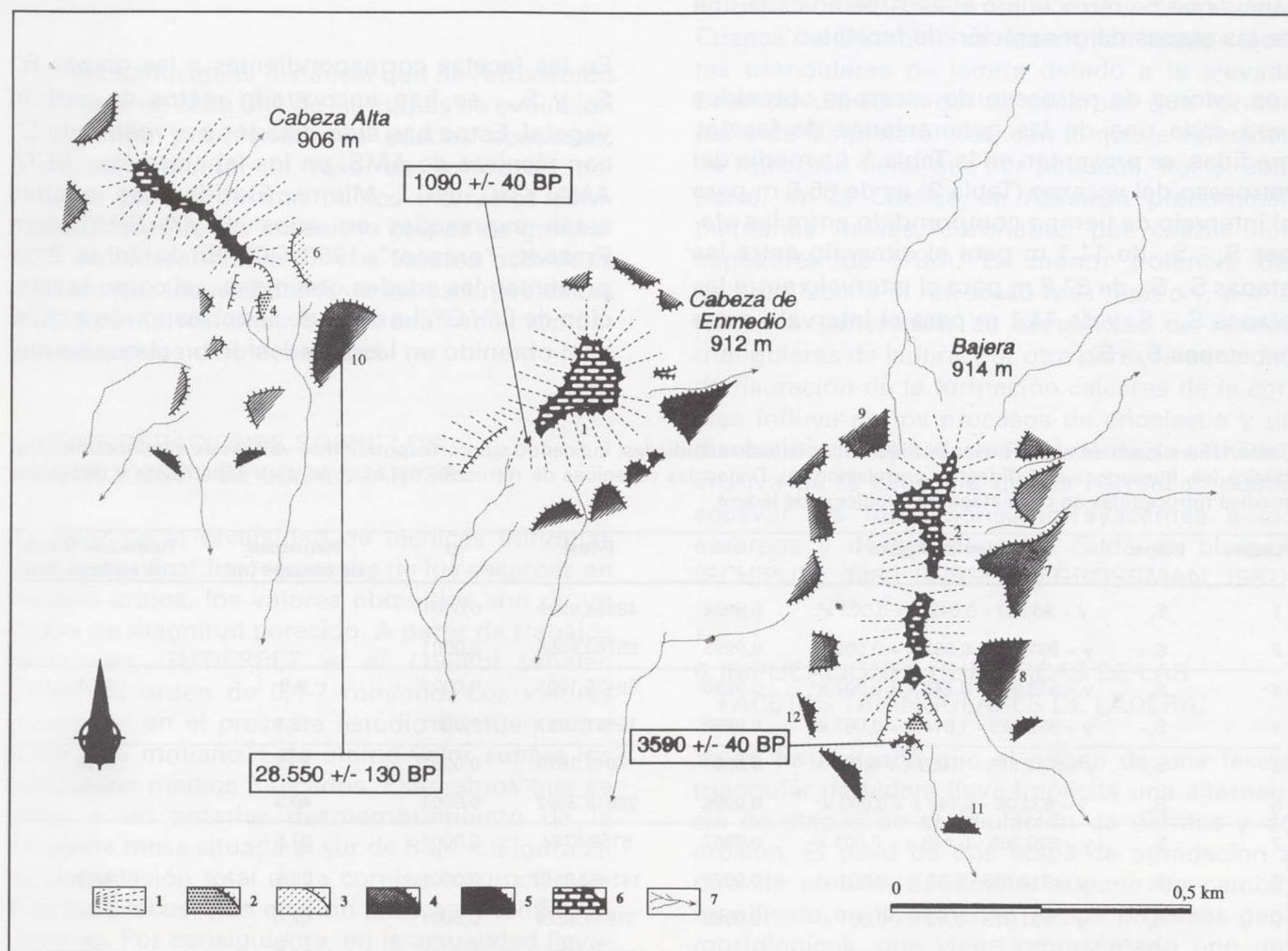


Figura 3: Mapa geomorfológico de las laderas tripartitas localizadas en la zona de Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria). Dataciones expresadas en años convencionales de C^{14} . 1, 2, 3, 4 y 5: Facetas triangulares de ladera correspondientes a las etapas de evolución S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , y S_5 respectivamente. 6: Superficie estructural en calizas. 7: Barrancos de incisión lineal.

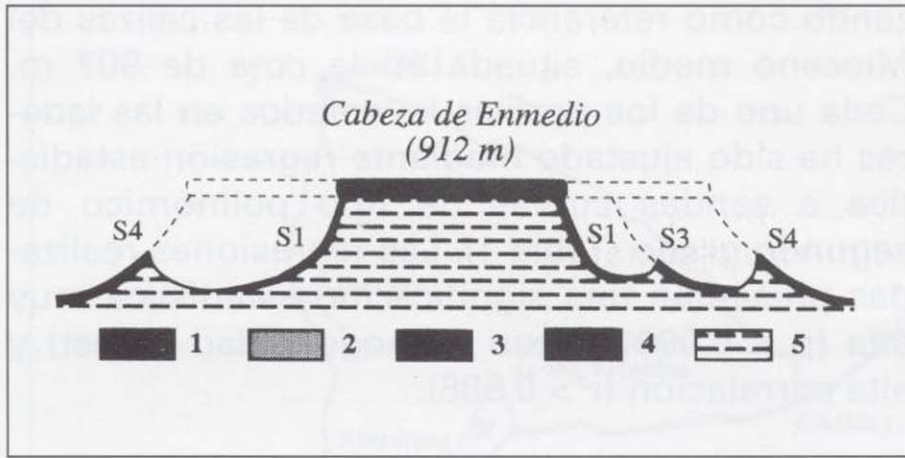


Figura 4: Corte geológico esquemático del Cerro Bajera, mostrando la disposición de las facetas triangulares de ladera que lo circundan. Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria).

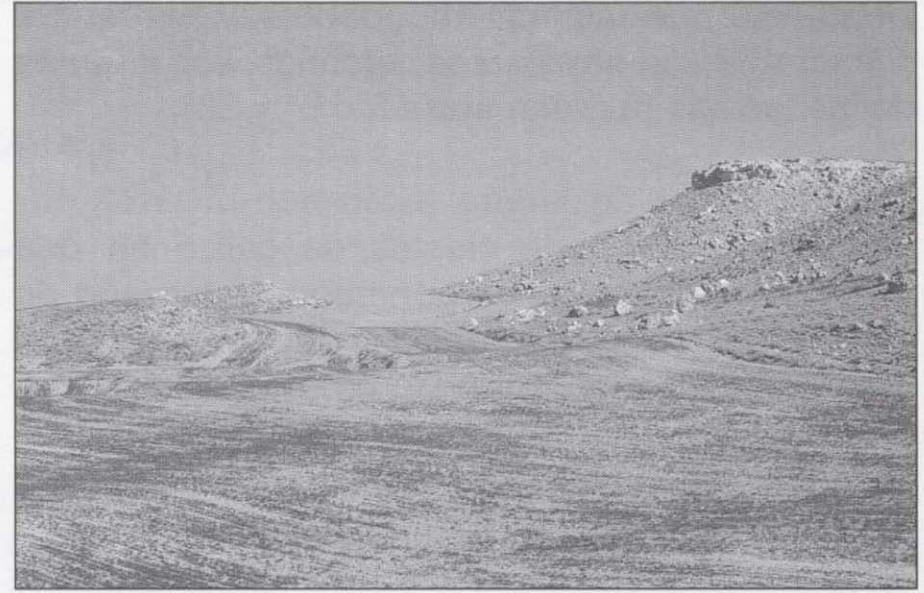


Figura 5: Facetas triangulares de ladera situadas al SE del Cerro Bajera. También se aprecia la ladera actual tapizada por bloques de caliza. Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria).

este punto de intersección se ha medido la distancia que ha retrocedido el escarpe en cada una de las etapas de generación de facetas.

Los valores de retroceso de escarpes obtenidos para cada una de las generaciones de facetas medidas, se presentan en la Tabla 1. La media del retroceso del escarpe (Tabla 3) es de 85,6 m para el intervalo de tiempo comprendido entre las etapas $S_5 - S_4$, de 11,1 m para el intervalo entre las etapas $S_4 - S_3$, de 37,8 m para el intervalo entre las etapas $S_3 - S_2$ y de 14,1 m para el intervalo entre las etapas $S_2 - S_1$.

En las facetas correspondientes a las etapas S_1 , S_3 , y S_4 , se han encontrado restos de carbón vegetal. Estos han sido datados por medio de C^{14} con técnicas de AMS, en los laboratorios "BETA ANALYTIC INC." Miami, Florida. Las edades están expresadas en años de C^{14} BP (Before Present, "present"=1950 DC). En la Tabla 2 se presentan las edades obtenidas, así como la relación de C^{13} / C^{12} . La edad de S_1 corresponde a charcoal obtenido en las paredes de un pequeño rill.

Tabla 1: Funciones de ajuste de los perfiles de las laderas estudiadas, indicando sus correspondientes valores de significación estadística (r^2), homogeneidad (**F-test**) y correlación (**p**). Distancias obtenidas de retroceso del escarpe para cada faceta y distancias medias retrocedidas en cada etapa de evolución de ladera.

Ladera	Etapas	Función de Ajuste	r^2	F-test	p	Retroceso de escarpe (m)	Retroceso medio de escarpe (m)
1	S_1	$y = 96,927 - 0,642 x + 0,005 x^2$	0,9994	48959,9289	0,0001		
2	S_1	$y = 907,122 - 0,552 x + 0,002 x^2$	0,9995	65763,8355	0,0001		
3	S_2	$y = 913,944 - 0,745 x + 0,002 x^2$	0,9998	65475,1901	0,0001	9,6	14,1
4	S_2	$y = 922,925 - 1,014 x + 0,007 x^2$	0,9998	19081,3253	0,0001	18,5	
5	S_3	$y = 9,47,855 - 1,405 x + 0,007 x^2$	0,9991	17019,1673	0,0001	35,3	37,8
6	S_3	$y = 932,05 - 0,742 x + 0,003 x^2$	0,9996	29618,3092	0,0001	40,3	
7	S_4	$y = 920,365 - 0,448 x + 0,001 x^2$	0,9962	6159,6784	0,0001	31,5	
8	S_4	$y = 914,786 - 0,33 x + 0,001 x^2$	0,9977	141457,3587	0,0001	25,5	48,9
9	S_4	$y = 931,323 - 0,43 x + 0,001 x^2$	0,9989	31915,4024	0,0001	62,0	
10	S_4	$y = 920,424 - 0,1828 x + 0,0001 x^2$	0,9995	42536,3674	0,0001	76,7	
11	S_5	$y = 1060,635 - 1,015 x + 0,003 x^2$	0,9964	8010,5038	0,0001	185,1	134,5
12	S_5	$y = 960,136 - 0,717 x + 0,001 x^2$	0,9882	2960,7259	0,0001	83,9	

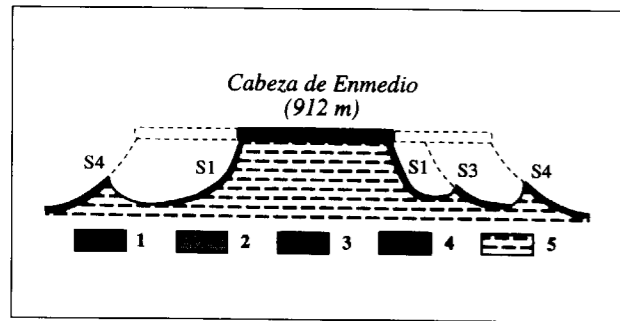


Figura 4: Corte geológico esquemático del Cerro Bajera, mostrando la disposición de las facetas triangulares de ladera que lo circundan. Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria).

este punto de intersección se ha medido la distancia que ha retrocedido el escarpe en cada una de las etapas de generación de facetas.

Los valores de retroceso de escarpes obtenidos para cada una de las generaciones de facetas medidas, se presentan en la Tabla 1. La media del retroceso del escarpe (Tabla 3) es de 85,6 m para el intervalo de tiempo comprendido entre las etapas $S_5 - S_4$, de 11,1 m para el intervalo entre las etapas $S_4 - S_3$, de 37,8 m para el intervalo entre las etapas $S_3 - S_2$ y de 14,1 m para el intervalo entre las etapas $S_2 - S_1$.

Tabla 1: Funciones de ajuste de los perfiles de las laderas estudiadas, indicando sus correspondientes valores de significación estadística (r^2), homogeneidad (**F-test**) y correlación (**p**). Distancias obtenidas de retroceso del escarpe para cada faceta y distancias medias retrocedidas en cada etapa de evolución de ladera.

Ladera	Etapas	Función de Ajuste	r^2	F-test	p	Retroceso de escarpe (m)	Retroceso medio de escarpe (m)
1	S_1	$y = 96,927 - 0,642x + 0,005x^2$	0,9994	48959,9289	0,0001		
2	S_1	$y = 907,122 - 0,552x + 0,002x^2$	0,9995	65763,8355	0,0001		
3	S_2	$y = 913,944 - 0,745x + 0,002x^2$	0,9998	65475,1901	0,0001	9,6	14,1
4	S_2	$y = 922,925 - 1,014x + 0,007x^2$	0,9998	19081,3253	0,0001	18,5	
5	S_3	$y = 9,47,855 - 1,405x + 0,007x^2$	0,9991	17019,1673	0,0001	35,3	37,8
6	S_3	$y = 932,05 - 0,742x + 0,003x^2$	0,9996	29618,3092	0,0001	40,3	
7	S_4	$y = 920,365 - 0,448x + 0,001x^2$	0,9962	6159,6784	0,0001	31,5	
8	S_4	$y = 914,786 - 0,33x + 0,001x^2$	0,9977	141457,3587	0,0001	25,5	48,9
9	S_4	$y = 931,323 - 0,43x + 0,001x^2$	0,9989	31915,4024	0,0001	62,0	
10	S_4	$y = 920,424 - 0,1828x + 0,0001x^2$	0,9995	42536,3674	0,0001	76,7	
11	S_5	$y = 1060,635 - 1,015x + 0,003x^2$	0,9964	8010,5038	0,0001	185,1	134,5
12	S_5	$y = 960,136 - 0,717x + 0,001x^2$	0,9882	2960,7259	0,0001	83,9	



Figura 5: Facetas triangulares de ladera situadas al SE del Cerro Bajera. También se aprecia la ladera actual tapizada por bloques de caliza. Monteagudo de las Vicarías (Provincia de Soria).

En las facetas correspondientes a las etapas S_1 , S_3 , y S_4 , se han encontrado restos de carbón vegetal. Estos han sido datados por medio de C^{14} con técnicas de AMS, en los laboratorios "BETA ANALYTIC INC." Miami, Florida. Las edades están expresadas en años de C^{14} BP (Before Present, "present"=1950 DC). En la Tabla 2 se presentan las edades obtenidas, así como la relación de C^{13} / C^{12} . La edad de S_1 corresponde a charcoal obtenido en las paredes de un pequeño rill.

Tabla 2: Edades absolutas obtenidas por C^{14} , de los depósitos de ladera pertenecientes a las generaciones S_1 , S_3 y S_4 .

Etapas	Edad Convencional de C^{14} (")	Relación C^{13} / C^{12}	Edad Calibrada de Calendario
S_1	1090 +/- 40 BP	-24,6	Cal 980 DC
S_3	3590 +/- 40 BP	-22,4	Cal 1895 AC
S_4	28.550 +/- 130 BP	-25,1	—

Tabla 3: Tasas de retroceso del escarpe obtenidas para cada intervalo de tiempo comprendido entre sucesivas etapas de generación de laderas tripartitas.

Etapas	Retroceso de escarpe (m)	Intervalo de tiempo (años)	Tasa de retroceso de escarpe (mm/año)
$S_2 - S_1$	14,1	—	—
$S_3 - S_1$	37,8	3590	10,5
$S_4 - S_3$	11,1	24960	0,5
$S_5 - S_4$	85,6	—	—

Una vez conocida la distancia que ha retrocedido el escarpe en cada una de las etapas de evolución de laderas, y teniendo sus edades absolutas, podemos calcular la tasa de retroceso del escarpe para cada uno de los intervalos comprendidos entre las sucesivas etapas de generación de ladera. (Tabla 3). Los valores obtenidos señalan que los retrocesos de los escarpes de las laderas más recientes evolucionan más rápidamente que los de mayor edad.

5. CONSIDERACIONES SOBRE LOS RETROCESOS DE LOS ESCARPES

A pesar de la diversidad de técnicas utilizadas para cuantificar los retrocesos de los escarpes en medios áridos, los valores obtenidos son de un orden de magnitud parecido. A partir de trabajos anteriores, GUTIÉRREZ *et al.* (1998b) señalan cifras del orden de 0,1-7 mm/año. Los valores obtenidos en el presente estudio fluctúan entre 0,5 y 10,5 mm/año. Este último valor supera los retrocesos medios indicados. Estimamos que se debe a un anterior desmembramiento de la pequeña mesa situada al sur de Bajera (Figura 2). La denudación total de la cornisa (*caprock*) acelera los procesos de erosión hídrica y modifica el escarpe. Por consiguiente, en la actualidad llevamos a cabo medidas sobre un escarpe que no corresponde al existente en el momento de la generación de dicha faceta triangular de ladera.

La litología y estructura de los materiales de la cornisa juegan un papel fundamental en el retroceso del escarpe (SCHUMM y CHORLEY, 1996; NICHOLAS y DIXON, 1986; SCHMIDT, 1989a). Las mesas y plataformas están constituidas fundamentalmente por calizas. Los procesos de meteorización física y química contribuyen manifiestamente a la desintegración de estas rocas, lo que se traduce en un retroceso del escarpe. La crioclastia debe jugar un papel significativo en la fracturación de las calizas, dado el número de días de helada. Por otra parte, los cambios climáticos hacia mayores precipitaciones y temperaturas más bajas aceleran el proceso de disolución de los carbonatos. Cuanto mayor es la potencia de los materiales del escarpe, la tasa de retroceso es menor (SCHUMM y CHORLEY, 1966; SCHMIDT, 1987, 1989b) En el sector central de la Cuenca del Duero no se desarrollan apenas facetas triangulares de ladera debido a la elevada potencia (50-60m) de los escarpes que forman parte de las plataformas, con lo que la velocidad de retroceso tiene que ser pequeña. Por el contrario, en la Cuenca de Almazán predominan pequeñas mesas, coronadas por calizas con espesores de 5-8m. La menor potencia del escarpe facilita el retroceso más rápido y, por lo tanto, la generación de secuencias de facetas triangulares de ladera. Por otra parte, la densidad de fisuración de la formación calcárea de la cornisa influye en los procesos de crioclastia y de disolución de las calizas. Finalmente, la actividad erosiva de la cabecera de los barrancos puede socavar las formaciones infrayacentes a los escarpes y desencadenar la caída de bloques (SCHIPULL, 1980; GERSON y GROSSMAN, 1987).

6. IMPLICACIONES CLIMÁTICAS DE LAS FACETAS TRIANGULARES DE LADERA.

Ya se ha indicado que el origen de una faceta triangular de ladera lleva implícita una alternancia de etapas de acumulación de detritos y de erosión. El paso de una etapa de agradación a otra de erosión dominante supone un cambio manifiesto en la actividad de los procesos geomorfológicos, que viene representado por un umbral geomórfico (SCHUMM, 1973, 1979). Las causas desencadenantes que permiten superar el umbral, pueden estar ligadas a variaciones del

nivel de base (HOWARD y SELBY, 1994), a modificaciones antrópicas en la cobertura vegetal en épocas recientes (EVERARD, 1963; GUTIÉRREZ y PEÑA, 1989, 1992, 1998) y a cambios climáticos que modifican el porcentaje de cubierta vegetal (EVERARD, 1963; GERSON y GROSSMAN, 1987; SANCHO *et al.*, 1998; SCHMIDT, 1989b, 1994; ARAUZO *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ y PEÑA, 1989, 1998; GUTIÉRREZ *et al.*, 1998a).

Las causas climáticas tienen una mayor aceptación. Los periodos secos/cálidos se interpretan como etapas erosivas y los periodos húmedos/fríos como etapas acumulativas. En estas se incrementa el porcentaje de cobertura vegetal como consecuencia de una mayor precipitación o de un descenso de las temperaturas, que provoca una menor evapotranspiración y un aumento de la disponibilidad hídrica del suelo. KNOX (1984) establece un punto crítico de cobertura vegetal que corresponde a un 70% y a una precipitación de 400-500mm. Cuando disminuye este porcentaje la erosión aumenta considerablemente.

La edad absoluta de S₃ (Tabla 2) se correlaciona con la Epoca Fría del Bronce medio (HARDING, 1982; LAMB, 1982), que junto con la Epoca Fría de la Edad del Hierro (GRIBBIN y LAMB, 1978), datada en varios puntos de la Depresión del Ebro (GUTIÉRREZ *et al.*, 1998a), y la Pequeña Edad del Hielo constituyen etapas frías de los últimos milenios, a los que GOUDIE (1995) denomina Neoglaciaciones del Holoceno Superior. La edad absoluta obtenida para S₄ puede relacionarse con el evento Heinrich H₃, que corresponde con una etapa fría en el registro del fondo del Océano Atlántico (HEINRICH, 1988; BOND *et al.*, 1993, 1997; ADAMS *et al.*, 1999). Un evento Heinrich se reconoce por detritos transportados por icebergs y depositados en el fondo oceánico, que derivaron, al menos, hasta la latitud de Lisboa. La consecuencia climática fundamental de la fusión de los icebergs es la de un importante enfriamiento de las aguas superficiales del norte del Océano Atlántico. Los vientos fríos atlánticos que penetran en el norte de la Península Ibérica producen una disminución de la evapotranspiración y un aumento de la disponibilidad hídrica del suelo, que se manifiesta en un incremento de la cobertura vegetal.

Edades correspondientes a H₃ y también a H₄ han sido registradas en la Depresión del Ebro (GUTIÉRREZ *et al.*, 1998a). Todo ello parece indicar que existe una influencia climática general en el origen de estas facetas triangulares de ladera. Además estimamos que en estos periodos fríos aumenta la actividad de los procesos de crioclastia y de disolución de las calizas y, por tanto, la tasa de retroceso de escarpe debe de ser mayor que la que se produce en periodos cálidos.

Los eventos Heinrich se han correlacionado con registros de polen en Europa y Norteamérica (GRIMM *et al.*, 1993), depósitos de loess en el centro de China (PORTER y ZHISENG, 1995), sedimentos glaciares del oeste de Estados Unidos (CLARK y BARTLEIN, 1995) y con conjuntos de facetas triangulares de ladera en el Noreste de España (GUTIÉRREZ *et al.*, 1998a). Todo ello parece indicar una influencia climática global de los efectos correspondientes a los eventos Heinrich, al menos en el Hemisferio Norte.

Ya hemos indicado que las facetas triangulares de ladera se producen como consecuencia de cambios climáticos. En las zonas semiáridas de la España central y nororiental el intervalo temporal de generación de las facetas fluctúa entre 2.500 y 25.000 años (GUTIÉRREZ *et al.*, 1998 a, b). Sin embargo, en áreas de una gran aridez se acude a ciclos de 100.000 años (GERSON, 1982; GERSON y GROSSMAN, 1987; SCHMIDT, 1989 a, b, 1994) para que tengan lugar cambios climáticos capaces de generar facetas triangulares de ladera. BULL (1991) señala que deben estar relacionados con la alternancia de periodos glaciares y HOWARD (1997) estima que corresponden a variaciones en la geometría orbital de la Tierra.

La investigación de las facetas triangulares de ladera en los medios áridos y semiáridos creemos que constituye una importante línea de trabajo, ya que puede suministrar valores cuantitativos de la erosión en estos ambientes (SANCHO *et al.*, 1991) y datos cronológicos, que permiten obtener secuencias climáticas para el Pleistoceno superior y Holoceno.

RECONOCIMIENTOS

Agradecemos la ayuda suministrada por ENRESA y el Consejo de Seguridad Nuclear.

REFERENCIAS

- ADAMS, J., MASLIN, M. y THOMAS, E. 1999. Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography* 23, 1-36.
- ARAUZO, T., GUTIÉRREZ, M., SANCHO, C., 1996. Facetas triangulares de ladera como indicadores paleoclimáticos en ambientes semiáridos. Depresión del Ebro. *Geogaceta* 20, 1093-1095.
- ARMENTEROS, I y CORROCHANO, A. 1983. El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: Comba, J. A. (Ed). *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos. Madrid. IGME. p. 521-526.
- BLUME, H., BARTH, H. K., 1972. Rampenstufen und Schuttrampen als Abtragungsformen in ariden Schichtstufenlandschaften. *Erkunde* 26, 139-156.
- BOND, G.; BROECKER, W.; JOHNSEN, S.; MCMANUS, J.; LABEYRIE, L.; JOZUEL, J. y BONANI, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.
- BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; DEMENOCAL, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I. y BONANI, J., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1265.
- BÜDEL, J., 1982. *Climatic Geomorphology*. Princeton. Princeton Univ. Press, 443 pp.
- BULL, W. B., 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Changes*. Oxford University Press, Oxford, 326 pp.
- CLARK, P. U. y BARTLEIN, C. J., 1995. Correlation of the late Pleistocene glaciation in the western United States with North Atlantic Heinrich events. *Geology* 23, 483-486.
- EVERARD, C. E., 1963. Contrasts in the form and evolution of hill-side slopes in central Cyprus. *Trans. Inst. British Geographers* 32, 331-347.
- FONT TULLOT, I. 1983. *Climatología de España y Portugal*. Madrid. Instituto Nacional de Meteorología. 296 p.
- GERSON, R., 1982. Talus relicts in deserts: a key to major climatic fluctuations. *Isr. J. Earth Sci.* 31, 123-132.
- GERSON, R., GROSSMAN, S., 1987. Geomorphic activity on escarpments and associated fluvial systems in hot deserts. En: Rampino, R., Sanders, J. E., Newman, W.S., Königsson, L.K. (eds). *Climate, History, Periodicity, Predictability*. New York. Van Nostrand-Reinhold. pp. 300-322.
- GOUDIE, A. 1995. *The Changing Earth. Rates of Geomorphological Processes*. Oxford. Blackwell, 302 p.
- GRIBBIN, J. y LAMB, H. H., 1978. Climatic change in historical times. En: Gribbin, J. (Ed.). *Climatic Change*. Cambridge. Cambridge University Press, 68-82.
- GRIM, E. C.; JACOBSON, G. L.; WATTS, W. A.; HANSEN, B. C.

S. y MAASCH, K., 1993. A 50.000 year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. *Science* 261, 198-200.

GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J. L., 1989. *Upper Holocene climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating NE-Spain*. European Conference on Landscape Ecological Impact of Climate Change, Lunteren, Netherlands, 3-7 December 1989. Dutch Ministry of the Environment, Lunteren, 21 pp.

GUTIÉRREZ, M. PEÑA, J. L., 1992. Evolución climática y geomorfológica del Holoceno superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Pre-pirineo). En: Cearreta, A., Ugarte, F.M. (Eds). *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Bilbao. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. pp. 109-124.

GUTIÉRREZ, M. PEÑA, J. L., 1998. Geomorphology and Late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23, 205-217.

GUTIÉRREZ, M., SANCHO, C., ARAUZO, T., PEÑA, J. L., 1998a. Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin NE of Spain. In: Alsharhan, A.S., Glennie, K.W., Whittle, G.L. (Eds). *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Amsterdam. Balkema. 593-599.

GUTIÉRREZ, M., SANCHO, C., ARAUZO, T., PEÑA, J.L., 1998b. Scarp retreat rates in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology* 25, 11-21.

GUTIÉRREZ, M., 1999. *Geomorfología Climática*. Barcelona. Ed. Omega, 510p. (En prensa)

HACK, J. I., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.* 258, 80-97.

HARDING, A. F., 1982. Introduction: Climate change and Archaeology. En: Harding, A.F. (Ed.). *Climatic Change in Later Prehistory*. Edingurgh. Edingurgh University Press, 1-10.

HEINRICH, H., 1988. Origin and consequences of cycle ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research* 9, 142-152.

HOWARD, W. R., 1997. A warm future in the past. *Nature* 388, 418-419.

HOWARD, A. D., SELBY, M. J., 1994. Rock slopes. En: Abrahams, A. S., Parsons, A. P. (Eds.), *Geomorphology of Deserts Environments*. Chapman & Hall, London, pp. 123-172.

KNOX, J. C., 1984. Fluvial responses to small scale climate changes. En: Costa, G. E. y Fleisher, P.J. (Eds.): *Developments and Applications of Geomorphology*. Berlin. Springer-Verlag, 318-342.

KOONS, D., 1955. Cliff retreat in the southwestern United States. *Am. J. Sci.* 253, 44-52.

LAMB, H. H., 1982. Reconstruction of the course of portglacial climate over the world. En: Harding, A.F. (Ed.) *Climatic Change in Later Prehistory*. Edinburgh. Edinburgh University Press, 11-32.

LENDÍNEZ, A. 1991. *Memoria del Mapa Geológico de España*. E 1/50.000, núm. 435 (Arcos de Jalón). Serie MAGNA, I.G.M.E. Madrid.

NICHOLAS, F. M., DIXON, J. C., 1986. Sandstone scarp form and retreat in the Land of Standing Rocks, Canyonlands National Park, Utah. *Z. Geomorphol.* 30, 167-187.

OBERLANDER, T. M., 1997. Slope and pediment systems. En: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid Zone Geomorphology*. Chichester. Wiley. pp. 135-163.

PÉREZ GONZÁLEZ, A., MARTÍN-SERRANO, A. y POL, C. (1994). Depresión del Duero. En: Gutiérrez Elorza, M. (Ed) *Geomorfología de España*. p. 351-388. Ed. Rueda. Madrid.

PORTER, S. C. y ZHISENG, AN., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375, 305-308.

SANCHO, C.; GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J. L., 1991. Erosion and sedimentation during the Upper Holocene in the Ebro Depression: Quantification and environmental significance. En: Sala, M.; Rubio, J.L. y García-Ruiz, J.M. (Eds.). *Soil Erosion Studies in Spain*. Logroño, Geofoma Ediciones, 219-228.

SANCHO, C., GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J. L., BURILLO, F., 1988. A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets, central Ebro Basin, Spain. *Catena Suppl.* 13, 139-146.

SAUNDERS, I. y YOUNG, A., 1983. Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 473-501.

SCHIPULL, K., 1980. Die Cedar Mesa Schichtstufe auf dem Colorado Plateau-ein Beispiel für die Morphodynamik arider Schichtstufen. *Z. Geomorphol.* 24, 318-331.

SCHMIDT, K. H., 1987. Factors influencing structural landform dynamics on the Colorado Plateau about the necessity of cali-

brating theoretical models by empirical data. *Catena Suppl.* 10, 51-66.

SCHMIDT, K. H., 1989a. The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA. *Earth Surf. Processes Landforms* 14, 93-105.

SCHMIDT, K. H., 1989b. Talus and pediment flatirons-erosional and depositional features of dryland cuesta scarps. *Catena Suppl.* 14, 107-118.

SCHMIDT, K. H., 1994. Hillslopes as evidence of climatic change. En: Abrahams, AD., Parsons, J. (Eds.). *Geomorphology of Deserts environments*. London. Chapman & Hall. pp. 553-570.

SCHMIDT, K. H., 1996. Talus and pediment flatirons-indicators of climatic change on scarp slope on the Colorado Plateau, USA. *Z. Geomorphol. N. F. Suppl. Band.* 103, 135-158.

SCHUMM, S. A., 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. En: Morisawa, M (Ed.), *Fluvial Geomorphology*. London. George Allen and Unwin, 299-310.

SCHUMM, S. A., 1979. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Trans. Inst. Br. Geographers* 4, 485-515.

SCHUMM, S. A., y CHORLEY, R. J., 1966. Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plateau. *Z. Geomorphologie N.F.* 10, 11-36.

SELBY, M. J., 1985. *Earth's Changing Surface. An introduction to Geomorphology*. Oxford. Clarendon Press, 607 p.

YOUNG, A., 1972. *Slopes*. London. Longman, 288p.

YOUNG, A., 1974. The rate of slope retreat. *Institute British Geographers, Special Publication* 7, 65-78.

YOUNG, A. y SAUNDERS, I., 1986. Rates of surface processes and denudation. En: Abrahams, A.D. (Ed.) *Hillslope Processes*. Boston. Allen and Unwin, 3-27.

Original recibido: Agosto de 1999.

Original aceptado: Septiembre de 1999.

UNIDADES HOMOGÉNEAS DE PAISAJE DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS SANTA CATALINA Y ASCOCHINGA. CÓRDOBA. ARGENTINA.

Por G. A. SACCHI (*) y C. A. BELTRAMONE (*)

R E S U M E N

En las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga, situadas entre las coordenadas 64° 26'-64° 06' LO y 31° 00'-30° 50' LS, se delimitaron unidades homogéneas de paisaje a escala 1:50.000. El reconocimiento de las mismas se realizó considerando factores litológicos, estructurales, suelos, procesos geomorfológicos y características climáticas; los que llevan implícitos otros parámetros secundarios tales como uso de la tierra, vegetación y características topográficas. La metodología consistió en subdividir el paisaje en ambientes con diferentes grados de complejidad y abstracción tanto en sus aspectos descriptivos como dinámicos. Las unidades taxonómicas reconocidas fueron Provincia geomorfológica, Sistema geomorfológico, Unidad geomorfológica y Subunidad geomorfológica, siendo analizadas en este trabajo las categorías más bajas.

Palabras clave: Unidades homogéneas de paisaje, Procesos geomorfológicos, Suelos, Argentina.

A B S T R A C T

In the Santa Catalina and Ascochinga watersheds situated between 64° 26'-64° 06' WL and 31° 00'-30° 50' SL, homogeneous landscape units were delimited to the scale 1:50.000. The recognition of these units was carried out taking into consideration lithological and structural factors, soils, geomorphological processes and climatic characteristics. These imply other secondary parameters such as land use, vegetation and topographical characteristics. The methodology consisted in subdividing the landscape in areas with different grades of complexity and abstraction in both their descriptive and dynamic aspects. The taxonomic units recognized were: Province, System, Unit and Geomorphological Subunit, the lowest categories being the object of study in this paper.

Key words: Homogeneous landscape units, Geomorphological processes, Soils, Argentina.

INTRODUCCIÓN

En las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga fueron delimitadas unidades homogéneas de paisaje, para obtener una clasificación jerárquica del sistema natural orientada para posteriores estudios de erosión hídrica y de génesis de suelos. Para ello, las cuencas fueron subdivididas en ambientes con diferentes grados de complejidad y abstracción tanto en sus aspectos descriptivos como dinámicos. Las variables analizadas involucraron factores litológicos, estructurales, suelos, procesos geomorfológicos y características climáticas; estos parámetros lle-

varon implícitos otros secundarios tales como uso de la tierra, vegetación y características topográficas. El área de estudio se sitúa aproximadamente a 48 km de la ciudad de Córdoba (Figura Nº 1) en el departamento Totoral, entre las coordenadas 64° 26'-64° 06' LO y 31° 00'-30° 50' LS, abarcando una superficie aproximada de 410 km² (Figura Nº 2). En el ambiente geomorfológico de la provincia de Córdoba (JARSÚN et al, 1989), las cuencas altas y medias de los ríos Santa Catalina y Ascochinga forman parte de la falda oriental de la Sierra Chica, mientras que las cuencas bajas se localizan en una subregión lateral a la misma denominada Pendiente Oriental.

(*) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. (CONICET)

El clima es templado con características de semiaridez, debido a la distribución anual de las

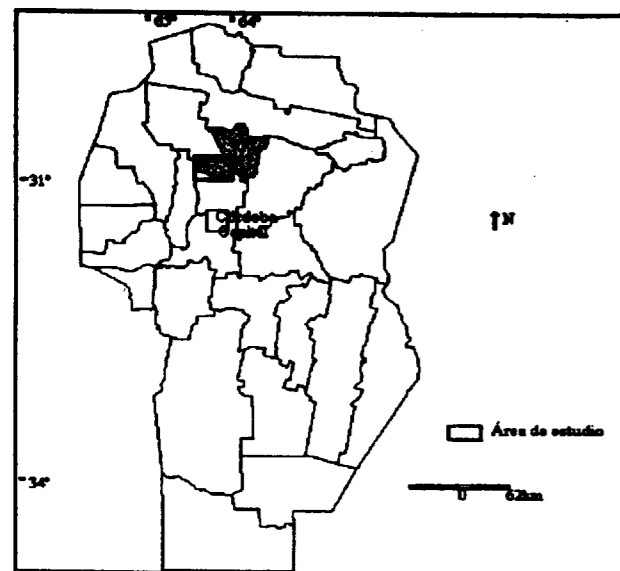


Figura Nº 1: Ubicación relativa

precipitaciones en dos estaciones bien marcadas, la húmeda que se extiende desde noviembre a marzo concentrando el 75% del total de las precipitaciones y la seca con el 25% de las lluvias totales. La vegetación en el ambiente de sierra comprende el Bosque serrano (LUTI et al, 1979) el cual presenta una distribución de especies en función de la altitud, mientras que en el resto del área las tierras son usadas con fines agrícola-ganadero existiendo solamente pequeños relictos de la vegetación natural perteneciente al Espinal. Los suelos poseen un régimen de humedad ústico, presentando la localidad de Ascochinga un régimen único definido por la presencia de un microclima húmedo serrano.

MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología aplicada para la identificación de unidades homogéneas de paisaje consistió en realizar una división secuencial del territorio, basándose en rasgos morfodinámicos (FRANCES et al, 1989). Dichas unidades fueron definidas y nominadas integrando diferentes conceptos propuestos en las clasificaciones de KRÖLING (1993), SAYAGO (1982) y GODFREY and CLEAVES (1991). Las unidades litoestratigráficas definidas por SANTA CRUZ (1973a) para la región oriental

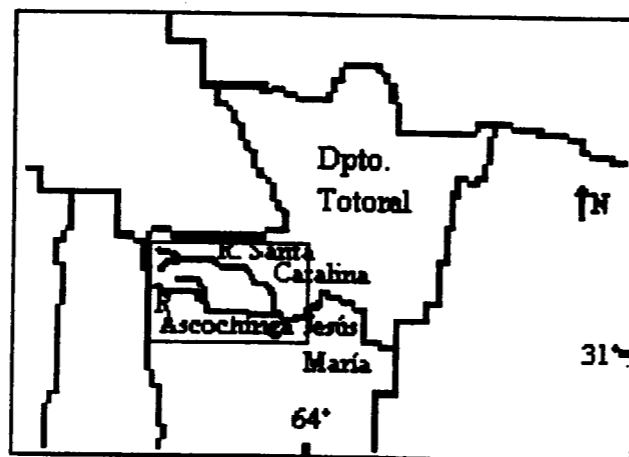


Figura Nº 2: Ubicación departamental

de la Sierra Chica de la provincia de Córdoba y representadas en el área de estudio corresponde al Basamento cristalino (Precámbrico), Fm. Saldán (Cretácico), Fm. Estancia Belgrano (Plio-Pleistoceno), Fm. General Paz (Pleistoceno superior-Holoceno superior tardío), Fm. Río La Granja (Holoceno inferior tardío - Holoceno medio) y sedimentos actuales.

Los suelos se clasificaron de acuerdo al Sistema americano Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1996). Los mapas base litológico, geomorfológico, pedológico y de uso del suelo (SACCHI, 1998) a partir de los cuales se definieron las unidades homogéneas de paisaje, se elaboraron a escala 1:50.000. Las unidades taxonómicas reconocidas en las cuencas son definidas de mayor a menor jerarquía, siendo objeto de análisis en este trabajo las categorías más bajas del sistema de clasificación (cuadro 1).

* Provincia geomorfológica: región natural con una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos particulares, es decir con una determinada historia geológica.

* Sistema geomorfológico: unidad estructural caracterizada en gran escala por una similitud topográfica y estructural. El estilo morfo-estructural del sistema está dado por la integración de caracteres tectónicos, litológicos y eventos morfogenéticos producidos durante el período Cuaternario.

Provincia geomorfológica	Sistema geomorfológico	Unidad geomorfológica	Subunidad geomorfológica
Sierras Pampeanas	Sierra Chica de la provincia de Córdoba	1. Relieve serrano 2. Piedemonte Oriental Semiárido	2a. <i>Pedimento</i> disectado 2b. <i>Glacis</i> de erosión 2c. <i>Glacis</i> de acumulación: 2c1. <i>Glacis</i> de acumulación inferior 2c2. <i>Glacis</i> de acumulación superior 2d. Sistema fluvial de los ríos Santa Catalina y Ascochinga 2e. Valle aterrizado con cubierta loessoide 2f. Relieve loessoide suavemente disectado

Cuadro 1: Unidades taxonómicas de las cuencas

* Unidad geomorfológica: nivel jerárquico definido en un meso-clima característico, donde los procesos tectónicos pueden otorgarle un carácter distintivo, pero el contraste entre las mismas responde más a una diferencia de grado que a una diferencia de estilo tectónico.

* Subunidad geomorfológica: área caracterizada por determinados procesos locales tanto climáticos como tectónicos, que condicionaron sus características litológicas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En las cuencas estudiadas pertenecientes al Sistema geomorfológico Sierra Chica de la provincia de Córdoba se reconocieron dos Unidades geomorfológicas y siete Subunidades geomorfológicas (Cuadro Nº 1, Mapa Nº 1), que presentan las siguientes características:

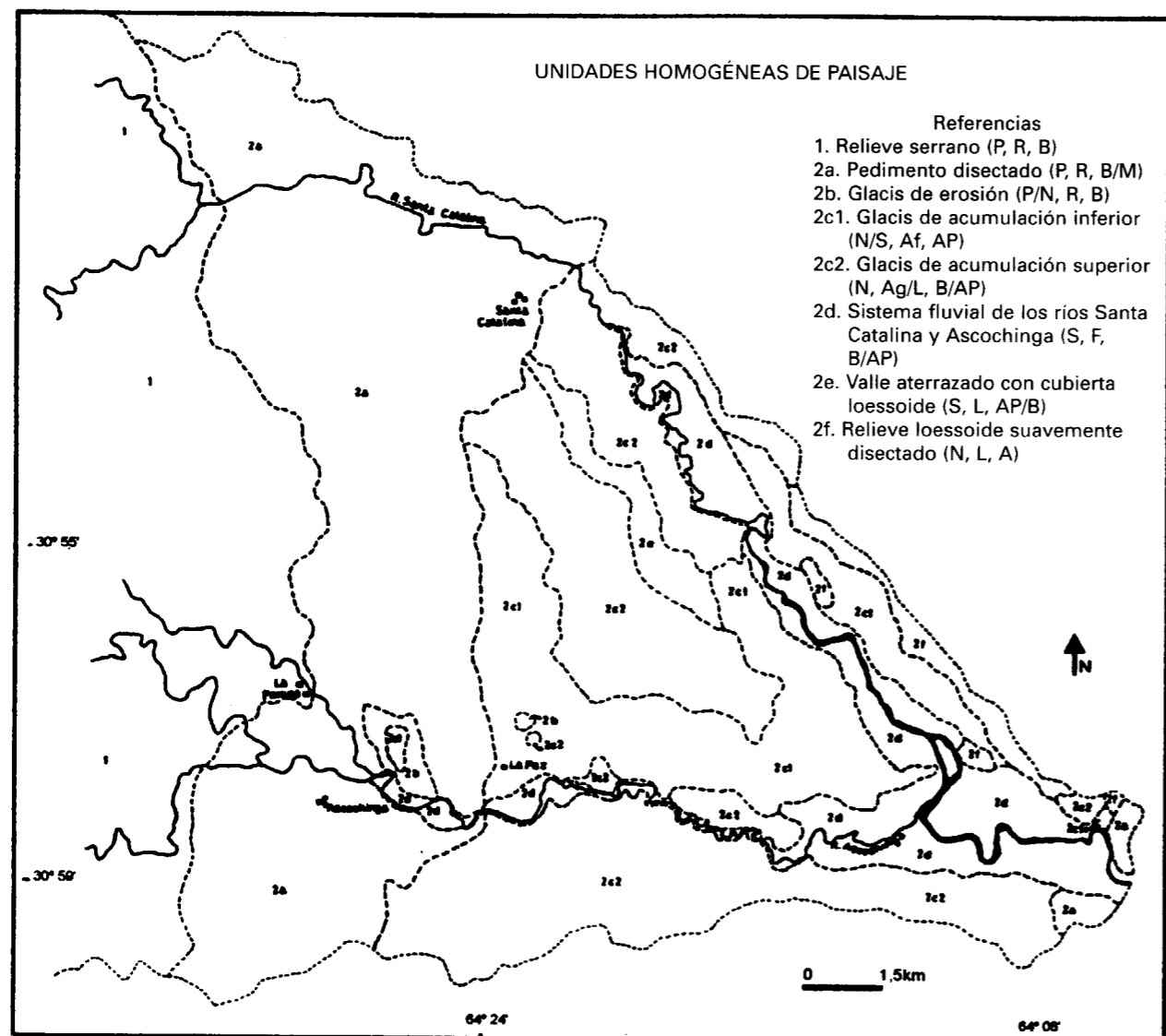
1. Relieve serrano

La Unidad geomorfológica Relieve serrano se localiza en el sector occidental del complejo plutónico-metamórfico de edad Precámbrica, constituida principalmente por metamorfitas tales como gneisses y migmatitas que en una etapa tardía fueron intruídas por cuerpos de composición granítica (GORDILLO y LENCINAS, 1979). El límite superior de la unidad corresponde a la divisoria de aguas de las cuencas y el inferior a un conjunto de fallas con rumbo longitudinal cuya

inclinación es hacia oriente. En general este relieve conserva las características típicas de la Unidad estructural Sierra Chica, presentando en la zona de estudio una pendiente general hacia el este de aproximadamente 17%.

Las propiedades geomorfológicas más sobresalientes están condicionadas por la estructura en bloques típica de las sierras de la provincia de Córdoba, la cual es el resultado de una serie de eventos de naturaleza tectónica de carácter regional. Los bloques tectónicos dislocados por esta mecánica de deformación fueron desplazados en sentido vertical e inclinados, determinando una estructura asimétrica de escarpas más suaves y tendidas hacia oriente en relación a occidente. En este ambiente importantes lineamientos tectónicos de posible edad pre-terciaria presentan una disposición paralela a la estructura del cuerpo serrano, mientras que las fracturas oblicuas y perpendiculares a las principales morfoestructuras corresponden a una fase neotectónica más moderna post-terciaria.

Las características litológicas y estructurales que presenta el paisaje serrano determina un relieve formado por áreas cumbrales estrechas, con formas agudas a ligeramente convexas cuya orientación dominante es N-S y NNO-SSE, presentando hacia el norte a la altura de los afluentes del río Santa Catalina un rumbo NNE-SSO. Los valles intermontanos limitados por abruptos paredones poseen perfiles transversales asimétricos en forma de "V", donde su orientación se encuentra controlada principalmente por linea-



Simbología de las referencias: P: relieve pronunciado, N: relieve normal, S: relieve subnormal, R: regolito, Af: aluvial fino, Ag: aluvial grueso, F: fluvial, L: loessoide, B: bosques naturales, M: áreas misceláneas, AP: tierras con preponderancia de actividades agrícolas sobre ganaderas, A: tierras exclusivamente agrícolas.

Mapa 1: Unidades homogéneas de paisaje de las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga

mientos estructurales y litológicos con rumbos NNO-SSE, O-E y NNE-SSO.

De acuerdo con las características morfológicas descritas para dicho relieve, se puede inferir que los procesos de incisión vertical han sido los principales agentes responsables del modelado del paisaje, los que han actuado a lo largo de toda su historia geológica.

Los suelos se desarrollan sobre sedimentos de

naturaleza aluvial constituidos por materiales de texturas heterogéneas gruesas (franca a arenosa franca) con porcentajes de gravas y gravillas superiores a 20% que varían irregularmente en toda su profundidad. En este ambiente, la evolución de los mismos se encuentra condicionada principalmente por los gradientes elevados de los interfluvios, que en sectores puntuales puede presentar valores cercanos a 90% y también por la naturaleza granulométrica del material parental. Esta situación condiciona por un lado la

actuación de los procesos pedogenéticos, siendo el más frecuente la melanización, y por otro favorece la acción de importantes procesos de erosión hídrica.

Los perfiles típicos están formados por un horizonte superficial oscuro y horizontes subsuperficiales débilmente expresados, apoyados sobre el regolito. Taxonómicamente se clasifican como Hapludoles típicos, líticos y paralíticos y Udorthentes típicos, la diferencia entre los dos órdenes está definida por el porcentaje de gravas y gravillas en el horizonte diagnóstico superficial. En los valles donde la cubierta aluvial es más profunda se encuentran Argiudoles ácuicos y Hapludoles páquicos, en estos suelos el proceso de eluviación-iluviación de arcillas y materia orgánica alcanza su máxima expresión.

2. Piedemonte Oriental Semiárido

La pendiente de piedemonte se encuentra formada por dos ambientes geomorfológicos que presentan un neto contraste en las características geológicas y morfológicas, uno superior correspondiente a una superficie erosionada de roca firme (*Pedimento* disectado) y otro inferior formado por complejos procesos de agradación (*Piedemonte* aluvial).

2a. *Pedimento* disectado

Esta geoforma es definida de acuerdo a los conceptos de VIERS (1973) "como una superficie de aplanamiento o erosión en rocas compactas, resistentes, cristalinas o cristalofílicas, sin una cubierta aluvial importante". En el área esta Subunidad geomorfológica corresponde a una faja continua con rumbo N-S a NNO-SSE ubicada a lo largo del frente montañoso. Su límite superior corresponde a un abrupto escarpe de falla que lo separa del Relieve serrano, dicho desnivel está definido por un conjunto de importantes dislocaciones con rumbo NNO-SSE, con labio hundido al este. Altitudinalmente se extiende desde los 750-1025 msnm en el contacto superior, hasta aproximadamente los 700 msnm en el contacto inferior.

Las características estructurales, litológicas y

pedológicas responden al estilo de la Unidad geomorfológica Relieve serrano y en líneas generales al sistema Sierra Chica. Sin embargo, en cuanto a las características morfológicas presenta un abrupto cambio con el frente montañoso, lo cual permite considerarlo como un área homogénea individual definida en el ambiente plutónico-metamórfico. Este aspecto está determinado por una importante variación en el gradiente longitudinal, el cual alcanza en el *Pedimento* disectado un valor aproximado del 5%. Este importante desnivel presenta su mayor expresión morfológica a la latitud de la localidad de Ascochinga, perdiendo identidad gradualmente hacia el norte donde el contraste entre las dos geoformas es menos marcado. En transectas con orientación O-E que se extienden desde el Relieve serrano hasta el *Pedimento* disectado, se pone de manifiesto claramente este importante escalón topográfico que divide el paisaje de basamento en los dos ambientes señalados.

En esta subunidad los procesos de incisión vertical quedan evidenciados por la presencia de valles cuyos perfiles transversales tienen forma de "V", pero también adquieren importancia los procesos de erosión lateral que formaron valles con fondo plano los cuales poseen una significativa cubierta aluvial formada por sedimentos finos, retransportados por escurrimientos esporádicos. Los valles de mayor dimensión corresponden al Valle La Carolina y La Pampa ubicados respectivamente a 500 m hacia el sur de Ascochinga y a 3 km al NE de dicha localidad.

La presencia de terrazas acíclicas encajonadas en los profundos valles que las rodean, es otra característica morfológica importante de la subunidad; las mismas se encuentran localizadas en el tramo final del río Ascochinga, no siendo comunes estos rasgos fluviales en el río Santa Catalina. Estos procesos de erosión y acumulación lateral realizada por los ríos, no se observan en el otro ambiente definido en el basamento, por lo tanto se considera al *Pedimento* disectado como el primer nivel de erosión del Piedemonte Oriental semiárido con una marcada expresión topográfica y geomorfológica transicional entre el Relieve serrano donde dominan particularmente los procesos de incisión vertical y el Piedemonte aluvial donde ocurren los procesos de acumulación.

Los citados procesos de modelado actuaron en forma más intensa a partir del Plio-Pleistoceno, debido a la actuación de una serie de eventos tectónicos modernos, parcialmente controlados por la presencia de estructuras antiguas.

2b. *Glacis* de erosión

Estas superficies de erosión caracterizan formas de aplanamiento labradas en rocas sedimentarias poco resistentes, que se han desarrollado bajo condiciones climáticas semiáridas-áridas, por un proceso de retroceso del escarpe montañoso y un modelado de *glaciplanación* (VIERS, 1973).

La Subunidad geomorfológica, está desarrollada a partir de areniscas arcillosas, carbonáticas de color rojiza nominadas por SANTA CRUZ (1973b) como formación Saldán. La misma define en el ambiente de piedemonte el segundo nivel de erosión expuesto, el que posee un escaso desarrollo areal y un deficiente estado de conservación.

Es común que estas superficies se encuentren en las barrancas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga cubiertas discordantemente por sedimentos más modernos, así como también expuestas formando relictos suavemente ondulados, discontinuos en el ambiente de *Pedimento* disectado y en el Piedemonte aluvial. A 1,8 km hacia el este de la localidad de Ascochinga, pueden observarse en la Subunidad geomorfológica *Pedimento* disectado suaves lomadas, con un ancho de aproximadamente 50 m y una altura de 3 m.

La cubierta aluvial constituida por sedimentos con texturas arenolimosas con gravillas finas y carbonato de calcio disperso en forma discontinua es somera, presentando espesores de hasta 30 cm. A partir de este material parental se formaron suelos taxonómicamente clasificados como Haplustoles énticos, que presentan un somero horizonte superficial y una serie de capas definidas en función de los porcentajes contrastantes de fragmentos gruesos mayores a 2 mm. En los mismos el único proceso pedogenético que actúa es la melanización.

2c. *Glacis* de acumulación

Este relieve corresponde a "mantos aluviales que esconden el sustrato completamente, teniendo espesores que alcanzan decenas de metros" (VIERS 1973), el origen del mismo está vinculado tanto a la coalescencia de conos de deyección como de derrames de naturaleza aluvial (CALMELS y CARBALLO, 1991).

2c1. *Glacis* de acumulación inferior

Los sedimentos constitutivos del relieve están formados esencialmente por un complejo de limos y arenas de naturaleza fluvio-aluvial, con intercalaciones de gravas y gravillas de diversos tamaños a modo de estratos lenticulares discontinuos o alargados con una cierta continuidad. Esta potente cubierta que pertenece estratigráficamente a la formación Río La Granja de posible edad Holoceno inferior tardío - Holoceno medio (SANTA CRUZ, 1973a), constituye el segundo nivel de agradación pedemontana. En el área de estudio, esta formación sedimentaria constituye una amplia faja expuesta por los ríos Santa Catalina y Ascochinga a lo largo de su recorrido en el ambiente de Piedemonte Oriental, los mismos han dejado expuestos espesores de sedimentos fluvio-aluviales de hasta 20 m.

Los sedimentos de la formación Río La Granja, evidencian un importante ciclo de paleoactividad fluvial cuya génesis es el resultado de la acción de los ríos Santa Catalina y Ascochinga durante un período climático más húmedo que el actual, en el cual las aguas no encauzadas totalmente adquirirían un régimen de flujo laminar distribuyendo sus sedimentos en forma areal. Este relieve de paleoderrames no se encuentra sujeto a la dinámica actual de los correspondientes ríos que lo originaron, sino a la dinámica de escurrimientos esporádicos que pueden tener un flujo en forma laminar o concentrado en superficies suavemente cóncavas.

Este amplio derrame tiene una forma de cuña, que se estrecha hacia el oeste es decir en dirección del *Pedimento* disectado, subunidad con la cual presenta un límite neto bien definido. La morfología de este nivel de *glacis* de acumula-

ción es bastante heterogénea, estando conformada por un relieve relativamente ondulado con un gradiente general de 1% en dirección de la pendiente regional hacia el SE. En la misma se encuentran representadas formas propias de un ambiente aluvial-fluvial, tales como planicie de inundación, albardones y paleocauces, los que determinan su compleja fisonomía.

En función de las características morfológicas y litológicas heterogéneas del medio físico, se observan perfiles de suelos formados por una serie de capas edafizadas que ponen de manifiesto en forma conjunta tanto los diferentes episodios de sedimentación, como los procesos pedogenéticos postdeposicionales que contribuyeron a modificar y enmascarar las características originales del material parental. Dicho material parental presenta una importante variabilidad lateral y vertical producto de los procesos geológicos relacionados con su dinámica propia de sedimentación. Estas variaciones están referidas a las características granulométricas, a los contenidos de la fracción mayor a 2 mm y a la presencia de carbonato de calcio en las capas más profundas.

Los diferentes grados de desarrollo que adquieren los perfiles dependen de la intensidad con que han actuado los procesos de melanización y eluviación-iluviación de arcillas y materia orgánica, los que están condicionados en forma conjunta por la naturaleza del material parental y la posición de los suelos en el paisaje. De esta forma son comunes los Haplustoles y Argiustoles údicos, estando los Haplustoles énticos asociados preferentemente a materiales parentales con texturas gruesas franco arenosas con gravas y ambiente con relieve normal.

2.c2. *Glacis* de acumulación superior

Esta Subunidad geomorfológica representa en el ambiente de piedemonte remanentes de antiguos conos de deyección intensamente erosionados, los que se distinguen notablemente sobre el ambiente relativamente ondulado del *Glacis* de acumulación inferior; en el área alcanzan un gran desarrollo conformando el primer nivel de agradación pedemontana.

El contacto superior con el *Pedimento* es en forma gradual estando enmascarado por la presencia de relictos sedimentarios de dicha subunidad, que se encuentran apoyados en forma discordante sobre el basamento de edad Precámbrica. El contacto inferior es neto con el nivel inferior del *Glacis* de acumulación y gradual con los sedimentos loessoides que constituyen el límite oriental del área de estudio.

Los sedimentos que conforman esta Subunidad geomorfológica corresponden a depósitos de facies fanoloméricas definidos por SANTA CRUZ (1973a) como formación Estancia Belgrano de posible edad Plio-Pleistoceno, la misma se encuentra constituida por bloques y conglomerados redondeados a subredondeados, con una matriz soporte formada principalmente por arenas de diferentes granulometrías y en menor proporción por sedimentos pelíticos. El origen de estos depósitos se encuentra íntimamente relacionado con un importante período erosivo vinculado con movimientos neotectónicos de ascenso de las sierras, ocurridos durante el Plio-Pleistoceno inferior (GORDILLO y LENCINAS, 1979).

La relación estratigráfica discordante entre el basamento y las formaciones cretácicas y pleistocénicas observadas en forma discontinua a lo largo del camino serrano que une la localidad de Ascochinga con Santa Catalina, ponen en evidencia la íntima relación existente entre dichos movimientos neotectónicos, los procesos de modelado del *Pedimento* disectado, así como también la formación y evolución de la cuenca sedimentaria del Piedemonte aluvial.

Algunos sectores de la subunidad se encuentran cubiertos por una capa de sedimentos de naturaleza loessoide que alcanza espesores variables en función de la posición que ocupa en el relieve, esta situación determinó el reconocimiento de dos ambientes geomorfológicos de menor jerarquía que la subunidad.

Morfológicamente este nivel de *glacis* constituye relieves de suaves lomadas con perfiles radiales cóncavos a ligeramente planos cuyo rumbo preferencial es O-E y NO-SE, los mismos poseen una pendiente longitudinal entre 1 y 3% presentando

los mayores gradientes en el ápice de dicha geoforma, es decir en el contacto con el *Pedimento* disectado.

Las características y propiedades de los suelos responden al tipo de material parental a partir del cual se desarrollan. En el caso de los sedimentos aluviales gruesos, los perfiles presentan un horizonte superficial somero cuyo espesor alcanza los 20 cm, presentando texturas franca a franco limosa con porcentajes de gravas y gravillas de hasta 50%; este horizonte se encuentra apoyado sobre sedimentos psefíticos parcialmente consolidados o sobre tosca. Dichos suelos taxonómicamente se clasifican como Haplustoles líticos, paralíticos y énticos, en función de su grado de desarrollo.

La naturaleza y espesor del material parental asociado con altos valores de gradiente cercanos a 20%, inhiben la actuación de procesos de formación de suelos, favoreciendo la actuación de graves procesos de erosión hídrica que se manifiestan con menor intensidad en aquellos sectores donde se ha conservado la vegetación natural de monte.

Cuando los suelos se desarrollan a partir de la cubierta loessoide, los mismos presentan horizontes genéticos bien diferenciados por procesos de melanización, descalcificación-calcificación y también por eluviación-iluviación de arcillas y materia orgánica. La intensidad de estos procesos está en función de la posición que el perfil ocupa en el relieve, de la forma (microrrelieve) y gradiente de los interfluvios y de la profundidad de los sedimentos con relación al sustrato. En una secuencia catenaria desde el área cumbral hacia el valle, los suelos dominantes son Haplustoles énticos, Haplustoles údicos y Argiustoles údicos.

2d. Sistema fluvial de los ríos Santa Catalina y Ascochinga

En el área se distinguen los sistemas fluviales formados por los ríos Santa Catalina hacia el norte y Ascochinga hacia el sur, los mismos se encuentran encauzados en sus cuencas altas y medias ubicadas en el complejo plutónico-metamórfico, presentando su actividad migratoria en la cuenca

baja del Piedemonte aluvial, donde dicha subunidad alcanza su máxima expresión. De acuerdo a lo antedicho, el extremo apical donde cobra importancia dicho ambiente se localiza en el contacto entre el *Pedimento* disectado y el *Glacis* de acumulación superior, correspondiendo altitudinalmente con la curva de nivel de 750 msnm en el río Santa Catalina y con la de 650 msnm en el río Ascochinga.

Los rasgos fluviales comprenden la planicie de inundación actual, los niveles de terrazas y los derrames fluviales del río Santa Catalina, todos ellos vinculados genéticamente en forma directa con la actividad fluvial permanente y encauzada de los ríos principales, acontecida a partir del último ciclo húmedo del Holoceno hasta la actualidad (SACCHI, 1998). Estos rasgos fluviales de menor antigüedad se encuentran formados a partir de sedimentos de la formación Río La Granja (SANTA CRUZ, 1973b) que han sido retransportados y redepositados por los propios cauces y también sobre sedimentos más modernos depositados por la dinámica actual de los ríos. Estos materiales presentan un amplio rango granulométrico que comprende desde sedimentos arenosos hasta limo arenosos, intercalados con gravas y gravillas.

Los suelos desarrollados a partir de estos materiales parentales heterogéneos presentan una secuencia típica de discontinuidades señaladas por contrastes granulométricos de las arenas y cambios abruptos texturales y de color, los que definen una serie de discontinuidades litológicas que se encuentran interrumpidas a diferentes profundidades por lentes discontinuos de materiales predominantemente arenosos y gravillosos. Estas discontinuidades reflejan en forma indirecta la dinámica de sedimentación, así como también las condiciones climáticas reinantes durante los episodios de acumulación y de actuación de los procesos pedogenéticos.

El proceso de formación de suelos más importante observado en la mayoría de los perfiles es la melanización y en segundo lugar la eluviación-iluviación de arcillas y materia orgánica. En los suelos de este ambiente, la estratificación dominante junto con las características granulométricas condicionan la actuación de los diferentes procesos.

El modelo de distribución espacial de suelos responde a perfiles con granulometrías gruesas en los sectores con microrrelieve convexos correspondientes a depósitos de albardones (Ustipsammentes típicos y Ustorthentes údicos), mientras que las granulometrías más finas se asocian a sectores con relieve subnormal y cóncavo de depósitos de planicie de inundación (Haplustoles énticos y údicos y Argiustoles údicos).

2e. Valle aterrizado con cubierta loessoide

Se denomina de esta manera a un amplio valle con fondo plano que posee una potente cubierta de sedimentos loessoides pertenecientes a la formación General Paz (SANTA CRUZ, 1973a), de edad Pleistoceno superior-Holoceno superior. Esta superficie presenta un eje mayor alargado en dirección NO-SE, con rumbo ligeramente transversal al cuerpo de sierra, en dicha dirección tiene una suave pendiente hacia el SE. Su cabecera se localiza en el *Pedimento* disectado alcanzando en esta posición un ancho mínimo de 140 m, mientras que hacia su parte distal comienza a ensancharse adquiriendo una mayor expresión morfológica, la cual queda evidenciada por su ancho aproximado de 1,3 km. En este sector presenta un límite abrupto de naturaleza litológica con la Subunidad geomorfológica *Glacis* de acumulación inferior.

La génesis de dicho Valle se encuentra íntimamente relacionada con eventos de erosión lateral de cauces y también con episodios neotectónicos, ambos ocurridos con anterioridad a la deposición de su cubierta aluvial y con posterioridad a la etapa de formación de los *Glacis* de acumulación superior que lo limitan lateralmente, es decir durante un período más antiguo al Pleistoceno superior.

En toda la subunidad no existen diferencias notables en la forma del relieve siendo el mismo ligeramente subnormal, solamente se observan superficies suavemente cóncavas que lo atraviesan longitudinalmente constituyendo las líneas de escurrimiento esporádicas que configuran el sistema de drenaje del mismo.

En el extremo derecho de dicho relieve, en direc-

ción sur, se localiza un paleocauce amplio con fondo plano y paredes verticales que lo disecta en toda su longitud, el mismo constituye el desagüe de una subcuenca menor del río Ascochinga que tiene sus nacientes en el *Pedimento* disectado.

Los suelos característicos de este ambiente son profundos, con un perfil típico A-Bt-Ck fuertemente desarrollado, con una profundidad de solum que alcanza 1,60 m; los materiales constitutivos de los mismos poseen texturas finas con altos porcentajes de limo y arcilla (limo total: 50-70%, arcilla: 20-40%) y escasos contenidos de arena (arena total: 6-11%) predominando las fracciones finas y muy finas. El material parental de los suelos posee carbonato de calcio en su composición, el cual se encuentra a profundidades mayores a 1,60 m, indicando de esta forma la actuación de intensos procesos pedogenéticos de descalcificación-calcificación.

En este ambiente el relieve ligeramente subnormal, las condiciones climáticas y las propiedades litológicas constituyen las características ambientales más importantes que en forma conjunta favorecieron la actuación de procesos pedogenéticos, los cuales quedan expresados en los perfiles por la presencia de horizontes genéticos bien definidos y horizontes diagnósticos subsuperficiales argílicos. De esta forma, los suelos dominantes en las unidades cartográficas son definidos como Argiustoles údicos, encontrándose también en fase por drenaje, por espesor de solum y por erosión hídrica.

2f. Relieve loessoide suavemente disectado

Esta geoforma corresponde a un relieve de suaves lomadas constituidas por sedimentos loessoides con similares características granulométricas y químicas a los de la cubierta del *Glacis* de acumulación superior y del Valle aterrizado, es decir que corresponde a un material eólico el cual ha estado expuesto a un retransporte por escurrimientos esporádicos.

Los relieves constituidos a partir de estos materiales loessoides de edad Pleistoceno superior-Holoceno superior tardío, se encontraban durante la deposición de los sedimentos de la

formación Río La Granja en situaciones topográficas positivas con respecto al nivel de base o localizados en posiciones de interfluvios, de tal manera que los escurrimientos solamente pudieron realizar un ligero retransporte de los mismos. En este retransporte el material de naturaleza eólica incorporó en su composición materiales con una granulometría mayor a 250 μ .

Esta geoforma suavemente ondulada emerge actualmente unos pocos metros sobre los depósitos más modernos que la rodean, los cuales se encuentran ubicados en un nivel topográfico más bajo. En algunos sectores de su trayectoria con dirección NO-SE este relieve pierde identidad confundiendo en el ambiente del *Glacis* de acumulación inferior, esta situación se observa particularmente en la parte proximal de dicha subunidad.

Las lomas loessoides junto con un tramo de la subunidad *Glacis* de acumulación superior constituyen el límite norte de la cuenca del río Santa Catalina, estando solamente representada sobre la margen izquierda del correspondiente río.

La morfología de las lomas es variada estando definida por áreas cumbrales planas a convexas elongadas en dirección NO-SE, con laderas convexas a rectas cuyas pendientes transversales son inferiores a gradientes de 5%. Los valles que las disectan en forma irregular poseen una débil expresión topográfica en el paisaje evidenciada por una forma suavemente cóncava, dichas geoformas actúan como líneas de escurrimiento de la correspondiente subunidad.

Los suelos formados a partir del material loessoides poseen texturas franco limosas (limo total: 50-65%, arcilla: 12-31%) que se mantienen en forma homogénea en toda la profundidad del perfil, variando solamente en forma ligera los porcentajes de arenas totales (arena total: 15-30%) presentes. En este ambiente el material parental posee carbonato de calcio en los horizontes subsuperficiales, encontrándose el mismo desde profundidades mínimas de 40 cm. En general los perfiles presentan un alto grado de horizontalización, debido a la actuación de procesos de melanización, eluviación-iluviación de arcillas y materia orgánica y descalcificación-calificación, pero se caracterizan por tener un

grado de desarrollo menor en comparación con los suelos formados en el Valle aterrizado con cubierta loessoides.

Los Haplustoles údicos dominan las posiciones de áreas cumbrales y sectores con mayor gradiente de pendiente, mientras que los Argiustoles údicos las posiciones de media loma alta a baja. Estos Argiustoles se distinguen por el grado de desarrollo, es decir por la profundidad del solum, el espesor del horizonte argílico y la profundidad a la que se encuentra el carbonato de calcio.

CONCLUSIONES

La metodología aplicada permitió obtener una cartografía de unidades homogéneas ambientales con límites bien precisos y un elevado grado de homogeneidad interna, donde es factible establecer las relaciones de dependencia funcional entre las variables de relieve, litología, suelo, uso de la tierra y procesos activos de erosión hídrica. Los niveles de abstracción más altos de esta clasificación jerárquica, Provincia y Sistema geomorfológico, situaron el área de interés en un determinado contexto morfo-estructural a escala regional. En el nivel de unidad adquirieron mayor significación estas propiedades morfo-estructurales, pero definidas en un meso-clima determinado. Las seis subunidades de menor jerarquía reflejaron las características climáticas, litológicas y por lo tanto pedológicas del área sintetizando de esta forma la historia geológica de la misma.

En función del análisis de las variables mencionadas anteriormente, se reconocieron en el área de estudio tres ambientes morfodinámicos bien diferenciados, los cuales deben constituir el soporte ambiental para la elaboración de una cartografía a nivel de mayor detalle.

El primer ambiente denominado Relieve serrano, define la cuenca alta que se extiende entre los 1800 msnm y los 1025-750 msnm; el mismo se caracteriza por presentar rocas metamórficas precámbricas, relieve pronunciado, suelos someros apoyados sobre regolito y un predominio de procesos de erosión hídrica de incisión vertical. El segundo situado entre los 1025 y los 650

msnm definido como *Pedimento* disectado, corresponde a la cuenca media, con relieve ondulado, donde adquieren significación los procesos de erosión hídrica tanto vertical como lateral; este ambiente presenta características litológicas y por lo tanto pedológicas similares a la cuenca alta. Ambos sectores de las cuencas se encuentran muy poco poblados, manteniendo un elevado grado de naturalidad en la vegetación, presentando importantes bosques.

El tercer ambiente pertenece a la cuenca baja

situada entre los 650 y 550 msnm con un relieve muy suavemente ondulado, desarrollado sobre sedimentos fluviales, aluviales y loessoides depositados a partir del Plio-Pleistoceno, con suelos con un mayor grado de desarrollo. Los procesos dominantes en este ambiente de Piedemonte Oriental semiárido son los de erosión hídrica laminar, lineal y en canal en los sistemas fluviales. Este sector presenta un elevado grado de antropización, en función de que la mayor parte de su superficie se encuentra dedicada a actividades agrícola-ganaderas.

Unidad geomorfológica	Subunidad geomorfológica	Geomorfología	Litología	Suelos	Vegetación
1. Relieve Serrano		Áreas cumbrales estrechas, valles en forma de V. Dominan procesos de incisión vertical. Pendiente de 17% hacia el este.	Complejo plutónico metamórfico	Hapludoles típicos líticos y paralíticos. Udorthentes típicos. Argiudoles ácuicos, Hapludoles páquicos en valles con importante cubierta aluvial.	Pastizal y Bosquecillo de altura por encima de los 1700 msnm. Matorral serrano o "romerillal" entre 1700 y 1300 msnm y Bosque serrano a partir de los 1350 msnm.
Piedemonte Oriental Semiárido	2a. <i>Pedimento</i> disectado	Relieve ondulado, valles en forma de V y de fondo plano, pequeños niveles de terrazas y lechos de inundación. Procesos de erosión vertical y de erosión y acumulación lateral. Pendiente de 5% hacia el este.			Bosque serrano, con "importantes claros" en su extensión y relictos destacados de bosque denso.
	2b. <i>Glacis</i> de erosión	Relieve suavemente ondulado con escaso desarrollo areal.	Areniscas arcillosas, carbonáticas rojizas.	Haplustoles énticos.	Especies del Bosque serrano y del Espinal con escaso desarrollo.
	2c1. <i>Glacis</i> de acumulación inferior.	Relieve relativamente ondulado. Pendiente general de 1% hacia el SE.	Limos y arenas fluvio-aluviales con gravas y gravillas (aluvial fino).	Haplustoles y Argiustoles údicos. Haplustoles énticos.	Áreas dedicadas a actividades agrícola-ganadera, con relictos aislados del Espinal.
	2c2. <i>Glacis</i> de acumulación superior.	Relieve de suaves lomadas con perfiles radiales cóncavos a ligeramente planos. Pendiente longitudinal entre 1 y 3% hacia el E y SE.	Bloques y conglomerados con arenas y sedimentos pelíticos (aluvial grueso). A veces con una cubierta loessoides limosa.	Haplustoles líticos, paralíticos y énticos. Haplustoles údicos. Argiustoles údicos.	Vegetación natural con un grado de alteración importante.
	2d. Sistema fluvial de los ríos Santa Catalina y Ascochinga.	Planicie de inundación actual, niveles de terrazas y derrames fluviales del río Santa Catalina.	Sedimentos arenosos a limo arenosos, con gravas y gravillas.	Ustipsammentes típicos, Ustorthentes údicos. Haplustoles énticos y údicos. Argiustoles údicos.	Cultivos en las terrazas más altas. Vegetación natural con alto grado de degradación en los restantes rasgos fluviales.
	2e. Valle aterrizado con cubierta loessoides.	Valle con fondo plano, con un eje mayor en dirección NO-SE. Pendiente suave hacia el SE.	Sedimentos de naturaleza loessoides limosa.	Argiustoles údicos.	Vegetación natural fuertemente degradada y áreas utilizadas con fines agrícolas.
	2f. Relieve loessoides suavemente disectado.	Relieve de suaves lomadas con áreas cumbrales planas a convexas, laderas convexas a rectas y valles con una débil expresión topográfica.	Sedimentos de naturaleza loessoides limosa.	Haplustoles údicos, Argiustoles údicos.	Áreas dedicadas a actividades agrícolas, sin relictos significativos del Espinal.

Cuadro 2: Evaluación integrada del paisaje a nivel de Unidad y Subunidad geomorfológica.

REFERENCIAS

CALMELS, A.; CARBALLO, O. (1991). Vocabulario de Geomorfología. Pub. N° 1. Fac. de Cs. Ex. y Nat. (U.N.L.P). 470pp.

FRANCES, E.; CENDRERO, A.; MOREY, M. (1989). Un modelo de evaluación del territorio para la planificación, con base geomorfológica, aplicado a la Vertiente Cantábrica. Cuaternario y Geomorfología. Vol 3 (1-4). pp. 106-115.

GODFREY, A.E.; CLEAVES, E.T. (1991). Landscape analysis: theoretical considerations and practical needs. Environ. Geol. Water Sci. Vol. 17. N° 2. pp. 141-155.

GORDILLO, C.E.; LENCINAS, A.N. (1979). Sierras pampeanas de Córdoba y San Luis. Geología Regional Argentina. Vol. I. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba. Rep. Arg. pp. 577-650.

JARSÚN, B.A.; y Otros. (1989). Atlas de Suelos de la Provincia de Córdoba, escala 1:50.000. Convenio INTA_BID.132pp.

KRÖLING, D. (1993). Geomorfología del tramo inferior del Río Segundo. Informe final de Beca (Conicor). Inédito. 181pp.

LUTI, R.; BELTRÁN DE SOLÍS, M.A.; GALERA, F.M.; y Otros.

(1979). Vegetación. En Geografía Física de la provincia de Córdoba. Ed. Boldt. Pp. 297-368.

SACCHI, G.A. (1998). Dinámica de erosión hídrica de los suelos en base a estudios geomorfológicos y pedológicos en las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga. Provincia de Córdoba. Argentina. Informe final de Beca (CONICET). Inédito. 238pp.

SANTA CRUZ, J.N. (1973a). Geología al este de la Sierra Chica (Córdoba) entre La Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentarias. V Congreso Geol. Argentino. Actas IV. pp. 221-234.

SANTA CRUZ, J.N. (1973b). Cortes geológicos transversales del valle del río Santa Catalina (Córdoba) en un sector del pie de sierra. Bol. Asoc. Geol. Arg. Tomo II (1-2). pp. 25-28.

SAYAGO, J.M. (1982). Las Unidades Geomorfológicas como base para la evaluación integrada del paisaje natural. Acta Geológica Lilloana XV, pp. 119-138.

SOIL SURVEY STAFF. (1996). Keys to Soil Taxonomy. United States Department of Agriculture. Washington D.C. 306pp.

VIERS, G. (1973). Geomorfología. Ed. Oikos-Tau. 320pp.

Original recibido: Junio de 1999.

Original aceptado: Agosto de 1999.

SONDEOS DE RESONANCIA MAGNÉTICA (SRM). ENSAYO EN UN ACUÍFERO DETRÍTICO DEL SUR DE ESPAÑA.

Por J. L. PLATA TORRES (*) y F. M. RUBIO SÁNCHEZ-AGUILILLA (*)

RESUMEN

A fin de tener una experiencia directa en el método de Sondeos de Resonancia Magnética (SRM), el ITGE ha realizado un ensayo en el acuífero de los Sotillos (Cádiz). La novedad y ventaja del método SRM es que la señal recibida se debe exclusivamente a la existencia de agua en el subsuelo; la profundidad teórica de investigación depende de la intensidad del momento magnético emitido para generar la producción de la señal. Las posibilidades de medición de esta señal (que es del orden de decenas de nV) se ven limitadas por la profundidad del agua (se estima un máximo de 100 m), por la existencia de ruido ambiente elevado y por la presencia de rocas conductoras o volcánicas. Dado el peso y volumen de la instrumentación necesaria, se requiere acceder en vehículo a los lugares de medición; el proceso de registro de cada sondeo puede durar varias horas. En este ensayo se ha empleado la instrumentación NUMIS de la firma francesa IRIS Instruments, habiéndose efectuado sondeos RM en cuatro emplazamientos próximos a sondeos mecánicos de columna conocida; debido a la existencia de ruidos electromagnéticos en la zona, fue preciso efectuar numerosas pruebas con diferentes parámetros de medida y tamaño, forma y orientación de la antena, para mejorar la relación señal/ruido. El resultado de campo (forma de la curva de amplitud de la señal en función del tiempo) es suficiente para decidir sobre la existencia o no de agua. La interpretación cuantitativa presenta el problema de equivalencia normal en otros métodos geofísicos, de tal forma que la distribución volumétrica del agua puede adjudicarse a diversas combinaciones de potencias-contenidos. La resolución es en cualquier caso decreciente con el aumento de la profundidad. Además, en los acuíferos multicapa, las más profundas resultan peor definidas, al estar su señal mezclada con la de las más someras. La determinación de la constante de decaimiento de la señal registrada no es fiable en presencia de ruido elevado. Los resultados obtenidos en Los Sotillos permiten concluir que el método está en condiciones de ser utilizado, con las limitaciones señaladas, como complemento de otros métodos geofísicos con los que se haya definido la geometría del posible acuífero, siendo entonces de gran utilidad para detectar la presencia real de agua, su cantidad y obtener una estimación cualitativa de la porosidad y permeabilidad, sin efectuar sondeos mecánicos.

Palabras clave: Resonancia magnética, SRM, Geofísica, Hidrogeología, Sotillos, Porosidad, Permeabilidad.

ABSTRACT

ITGE has undertaken an experiment with the Magnetic Resonance Sounding (MRS) methodology in the Sotillos (Cádiz) aquifer. The new aspect and advantage of the MRS method is that the signal received is exclusively due to the presence of water in the underground; the theoretical depth of investigation depends on the intensity of the magnetic moment used to produce the signal. The possibility of measuring such a signal (which is in the order of magnitude of a few hundreds of nV) is limited by the water depth (up to a maximum of 100 m), by the existence of noise and by the presence of conductive or volcanic rocks. Due to its volume and weight only sites with vehicle access are suitable to use the method; the reading sequence of a selected sounding may take several hours. In this experiment NUMIS instrumentation from the french firm IRIS Instruments has been used; MRS soundings have been done at four sites close to holes of well known geology; because of the existence of electromagnetic noise in the area, it was necessary to carry out many tests with different measurement parameters, size, shape and orientation of the antenna, to improve the signal to noise ratio. The field result (shape of signal amplitude versus time) is enough to decide upon the existence of water. The quantitative interpretation has the normal equivalence problem as other geophysical methods, so that the same volumetric distribution of water may be due to different combinations of thickness and water content. The resolution decreases with depth. In case of a multi layer aquifer, the deepest layers are worse defined, because its signal is mixed with the signal from the shallower ones. The results of the Sotillos experiment allow to conclude that the method is ready to be used as a complement to other geophysical methods defining the geometry of the aquifer, being then the use of MR sounding very effective to detect the presence and amount of water, as well as a qualitative evaluation of the porosity and permeability, without the need of drilling.

Key words: Magnetic resonance, MRS, Geophysics, Hydrogeology, Sotillos, Porosity, Permeability.

(*) Área de Geofísica del ITGE. c/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

INTRODUCCIÓN

Desde la década de los 80 viene siendo utilizado en prospección geofísica el principio de la Resonancia Magnética Nuclear (RMN), siguiendo las ideas de PURCEL et al. (1946), BLOCH et al. (1946) y HAHN (1950), como herramienta de testificación geofísica de sondeos en la prospección de hidrocarburos, determinándose porosidades, índices de cantidad de fluidos libres y presencia de hidrocarburos (MILLER et al., 1990; HEDBERG et al., 1993). La idea de utilizar la técnica RMN para detectar el agua del subsuelo desde la superficie se debe a VARIAN (VARIAN, 1962; PACKARD y VARIAN, 1958), siendo posteriormente desarrollada por SEMENOV (1987a y 1987b), SEMENOV et al. (1982, 1987, 1988, 1989), LEGCHENKO et al. (1990), LEGCHENKO y SHUSHAKOV (1991), LEGCHENKO (1992), SHUSHAKOV y LEGCHENKO (1992, 1994a, 1994b). El primer instrumento con esta finalidad (HYDROSCOPE) fue construido por la Academia de Ciencias de Rusia (ICKC) en 1982, y más tarde (1995) IRIS Instruments (Francia) fabrica el equipo NUMIS por colaboración entre el BRGM e ICKC.

Hasta 1991 no comienzan a aparecer en la literatura geofísica occidental referencias a ensayos realizados con la técnica de resonancia magnética desde la superficie, que desde ahora denominaremos Sondeos de Resonancia Magnética (SRM), para aplicaciones hidrogeológicas, contándose hoy día con la suficiente información como para poder apreciar el interés real que tiene este método geofísico, y quedando claramente definidas sus aplicaciones y limitaciones en el momento actual (ensayos en Australia, SCHIROV et al., 1991; en Israel, GOLDMAN et al., 1994, GEV et al., 1996; en Estados Unidos, LIEBLICH et al., 1994, LEGCHENKO et al., 1997b; en Francia, LEGCHENKO et al., 1995, 1996 y 1997a, LEGCHENKO, 1996a y 1996b; en Rusia, SHUSHAKOV, 1996; en Arabia Saudí, LEGCHENKO et al., 1998; en Alemania, YARAMANCI et al., 1998b; en España, ROY et al., 1998, publicado con posterioridad a la realización de los ensayos objeto de este artículo). No obstante, en los inicios de un método de prospección, es normal que cada grupo de usuarios desee verificar sus posibilidades mediante trabajos llevados a cabo en el pro-

pio entorno, por lo que el Instituto Tecnológico Geominero de España ha procedido a realizar unos ensayos del método SRM, utilizando para ello la instrumentación NUMIS, en las condiciones técnicas más controladas posibles y con el objetivo de difundir sus resultados de forma general.

Puesto que el resultado que proporciona este método permite su interpretación en términos de cantidad de agua e indicación del tamaño de los poros en función de la profundidad, proponemos denominarlo SRM ("sondeo RM"), por similitud con la nomenclatura empleada en otros métodos geofísicos. Otras denominaciones utilizadas hasta ahora en la literatura anglosajona hacen referencia a "nuclear", "protónica" y "superficial", con las siglas SNMR o SPMR).

FUNDAMENTO TEÓRICO DEL MÉTODO SRM

En los fundamentos físico-matemáticos de un método de exploración geofísica se encuentran las claves de sus posibilidades y de sus limitaciones, por lo que deben ser conocidos no sólo por los expertos en la toma de datos y su interpretación, sino también por los técnicos usuarios del método, ya que esta es la única manera de poder establecer un diálogo productivo entre ambos. Con esta intención, la siguiente exposición trata de sintetizar las bases del método SRM en su aspecto general, sin pretender entrar en detalles sobre cuestiones más especializadas.

Los núcleos atómicos que contienen un número impar de nucleidos (protones o neutrones), generan, debido a su movimiento de revolución, un campo magnético cuya intensidad y dirección se expresa en términos de una magnitud vectorial denominada momento magnético nuclear. En presencia de un campo magnético estático externo, como el terrestre, los momentos magnéticos nucleares están orientados (polarizados) en la dirección de las líneas de fuerza del campo externo. Si por alguna causa son apartados de esta posición de equilibrio, al cesar dicha causa, volverán a orientarse en la dirección del campo externo. Este movimiento de orientación es acompañado de otro de precesión en torno al campo magnético estático, a una frecuencia f llamada de Larmor, que es proporcional a la inten-

sidad H del campo magnético externo; la constante de proporcionalidad es el índice giromagnético g , con un valor único y conocido para cada nucleido.

En el caso de los protones del agua

$$f(\text{Hz}) = (g/2\pi)H(\text{nT}) = 0.04258H(\text{nT}) \quad [1]$$

La variación del campo magnético debido a los protones en precesión es capaz de generar en una bobina próxima una f.e.m. de la misma frecuencia f , con una amplitud que irá disminuyendo exponencialmente con el tiempo hasta que se anula al alcanzarse de nuevo el equilibrio. La medición de esta señal es el objetivo del método SRM.

En la práctica, midiendo en una zona con un magnetómetro la intensidad H del campo magnético terrestre, puede calcularse mediante [1] la frecuencia de precesión de los protones del agua en dicha zona. Haciendo pasar una corriente alterna de intensidad $I \cos(2\pi ft)$ (ver fig. 1) por una bobina o bucle de grandes dimensiones situado sobre la superficie del suelo, se produce un campo magnético oscilante, cuya componente HI normal al campo geomagnético es la responsable de que los momentos magnéticos de los protones del agua, si es que existen bajo la bobina, se separen de su posición de equilibrio (debido a la absorción de la energía electromagnética), inclinándose un ángulo θ respecto de su orientación inicial:

$$\theta = g/2HI(r, \rho)q \quad [2]$$

donde:

- * g : índice giromagnético de los protones del agua
- * r : distancia desde el centro de la bobina al punto de cálculo
- * ρ : resistividad del medio
- * q : magnitud denominada "pulso" o momento, producto de la intensidad de corriente que circula por la bobina emisora, por el tiempo de emisión, de unidades A ms. Este parámetro juega un papel crucial en los sondeos RM, puesto que, junto con las dimensiones

de la antena o bucle emisor, determina la profundidad de investigación.

- * HI está expresado en nT/A (campo debido a un Amperio), y depende de la intensidad del campo magnético aplicado y de la inclinación del campo magnético terrestre.

Por tanto, el ángulo que el vector momento magnético de los protones es desviado es proporcional a la cantidad de energía entregada, y depende, para un medio y a una distancia dada, de la intensidad del campo HI y de su duración.

Cesado el campo externo, los momentos magnéticos de los protones inician su movimiento de precesión mientras que adquieren de nuevo la orientación en dirección del campo terrestre; la f.e.m. inducida por la variación del campo magnético debida a movimiento precesional de los protones se mide en la misma bobina situada en la superficie del suelo, que ahora actúa como receptora (ver fig. 1), y su amplitud E va disminuyendo en función del tiempo t según la ley:

$$E(t, q) = E_0(q) \sin(2\pi ft + \phi) \exp(-t/T_2^*) \quad [3]$$

Esta señal, de una amplitud del orden de las decenas de nV, es la que se mide en el método SRM, siendo:

$$E_0(q) = \int_V 2\pi f HI(r) MI(r) f(r) dv \quad [4]$$

la amplitud de la señal para $t=0$, en un medio estratificado no conductor, con campo geomagnético homogéneo y para una duración del pulso inferior a la constante de relajación o tiempo de decaimiento T_2^* (PUSEP et al., 1991; GOLDMAN et al., 1994; TRUSHKIN et al., 1995; SEMENOV et al., 1988), donde:

- * $MI = M_0 \sin(\theta)$
- * M_0 = magnetización nuclear o momento magnético por unidad de volumen en las condiciones de equilibrio.
- * $f(r)$: cantidad de agua contenida en el volumen unitario a la distancia r
- * ϕ : desfase entre la corriente emitida y el voltaje recibido, que depende de la conductividad del medio ($\phi=0$ para rocas resistivas).

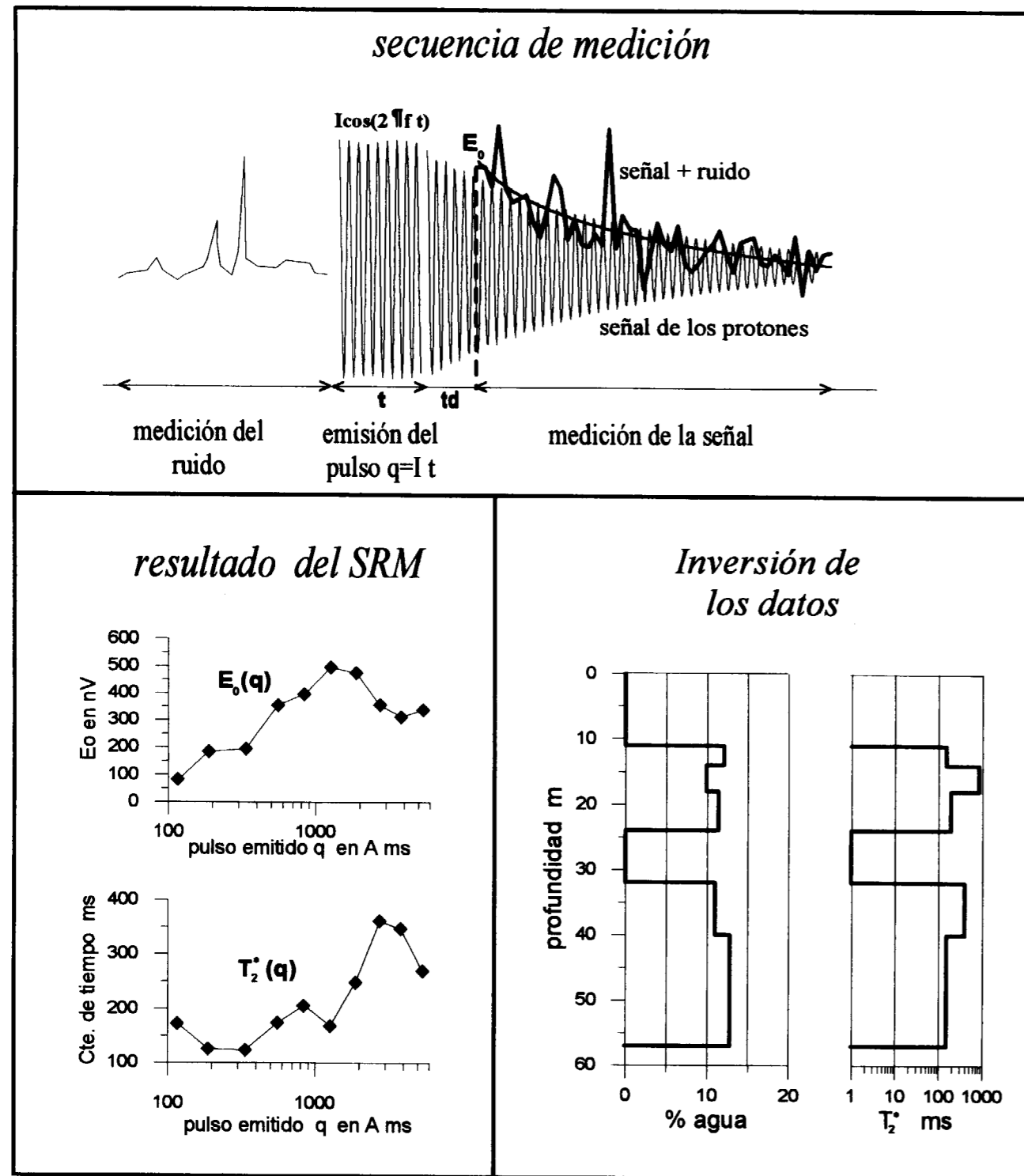


Fig. 1 Esquema del proceso de medición e interpretación de un SRM. La secuencia de medición se efectúa tantas veces como pulsos de diferente amplitud o momento q se seleccionen, modificando para ello la intensidad de corriente I ; cada pulso es emitido un determinado número de veces, adicionando las señales medidas. El resultado del SRM son las funciones de variación de la amplitud inicial de la señal E_0 y de la constante de tiempo de decaimiento T_2^* , con el pulso q , obteniéndose de su inversión la variación del contenido en agua y de la constante de tiempo con la profundidad.

Su valor deducido de las mediciones RM no permite diferenciar entre la conductividad de las rocas o la debida a los iones salinos presentes en el agua (SHUSHAKOV, 1996), pudiendo actuar las capas muy conductoras como pantallas para la transmisión del campo de excitación y de la señal, por lo que acuíferos inferiores a estas capas no se verán en el sondeo RM (TRUSHKIN et al., 1995; GOLDMAN et al., 1994).

* T_2^* : constante de tiempo de decaimiento de la señal, que depende del tamaño medio de los poros de la formación. Es el tiempo que tarda en anularse la componente del vector de magnetización perpendicular al campo geomagnético, cuando éste es heterogéneo (LIEBLICH et al., 1994).

* dv : diferencial de volumen

La amplitud de E_0 no varía linealmente con q , sino que es directamente proporcional al contenido en agua del subsuelo $f(r)$, la profundidad, la inclinación del campo geomagnético (LEGCHENKO et al., 1997b y 1997c) y la resistividad de las rocas. Un aumento de la intensidad de corriente en el circuito emisor no aumenta la amplitud de la señal, sino la profundidad de investigación, al ser capaz de excitar los protones a mayor distancia de la bobina emisora, recibiendo la señal fundamentalmente de una distancia inferior a tres veces el cuadrado del diámetro de la antena (la amplitud es despreciable para distancias r superiores al doble del diámetro de la antena emisora (LIEBLICH et al., 1994)).

Las condiciones más favorables para la utilización del método SRM (LEGCHENKO et al., 1997b) se dan en los polos geomagnéticos, en rocas resistivas y con porosidades altas, siendo entonces posible detectar con una antena de 100 m de diámetro una capa de agua de un metro de potencia a 150 m de profundidad, mientras que en el ecuador, en rocas conductoras y con porosidades bajas se dan las peores condiciones de aplicabilidad, reduciéndose la profundidad del caso anterior a 40 m.

El proceso de medición está esquematizado en la fig. 1: antes de emitir el pulso de excitación es posible medir en la bobina los campos electro-

magnéticos existentes, y que suponen un ruido en las posteriores mediciones; el paso por la bobina de una corriente alterna de intensidad I y frecuencia f (de Larmor) durante un tiempo t determina la amplitud del momento o pulso emisor $q=I t$; al cortar el paso de la corriente puede medirse la señal $E(t)$, cuya existencia es lo que permite deducir la presencia de protones de agua bajo el bucle de excitación; de esta función $E(t)$, que estará normalmente contaminada por la presencia de ruido, se calculan su valor máximo E_0 y la constante de decaimiento T_2^* . Realmente, para cada valor de q emitido, la señal se comienza a medir transcurrido un tiempo muerto t_d desde el corte de la corriente emisora, necesario para conmutar el circuito de emisor a receptor, y por tanto en vez de E_0 se mide $E_{max}=E_0 \exp(-t_d/T_2^*)$; esto hace además que señales con un tiempo de decaimiento inferior a t_d no sean registradas. De la medición de la señal $E(t)$ para varios pulsos distintos de emisión q , se obtiene la función $E_0(q)$ para los valores máximos y $T_2^*(q)$ para la constante de tiempo de decaimiento, funciones que son el resultado del SRM y con las que se realiza la interpretación cuantitativa del método, determinando los valores de cantidad de agua y constante de tiempo en función de la profundidad. Para mejorar la relación señal/ruido, el ciclo de excitación-medición es repetido muchas veces para cada valor de q , realizándose la suma (stacking) de la señal registrada en cada ciclo, lo que tiende a anular el ruido aleatorio.

INTERPRETACIÓN CUANTITATIVA DE LOS VALORES MEDIDOS

La principal novedad que ha hecho posible la reciente utilización del principio físico de la resonancia magnética nuclear o protónica en la prospección de agua, estriba tanto en el desarrollo de la instrumentación necesaria para generar el campo magnético de excitación o resonante y medir la débil señal de resonancia en trabajos de campo, como en el desarrollo de las ecuaciones matemáticas que permiten determinar la distribución en el subsuelo de la cantidad de agua y del valor de la constante de decaimiento, a partir de la medición de la f.e.m. Es en estas cuestiones instrumentales y de cálculo donde se presentan las diferencias existentes entre los equipos

actualmente disponibles, refiriéndonos en esta descripción al sistema desarrollado en el BRGM en cooperación con la ICKC, en el momento de realizar este trabajo.

La interpretación cuantitativa del SRM se realiza, al igual que en otros métodos geofísicos, por ajuste entre los valores medidos y los teóricos debidos a un modelo determinado; para los cálculos de modelización o resolución del problema directo, si se supone un suelo estratificado horizontal y un campo geomagnético homogéneo, la señal $E_o(q)$ es el resultado de la superposición de la señal debida a cada capa con un contenido en agua $f(z)$

$$E_o(q) = 2\pi f M_o \int_0^{Z_{max}} H_l(z) \sin \theta f(z) dz = \int_0^{Z_{max}} M(q, z) f(z) dz$$

siendo Z_{max} la máxima profundidad de donde la señal puede provenir. En forma discretizada, para i capas, la señal para el pulso j es:

$$E_{oj} = \sum_i M(i, j) f(i)$$

y en forma matricial (LEGCHENKO y SHUSHAKOV, 1998; GUILLEN y LEGCHENKO, 1997; LEGCHENKO y VALLA, 1998)

$$E_o(q) = M(q, z) f(z)$$

siendo $E_o(q)$ la matriz de la amplitud de la señal en función de la amplitud del pulso emisor, $M(q, z)$ la matriz que contiene la respuesta del modelo (cada elemento de la matriz es la contribución de una capa a la señal originada por cada pulso), y $f(z)$ la matriz con la información del contenido de agua en función de la profundidad z .

La resolución de estas ecuaciones para un modelo $f(z)$ conocido permite determinar la señal teórica $E_o(q)$ que se obtendría; la inversión de los datos de campo $E_o(q)$ supone el cálculo del contenido de agua $f(z)$ en función de la profundidad, con tantas capas como pulsos emitidos, mediante la resolución del sistema lineal:

$$f(z) = M(q, z)^{-1} E_o(q)$$

Para ello hay que calcular previamente la matriz $M(q, z)$ del problema directo para un modelo de i capas y j pulsos emitidos, en donde intervienen como parámetros de cálculo la forma y tamaño de la antena emisora, la frecuencia, inclinación de campo magnético terrestre, la resistividad del terreno y la profundidad máxima de investigación deseada (que depende del tamaño de la antena y tiene gran influencia sobre la resolución). En el sistema desarrollado por IRIS, esta matriz se calcula para 100x100 elementos, tardando dicho cálculo varias horas, aunque su inversión para un caso dado sólo tarda unos segundos (IRIS, 1997 y 1998).

Los datos de entrada para los cálculos de inversión son la amplitud de las señales $E(t)$ medidas para cada pulso q , a las que se les ajusta (pudiendo seleccionar un tiempo inferior al realmente registrado) una exponencial de donde se obtienen el valor máximo E_o y la constante de tiempo T_2^* , formando la función $E_o(q)$; para ello los valores de $E(t)$ pueden someterse a algún tipo de filtro que suavice la influencia del ruido en la curva ajustada. En el proceso de inversión se obtienen tantas capas como pulsos emitidos, siendo la potencia de las capas automáticamente incrementada con la profundidad, dada la mejor resolución del método para las zonas más superficiales. Las profundidades de cada capa quedan por tanto predeterminadas, calculando en la inversión su contenido en agua. De la matriz general $M(q, z)$ se toman por interpolación los elementos necesarios para el número de pulsos medidos y número de capas seleccionado, minimizando el algoritmo de inversión la desviación cuadrática media entre los valores medidos y los teóricos; si los datos son ruidosos la inversión puede ser inestable, para lo que se puede emplear un coeficiente o parámetro de regularización pr , que pondera la diferencia entre los valores medidos y los debidos al modelo, minimizando el contraste entre capas, según el método de regularización de TIKHONOV para problemas de solución no única (TIKHONOV y ARSEININ, 1977):

$$E_o(q) - M(q, z) f(z) + pr(df/dz)^2$$

Cuanto más alto sea el valor de pr , más suavizada será la solución (YARAMANCI et al., 1998a): si

este parámetro es cero, la solución sería la de muchas capas delgadas; si su valor es 100000, la solución es la de una sola capa con variación suave del contenido en agua en función de la profundidad; el valor standard es de 5000. Los valores del filtro aplicado y del parámetro de regularización pueden hacer oscilar las soluciones entre un solo acuífero para toda la profundidad de investigación, y varios acuíferos independientes.

Una vez adoptada una solución $f(z)$, pueden recalcularse los valores de la constante de tiempo de decaimiento de la señal para cada profundidad. Los valores de T_2^* de las señales registradas no pueden ser inferiores al tiempo t_d de retraso en que se inicia la medición, que es de 35 ms, ni superiores a 1000 ms, que corresponde a agua libre, aunque señales contaminadas con mucho ruido pueden dar lugar al cálculo de falsas constantes de tiempo (1000 ms o superiores). El valor de la constante de tiempo puede relacionarse de forma empírica con la litología - permeabilidad (SCHIROV et al., 1991; STRALEY et al., 1991):

>600	agua libre
600-300	grava
300-180	arena gruesa
180-120	arena media
120-60	arena fina
60-30	arenas muy finas
<30	arenas arcillosas

Se deduce por tanto que el agua contenida en medios no permeables dará lugar a una señal que no entra a formar parte de la medición, por anularse dicha señal antes del inicio de la secuencia de medida (fig 1).

En este proceso de inversión de los datos existen por tanto varias soluciones equivalentes, en función de los filtros y parámetro de regularización elegidos, por lo que, como en cualquier otro método geofísico, la elección de la solución depende del grado de conocimiento que se tenga sobre la zona y del empleo simultáneo de otros métodos de investigación.

La medida del SRM y el proceso de inversión proporcionan los siguientes datos (IRIS, 1997 y 1998):

- **valores medidos:**

* **amplitud de la señal $E(t)$ medida y función ajustada, (nV-ms):** a los valores de amplitud de señal medida en función del tiempo $E(t)$ para cada uno de los pulsos q emitidos se les somete a un filtro que suaviza el aspecto de la curva, ajustando a los valores filtrados una función exponencial, que es la utilizada para el cálculo de E_o y T_2^* . Estas curvas permiten juzgar sobre la calidad de la señal y la existencia o no de protones de agua en el subsuelo.

* **función $E_o(q)$ (nV-A ms):** valores máximos de la señal en función de la intensidad del pulso emitido.

* **función $T_2^*(q)$, (ms-A ms):** valores de la constante de decaimiento en función de la intensidad del pulso emitido.

* **función de frecuencia $f(q)$, (Hz-A ms):** valores de la frecuencia de la señal registrada en función de la intensidad del pulso emitido.

* **función de fase $\phi(q)$ (grados-A ms):** valores del desfase entre la señal emitida y la recibida, en función de la intensidad del pulso emitido.

La estabilidad de las curvas de frecuencia y fase permiten juzgar sobre la fiabilidad de las medidas: la frecuencia debe presentarse constante y la fase con suave variación lineal.

- **resultados de la inversión** (para distintos valores del parámetro de regularización):

* **distribución del contenido de agua en % en función de la profundidad**

* **distribución de la constante de decaimiento en función de la profundidad**

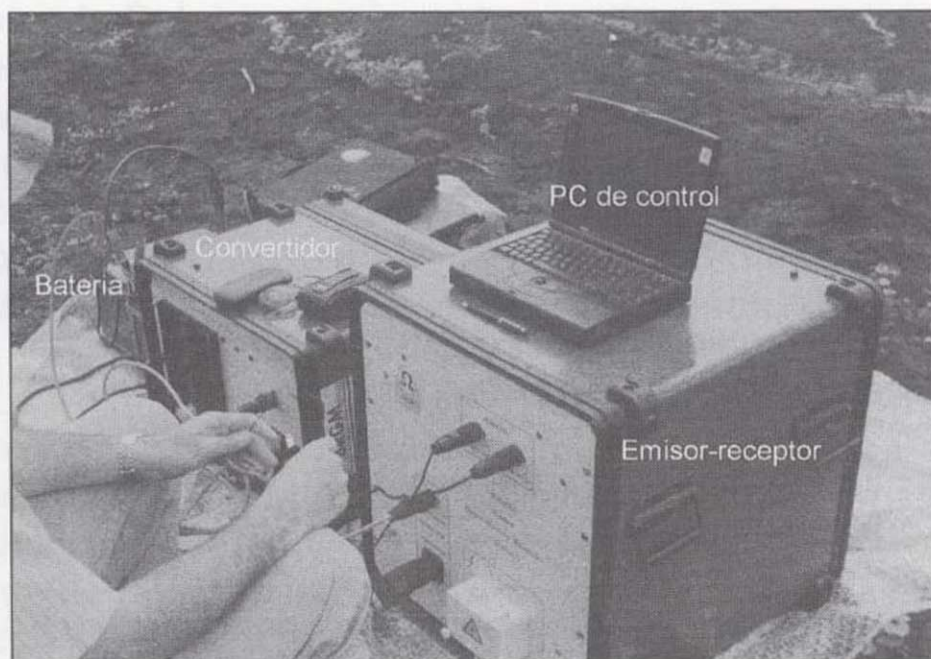
* **curva teórica de la señal $E_o(q)$ del modelo interpretado**

En la fig. 1 se sintetizan las funciones fundamentales del resultado y proceso de interpretación de un SRM; ejemplos reales de todas estas curvas serán comentados a lo largo de la descripción de los resultados de estos ensayos.

PUESTA EN OBRA DE LAS MEDICIONES

La instrumentación NUMIS consta (ver fotografía 1) de una unidad emisora-receptora, con generación de corriente de salida máxima 300 A, 3000 V (70 kg), un convertidor (40 kg), ocho rollos de cable de 75 m (35 kg cada rollo) para configurar la antena emisora-receptora, dos baterías de 24 V, un ordenador PC para control de operación y un magnetómetro de protones. Dada la poca manejabilidad del equipo, debido a su gran peso y volumen, normalmente se trabaja desde el interior del vehículo que lo transporta. Aunque el registrador puede ser operado por una sola persona, consideramos necesaria la asistencia de uno o dos auxiliares para las operaciones de tendido del cable.

El procedimiento operativo aquí descrito ha sido el seguido en el presente ensayo, y recoge en síntesis el contenido de los Manuales de Operación y Procedimiento NUMIS de IRIS Instruments (IRIS, 1998; BERNARD, 1997). La intensidad de campo magnético total se mide antes de empezar el sondeo RM con un magnetómetro de protones, calculando así la frecuencia de precesión de los protones del agua en la zona por [1]. Extendiéndose sobre la superficie del terreno un bucle emisor standard (p.e. un cuadrado de 75 m x 75 m), se realiza una medición de prueba con emisión de unos cinco pulsos de distinta amplitud y poco stacking o repetición de emisión del



Fotografía 1: Aspecto de la instrumentación NUMIS (Iris Instruments) utilizada en los ensayos de SRM: convertidor alimentado por dos baterías de 12 V, unidad transmisora-receptora y ordenador de control del sistema.

mismo pulso para sumar las señales medidas; si la frecuencia de la señal que se recibe difiere menos de 1 Hz (20 nT) de la calculada, puede seguirse adelante con el procedimiento; si la frecuencia es distinta, puede ser debido a que no hay agua en los primeros 100 m, a que existe mucho ruido, a que hay rocas volcánicas que modifican la intensidad del campo magnético terrestre en profundidad, o a la presencia de mucha arcilla (terrenos de baja resistividad eléctrica) que amortigua la señal. La frecuencia finalmente utilizada para realizar el sondeo RM debe ajustarse a la frecuencia realmente recibida de los protones del agua, que puede ser algo diferente de la calculada, por variación del campo magnético entre la superficie y el subsuelo.

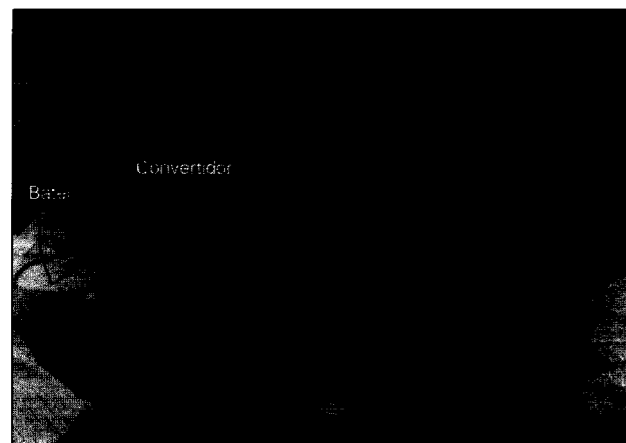
La forma, tamaño y orientación de la antena pueden modificarse en zonas donde el ruido es superior a 1500 nV, para tratar de mejorar la relación señal/ruido (TRUSHKIN et al., 1994), teniendo en cuenta que la disminución del área lleva aparejada una disminución de la profundidad de investigación. Una antena con dos bucles en forma de ocho hace que mientras que el ruido tiende a cancelarse, la señal de ambos bucles se suma; si el ruido es debido a la presencia de una línea eléctrica, la antena debe orientarse con su máxima dimensión paralela a la línea; si el ruido es de origen puntual la antena debe orientarse hacia dicho origen. Cada configuración de la antena emisora precisa modificar manualmente los condensadores del circuito de emisión - recepción, de acuerdo con su resistencia y las características eléctricas del terreno, a fin de sintonizar la antena a la frecuencia deseada.

El instrumento es comandado por un PC bajo el programa de control. Los parámetros que deben especificarse para la adquisición de los datos son: la frecuencia de precesión, o la intensidad de campo medida con el magnetómetro; el rango de amplitud de la señal (entre 500 nV y 60.000 nV), que debe ser del orden de cuatro veces el del ruido ambiente; el tiempo de registro, de 140 ms a 1040 ms (normalmente 250 ms), que depende de la constante de tiempo esperada (tipo de litología); la duración del pulso emitido, de 10 ms a 80 ms, que por defecto es de 40 ms; el número de pulsos, que puede ser como máximo de 24 y depende de la resolución vertical que quiera obtenerse y de la relación señal/ruido (LEG-

PUESTA EN OBRA DE LAS MEDICIONES

La instrumentación NUMIS consta (ver fotografía 1) de una unidad emisora-receptora, con generación de corriente de salida máxima 300 A, 3000 V (70 kg), un convertidor (40 kg), ocho rollos de cable de 75 m (35 kg cada rollo) para configurar la antena emisora-receptora, dos baterías de 24 V, un ordenador PC para control de operación y un magnetómetro de protones. Dada la poca manejabilidad del equipo, debido a su gran peso y volumen, normalmente se trabaja desde el interior del vehículo que lo transporta. Aunque el registrador puede ser operado por una sola persona, consideramos necesaria la asistencia de uno o dos auxiliares para las operaciones de tendido del cable.

El procedimiento operativo aquí descrito ha sido el seguido en el presente ensayo, y recoge en síntesis el contenido de los Manuales de Operación y Procedimiento NUMIS de IRIS Instruments (IRIS, 1998; BERNARD, 1997). La intensidad de campo magnético total se mide antes de empezar el sondeo RM con un magnetómetro de protones, calculando así la frecuencia de precesión de los protones del agua en la zona por [1]. Extendiéndose sobre la superficie del terreno un bucle emisor standard (p.e. un cuadrado de 75 m x 75 m), se realiza una medición de prueba con emisión de unos cinco pulsos de distinta amplitud y poco stacking o repetición de emisión del



Fotografía 1: Aspecto de la instrumentación NUMIS (Iris Instruments) utilizada en los ensayos de SRM: convertidor alimentado por dos baterías de 12 V, unidad transmisora-receptora y ordenador de control del sistema.

mismo pulso para sumar las señales medidas; si la frecuencia de la señal que se recibe difiere menos de 1 Hz (20 nT) de la calculada, puede seguirse adelante con el procedimiento; si la frecuencia es distinta, puede ser debido a que no hay agua en los primeros 100 m, a que existe mucho ruido, a que hay rocas volcánicas que modifican la intensidad del campo magnético terrestre en profundidad, o a la presencia de mucha arcilla (terrenos de baja resistividad eléctrica) que amortigua la señal. La frecuencia finalmente utilizada para realizar el sondeo RM debe ajustarse a la frecuencia realmente recibida de los protones del agua, que puede ser algo diferente de la calculada, por variación del campo magnético entre la superficie y el subsuelo.

La forma, tamaño y orientación de la antena pueden modificarse en zonas donde el ruido es superior a 1500 nV, para tratar de mejorar la relación señal/ruido (TRUSHKIN et al., 1994), teniendo en cuenta que la disminución del área lleva aparejada una disminución de la profundidad de investigación. Una antena con dos bucles en forma de ocho hace que mientras que el ruido tiende a cancelarse, la señal de ambos bucles se suma; si el ruido es debido a la presencia de una línea eléctrica, la antena debe orientarse con su máxima dimensión paralela a la línea; si el ruido es de origen puntual la antena debe orientarse hacia dicho origen. Cada configuración de la antena emisora precisa modificar manualmente los condensadores del circuito de emisión - recepción, de acuerdo con su resistencia y las características eléctricas del terreno, a fin de sintonizar la antena a la frecuencia deseada.

El instrumento es comandado por un PC bajo el programa de control. Los parámetros que deben especificarse para la adquisición de los datos son: la frecuencia de precesión, o la intensidad de campo medida con el magnetómetro; el rango de amplitud de la señal (entre 500 nV y 60.000 nV), que debe ser del orden de cuatro veces el del ruido ambiente; el tiempo de registro, de 140 ms a 1040 ms (normalmente 250 ms), que depende de la constante de tiempo esperada (tipo de litología); la duración del pulso emitido, de 10 ms a 80 ms, que por defecto es de 40 ms; el número de pulsos, que puede ser como máximo de 24 y depende de la resolución vertical que quiera obtenerse y de la relación señal/ruido (LEG-

CHENKO y SHUSHAKOV, 1998a), determinando automáticamente el instrumento (con posible modificación posterior) la amplitud de cada pulso, cuyos valores máximos están condicionados por la intensidad de campo magnético (frecuencia de Larmor) y la resistividad del terreno, oscilando entre 5.000 A ms y 12.000 A ms; y el número de repeticiones o stacking, que depende de la relación señal/ruido, oscilando entre 16 y 256.

El control de la calidad durante el tiempo de registro se puede efectuar vigilando: el factor de amplificación, que depende de la inductancia del bucle y de la resistividad del terreno, debiendo ser mayor de 5000; el ruido ambiente, que es un valor medio de la amplitud total de la señal recibida antes de emitir el pulso (ver fig. 1), en la banda de frecuencia de la parte analógica del circuito; las curvas de señal y ruido mientras se efectúa el stacking, debiendo presentar la señal un decaimiento con el tiempo y ser de mayor amplitud que el ruido (este ruido es realmente el medido antes de emitir el impulso de excitación, pero muestreado con el mismo intervalo que la señal y sometido al mismo filtro y stacking); y la forma de la curva de fase (entre la corriente de excitación y la señal recibida), que debe ser aleatoria para el ruido y constante o con ligera variación en función del tiempo para la señal.

La misma antena actúa como emisora y como receptora, con un tiempo de conmutación de unos 35 ms (tiempo t_d en la fig. 1), por lo que señales con constante de decaimiento inferiores no pueden ser medidas (estas señales serían las debidas a la presencia de agua en arcillas). La secuencia es por tanto: carga de los condensadores, medición del ruido ambiente, generación del pulso de excitación, cambio de emisor a receptor, medición de la señal (digitalizada a intervalos de tiempo regulares) y transmisión de datos a memoria. Para un tiempo de medición de 250 ms, la secuencia para cada pulso emitido tarda unos ocho segundos, por lo que el registro completo para varios pulsos y valores elevados de adición de señales, puede tardar varias horas. Al finalizar la emisión de cada momento, a los valores de la señal digitalizada se les ajusta una exponencial, a fin de calcular los valores de E_0 y T_2^* .

En cada sondeo se generan tantos ficheros de

datos como pulsos se hayan emitido, conteniendo estos ficheros los valores (para cada instante de tiempo en que se ha muestreado la señal recibida en la antena) de la amplitud de la señal, del ruido, intensidad de corriente y otros datos; se genera además un fichero con los valores a utilizar en la interpretación del sondeo: amplitud inicial y constante de tiempo de la señal obtenida para cada pulso, valores asociados de ruido, frecuencia y fase. El instrumento dispone también de software para configuración de los condensadores y diagnóstico de funcionamiento.

DESCRIPCIÓN DE LOS ENSAYOS REALIZADOS EN LOS SOTILLOS

La zona seleccionada para realizar los ensayos es el acuífero de Los Sotillos, situado en el sur de España, próximo a la localidad de Arcos de la Frontera (provincia de Cádiz). Este acuífero, bien conocido y controlado, se encuentra en el detrítico mio-pliocuaternario de la cuenca media del río Guadalete, siendo de tipo multicapa: arenas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de limos y arcillas en un conjunto que no sobrepasa los 100 m de potencia. La zona es llana y accesible, con una importante actividad agrícola; existen numerosos pozos de extracción, llevando la Comunidad de Usuarios un riguroso control de niveles, explotación de caudales y autogestión de sus recursos.

Las condiciones diseñadas para la ejecución de los ensayos son:

- realización de las mediciones SRM junto a sondeos mecánicos de columna hidrogeológica perfectamente conocida.

- realización de un ensayo SRM en una zona fuera del acuífero.

- la información sobre la situación de los puntos de medición y de las columnas de los sondeos mecánicos permanecería desconocida por parte de IRIS hasta la finalización de los ensayos y de su interpretación.

En la zona existen bastantes líneas eléctricas, que alimentan las bombas de los pozos, así como ins-

talaciones industriales relativamente próximas, lo que puede introducir ruido en las medidas; dado que este tipo de circunstancias, que no han sido expresamente buscadas, resultan difícilmente evitables en cualquier zona rural activa, pensamos que deben formar parte intrínseca de las condiciones del ensayo, ya que de otra forma la aplicabilidad del método se vería restringida a áreas totalmente desérticas.

Los trabajos de campo han tenido lugar en cuatro emplazamientos: los tres primeros se encuentran dentro del acuífero, distanciados entre sí aproximadamente un kilómetro y situados junto a sondeos mecánicos o pozos, con suficientes diferencias entre sus columnas hidrogeológicas como para esperar diferentes respuestas del método; el último ensayo fue realizado fuera del acuífero. A cada sondeo RM realizado se le ha dado un número de orden según su emplazamiento (p.e. el test25 es la quinta medición efectuada en la zona 2), y los valores correspondientes a cada pulso emitido se identifican por una extensión (p.e. test25.3 corresponde al tercer pulso emitido en el sondeo test25). Las curvas de las funciones $E(t)$ presentadas en las figuras que acompañan a la descripción de los ensayos no están sometidas a ningún tipo de filtro; téngase además en cuenta de que la "señal" registrada es en realidad la suma de la señal real debida a los protones del agua más el ruido existente durante el tiempo de registro.

Una descripción completa de los ensayos realizados en este experimento puede verse en PLATA y RUBIO, 1998. Las diferentes mediciones efectuadas permiten el análisis de los resultados bajo diversos aspectos:

- influencia del tamaño y orientación de la antena para diversas medidas realizadas en el mismo emplazamiento.
- influencia del emplazamiento del SRM, para medidas efectuadas en zonas con las mismas características del acuífero.
- influencia en los resultados de variaciones importantes en el acuífero.
- ensayo fuera del acuífero

Influencia del tamaño y orientación de la antena en la relación señal/ruido.

El primero de estos aspectos puede ser estudiado con los ensayos realizados en el emplazamiento del "sondeo 1", cuya columna está indicada en la fig. 4; en esta zona el acuífero está formado por una capa de arenas entre los 8 m y los 21 m con una pequeña intercalación de arcillas entre los 10 m y 11 m; sigue un conjunto de capas de arenas entre los 23 m y los 35 m, con intercalaciones de arcillas de mayor potencia; tras una capa de areniscas, entre los 43 m y los 44 m, se explota una potente secuencia de arenas finas entre los 55 m y los 68 m, y finalmente unas areniscas entre los 71 m y los 73 m. Las permeabilidades relativas de cada nivel del acuífero son del 100 %, excepto en la capa inferior de arenas finas, donde se reduce al 75 %. Se trata por tanto de una zona donde está asegurada la presencia de abundante agua subterránea, con una distribución en potencias y en profundidades adecuada para analizar las posibilidades de penetración y de resolución del método SRM.

A unos 150 m del emplazamiento existe una línea eléctrica de baja tensión que introduce ruido electromagnético en las mediciones, dificultando la apreciación de la señal, por lo que ha sido necesario realizar una serie de pruebas con diferentes antenas y parámetros de medida que optimicen la relación señal/ruido; en estas pruebas iniciales se han invertido 12 horas, de las cuales 5 son de registro de datos y el resto de extendimiento de antenas y ajustes instrumentales.

Con una antena cuadrada de 75 m de lado, de base paralela a la línea eléctrica, se ha medido un ruido del orden de 7000 nV, que se reduce a 4000 nV al modificar la orientación de la antena, girándola 45°; al ser este nivel de ruido inadmisiblemente para realizar una medición, se procedió a disponer la antena en forma de ocho, con dos cuadrados de 37.5 m secantes en un punto y diagonal común orientada a 45° con la dirección de la línea eléctrica, reduciéndose el ruido a 1200 nV - 1400 nV; una disminución del área del bucle más próximo a la línea, consiguió disminuir el ruido a 400 nV - 700 nV. Ninguno de los registros de prueba hechos con estas antenas hace no obstante presagiar la presencia de agua, como puede verse en el ejemplo de la fig. 2a, test05.3, que corres-

ponde a la señal obtenida con la última de las antenas indicadas, un pulso de unos 2000 A ms y adición de 15 impulsos con 20 minutos de registro: el nivel de amplitud de la señal y del ruido son análogos, y no se observa una tendencia al decaimiento en amplitud de la señal en función del tiempo, a pesar de existir agua abundante a 8 m de profundidad.

Para intentar seguir mejorando la relación señal/ruido, se ha modificado la orientación de esta antena, disponiendo la diagonal común paralela a la línea eléctrica y haciendo los dos bucles de igual área, con lo que el ruido se ha visto reducido a 100 nV; un registro de prueba efectuado con esta antena es el test12.3 de la fig. 2b, obtenido con un pulso de unos 2000 A ms y adición de 10 impulsos (10 minutos de registro), en donde ya se puede apreciar, a pesar del alto nivel de ruido, cierto decaimiento de la señal, característica de que ésta proviene de la precesión de los protones del agua. Con esta misma antena, al aumentar la adición de señales a 50 (una hora de registro), ya es evidente la existencia de señal, como se aprecia en el test15.6 de la fig. 2c, también para unos 2000 A ms. Sin embargo, la presencia de ruidos de mucha intensidad y de carácter aleatorio, tiende a distorsionar el ratio de decaimiento de la amplitud, por lo que la constante de tiempo calculada con esta señal medida no será la perteneciente de forma exclusiva a la señal protónica. Un aumento en el número de señales sumadas sigue sin evitar este efecto distorsionador del ruido, como pone de manifiesto la comparación (fig. 2d) de las señales obtenidas en el test15.3, con adición de 50 pulsos y test13.3 con 100 pulsos, ambos para un momento emisor de 500 A ms.

Puesto que la relación señal/ruido puede mejorarse también aumentando el área de la antena, se ha ensayado en este mismo emplazamiento

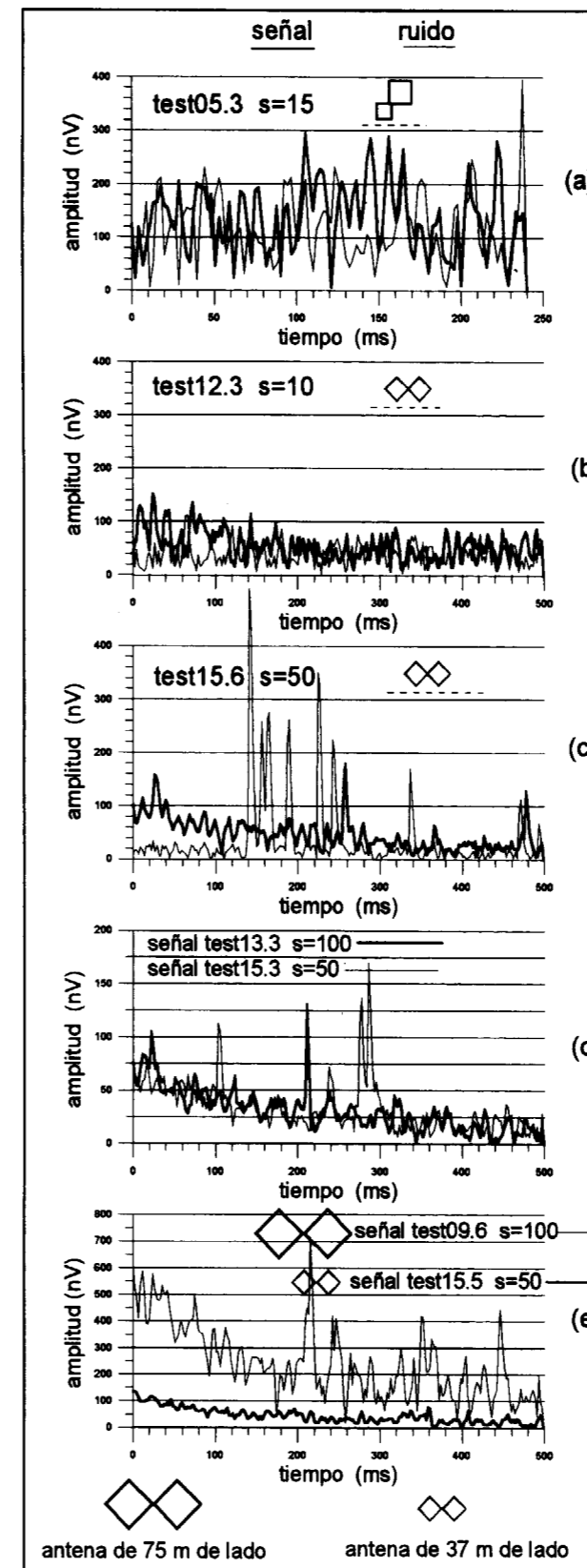


Fig. 2 a) y b): comparación de la señal y ruido obtenidos para diferentes orientación de antena emisora en ocho de 37.5 m de lado, en el mismo emplazamiento, para un pulso de 2000 A ms; b) c) y d): efecto de aumento de la adición de señales (stacking $s=10, 50$ y 100) para la misma antena; e): efecto de variación del tamaño de antena y adición de impulsos: la relación señal/ruido es de 2.61 para el test15.5 (antena menor) y de 5.22 para el test09 (antena mayor).

una antena de dos bucles en forma de ocho, pero de 75 m de lado por cuadrado y diagonal común paralela a la línea eléctrica; el ruido oscila entre 200 nV y 800 nV en ratos de calma, pasando a 2200 nV - 2700 nV en algunos momentos, y produciéndose además picos esporádicos de mucha mayor amplitud (el umbral de rechazo de señales al registro está dispuesto para cuando se superan los 20.000 nV), cuyo origen no es la línea eléctrica próxima, y para cuya amortiguación poco puede influir la forma, tamaño y orientación de la antena, ni el número de señales adicionadas. En estas condiciones se ha efectuado el test09, con 10 pulsos de emisión y adición de 100 impulsos, tardándose 3 horas en registrarlo. En la fig. 2e se comparan las señales obtenidas para el test15.5 (obtenido con la antena de menor tamaño) y el test09.6 (antena de mayor tamaño), ambos para $q=1200$ A ms, pasando la relación señal/ruido de 2.61 para la antena menor a 5.22 en la mayor; en las dos curvas de campo se deja ver la presencia de señal, pero el nivel de oscilación de la señal para el registro test09.6, a pesar de su mejor relación señal/ruido, hace más dudosos los valores obtenidos para E_0 y T_2 por ajuste de exponenciales.

Los registros obtenidos en las pruebas (con pocos momentos emitidos y bajos valores de stacking), a pesar de la presencia de agua a poca profundidad, sólo permiten apreciar si es posible o no registrar señal proveniente del agua, pero no tienen ninguna utilidad para una interpretación, ni siquiera previa, sobre la profundidad a que se encuentra o su cantidad; como ejemplo, en la fig. 3 se muestran los resultados de los ensayos test10 y test11, efectuados en condiciones idénticas y uno tras el otro: antena en ocho de 75 m de lado con diagonal común paralela a la línea eléctrica, emisión de 5 pulsos y adición de 8 impulsos (20 minutos de registro); la disparidad de resultados es debida al insuficiente número de adición de impulsos, lo que junto con el elevado ruido, hace que la apreciación de los valores máximos sea muy diferente tanto entre ellos, como con un SRM de mayor duración de registro (test09).

En el emplazamiento del sondeo-1, pueden considerarse válidos para realizar una interpretación cuantitativa los SRM test15 y test09, representán-

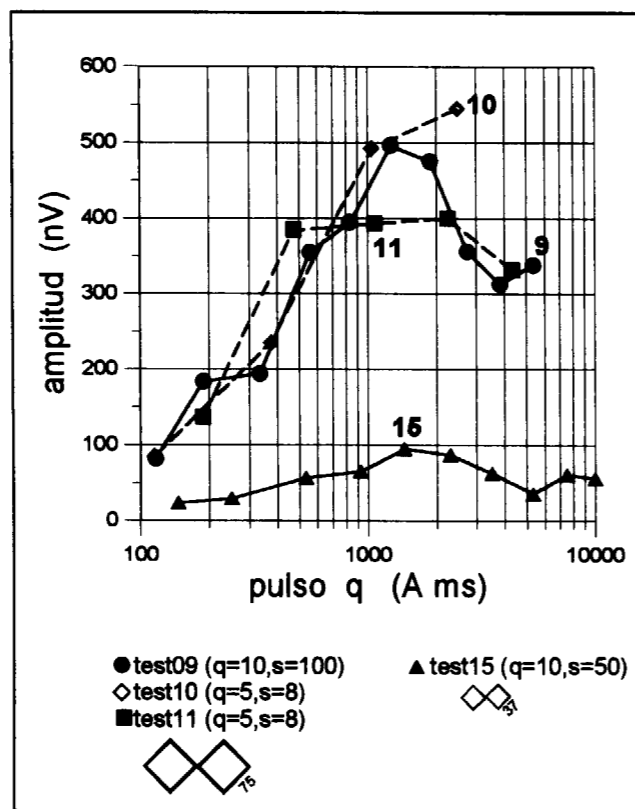


Fig. 3 Comparación del resultado obtenido en varios SRM del mismo emplazamiento, para diferentes dimensiones de antena, pulsos emitidos y adición de impulsos; solamente los SRM obtenidos con el mayor número de pulsos emitidos y mayor adición pueden considerarse válidos para efectuar su interpretación (test09 y test15).

dose sus curvas $E_0(q)$ también en la fig. 3, donde se aprecia claramente el efecto del área de la antena empleada sobre la amplitud de la señal registrada; para estos dos SRM se representa en la parte superior de la fig. 4 los resultados de las mediciones de campo y de la modelización; en ambos casos, las curvas de frecuencia y fase obtenidas permiten apreciar la calidad de las medidas, que son mejores para la antena de menor tamaño, según dijimos anteriormente. Para los cálculos de inversión se han eliminado los valores de señal obtenidos con los momentos de emisión que se consideran dudosos (valores medidos encerrados en un círculo en la fig. 4); del tiempo registrado sólo se han tomado para los cálculos los primeros 200 ms, aplicándose un filtro de 10 ms; se han adoptado dos parámetros

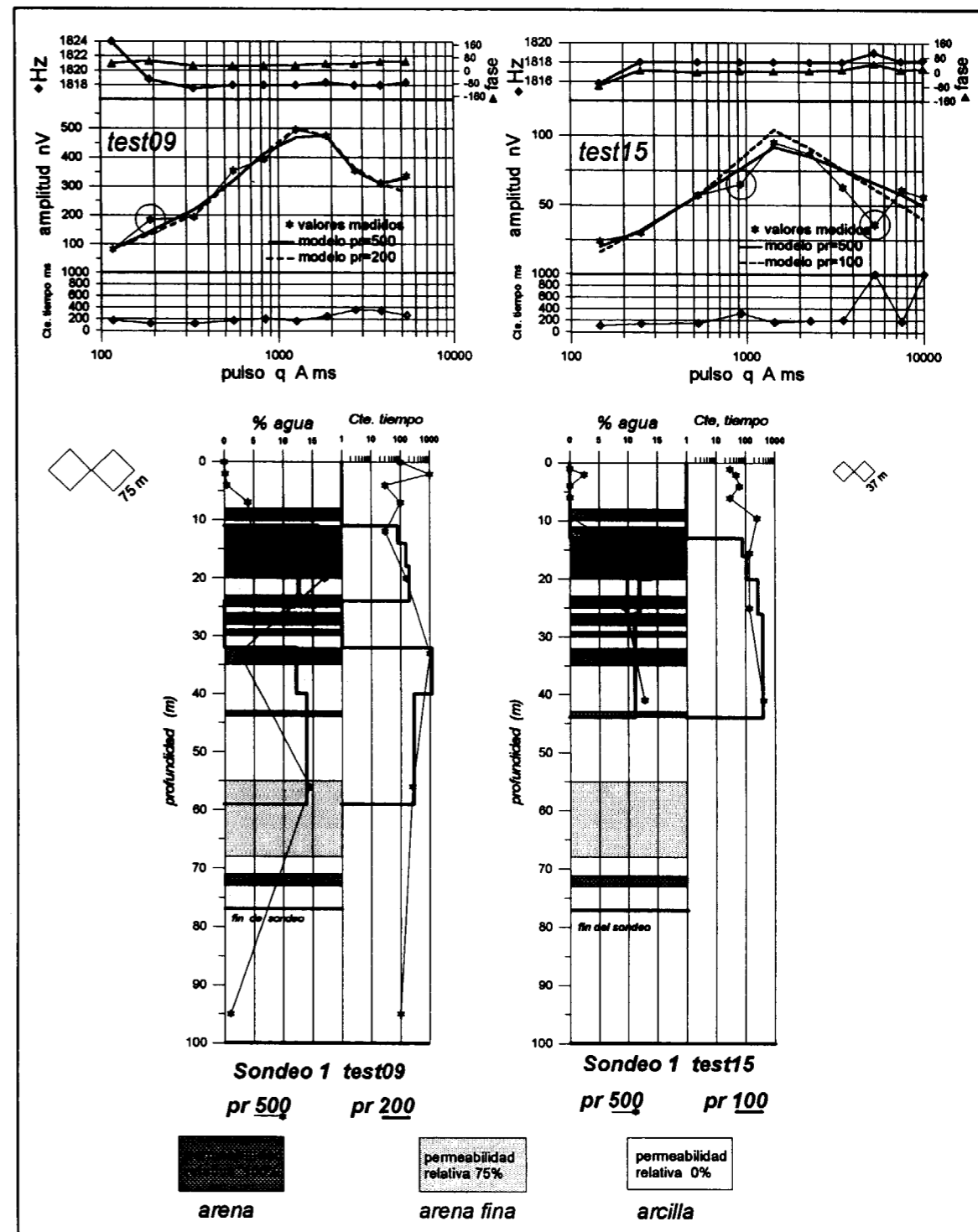


Fig. 4 Resultados finales e interpretación de los SRM test09 (antena en ocho de 75 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 100 señales) y test15 (antena en ocho de 37 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 50 señales) realizados junto al sondeo 1. Las curvas de variación de frecuencia y fase ilustran sobre la calidad de las mediciones, que son mejores para el test15. Se dan los resultados de la interpretación para diferentes valores del parámetro de regularización (pr) y la comparación de los valores medidos con los resultantes de cada modelo adoptado en la inversión. Los valores medidos no tenidos en cuenta en los cálculos se representan rodeados de un círculo.

de regularización: 500 para ambos, con una segunda solución de mayor detalle (parámetro de 100 para el test15 y de 200 para el test09).

El resultado de la inversión de los datos se presenta en la parte inferior de la fig. 4; para mayor facilidad de análisis, se han superpuesto las estimaciones de contenido en agua según la profundidad a la información geológica, disponiéndose a su lado el resultado de la distribución de la constante de tiempo; con la antena en ocho de 37.5 m, test15, la máxima penetración interpretada es de 41 m - 44 m, manifestándose sólo el primer conjunto de capas del acuífero, mientras que con la antena en ocho de 75 m, test09, se llega a los 97 m. La interpretación dada con parámetro de regularización 500 para el test15, es de un acuífero que comienza a los 7 m de profundidad y va aumentando su contenido en agua hasta el 10 % a los 16 m, manteniéndose homogéneo o con un ligero aumento en el contenido en agua al menos hasta los 44 m. Para el test09 la interpretación para el parámetro de regularización de 500 permite diferenciar un primer acuífero que comienza a los 5 m con un 5 % de agua, aumentando desde los 10 m hasta situarse con un 17 % sobre los 20 m de profundidad y disminuyendo luego hasta desaparecer a los 33 m; posteriormente se localiza otro acuífero que tiene mayor contenido en agua hacia los 57 m, finalizando sobre los 97 m, inversión que coincide aceptablemente con la realidad, aunque extiende la segunda capa del acuífero a una mayor potencia. Con el parámetro de regularización menor (100 ó 200), que intenta acotar más las capas, es más aceptable el resultado para el test15, ya que, aunque presenta un error en la profundidad del acuífero, no tiene los fallos de la interpretación del test09, donde no es cierta ni la ausencia de agua entre 24 m y 30 m, ni la mayor presencia de agua entre los 35 m y los 55 m.

En cuanto a las soluciones dadas a la constante de decaimiento o de tiempo, en el test09 para $pr=500$ se presenta una mayor arcillosidad en los primeros 10 m (salvo el pico inicial a los 2 m), con un posterior aumento del tamaño de los poros hasta los 32 m, donde el valor alcanzado de 1000 es claramente erróneo, por falso ajuste de la constante de tiempo debido al ruido registrado; para $pr=200$, hasta los 11 m se considera impermeable, correspondiendo el siguiente tramo

hasta los 25 m a un valor típico de las arenas finas, creciendo el tamaño de grano con la profundidad; de 25 m a 32 m el valor es típico de capas impermeables y a partir de ahí los resultados son notablemente no coincidentes con la realidad, ya que se obtienen valores de 1000 hasta los 40 m y luego pasa a valores típicos de arenas, cuando en realidad se trata de margas y arcillas. Para el test15 es mejor la solución obtenida para $pr=100$, aunque sólo aceptable hasta los 35 m. La correspondencia entre los valores medidos y los teóricos de los modelos interpretados (parte superior de la fig. 4), es mejor para el test09 que para el test15.

En resumen, la interpretación dada a estos sondeos RM, sin ningún conocimiento previo de la información de los sondeos mecánicos, es que en esta zona el nivel de agua se encuentra a los 12 m - 14 m, con un contenido del 12 % al 15 %, siendo un acuífero de tipo arena media a gruesa, de profundidad máxima del orden de 60 m, pero no determinada. La medición de un mayor número de pulsos quizás habría permitido una mejor definición de las capas, aunque las más profundas van a quedar siempre peor resueltas que las primeras.

Influencia del emplazamiento del SRM con condiciones análogas del acuífero

A fin de verificar la validez de las observaciones anteriores, se ha repetido un ensayo de la influencia de las dimensiones y orientación de la antena en un emplazamiento ("sondeo 2") situado a un kilómetro del anterior, donde las características del acuífero son similares a las de la primera zona: tras una pequeña capa de arenas entre los 6 m y los 7 m (fig. 5), se explota una capa potente entre los 12 m y los 23 m, que en este caso es de arenas más gruesas y de gravas; entre los 28 m y los 42 m se explota una secuencia de arenas con pocas intercalaciones de arcillas, similar a la segunda serie del primer sondeo; existe otra capa de arenas entre los 55 m y los 63 m y finalmente otro tramo entre los 78 m y los 85 m. La respuesta que cabe por tanto esperar del método SRM en este emplazamiento es prácticamente la misma que en la zona anterior al menos para los primeros 45 m, mientras que para la parte inferior es en este caso posible que se

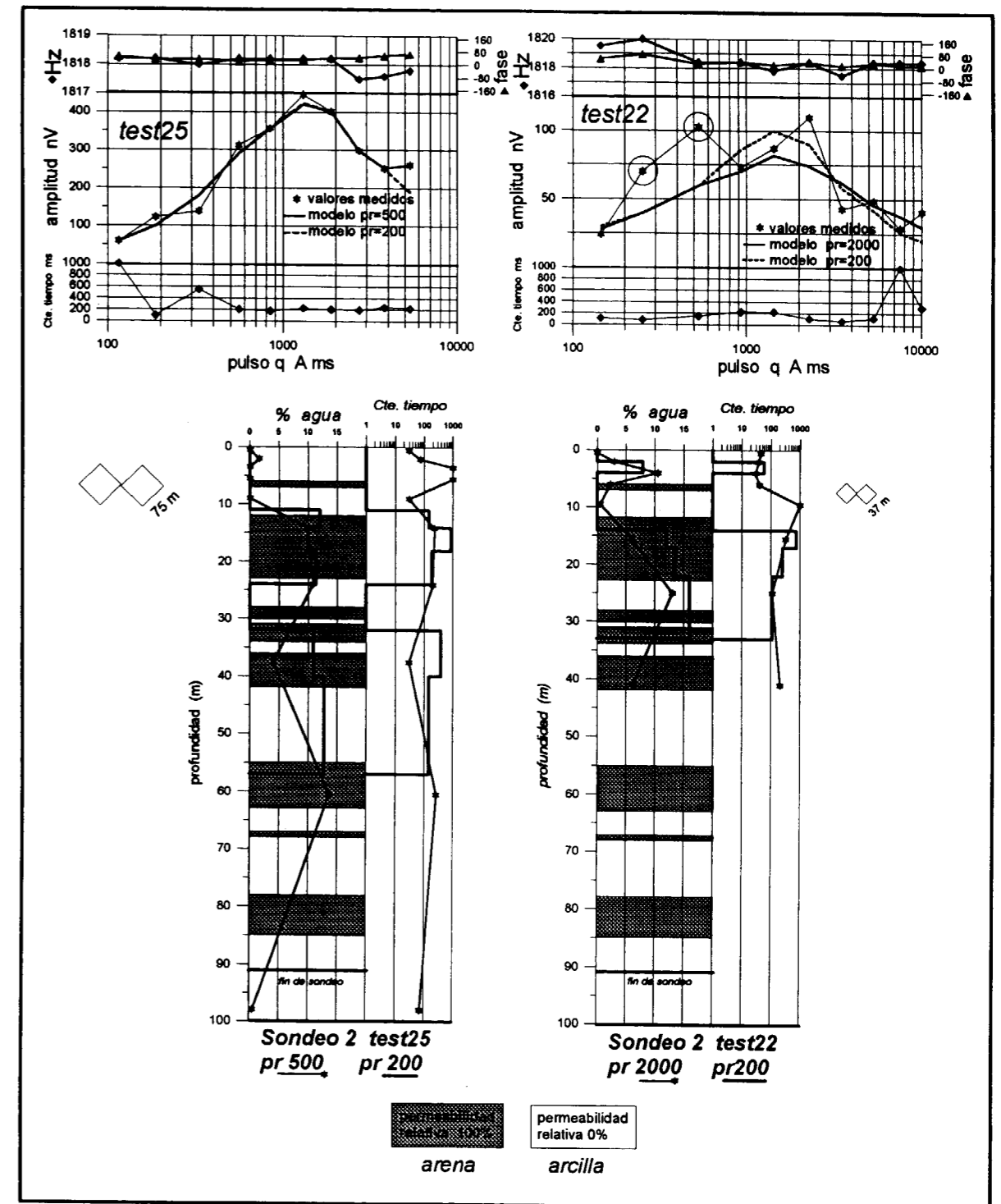


Fig. 5 Resultados finales e interpretación de los SRM test22 (antena en ocho de 37 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 50 señales) y test25 (antena en ocho de 75 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 50 señales) realizados junto al sondeo 2. Las curvas de variación de frecuencia y fase ilustran sobre la calidad de las mediciones, que son en este caso mejores para la antena mayor. Se dan los resultados de la interpretación para diferentes valores del parámetro de regularización (pr) y la comparación de los valores medidos con los resultantes de cada modelo adoptado en la inversión. Los valores no tenidos en cuenta en los cálculos se representan rodeados por un círculo.

podieran diferenciar hasta dos capas. Además de una línea eléctrica próxima, existen en este sondeo un transformador y una bomba en funcionamiento a una distancia de unos 25 m de la antena, a pesar de lo cual el ruido de fondo se mantiene en 200 nV - 400 nV, existiendo también ruidos esporádicos de muy alta intensidad que son los que más distorsionan la medición.

Un registro de prueba, test21, efectuado con antena cuadrada de 75 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 32 impulsos, con 45 minutos de tiempo de registro, no permite apreciar con claridad la existencia de agua, como puede verse en la fig. 6a (test21.6, para un pulso de unos 2000 A ms); la utilización de una antena en ocho de 37.5 m, con diagonal común perpendicular a la dirección de la línea eléctrica (por razones logísticas de campo) y 75 minutos de registro (adición de 50 impulsos) sitúa la relación señal/ruido en 1.94, pero tampoco hace aparecer una buena

señal (test22.6 de la fig. 6a, para un pulso de 2500 A ms); pasando a registrar con antena en ocho de 75 m de lado e igual orientación que la anterior, sí que resulta claramente visible la presencia de la señal proveniente del agua (test25.6, para un pulso de 1500 A ms), con una relación señal/ruido de 4.54. Puesto que los registros test22 y test25 se han hecho con los mismos parámetros (emisión de 10 pulsos y adición de 50 impulsos), es evidente que la mejora hay que adjudicarla al tipo de antena; si se comparan los resultados con los obtenidos en la primera zona (fig. 2e), se observa que mientras que el ruido esporádico es más elevado para la antena mayor en el primer emplazamiento, ocurre lo contrario en el segundo, por lo que este factor hace que, en una misma área, las modificaciones de antena no siempre logren mejorar la señal de igual manera, teniendo distinta repercusión los parámetros de medida en la calidad de los registros obtenidos (sobre todo en la constante de decaimiento),

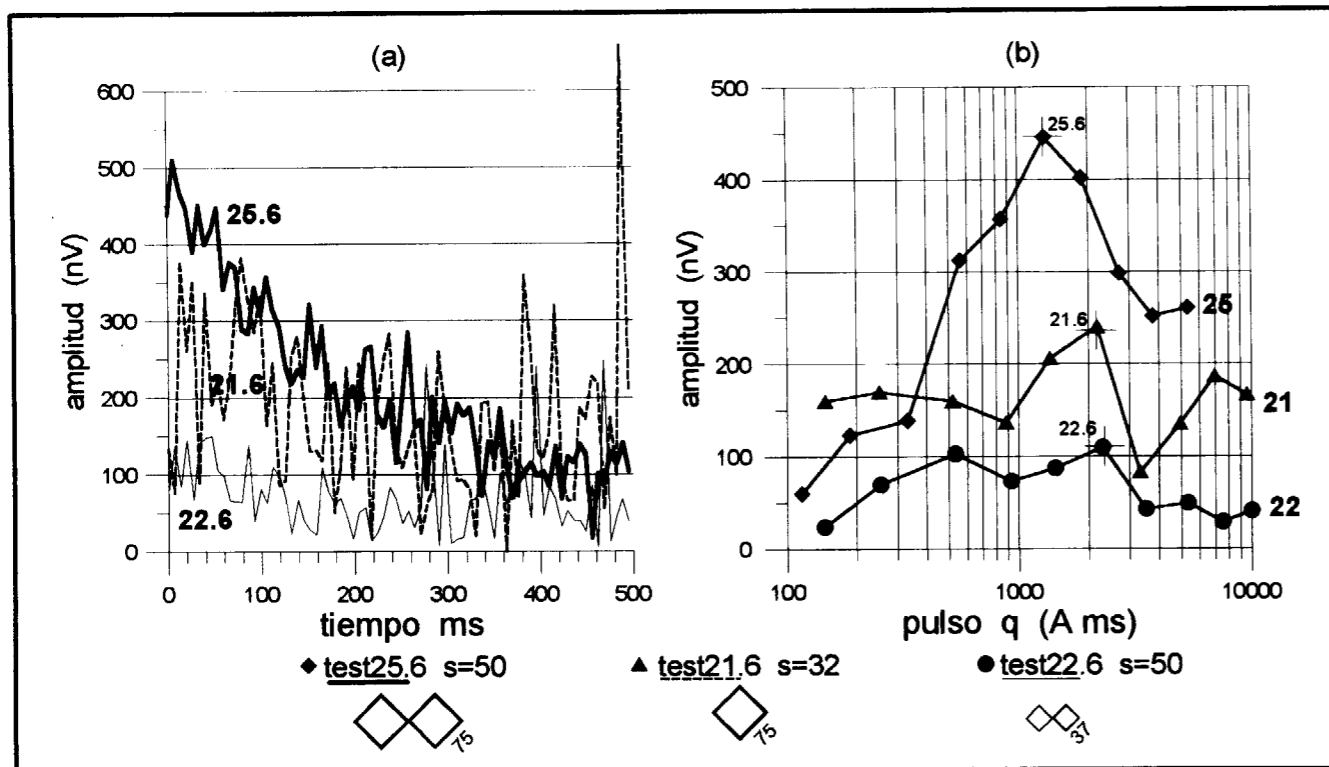


Fig. 6 a): Comparación de las señales obtenidas en el emplazamiento segundo, para diferentes antenas. El test22 tiene una relación S/R=1.9, mientras que para el test25 S/R=4.54. b): resultados de los SRM anteriores: las curvas presentan importantes discrepancias, que darían lugar a interpretaciones diferentes, en especial para el test21, fuertemente influenciado por el ruido.

según el tipo de ruido existente durante el tiempo de registro: es decir, la mejor calidad de la señal en el test25 (para antena en ocho de 75 m) puede ser debida además de a la mejora introducida por la antena, al menor ruido ambiental existente durante el tiempo de medición. Así mismo, el menor nivel de ruido existente en este lugar durante el registro del test25, hace que la calidad de los resultados obtenidos sea superior que los del test09, ocurriendo lo contrario para el test22 respecto del test15, como puede apreciarse por comparación de las curvas de frecuencia y fase de las figuras 4 y 5. Estas diferencias se acusan también en los valores finales de amplitud máxima $E_0(q)$ utilizables para la interpretación: las variaciones de amplitud en función del pulso emitido presentan diferencias más importantes entre los registros test25 y test22 (fig. 6b), que entre los registros test09 y test15 (fig. 3).

La repercusión de la presencia de estos picos de ruido de carácter variable durante el día es prácticamente imposible de eliminar de las mediciones con la tecnología actual. La hora del día en que se realizan los registros en zonas de ruidos puede ser por tanto decisiva para la calidad de los resultados, por lo que los ensayos de prueba pueden resultar de poca utilidad; dadas las diferencias obtenidas en los registros realizados en este emplazamiento, parece que es aconsejable que en una zona desconocida y con alto nivel de ruido se utilicen directamente los valores de los parámetros de registro que puedan garantizar la mejor relación señal/ruido (máxima área de antena, máximo stacking), a pesar del mayor tiempo de registro requerido.

Los resultados de las mediciones y la interpretación de los test22 y test25 se presentan en la fig. 5, junto con la información de la litología y de la permeabilidad relativa en el sondeo existente en este emplazamiento. Para la interpretación de las medidas de campo, se han limitado los registros a los primeros 200 ms, habiéndose eliminado del test22 los valores de señal (indicados por un círculo en la curva de valores medidos de la parte superior de la fig. 5) para el pulso 2, por mal ajuste de la frecuencia, y para el pulso 3 porque presenta un pico que supondría la existencia de una capa con agua que no es visible en el test25 (fig. 6b), de mejor calidad, y para el que no se ha

eliminado ningún valor. La inversión se ha hecho aplicando un filtro de 10 ms a los valores medidos y diferentes parámetros de regularización.

La interpretación para el mayor parámetro de regularización es prácticamente coincidente para ambas antenas en la primera parte de este sondeo (fig. 5), siendo la penetración del test22 de 41 m, mientras que la mayor antena del test25 ha permitido llegar a 98 m: se detecta un primer acuífero por encima de los 5 m y de 2 m a 3 m de potencia, y otro acuífero más importante desde los 10 m hasta los 40 m, con máximo del 13 % de agua; los acuíferos más profundos solamente están detectados en el test25, con valores del 14 % de contenido en agua sobre los 60 m y que se prolonga hasta los 100 m, solución equivalente a la obtenida en el test09 para el sondeo-1, por lo que no se aprecia la influencia de la existencia de dos capas en este caso; para el test22 el resultado de la interpretación sólo permite apreciar el acuífero superior. Hay una pobre correspondencia entre valores medidos y valores teóricos del modelo adoptado para el test22, siendo buena para el test25 (parte superior de la fig. 5).

La interpretación para valores menores del parámetro de regularización presenta las mismas diferencias según la antena empleada que en el primer emplazamiento (comparar fig. 5 y fig. 4): para el test25, el primer grupo de capas interpretadas coincide con buena precisión con el primer acuífero realmente existente, siendo peor la interpretación del segundo grupo de capas, que sólo llega a los 57 m y engloba una importante potencia de arcillas; para el test22 el límite inferior deja ahora de recoger la presencia real del acuífero entre los 36 m y los 42 m.

En cuanto a los valores obtenidos para la constante de decaimiento, para el test22 y $p_r=2000$ se alcanzan valores de 1000 ms precisamente donde hay arcillas, por lo que esta interpretación carece de significado, como hacía presagiar la existencia del distorsionador ruido aleatorio de gran amplitud durante los registros; sin embargo, para $p_r=200$, los valores obtenidos tienen mejor coincidencia con la realidad, lo que, al provenir de los mismos registros, parece que deshace el razonamiento anterior sobre la influencia del ruido. Para el test25 se dan las mismas circunstancias en la

interpretación de la constante de tiempo, teniendo mayor coincidencia con la realidad los valores obtenidos para $pr=200$.

El parecido entre las columnas hidrogeológicas de los sondeos mecánicos de este emplazamiento y del anterior, queda bien reflejado en el resultado de las curvas experimentales de los test09 y test25 (fig. 7), que presentan, en efecto, una gran similitud, siendo sin embargo muy diferentes los valores de los test15 y test22 para la antena menor; los resultados de la inversión para los test9 y test25 son así mismo equivalentes en lo que respecta a la profundidad y contenido en agua, presentando sin embargo mayores diferencias en la curva de la constante de tiempo.

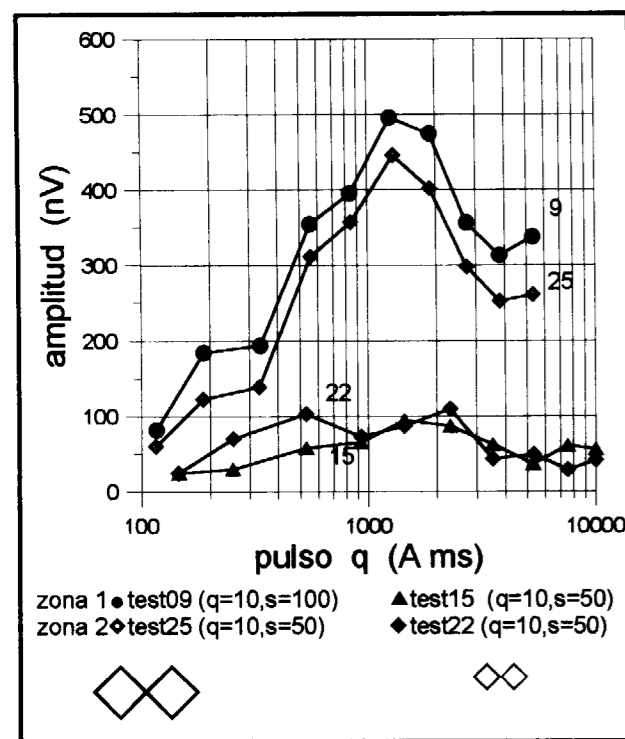


Fig. 7 Comparación de resultados finales de SRM efectuados en dos emplazamientos hidrogeológicamente equivalentes, con los mismos tipos de antena: mientras que los resultados obtenidos con la de mayor tamaño (test09 y test25) son visiblemente análogos, las curvas para la antena de menor tamaño (test15 y test22) presentan mayores discrepancias, poniendo en evidencia la influencia sobre la calidad final de los datos, del ruido existente en el momento de la medición en zonas con altos niveles de ruido aleatorio, y la conveniencia de aumentar lo más posible el área de la antena.

El resumen de la interpretación dada a este sondeo es análogo al de la primera zona, con nivel de agua sobre los 12 m - 14 m, contenido del 12 % al 15 % y acuífero de arena media a gruesa, con profundidad máxima del orden de 60 m, pero no determinada.

En conclusión, parecen más fiables para efectuar la inversión los registros obtenidos con la antena de mayor área, apreciándose una importante variación en la asignación de profundidades y potencias en función de los parámetros de inversión utilizados, así como un menor grado de correspondencia con la realidad en la interpretación de las capas más profundas.

Influencia en el SRM de variaciones importantes en el acuífero

En ningún caso las interpretaciones realizadas en estos dos emplazamientos permiten una identificación diferenciada de las diversas capas del acuífero, siendo evidente el peor poder resolutivo con el aumento de la profundidad. Esta falta de resolución, junto con las divergencias observadas para diferentes inversiones con distintos parámetros, tanto para datos de un mismo SRM, como de dos SRM efectuados en el mismo emplazamiento, puede dar lugar a pensar que las coincidencias entre las interpretaciones y la situación real son debidas a que, por tratarse de un acuífero multicapa, siempre es probable encontrar un nivel con agua o un valor de la constante de tiempo coincidentes con la realidad en alguno de los tramos indicados por la interpretación; es por tanto de gran interés seguir analizando las posibilidades de los SRM, utilizando para ello un área donde existan menos capas con agua.

Dentro del mismo acuífero, a un kilómetro de distancia de los emplazamientos anteriores, las características son ya diferentes (fig. 8, sondeo 3): el agua se sitúa más profunda, comenzando a los 14 m, explotándose una capa de arenas hasta los 32 m, con mayor presencia de arcilla y gravas, y una menor permeabilidad relativa que en los sondeos anteriores (25-75 %); tras esta capa, sólo se conoce otra de arenas y gravas entre los 41 m y los 45 m, de mejores características hidráulicas que la primera capa.

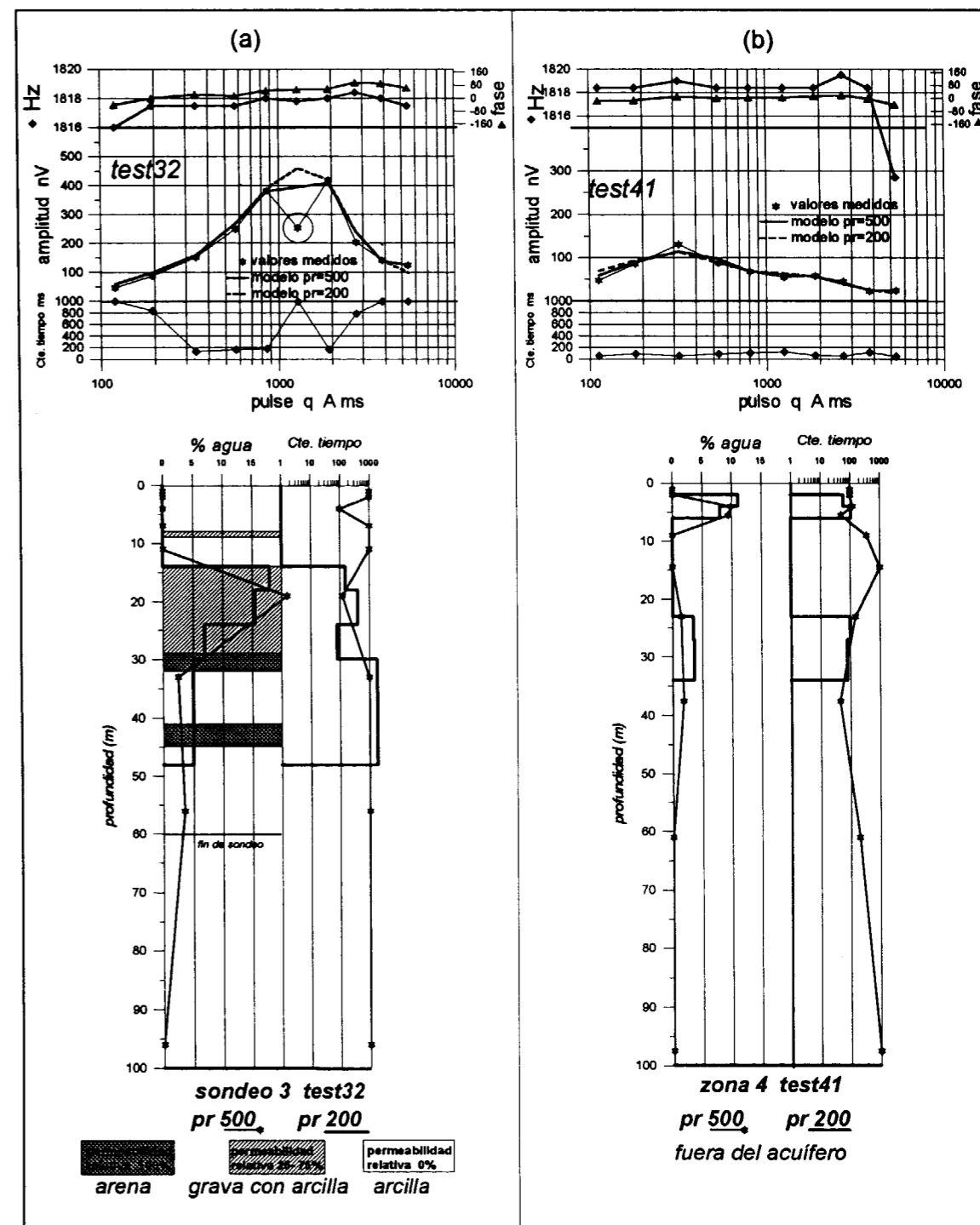


Fig. 8 Resultados finales e interpretación del SRM test32 (antena en ocho de 75 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 150 señales), junto al sondeo 3, y del SRM test41 (antena en ocho de 75 m de lado, emisión de 10 pulsos y adición de 50 señales), fuera del acuífero. Las curvas de variación de frecuencia y fase ilustran sobre la calidad de las mediciones. Se dan los resultados de la interpretación para diferentes valores del parámetro de regularización (pr) y la comparación de los valores medidos con los resultados de cada modelo adoptado en la inversión. Los valores no tenidos en cuenta en los cálculos se representan rodeados por un círculo. Para el test32, a pesar del alto nivel de ruido, la interpretación alcanzada es muy coincidente con la situación realmente existente. Para el test41 la interpretación es también congruente con la situación del SRM, fuera del acuífero.

El sondeo se encuentra a unos 100 m de una línea eléctrica y además está próxima la instalación central de bombeo del acuífero en estas fincas, siendo el ruido de fondo de 2000 nV a 3000 nV y con valores aleatorios de picos de alta intensidad más continuos que en los emplazamientos anteriores. A fin de intentar conseguir la mejor relación señal/ruido, se han utilizado directamente los mayores parámetros de registro: antena en ocho de 75 m y diagonal común paralela a línea eléctrica, emitiendo 10 pulsos y utilizando la adición de 150 señales, siendo el tiempo invertido en la realización de este sondeo de 5 h 25 min, del cual 3 h 46 min corresponden a tiempo de registro.

A pesar del elevado número de señales sumadas, la relación señal/ruido obtenida es de 2.09, y la calidad de la señal registrada casi no permite apreciar con claridad la presencia de agua, como se ve en la fig. 9, para el registro test32.7, obtenido con un pulso de unos 2000 A ms (no obstante, hay que hacer notar que la aplicación de un filtro previo a la visualización de las curvas, como se hace en el software de control durante la obtención de datos en campo, mejora algo su aspecto, haciendo más visible el decaimiento de

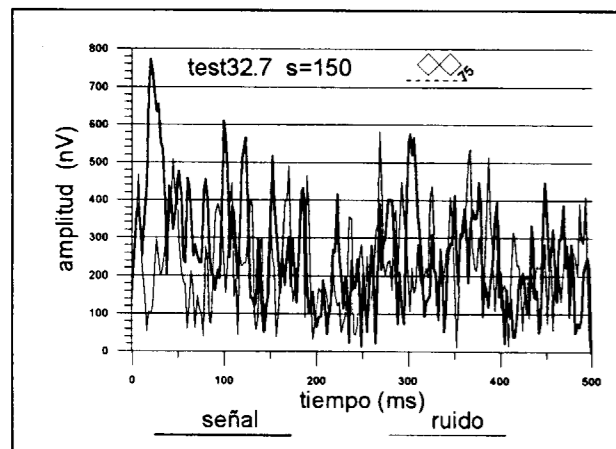


Fig. 9 Aspecto de las curvas de señal y ruido obtenidas con antena en ocho de 75 m de lado en el emplazamiento tercero de estos ensayos, de mayor nivel de ruido que los anteriores y con peores condiciones de contenido en agua del subsuelo. El ruido apenas deja entrever la presencia de decaimiento típico de la señal debida a la precesión de los momentos magnéticos de los protones del agua; a pesar de la adición de 150 señales (225 minutos de registro) la relación señal ruido es de 2.09.

la señal de precesión de los protones del agua). Las curvas de frecuencia y fase no son muy buenas (parte superior de la fig. 8a), apreciándose la inferior calidad respecto de los SRM anteriores; la influencia del ruido pone por tanto en duda la fiabilidad de los valores de amplitud y constante de tiempo disponibles para la interpretación.

Para los cálculos de inversión, se ha suprimido el valor de señal para el pulso 6, por presentar una bajada que obligaría a introducir un acuífero superficial adicional; esta eliminación de valores obedece a criterios subjetivos del interpretador, a través de su experiencia de la forma que es viable que tomen las curvas de los SRM. El tiempo se ha limitado a 200 ms. A pesar del ruido, el resultado de la inversión presenta muy buena coincidencia con la situación real (fig. 8a, test32) para los dos parámetros de regularización utilizados: el acuífero se sitúa entre los 14 m y los 33 m; aunque el contenido en agua calculado es incluso más elevado que el obtenido en los emplazamientos anteriores, su distribución relativa es una visión bastante aceptable de la real. La capa más profunda también tiene su manifestación en la interpretación dada, aunque distribuyendo la presencia de agua en una gama de profundidades con mayor error que para el primer acuífero. La información obtenida de la constante de decaimiento es sin embargo bastante dudosa, ya que debido al ruido se supera el valor de 1000 ms en muchos de sus puntos; para el menor parámetro de regularización se puede no obstante entrever una mayor proporción de arcillas en la primera parte del sondeo. La coincidencia entre valores medidos y teóricos de los modelos adoptados es también la mejor de las obtenidas en este experimento.

En resumen, la interpretación del SRM, sin tener en cuenta la información geológica disponible, es que se trata de un acuífero de arena media a gruesa, con nivel de agua a partir de los 14 m, contenido del 15 % en la parte superior, descendiendo al 5 % en la inferior, con una profundidad máxima del orden de 32 m, y con una capa posterior de profundidad indeterminada y menor contenido en agua (en realidad se trata de una capa mucho menos potente y de mayor contenido en agua).

Del resultado de la interpretación de este ensayo,

con curvas de campo de tan aparente mala calidad, cabe de nuevo deducir que el efecto del ruido es menos perjudicial para el cálculo de los valores máximos de señal en cada pulso de emisión ($E_p(q)$), sobre los que se efectúa la inversión del contenido y profundidad del agua, que para el cálculo de los valores de la constante de tiempo, sobre los que se basa la determinación de la litología tipo o grado de permeabilidad. La comparación de las curvas de campo obtenidas con el mismo tipo de antena en los tres emplazamientos contemplados (fig. 10) permite apreciar las diferencias del acuífero entre los tres emplazamientos: muy parecida en los dos primeros (test09 y test25), pero claramente diferente en el último (test32, suprimiendo el valor del pulso 6),

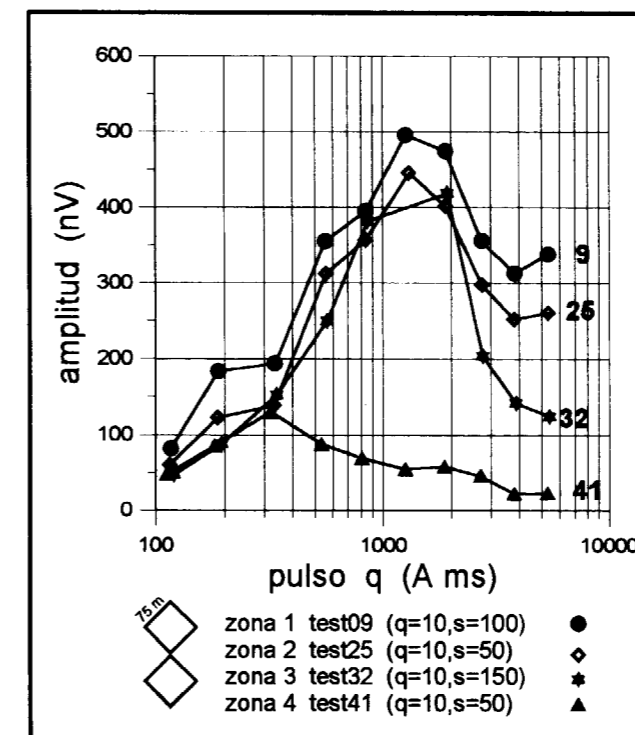


Fig. 10 Comparación de los resultados de varios SRM realizados con el mismo tipo de antena (en ocho de 75 m de lado) en diferentes emplazamientos: los test09 y test25 están efectuados en lugares de condiciones geológicas muy similares, lo que queda bien reflejado en las curvas de SRM; en el emplazamiento del test32 existe menor cantidad de agua a la misma profundidad que en los emplazamientos anteriores, no existiendo además agua a mayor profundidad, lo que también queda bien indicado en el resultado; para el test41, fuera del acuífero, el SRM también muestra claramente sus diferencias con los anteriores.

donde el contenido de agua en profundidad es menor.

SRM efectuado fuera del acuífero

Finalmente, se ha realizado un SRM en una zona fuera del acuífero, con antena en bucle en ocho de 75 m, emisión de 10 pulsos, adición de 50 impulsos y 75 minutos de registro. En la fig. 11 se presenta la mejor curva de campo obtenida, test41.4, con un pulso de emisión de 500 A ms, comparando sus valores de amplitud y ruido con los registrados en el test09 (realizado en el primer emplazamiento y abundante cantidad de agua); dado que en esta zona el ruido es muy inferior al existente en las demás áreas registradas, cabe deducir que la ausencia de señal se debe a la

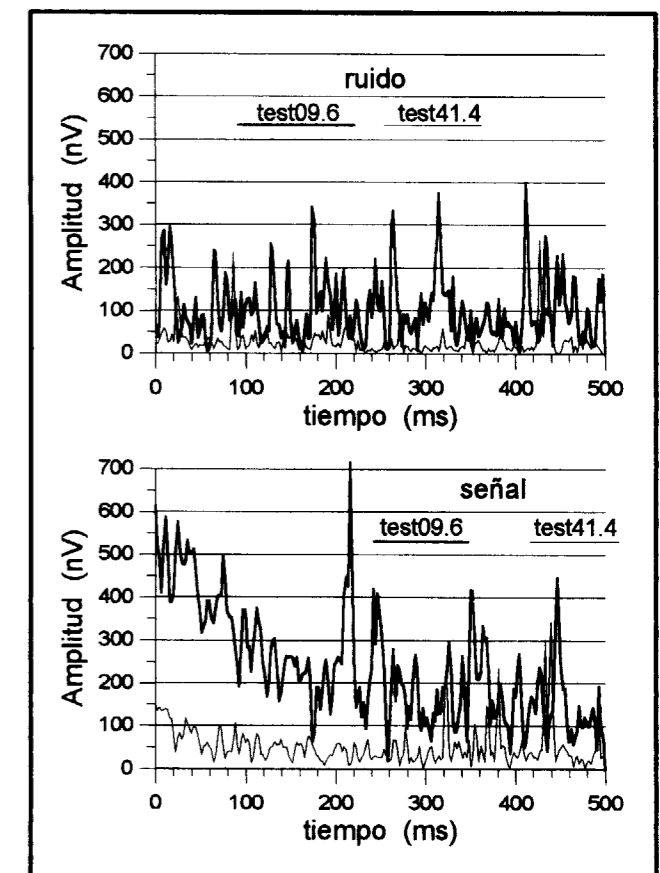


Fig. 11 Comparación entre las curvas de ruidos y de señal obtenidas en un emplazamiento dentro del acuífero (test09) y fuera del mismo (test41).

ausencia de agua. La calidad del sondeo es aceptable, según sus curvas de frecuencia y fase (parte superior de la fig. 8b). El resultado de la inversión (parte inferior de la fig. 8b) acusa solamente la presencia de un agua superficial, con contenidos inferiores al 10 %, y un nivel de arena fina entre los 23 m y 35 m, con contenido en agua del orden del 3.5 %, lo que coincide con la posición de este ensayo. El modelo interpretado tiene buena coincidencia con los valores medidos.

CONCLUSIONES

Del experimento realizado pueden extraerse una serie de conclusiones de diversa índole. Desde el punto de vista instrumental, el equipo de registro es pesado (más de 400 kg) y voluminoso, lo que condiciona su uso a la accesibilidad en vehículo al lugar de ejecución del sondeo. El peso de los rollos de cable de 75 m es de 35 kg, ocupando la operación de implementar sobre el terreno el bucle de la antena emisora - receptora un tiempo de unos 20 minutos para antena cuadrada de 75 m x 75 m (cuatro rollos de cable) y de unos 50 minutos para bucle en ocho de 75 m x 75 m (ocho rollos de cable), entre tres personas.

Al iniciar los trabajos en una zona no conocida es necesario efectuar diversas pruebas, a las que hay que dedicar al menos un día, a fin de determinar los parámetros de mayor garantía de señal; en zonas ruidosas, según nuestra experiencia, es aconsejable utilizar directamente los máximos tamaños de antena y parámetros de registro, midiendo al menos con emisión de 16 pulsos y efectuando un número elevado de adición de impulsos (100 o más), lo que puede suponer más de cuatro horas de registro por punto de medición.

Cuando hay agua en los primeros 50 m del subsuelo, este experimento ha mostrado que es posible diseñar unos parámetros de registro que, a pesar del ruido, permitan apreciar la señal de los protones del agua; el efecto más nocivo del ruido es la distorsión que introduce en la constante de decaimiento de la señal. La forma de la curva amplitud de señal-intensidad del pulso emitido permite obtener una primera impresión de como se distribuye el agua en el subsuelo.

La interpretación cuantitativa es muy dependiente de los parámetros utilizados en la inversión de los datos (sobre todo del parámetro de regularización), por lo que sin un apoyo del conocimiento de las profundidades y/o potencias de las capas, la indeterminación es bastante elevada.

La penetración conseguida con la antena en ocho de 75 m ha sido en este ensayo el doble que la conseguida con la antena de 37.5 m, siendo del orden de 100 m y 45 m respectivamente. La interpretación de las primeras capas, en caso de acuíferos multicapa, es más precisa que la de las inferiores, no habiéndose obtenido resolución suficiente para capas de potencia menor de diez metros, con la secuencia de pulsos utilizada.

En definitiva, tras este ensayo se ha adquirido una experiencia directa en el método SRM, que nos ha permitido apreciar mejor sus posibilidades de utilización; pensamos que el método está en condiciones de emplearse en aquellas situaciones en que se conozca, por otros métodos geofísicos, la geometría del posible acuífero, y la profundidad no supere los 100 m; el resultado del sondeo RM puede ser entonces de gran valor en la investigación, ya que sin necesidad de efectuar un sondeo mecánico permitirá saber si hay o no agua, valorar su cantidad y obtener información relacionada con la porosidad y permeabilidad.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a la Comunidad de Regantes del Acuífero de los Sotillos y a su asesor hidrogeológico D. Florencio Fernández Alonso por todas las facilidades recibidas, así como por la valiosa información aportada para la realización del ensayo. Así mismo agradecemos a IRIS INSTRUMENTS su excelente predisposición para hacer posible la toma de medidas en campo, la interpretación de los datos efectuada en su sede de Orleans y la documentación técnica facilitada durante todo este trabajo, que ha sido recogida parcialmente en las descripciones operativas contenidas en este artículo. Nuestro singular agradecimiento a Jean Bernard, por su amable lectura del manuscrito y las interesantes observaciones efectuadas durante la realización de este experimento.

REFERENCIAS

- BERNARD, J. (1997). The Proton Magnetic Resonance method for Groundwater investigations. IRIS Document.
- BLOCH F., HANSEN W. W. y PACKARD M. E. (1946). The nuclear induction experiment. *Phys. Rev. V. 70*, 474-485.
- GEV I., GOLDMAN M., RABINOVICH B., RABINOVICH M. y ISSAR. (1996). Detection of the level in fractured phreatic aquifers using nuclear magnetic resonance (NMR) geophysical measurements. *Journal Applied Geophysics 34*, 277-282.
- GOLDMAN M., RABINOVICH B., RABINOVICH M., GEV I., GILAD D. y SCHIROV M. (1994). Applications of the integrated NMR-TDEM method in ground water exploration in Israel. *Journal of Applied Geophysics 31*, 27-52.
- GUILLEN A. y LEGCHENKO A. V. (1997). Inverse problem of Magnetic Resonance Measurements applied to Water Resource Characterization. SEG, Dallas.
- HAHN E. L. (1950). Spin echoes. *Phys. Rev. V. 80*, 580-594.
- HEDBERG S. A., KNIGHT R. J., MACKAY A. L. y WHITTALL K. P. (1993). The use of nuclear magnetic resonance for studying and detecting hydrocarbon contaminants in porous rocks. *Water Resources Research v. 29*, 1163-1170.
- IRIS INSTRUMENTS. Diciembre 1997. NUMIS. Surface PMR system for water prospecting. Operating manual.
- IRIS INSTRUMENTS. Ver 1.1 febrero 1998. PMR sounding with NUMIS equipment. Operating procedure.
- LEGCHENKO A. V. (1992). Solution of the NMR geotomography inverse problem. Ph.D. Thesis. Computing Centre, the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk. (en ruso)
- LEGCHENKO A. V. (1996a). Some aspects of the Surface NMR Method Performance. SEG 66th Annual Meeting, Denver, USA.
- LEGCHENKO A. V. (1996b). A practical accuracy of the surface NMR measurements. EAGE 58th Conference and Technical Exhibition, Amsterdam.
- LEGCHENKO A. V., BALTASSAT J. M., BEAUCE A., MAKKI M. A. y AL-GAYDI B. A. (1998). Application of the surface proton magnetic resonance method for the detection of fractured granite aquifers. EEGS 4th Meeting, Barcelona, España.
- LEGCHENKO A. V., BALTASSAT, BEAUCE A. y CHIGOT D. (1997a). Application of Proton Resonance for the detection of fractured chalk aquifers from the surface. EEGS 3th Meeting, Aarhus, Dinamarca.
- LEGCHENKO A. V., BEAUCE A., GUILLEN A., VALLA P. y BERNARD J. (1996). Capability of the NMR applied to aquifers investigation from the surface. 1996 EEGS 2nd Meeting, Nantes, Francia.
- LEGCHENKO A. V., BEAUCE A., GUILLEN A., VALLA P. y BERNARD J. (1997b). Natural variations in the Magnetic Resonance Signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. *European Journal of EEGS, 2*, 173-190.
- LEGCHENKO A. V., BEAUCE A., VALLA P., BERNARD J. y PIERRRAT. (1997c). Development of a Proton Magnetic Resonance equipment for Groundwater investigations. High Resolution Geophysics, Tucson.
- LEGCHENKO A. V., SEMENOV A. G. y SCHIROV M. (1990). A device for measurements of subsurface water saturated layer parameters. USSR Patent 1540515 (en ruso).
- LEGCHENKO A. V. y SHUSHAKOV O. A. (1991). Optimization of measurements in geophysical NMR-tomography and comparison of various measurement techniques. Russian Academy of Sciences, Institute of Chemical Combustion, Siberian Branch, Novosibirsk, issue no. 35, 1-37 (en ruso).
- LEGCHENKO A. V. y SHUSHAKOV O. A. (1998). Inversion of surface NMR data. *Geophysics 63*, nº 1, 75-84.
- LEGCHENKO A. V., SHUSHAKOV O. A., PERRIN J. y PORTSELAN A. A. (1995). Noninvasive NMR study of subsurface aquifers in France. SEG 65th Annual Meeting. Houston, USA.
- LEGCHENKO A. y VALLA P. (1998). Processing of surface proton magnetic resonance signals using non-linear fitting. *Journal of Applied Geophysics 39*, 77-83
- LIEBLICH D. A., LEGCHENKO A. V., HAENI F. P. y PORTSELAN A. A. (1994). Surface nuclear magnetic resonance experiments to detect subsurface water at Haddam Meadows (Connecticut). Proceeding of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Vol 2, Boston, MA, USA, 717-736.
- MILLER M.N., PALTIEL Z., GUILLEN A., GRANOT J. y BOUTON J.C. 1990. Spin echo magnetic resonance logging: porosity and free fluid index determination. 65th Ann. Tech. Mtg., Society Petroleum Engineers, New Orleans. 321-334.
- PACKARD M. E. y VARIAN R. H. (1958). Free nuclear induction in the Earth's magnetic field. *Phys. Rev. v. 93*, 941.
- PLATA J. L. y RUBIO F. M., (1998). Informe sobre el ensayo del equipo NUMIS (RMN) realizado en Arcos de la Frontera en mayo de 1998. ITGE. G5-004.98. Documento 40.472.
- PURCELL E. M., TORREY H. C. y POUND R. V. (1946). Resonance absorption by nuclear magnetic moment in a solid. *Phys. Rev., v. 69*, 37-38.
- PUSEP A., BASHUROVA V., SHOKHIREV N y BURSHEIN A. (1991). Software development for the NMR tomography of subsurface water bearing horizons. USSR Acad. Sci. Novosibirsk, 89 (en ruso)
- ROY J., MARQUES DA COSTA A., LUBEZYNSKI M. y OWUOR C. (1998). Test of the SGW-NMR technique within two aquifer characterization projects in the Iberian Peninsula. EEGS 4th Meeting, Barcelona, España.
- SCHIROV M., LEGCHENKO A. V. y CREER G. (1991). A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics 22*, 333-338.

SEMENOV A. G. (1987a). NMR hydroscope for water prospecting. Proceeding of the Seminar on Geotomography. Indian Geophysical Union, Hyderabad, 66-67.

SEMENOV A. G. (1987b). The experience of application of nuclear magnetic resonance for the exploration of subterranean waters. IXth Ampere summer school on magnetic resonance, Novosibirsk, Abstracts, 61.

SEMENOV A., BURSHEIN A., PUSEP A. YU y SCHIROV M. (1982). Hydroscope- An installation for prospecting without drilling. USSR Acad. Sci., Novosibirsk, 1-26 (en ruso)

SEMENOV A. G., BURSHEIN A. I., PUSEP A. YU y SCHIROV M. (1988). A device for measurement of underground mineral parameters. USSR Patent 1079063, en ruso.

SEMENOV A. G., SCHIROV M. y LEGCHENKO A. V. (1987). On the technology of subterranean water exploration founded on application of nuclear magnetic resonance tomography "Hydroscope". IXth Ampere summer school, Abstracts, Novosibirsk, September 20-26, 214.

SEMENOV A. G., SCHIROV M., LEGCHENKO A. V., BURSHEIN A. I. y PUSEP A. YU. (1989). Device for measuring the parameters of underground mineral deposit. Great Britain Patent 2198540B.

SHUSHAKOV O. A. (1996). Groundwater NMR in conductive water. Geophysics 61, No.4, 998-1006.

SHUSHAKOV O. A. y LEGCHENKO A. V. (1992). Calculation of the proton magnetic resonance signal from groundwater considering the electroconductivity of the medium. Russian Academy of Sciences, Institute of Chemical Kinetics and Combustion. Novosibirsk, issue no. 36, 1-26 (en ruso).

SHUSHAKOV O. A. y LEGCHENKO A. V. (1994a). Calculation of proton magnetic resonance signal of underground water considering medium electrical conductivity. Geol. and Geophysics, 35, No 3, 130-136 (en ruso).

SHUSHAKOV O. A. y LEGCHENKO A. V. (1994b). Groundwater proton magnetic resonance in the horizontally stratified media of different electrical conductivity. Geol. and Geophysics, 35: No. 10, 161-166 (en ruso).

STRALEY C., MORRIS C. E., KENYON W. E. y HOWARD J. J. (1991). NMR in partially saturated rocks: laboratory insights on free fluid index and comparison with borehole logs. 32nd Annual Logging Symposium, SPWLA, 1-25.

TIKHONOV A. y ARSENIN V. (1977). Solution of ill-posed problems. John Wiley & Sons, Inc. Washington. D.C.

TRUSHKIN D. V., SHUSHAKOV O. A. y LEGCHENKO A. V. (1994). The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR groundwater surveys in the earth's magnetic field. Geophysical Prospecting 42, 855-862.

TRUSHKIN D. V., SHUSHAKOV O. A. y LEGCHENKO A. V. (1995). Surface NMR Applied to an electroconductive medium. Geophysical Prospecting 43, 623-633.

VARIAN R. H. (1962). Ground liquid prospecting method and apparatus: US Patent 3019383.

YARAMANCI U., LANGE G. y KNÖDEL K. (1998a). Effects of the regularisation in the inversion of surface NMR measurements. Proceeding of the 60th Meeting of EAGE.

YARAMANCI U., LANGE G. y KNÖDEL K. (1998b). Experiments with surface NMR for improved measurements and inversion. EEGS 4th Meeting, Barcelona, España.

Original recibido: Junio de 1999.
Original aceptado: Agosto de 1999.

LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS DE LA FAJA PIRÍTICA.

Por J. L. PLATA TORRES (*) y L. A. CUETO PASCUAL (**)

R E S U M E N

Una de las principales herramientas en la investigación geológica de grandes áreas es la cartografía geofísica, siendo indispensable para su interpretación conocer los valores de las propiedades físicas de las rocas en cada zona. En la Faja Pirítica, zona de más de 6000 km² situada en el suroeste de la península Ibérica, se han recogido 1222 muestras, midiéndose su densidad, velocidad sónica y susceptibilidad magnética, realizándose además estudios petrográficos, metalogenéticos y análisis químicos. El 96 % de las muestras presentan valores de susceptibilidad inferiores a 200x10⁻⁶ ucgs, con media de 38x10⁻⁶ ucgs, a pesar de que un 51 % son rocas volcánicas y plutónicas. Las muestras con valores superiores a 100x10⁻⁶ ucgs se agrupan en unas pocas áreas geográficas, con independencia del tipo de rocas aflorantes y buena relación espacial con las anomalías aeromagnéticas; actúan como horizontes magnéticos los gabros, granitos, diabasas, jaspes y el CVS, pero estas mismas rocas no dan lugar a anomalías magnéticas en todas las ocasiones. La clave del origen de las anomalías se encuentra en el mecanismo que ha dado origen a su enriquecimiento selectivo en minerales ferromagnéticos. Del estudio de opacos se deduce que la presencia de magnetita es aleatoria, siendo la ilmenita y la hematites los minerales ferromagnéticos fundamentales. Una posible explicación de la desmagnetización observada, puede ser que estas rocas fueran formadas en unas condiciones de oxidación elevadas, de tal forma que la magnetita ha sido transformada en minerales más ricos en titanio (como la ilmenita) y de menor susceptibilidad (hematites); posteriormente, debido a cambios químicos por metamorfismo térmico se han producido procesos de enriquecimiento en minerales magnéticos, lo que corrobora la relación densidad-susceptibilidad. Tampoco es descartable la transformación de pirita en pirrotina y su posterior movilidad por redes de fracturación; una desmagnetización general producida por elevación de la temperatura debida a fluidos térmicos no parece ser aceptable a la escala considerada en este trabajo. La relación existente entre estos mecanismos y la concentración de minerales es un factor a considerar como elemento auxiliar de ayuda a la prospección en la interpretación de las anomalías magnéticas de la Faja Pirítica.

Palabras clave: Susceptibilidad, Faja Pirítica, Magnético, Geofísica, Petrofísica.

A B S T R A C T

One of the main tools in the geological research of big areas is the Geophysical Cartography, being necessary for its interpretation the knowledge of the petrophysical properties of the rocks involved. In the Pyrite Belt, an area of more than 6000 km² in the southwest of the Iberian Peninsula, density, sonic velocity and magnetic susceptibility measurements as well as thin sections and reflected light microscopy and chemical analysis have been performed on 1222 rock samples. The 96 % of the samples show susceptibility values smaller than 200x10⁻⁶ ucgs, with an average of 38x10⁻⁶ ucgs, though the 51 % are volcanic and plutonic rocks. The samples with values higher than 100x10⁻⁶ ucgs are grouped in a few geographical areas, independently of the outcropping rocks, and present a good correlation with the aeromagnetic anomalies; the magnetic horizons are the gabbros, granites, dolerite, jasper and the CVS formation, but these same rocks do not always give rise to magnetic anomalies. The key for the origin of the anomalies is in the mechanism by which they have been selectively enriched in ferromagnetic minerals. The ore microscopy shows that the presence of magnetite is random, being the ilmenite and hematite the fundamental ferrimagnetic minerals present. One possible explanation for the demagnetization appreciated may be that these rocks were formed in high oxidation environments, so that magnetite was transformed in minerals richer in titanium (as the ilmenite) and of less susceptibility (as the hematite); afterwards, due to chemical changes produced by thermal metamorphism a process of enrichment in magnetic minerals took place, what is confirmed by the relation density-susceptibility found. It should also be taken in mind the possible transformation of pyrite in pyrrhotite and its later mobility through the set of fractures. Demagnetization produced by a general elevation of temperature by hydrothermal fluids is not very likely at this scale. The existing relationship between these mechanisms and the concentration of minerals is a factor to be considered as an auxiliary help for the prospecting in the interpretation of magnetic anomalies in the Pyrite Belt.

Key words: Susceptibility, Pyrite Belt, Magnetism, Geophysics, Petrophysics.

(*) Área de Geofísica;

(**) Área de Geología del ITGE; C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

MUESTREO PETROFÍSICO DE LA FAJA PIRÍTICA

La cartografía geofísica en escalas regionales, tipos 1:100.000 ó 1:50.000, comienza a estar disponible en España con carácter público, contándose tanto con bancos de datos que permiten su confección digital como con mapas ya elaborados de anomalías magnéticas y gravimétricas (PLATA et al. 1995a). El uso de estos documentos para la investigación geológica de grandes áreas es hoy día uno de las principales aplicaciones de la Geofísica en todo el mundo (URQUHART y STRANGWAY 1985, DEBLIGIA y WEBER 1985, ALVA-VALDIVIA et al. 1996, PLATA et al. 1997). Para la mejor interpretación de estos documentos resulta indispensable conocer datos reales sobre los valores de las propiedades físicas de las rocas de cada zona concreta (PLATA 1998).

En la Faja Pirítica, zona de más de 6000 km² de gran interés minero situada en el suroeste de la península Ibérica, han sido llevadas a cabo a lo largo del tiempo numerosas determinaciones de valores de propiedades físicas de las rocas, como apoyo a las campañas geofísicas de prospección de sulfuros polimetálicos; todas estas determinaciones son de carácter muy local y permanecen casi totalmente inéditas, habiéndose medido fundamentalmente la densidad, la resistividad y más raramente la susceptibilidad. Una de las actividades llevadas a cabo en el Proyecto Integrado de Estudio Geológico y Metalogenético de la Faja Pirítica, realizado por el ITGE en los últimos años, ha consistido en la caracterización petrofísica de las distintas unidades geológicas aflorantes en esta zona, consideradas a escala 1/100.000, a fin de apoyar la interpretación de datos geofísicos de cobertura global: gravimetría con densidad de 4.6 estaciones por km² (ADARO et al. 1992) y aeromagnetometría (HUNTING 1981, SANDER 1997); se han recogido para ello 1222 muestras, siguiendo el criterio de combinar una buena distribución espacial, una suficiente representatividad de las áreas aflorantes y su interés como posibles marcadores geofísicos; durante su recogida en campo, se han determinado mediante GPS las coordenadas de cada muestra con error medio de 50 m. Los parámetros medidos en los laboratorios del ITGE han sido la densidad, velocidad sónica y susceptibilidad magnética. Cada muestra ha sido estudiada mediante lámina delgada para determinación de su litología, contán-

dose además con apoyo del estudio de opacos y análisis químicos. La unidad litoestratigráfica y tectónica de cada muestra ha sido determinada en SIG a través de la cartografía digitalizada y las coordenadas UTM de las muestras.

La metodología establecida para extraer valores representativos de cada uno de los parámetros medidos, ha dado lugar a un análisis detallado de la distribución de la densidad, velocidad y susceptibilidad magnética de las muestras agrupadas por litologías y familias litológicas, pasando luego a definir dichos valores y sus holguras para los distintos pisos geológicos y unidades tectónicas. A la vista de los resultados obtenidos para la susceptibilidad magnética, se han llevado además a cabo una serie de experimentos complementarios, de campo y de laboratorio. De los Informes Técnicos realizados en el mencionado Proyecto (PLATA et al. 1995b, PLATA y CUETO 1996, PELÁEZ y PLATA 1997), disponibles para su consulta en el Centro de Documentación del ITGE, se va a presentar en este trabajo un extracto del comportamiento magnético en general de las rocas involucradas.

En el plano de la fig.1 se representa la posición de las muestras tomadas, con indicación de los límites de la cartografía geológica y de las hojas a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional; las muestras se han codificado en este mapa de acuerdo a su litología en función de los grupos más representativos dentro del área, destacándose mediante un símbolo especial las muestras con valor de susceptibilidad superior a 100 ucgs⁽¹⁾. La distribución del número de muestras por grandes grupos geológicos es la siguiente:

Rocas plutónicas	94
PQ (Devónico)	197
Volcánicas CVS	578
Metasedimentos	121
Culm	194
Terciario	17
Otras	21

⁽¹⁾ La susceptibilidad magnética es un parámetro adimensional. En este trabajo se ha adoptado el criterio habitual en prospección geofísica de expresar su valor en unidades cgs multiplicadas por 10⁶. Su valor en el SI puede obtenerse multiplicando los aquí dados por 12.57.

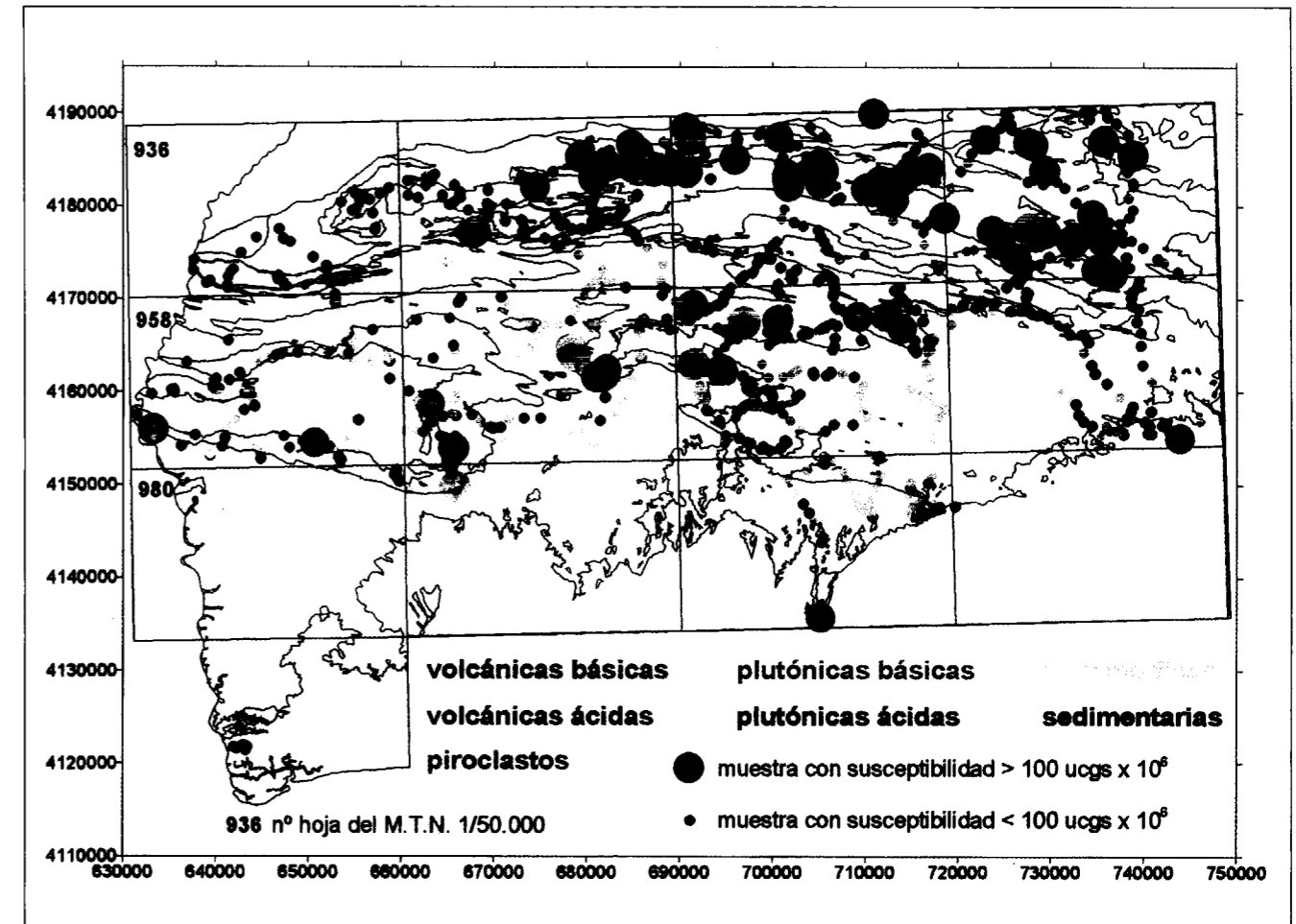


Fig. 1. Distribución geográfica de las 1222 muestras de roca tomadas en la Faja Pirítica, con indicación de su litología y distinción del valor de susceptibilidad magnética. Se muestran los contornos de los afloramientos geológicos y división de la zona en hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000. Se aprecia que las muestras con valores de susceptibilidad superior a 100x10⁶ ucgs se agrupan en unas zonas preferenciales.

Para la medición de la susceptibilidad se han triturado unos 100 cc de muestra a tamaños inferiores a 2 mm, utilizándose un puente de susceptibilidad BISON 3101, que mide los valores en el sistema cgs. La fiabilidad de las mediciones ha sido contrastada con las obtenidas para algunas de las mismas muestras por otros instrumentos y laboratorios (Facultad de C. Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, e Instituto Jaume Almera, del CSIC en Barcelona), confiando a las determinaciones una precisión del orden de 15 ucgs en valor absoluto; no obstante, los valores obtenidos con porciones diferentes de una misma muestra pueden a veces diferir en más de 50 ucgs. Por la importancia que puede

tener la existencia de remanencia en los valores de susceptibilidad (HAYS y SCHARON 1963, PIPER 1987), en algunas muestras ha sido además analizado el magnetismo remanente, encontrándose valores despreciables, si bien el poco número de muestras analizadas no permite sacar conclusiones definitivas sobre este aspecto.

Tras diversos controles de calidad, se ha dispuesto finalmente de un conjunto de 1138 muestras con valor de susceptibilidad, que tienen un rango de variación que va desde 2 ucgs a 6308 ucgs. El 96 % (1092 muestras) presenta valores inferiores a 200 ucgs. El histograma de distribución para el rango 2-200 ucgs, con intervalo de 20

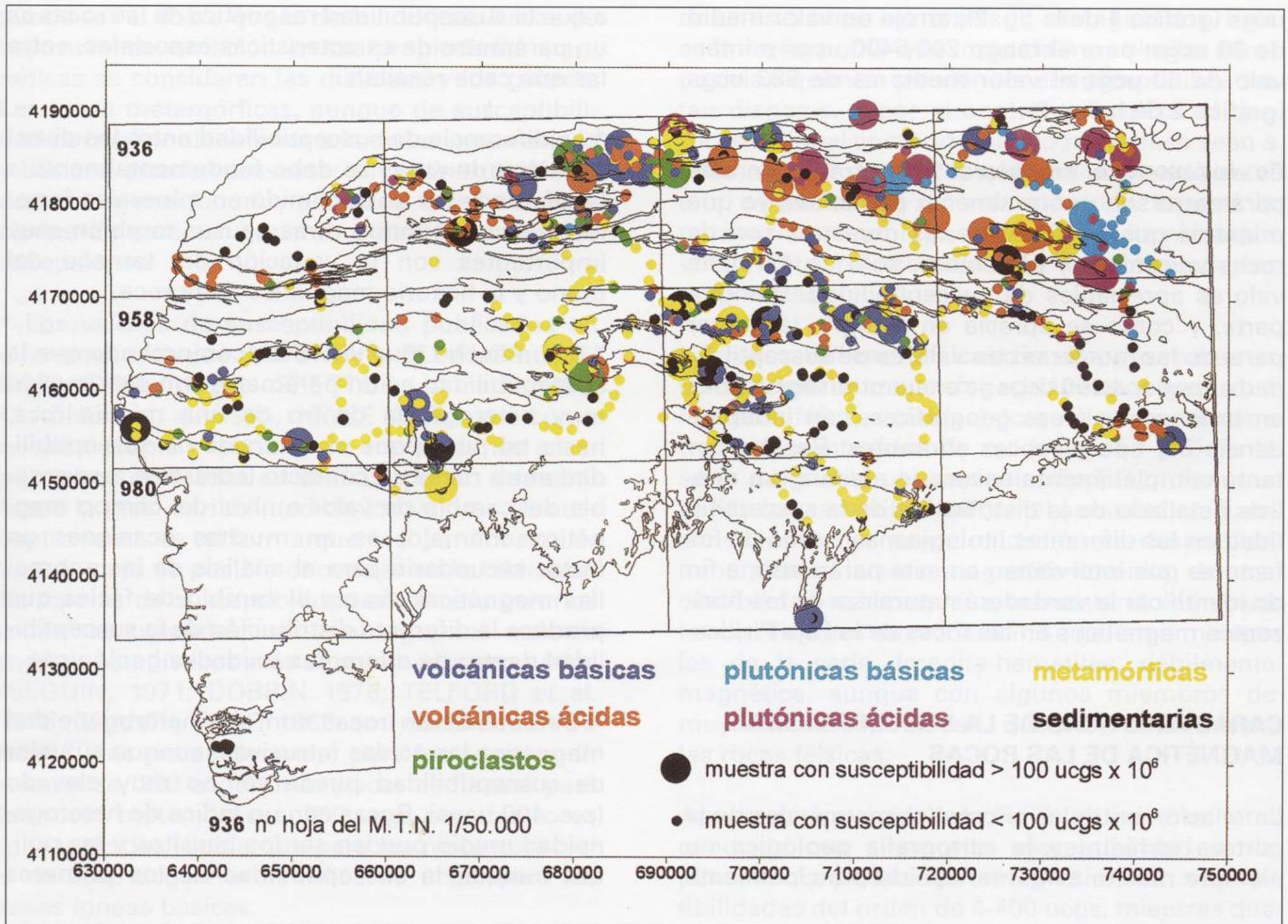


Fig. 1. Distribución geográfica de las 1222 muestras de roca tomadas en la Faja Pirítica, con indicación de su litología y distinción del valor de susceptibilidad magnética. Se muestran los contornos de los afloramientos geológicos y división de la zona en hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000. Se aprecia que las muestras con valores de susceptibilidad superior a 100×10^6 ucgs se agrupan en unas zonas preferenciales.

Para la medición de la susceptibilidad se han triturado unos 100 cc de muestra a tamaños inferiores a 2 mm, utilizándose un puente de susceptibilidad BISON 3101, que mide los valores en el sistema cgs. La fiabilidad de las mediciones ha sido contrastada con las obtenidas para algunas de las mismas muestras por otros instrumentos y laboratorios (Facultad de C. Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, e Instituto Jaime Almera, del CSIC en Barcelona), confiando a las determinaciones una precisión del orden de 15 ucgs en valor absoluto; no obstante, los valores obtenidos con porciones diferentes de una misma muestra pueden a veces diferir en más de 50 ucgs. Por la importancia que puede

tener la existencia de remanencia en los valores de susceptibilidad (HAYS y SCHARON 1963, PIPER 1987), en algunas muestras ha sido además analizado el magnetismo remanente, encontrándose valores despreciables, si bien el poco número de muestras analizadas no permite sacar conclusiones definitivas sobre este aspecto.

Tras diversos controles de calidad, se ha dispuesto finalmente de un conjunto de 1138 muestras con valor de susceptibilidad, que tienen un rango de variación que va desde 2 ucgs a 6308 ucgs. El 96 % (1092 muestras) presenta valores inferiores a 200 ucgs. El histograma de distribución para el rango 2-200 ucgs, con intervalo de 20

ucgs (gráfico 1 de la fig. 2), arroja un valor medio de 38 ucgs; para el rango 200-6400 ucgs e intervalo de 50 ucgs el valor medio es de 983 ucgs (gráfico 2 de la fig. 2).

Es evidente que los valores encontrados en este parámetro son anormalmente pequeños, ya que mientras que un 51 % de las muestras son de rocas volcánicas y plutónicas, sólo un 4% tiene valores apreciables de susceptibilidad. Por otra parte, y como se aprecia en la fig.1, la mayor parte de las muestras con valores de susceptibilidad superior a 100 ucgs se encuentran agrupadas en unas pocas áreas geográficas, con independencia del tipo de rocas aflorantes. Resulta por tanto completamente necesario efectuar un análisis detallado de la distribución de la susceptibilidad en las diferentes litologías, así como de los factores que intervienen en este parámetro, a fin de identificar la verdadera naturaleza de los horizontes magnéticos en las rocas de la Faja Pirítica.

CARACTERÍSTICAS DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

La relación entre las anomalías magnéticas de la corteza terrestre y la cartografía geológica no siempre resulta evidente, debido principalmente

a que la susceptibilidad magnética de las rocas es un parámetro de características especiales, entre las que cabe resaltar:

* La diferencia de susceptibilidad entre los diversos tipos de rocas se debe fundamentalmente a la diferencia en su contenido en minerales ferromagnéticos, aunque otras causas también muy importantes son la variación del tamaño del grano y la historia magnética de la roca.

* Es un hecho muchas veces comprobado que la susceptibilidad es un parámetro con distribución muy heterogénea dentro de una misma roca, hasta tal punto que el contraste de susceptibilidad entre rocas en contacto (contraste responsable del cambio de valor o nivel del campo magnético anómalo) es en muchas ocasiones un factor secundario para el análisis de las anomalías magnéticas, frente al cambio de fácies que produce la diferente distribución de la susceptibilidad dentro de diferentes unidades geológicas.

* Se consideran rocas con alta heterogeneidad magnética las ácidas intrusivas, aunque su valor de susceptibilidad puede ser no muy elevado (p.e. 400 ucgs). Rocas con un índice de heterogeneidad medio pueden ser los basaltos y las riolitas, aunque la susceptibilidad de los primeros

puede ser el doble que la de las riolitas. Rocas de bajo nivel de variación en sus propiedades magnéticas se consideran las diabasas y los gabros. Las rocas metamórficas, aunque de susceptibilidad normalmente inferior a la de las rocas ácidas y básicas, pueden presentar sin embargo niveles de heterogeneidad muy elevados. Estas observaciones de carácter general, presentan múltiples excepciones.

* Los valores de susceptibilidad publicados en diferentes trabajos (MOONEY y BLEIFUSS 1952, CARMICHEL 1982, SPECTOR et al. 1985, KLASNER et al. 1985, HINZE 1990), así como nuestra propia experiencia a través de las prospecciones realizadas en el ITGE, ponen de manifiesto la gran variabilidad de los valores de susceptibilidad, de tal forma que casi para cualquier tipo de roca es posible encontrar en la bibliografía valores de susceptibilidad entre cero y varios miles de unidades; sin embargo, los valores medios estadísticos más comúnmente aceptados (SEGUIN, 1971; DOBRIN 1976; TELFORD et al. 1976; GRANT y WEST 1965) son del orden de 75 ucgs (unas pocas decenas) para las rocas sedimentarias, 350 ucgs (unas pocas centenas) para las rocas metamórficas, 650 ucgs para las rocas ígneas ácidas (doble que para las metamórficas) y de 2600 ucgs (varios miles de ucgs) para las rocas ígneas básicas.

Los minerales ferromagnéticos que dan este carácter a las rocas pertenecen a las soluciones ternarias geoquímicamente posibles del rutilo (TiO_2), FeO y hematitas (Fe_2O_3); las agrupaciones más abundantes en la Naturaleza se establecen según unas pocas familias, siendo la de las titanomagnetitas ($\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$) e ilmenomagnetitas ($\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_3\text{O}_4$) las de mayor concentración en rocas plutónicas y volcánicas, con mayor proporción de magnetita en las de tipo básico; otras familias abundantes son las de las ilmenohematitas ($\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$), de mayor concentración en las rocas metamórficas; en condiciones de abundancia de oxígeno, minerales de la serie de las titanomagnetitas pueden llegar a convertirse en otros mucho más ricos en titanio y de menor susceptibilidad magnética.

En las rocas volcánicas, las condiciones de temperatura y fugacidad del oxígeno en el magma son los factores condicionantes de la formación

de unos u otros minerales ferromagnéticos. Esta es la razón por la que rocas de muy similar composición química pueden tener susceptibilidades tan dispares, o por el contrario, justifica el que rocas de igual comportamiento magnético sean a veces de composición química muy diferente; una consecuencia de esta situación es que la nomenclatura geológica no está directa ni inequívocamente relacionada con las propiedades magnéticas.

Las rocas máficas (básicas) tienden a formarse en condiciones de menor fugacidad del oxígeno que las rocas félsicas (ácidas), lo que las proporciona mayores contenidos de óxidos de Fe y Ti de la serie magnetita-ulvoespinela (Fe_2TiO_4), disminuyendo la susceptibilidad con el aumento en Ti; en condiciones de mayor oxidación se desarrollan minerales de la serie magnetita-ilmenita, de susceptibilidad más pequeña; aumentando aún más las condiciones de oxidación, se generan minerales de la serie ilmenita-hematitas, débilmente magnética, aunque con algunos miembros de muy alta susceptibilidad, que se concentran en las rocas félsicas.

Aparte de los óxidos de Fe-Ti, el único mineral conocido que tiene alta susceptibilidad es la pirrotina. La pirita es paramagnética, con susceptibilidades del orden de 4-400 ucgs, mientras que la pirrotina puede llegar a 500.000 ucgs, con valores medios de 125.000 ucgs, dando lugar a anomalías magnéticas de gran intensidad (THOMSON et al., 1991). Un carácter además distintivo de la pirrotina es el de presentar índices de Koenigsberger superiores a la unidad, siendo sus anomalías debidas principalmente al magnetismo remanente.

Es importante considerar la posibilidad de generación de pirrotina a partir de la pirita en ambientes como el de la Faja Pirítica, ricos en sulfuros de hierro. La pirita singenética presente en los sedimentos puede transformarse en pirrotina por metamorfismo térmico, cuya causa puede ser la intrusión de granitos; por este mecanismo podrían producirse acumulaciones de pirrotina en los primeros metros del suelo, o introducirse a través de las redes de fracturación y esquistosidad; si existe movimiento de fluidos térmicos, la pirrotina puede ser transportada a otras zonas alejadas de los contactos con batolitos graníticos.

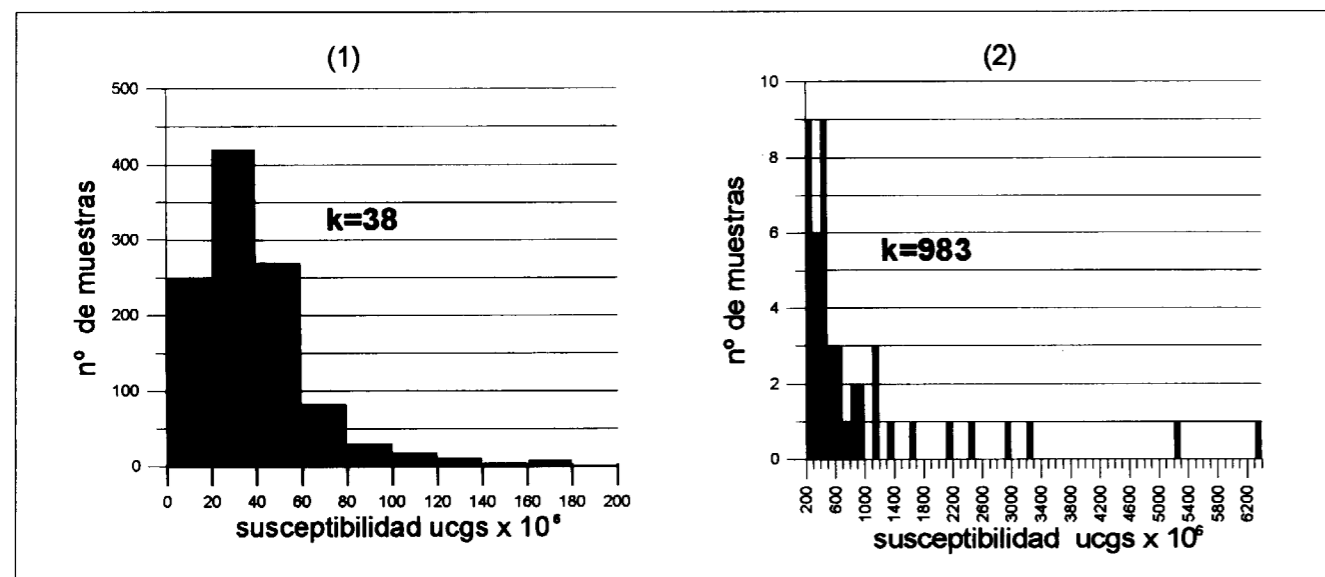


Fig. 2. Histogramas de distribución de valores de susceptibilidad magnética. (1) para el 96% de las muestras, con valor inferior a 200×10^6 ucgs, en intervalos de 20×10^6 ucgs. (2) para muestras con valores superiores, en intervalos de 50×10^6 ucgs. k indica el valor medio de cada grupo en ucgs x 10^6 .

Con el aumento de la meteorización disminuye el contenido en pirrotina, que además será de inferior tamaño de grano y por tanto con mayor campo coercitivo y menor intensidad de magnetismo remanente. Las anomalías debidas a este tipo de situaciones no tienen por tanto por qué presentar correlación con ningún tipo de roca aflorante, haciendo además que los resultados obtenidos en las mediciones de susceptibilidad con muestreos de rocas superficiales sean poco indicativos.

ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD POR LITOLOGÍAS

En la TABLA 1 se recogen para cada litología estudiada (identificada por un código IL), el número de muestras analizadas, que se han dividido en dos grupos: para las muestras con valores de susceptibilidad inferiores a 200 ucgs se indica el rango medido y su valor medio, y para las muestras con susceptibilidad superior a 200 ucgs se indican explícitamente los valores medidos. En la fig. 3 se recoge esta información de forma gráfica para los diversos tipos generales de rocas; dentro de cada tipo, existe un histograma acumulado para cada litología específica, que indica el tanto por ciento de muestras que tienen un valor de susceptibilidad igual o superior a uno dado; para cada grupo se indica además el valor medio total. En la fig. 4 se indica la posición geográfica de todas las muestras, codificadas según su valor de susceptibilidad y superpuestas al mapa de anomalías aeromagnéticas reducido al polo (vuelo de HUNTING, 1981); los contornos geológicos de esta figura se refieren a los afloramientos del Complejo Volcánico Sedimentario.

Las rocas **VOLCÁNICAS BÁSICAS** e intermedias constituyen un conjunto de 180 muestras, distribuidas en los cuatro tipos indicados en la Tabla 1. Para las **andesitas** el valor medio es de 38 ucgs, con rango normal de variación entre 14 ucgs a 59 ucgs, y dos muestras que alcanzan las 86 y 170 ucgs, para las que el análisis al microscopio indica que se trata de rocas con alteración hidrotermal y metamorfismo elevado, siendo además intermedias con dacitas; sin embargo, su análisis químico indica contenidos en Fe_2O_3 y TiO_2 inferior-

res al de otras muestras con susceptibilidad más baja, no siendo esto concluyente al no conocerse el contenido de FeO .

En cuanto a la susceptibilidad de los **basaltos**, hasta 200 ucgs el valor medio es de 55 ucgs, con rango normal de 25 ucgs a 146 ucgs y con tres muestras que destacan con 468 ucgs, 1371 ucgs y 2115 ucgs. En los análisis de opacos de las muestras con mayor susceptibilidad se observan minerales de Ti y magnetita en cristales con formas esqueléticas y otros de reemplazamiento de ferromagnesianos; piritita en menor proporción, en cristales en forma de diseminación con tamaños muy pequeños, así como escasa calcopiritita asociada a cristales de piritita, con algunos bordes alterados a calcosina.

La susceptibilidad de las **traquiandesitas** oscila de 28 ucgs a 76 ucgs, aunque hay una muestra con el valor más elevado de todas las volcánicas básicas e intermedias muestreadas: 3259 ucgs; el análisis de opacos de esta muestra detecta la presencia de magnetita, aunque también se detectan óxidos de hierro en muestras con susceptibilidad de 36 ucgs.

Las **diabasas** (o doleritas en denominación anglosajona) se han incluido en este grupo de rocas volcánicas básicas por su contexto dentro de la zona estudiada, aunque sean rocas intrusivas hipoabisales que suelen presentarse en forma de diques o filones; la diferencia fundamental entre diabasas y gabros (plutónicas básicas) es la textura, siendo más rápido el enfriamiento en las diabasas; son rocas normalmente consideradas como importantes horizontes de anomalías magnéticas, figurando entre sus minerales accesorios la magnetita e ilmenita. En el conjunto muestreado, el rango normal de susceptibilidad es de 24 ucgs a 107 ucgs, con media de 57 ucgs. Hay dos muestras con valores muy pequeños (3 ucgs y 10 ucgs) y sólo cuatro muestras con susceptibilidad superior a 200 ucgs (con valores de 283, 340, 1100 y 1661 ucgs), detectándose en su estudio de minerales opacos la presencia de formas esqueléticas de ilmenita, magnetita (con procesos de alteración en martita) y hematites como alteración de magnetita y escasísima piritita. El análisis químico da porcentajes de Fe_2O_3 y TiO_2 ligeramente superiores para la muestra con 1100 ucgs que para la muestra con 340

TABLA 1
RANGOS Y VALORES MEDIOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA SEGÚN LITOLOGÍAS

LITOLOGÍA	IL	Nº muestras	valores de susceptibilidad expresados en ucgs x 10 ⁶		
			rango	media	valores > 200 ucgs
VOLCÁNICAS BÁSICAS			180	3-170	52
ANDESITA	11	37	14-170	38	
BASALTO	12	63	13-146	55	468, 1371, 2115
TRAQUIANDESITA	13	9	28-76	47	3259
DIABASA	14	71	3-170	57	283, 340, 1100, 1661
VOLCÁNICAS ÁCIDAS			256	2-197	36
DACITA	21	77	2-197	43	205,2417
RIODACITA	22	8	18-49	27	
RIOLITA	23	147	2-179	32	289,290,333,354,409,520,568, 630,780,836,883,970
VIDRIO	24	19	4-168	31	
PÓRFIDO	25	5	15-77	37	
PIROCLASTOS			103	2-172	36
BRECHAS	31	6	9-58	32	
CINERITAS	32	3	26-112	64	
TOBAS	33	89	2-172	33	350,476,480,655
TUFITAS	34	5	28-36	32	
PLUTÓNICAS BÁSICAS			38	10-133	53
DIORITAS	41	20	10-123	44	1167
GABROS	42	18	32-133	59	226
PLUTÓNICAS ÁCIDAS			41	5-146	48
CUARZODIORITAS	51	10	5-116	56	217
GRANITO	52	27	2-146	46	207,296,327,407,433,436,454,465
GRANODIORITA	53	4	31-35	33	371
SEDIMENTARIAS			173	2-168	28
ARENISCAS	71	64	2-57	26	
GRAUWACAS	72	55	6-99	31	
JASPES	73	13	24-168	71	257,589,1120,5284
CHERT	74	24	2-54	19	953
CONGLOMERADO	75	4	5-22	10	
CALIZA	76	10	2-35	14	
METAMÓRFICAS			423	2-130	35
CUARCITAS	81	37	2-130	23	687
ESQUISTOS	82	10	4-101	41	
PIZARRAS	83	368	2-117	36	2958
CORNEANAS	84	8	17-62	31	6308
PIRITA	8		14-86	54	

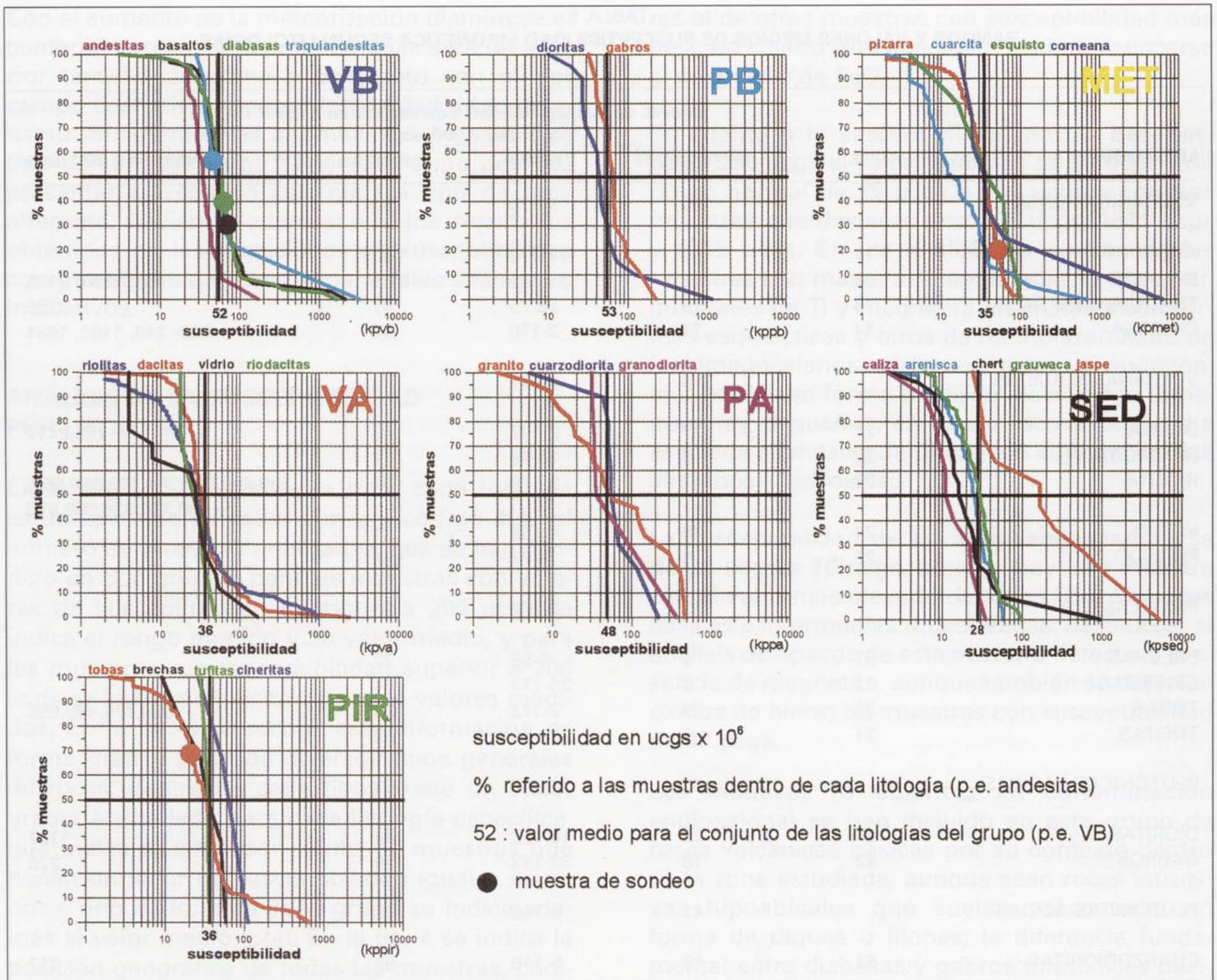


Fig. 3. Histogramas acumulados de distribución de susceptibilidad por litologías, agrupados por tipos de rocas: VB volcánicas básicas; VA volcánicas ácidas; PIR piroclastos; PB plutónicas básicas; PA plutónicas ácidas; MET metamórficas; SED sedimentarias. Las curvas indican el % de muestras de cada litología con valor de susceptibilidad igual o superior a la correspondiente abscisa.

ucgs. En muestras con menor susceptibilidad (60 ucgs) también se observan cristales de magnetita con incipientes alteraciones en hematites, escasa pirita y calcopirita.

Consideradas en su conjunto, el 50 % de las rocas volcánicas básicas e intermedias presentan susceptibilidad inferior a 50 ucgs, con valor medio de 52 ucgs (fig. 3). Las andesitas son las de menor valor de susceptibilidad, siendo análogos los valores de basaltos, traquiandesitas y diabasas, que resultan bien representados por el valor

medio de 52 ucgs; del conjunto destacan sólo con valores superiores a 200 ucgs tres muestras de basalto, una de traquiandesita y cuatro de diabasas, cuya posición geográfica se indica en la fig.1 y fig. 4. La baja susceptibilidad del conjunto puede ser debida a los generalizados procesos de alteración a que han estado sometidas estas rocas; el opaco fundamental es la ilmenita y la presencia de magnetita es aleatoria.

Se han recogido un total de 256 muestras clasificadas como pertenecientes a rocas **VOLCÁNICAS**

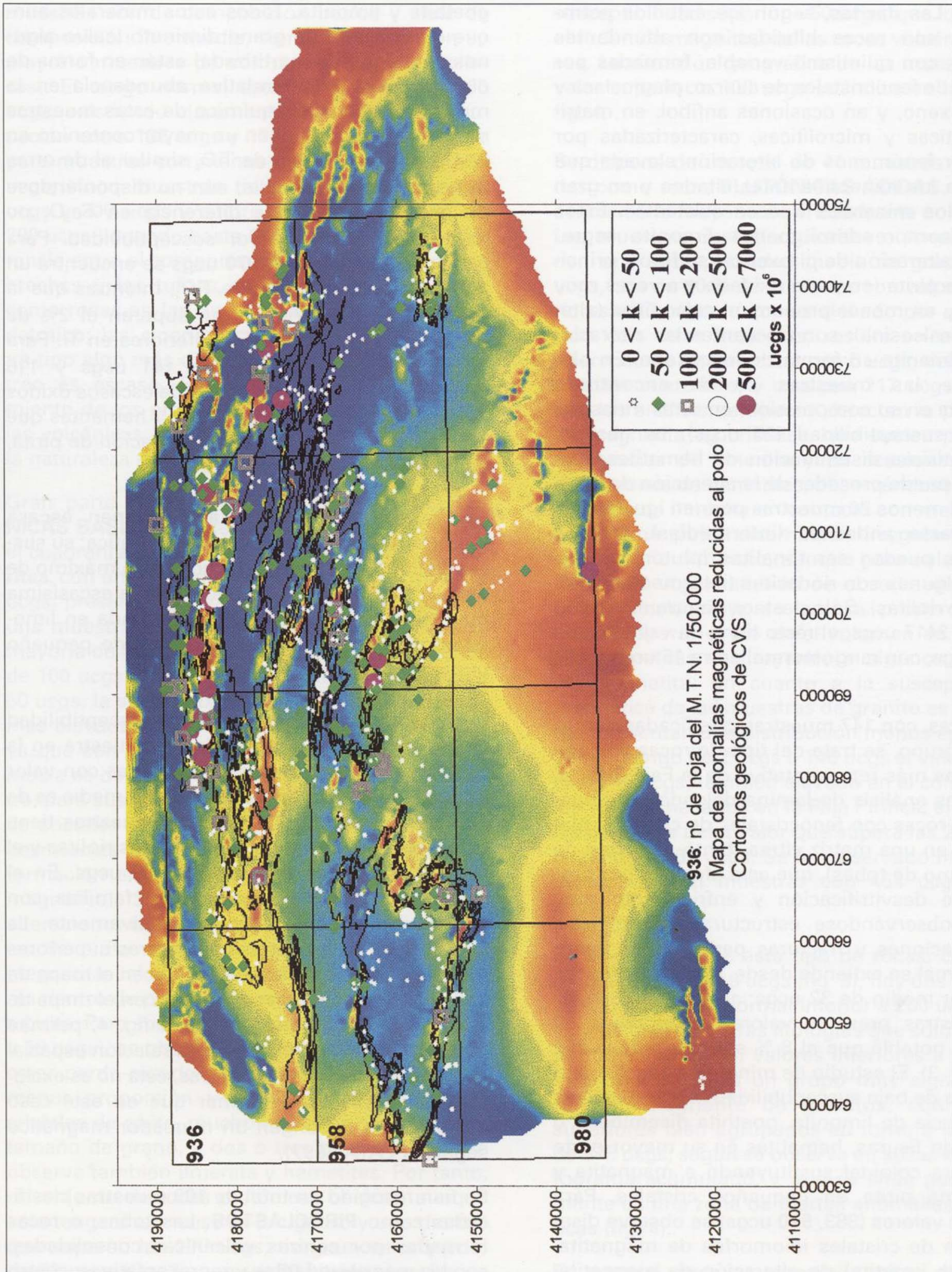


Fig. 4. Posición de muestras sobre el mapa de anomalías magnéticas reducido al polo, con indicación de su rango de susceptibilidad magnética. Los contactos geológicos son solamente del Complejo Volcánico Sedimentario. Se aprecia que existe una relación entre la situación de las muestras de mayor susceptibilidad y las mayores alineaciones de anomalías aeromagnéticas, pero que no todo el CVS da lugar a anomalías.

ÁCIDAS. Las **dacitas**, según los estudios petrográficos, son rocas híbridas con abundantes enclaves, con quimismo variable, formadas por una fase de fenocristales de cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno, y en ocasiones anfíbol, en matrices felsíticas y microlíticas, caracterizadas por presentar fenómenos de alteración elevada que afectan a los minerales antes citados y en gran parte a los minerales opacos existentes. Estos opacos comprenden: goethita-limonita segregada de alteración de piroxenos, sulfuros, principalmente pirita (en parte oxidada y a veces muy escasa) y en menor proporción calcopirita (alterada en calcosina); son frecuentes las alteraciones de ilmenita en forma de leucoxeno. En ninguna de las muestras se ha encontrado magnetita en su composición; en otras muestras de baja susceptibilidad (25 ucgs), se observa abundantísima diseminación de hematites, que en parte puede proceder de la alteración de magnetita. Al menos 20 muestras podrían igualmente considerarse andesitas (intermedias), otras 3 muestras pueden ser tonalitas (plutónicas ácidas), y algunas son riolacitas (intermedias entre dacitas y riolitas). Sólo destaca una muestra, con valor de 2417 ucgs; el resto tiene un valor medio de 43 ucgs, con rango normal entre 15 ucgs y 197 ucgs.

Las **riolitas**, con 147 muestras clasificadas dentro de este grupo, se trata del tipo de rocas volcánicas ácidas más representativo de la Faja Pirítica. Según los análisis de lámina delgada y de opacos, son rocas con fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz vítrea (tanto en forma de lavas como de tobas), que está afectada por procesos de desvitrificación y enfriamiento muy rápido, observándose estructuras esferulíticas, potasificaciones y fracturas perlíticas. El rango más normal se extiende desde 10 ucgs a 80 ucgs con valor medio de 32 ucgs; aunque el 75 % de las muestras presenta valores inferiores a 50 ucgs, es notable que el 8 % sobrepasan las 200 ucgs (fig. 3). El estudio de minerales opacos para muestras de baja susceptibilidad (4 ucgs) detecta la presencia de limonita, goethita diseminada o rellenando fisuras, hematites en su mayor parte de textura coloidal sustituyendo a magnetita y escasísima pirita en pequeños cristales. Para mayores valores (883, 970 ucgs) se observa diseminación de cristales idiomorfos de magnetita, hematites (martita) de alteración de magnetita,

goethita y limonita. Todos estos minerales aunque con tamaño de grano diminuto (salvo algunos de magnetita martitizada) están en forma de diseminación y con relativa abundancia en la muestra. Del análisis químico de estas muestras se desprende que tienen un mayor contenido en Fe_2O_3 y un porcentaje de TiO_2 similar al de otras muestras de esta familia; aún no disponiéndose de análisis de FeO , la diferencia en Fe_2O_3 no parece explicar la mayor susceptibilidad. Para una susceptibilidad de 970 ucgs se encuentra un 4.57% de Fe_2O_3 y 0.37% de TiO_2 , mientras que la mayoría de estas riolitas no superan el 2% de Fe_2O_3 , y tienen porcentajes inferiores en Ti . Para susceptibilidades intermedias (41 ucgs y 116 ucgs) se observa diseminación de escasos óxidos e hidróxidos de hierro: goethita y hematites que en gran parte proceden de la alteración de pirita, con tamaño de grano diminuto.

Las muestras de **vidrio ácido** tienen escasa importancia en la distribución geográfica; su susceptibilidad media es de 31 ucgs, con máximo de 168 ucgs. El análisis de opacos arroja escasísima magnetita, en gran parte transformada en limonita-goethita. La pirita es escasa y de pequeño tamaño.

El comportamiento conjunto de la susceptibilidad de las rocas volcánicas ácidas se muestra en la fig. 3; considerando sólo las muestras con valor inferior a 200 ucgs, la susceptibilidad media es de 36 ucgs, aunque el 70 % de las muestras tiene valor inferior a la media, el 8 % de las riolitas y el 4% de las dacitas superan las 200 ucgs. En el vidrio es clara la existencia de dos familias, con valores de 4 ucgs y 30 ucgs respectivamente. La posición de las muestras con valores superiores a 100 ucgs se encuentra destacada en el mapa de la fig. 1, que junto con su posición en el mapa de anomalías aeromagnéticas de la fig. 4, permite deducir que si bien existe cierta relación espacial entre anomalías y rocas básicas, ésta no es exclusiva, no pudiéndose afirmar que en este caso dichas rocas supongan un marcador magnético seguro (PLATA 1997).

Se han recogido un total de 103 muestras clasificadas como **PIROCLASTOS**. Las tobas, o rocas formadas por cenizas volcánicas consolidadas, son las más abundantes y representativas; cuatro

muestras son de composición básica y siete de composición intermedia, siendo por tanto en su mayoría muestras de composición ácida (riolíticas). El rango normal está entre 12 ucgs y 65 ucgs, existiendo claramente una segunda agrupación entre 106 ucgs y 172 ucgs; el valor medio para muestras con menos de 200 ucgs es de 36 ucgs; cinco muestras tienen valores entre 100 ucgs y 200 ucgs y cuatro muestras superan las 200 ucgs llegando hasta 655 ucgs. Hay poca diferencia entre el comportamiento magnético de las brechas y las tufitas, a las que nos referimos como rocas en las que hay material volcánico y detrítico; las cineritas constituyen sin embargo un tipo algo más diferenciado, aunque su muestreo es escaso. Se aprecia que el comportamiento de los piroclastos es el mismo que el de las volcánicas ácidas, lo que resulta lógico dada la naturaleza riolítica de la mayoría de las tobas.

Gran parte de las muestras de rocas **PLUTÓNICAS BÁSICAS** e intermedias se encuentran en el cuadrante nororiental del área (fig. 1). Las **dioritas**, con un rango de valores entre 10 ucgs y 123 ucgs, presentan un valor medio de 44 ucgs, con una muestra que alcanza 1167 ucgs. Aunque la mayoría de las muestras de **gabros** tienen menos de 100 ucgs, con un 32 % de valores inferiores a 50 ucgs, la susceptibilidad del conjunto es de las más elevadas de todas las muestras analizadas, ya que con un rango de 32 ucgs a 133 ucgs, la media es de 59 ucgs. El análisis de opacos muestra, para susceptibilidad de 133 ucgs la presencia de cristales de magnetita, algunos de ellos con desmezclas de ilmenita, con una temperatura de formación entre 600° y 700° (y por tanto paramagnética). Se observan incipientes y escasas alteraciones de la magnetita en hematites; cristales de pirita en menor proporción que los de magnetita; calcopirita diseminada y en microfisuras dentro de pirita; escasa arsenopirita asociada a pirita. Para susceptibilidades inferiores (66 ucgs y 58 ucgs), se observan cristales de magnetita de color pardo-rosado con formas esqueléticas; en menor proporción y esporádicamente existen cristales de pirita, muchos de ellos con diminuto tamaño de grano, y dos o tres de calcopirita; se observa también ilmenita y hematites. Por tanto, el conjunto de rocas plutónicas básicas, aunque sólo tenga dos muestras (un gabro y una diorita) que superen las 200 ucgs, tiene un valor medio de 53 ucgs (fig. 3), con un 50 % de muestras de

susceptibilidad superior a 50 ucgs, que lo sitúa en el orden de magnitud de las rocas volcánica básicas. La situación geográfica de las muestras con valor superior a 100 ucgs se indica en la fig. 1 y fig. 4.

Se dispone de un total de 41 muestras clasificadas como rocas **PLUTÓNICAS ÁCIDAS**, situadas asimismo la mayoría en el cuadrante nororiental. Las muestras de **cuarzodioritas** o tonalitas, tienen una susceptibilidad media de grupo de 56 ucgs, con un 80 % de muestras con valores superiores a 50 ucgs, lo que es elevado por comparación con otras litologías; resulta en este caso diferenciada una muestra con 5 ucgs, debido a su carácter cuarcífero, y otra con 217 ucgs, para la que los análisis de opacos detectan la presencia de magnetita en cristales, que suelen presentar desmezclas de ilmenita y en ocasiones ligeras alteraciones de hematites, observándose algunos cristales de ilmenita en contacto con magnetita y escasísima pirita diseminada irregularmente y con tamaño diminuto, aunque para valores inferiores (67 ucgs) también se observa magnetita, pirita y calcopirita en escasa proporción (no deben superar el 2% en el volumen de la roca), con hematites sustituyendo a algunos cristales de magnetita. En cuanto a la susceptibilidad magnética de las muestras de **granito** es de notar que presentan una distribución menos agrupada; para el rango de 2 ucgs a 146 ucgs el valor medio es de 46 ucgs, también elevado en el contexto de los valores hallados en la Faja Pirítica; el 30 % de las muestras tiene valor que supera las 200 ucgs, llegando a 465 ucgs. Se ha observado magnetita diseminada en muestras con 454 ucgs y 407 ucgs.

En el conjunto de este tipo de rocas, con valor medio global de 48 ucgs (fig. 3), hay dos familias: dentro del rango normal inferior a 200 ucgs, destaca respecto de otras litologías que sólo un 45 % de muestras tienen valores inferiores a 50 ucgs, existiendo además un grupo muy significativo, fundamentalmente de granitos, con valores superiores bien agrupados en torno a su media de 378 ucgs, según se observa en su curva de histograma acumulado, y que se sitúa geográficamente en una zona de fuertes anomalías magnéticas (fig. 4).

En general, para las rocas plutónicas de la Faja

Pirítica, como corresponde a rocas formadas en profundidad, es en donde la mineralogía de los opacos debe estar mejor representada; de las muestras estudiadas se puede concluir que la ilmenita es el opaco fundamental sobre todo en tonalitas y gabros, estando la magnetita escasamente representada; la pirita y calcopirita son accesorias, aunque más frecuentes que la magnetita; la pirrotina está ausente o se presenta en escasos cristales incluida en pirita.

Se dispone de un total de 173 muestras clasificadas como **SEDIMENTARIAS**. Las **areniscas** presentan un valor medio de 26 ucgs, con un máximo de 57 ucgs, en cuyo análisis de opacos se observan diseminaciones de goethita-limonita, que rellenan algunas microfisuras, y pirita con tamaño diminuto. No se ha observado magnetita. Las **grauwacas** tienen valor medio de 31 ucgs, con máximo de 99 ucgs. Las 24 muestras recogidas de **chert** son rocas compuestas de sílice autigénica en forma de micro-cuarzo, quedando en ocasiones la sílice en forma de ópalo; pueden ser primarios, procediendo la sílice de organismos tales como radiolarios, esponjas o diatomeas, o secundarios, donde en general la sílice sustituye la calcita en calizas u otras rocas carbonatadas. El único valor que supera las 200 ucgs es de 953 ucgs, con una media para las restantes muestras de 19 ucgs; en el análisis de opacos de una muestra con 25 ucgs se aprecia hematites y goethita distribuidos en el relleno de fisuras, con diseminación escasa de pirita con tamaño de grano diminuto. Se dispone de un pequeño número de muestras de **calizas** pertenecientes al Terciario, con valores que no superan las 35 ucgs y una media de 14 ucgs. La mayor parte de las calizas estudiadas podrían también corresponder a calcarenitas.

A pesar del poco número de muestras de **jaspes**, es interesante tener en cuenta los valores de susceptibilidad de esta litología; se presentan dos muestras con los valores dentro de los más elevados de toda la Faja: 1120 ucgs y 5284 ucgs, en cuyo análisis de opacos se observan fuertes recristalizaciones con formación de hematites y magnetita abundantes. Más de la mitad de las muestras recogidas tienen susceptibilidad superior a 50 ucgs. La susceptibilidad media del conjunto (para el rango 24 - 168 ucgs) es de 71 ucgs, el más elevado de todos los grupos estudiados.

Se observa relación entre las muestras con mayor susceptibilidad y su pertenencia a la familia de mayor densidad en que cabe distinguir estos jaspes.

Para el conjunto de las rocas sedimentarias la susceptibilidad media (sin tener en cuenta los valores superiores a 200 ucgs) es de 28 ucgs (fig. 3), con más del 90 % de las muestras con valor inferior a 50 ucgs; sin embargo la mayoría de los jaspes tienen siempre valores superiores a la media de las anteriores rocas, alcanzándose valores con comportamiento típico de rocas magnetizadas, capaces de dar lugar a anomalías magnéticas importantes, aunque muy locales (fig. 4).

Se dispone de un total de 423 muestras de rocas **METAMÓRFICAS**. Es el grupo más numeroso de las recogidas en este Proyecto, al ser la litología que mayor superficie ocupa de la Faja Pirítica. Estas muestras, junto con las sedimentarias, pertenecen tanto al PQ, al Culm como a las metamórficas del CVS, y pueden dividirse en tres grupos, según los estudios petrográficos: 1/ Rocas derivadas de sedimentos terrígenos con texturas granoblásticas y/o granolepidoblásticas, compuestas de cuarzo, albita y con matriz sericítico-arcillosa recristalizada, que se corresponden a cuarcitas, meta-grauwacas y meta-cuarzo-wacas, y a los escasos meta-conglomerados intraformacionales. 2/ Rocas pizarrosas, que varían desde sericíticas a pizarras areniscosas, con tránsitos de pizarras limolíticas. 3/ Rocas clasificadas como cherts y jaspes, en general asociadas al CVS.

Las 37 muestras de **cuarcitas** presentan un valor medio de 23 ucgs, destacando sobre 200 ucgs una muestra con 687 ucgs; en el análisis de opacos de muestras con 17 ucgs no se observa magnetita aunque sí la presencia de hematites; seis de las muestras son de cuarcitas ferruginosas, presentando cuatro de ellas susceptibilidades próximas o superiores a 100 ucgs. Las muestras de **esquistos** tienen un valor medio de 41 ucgs, con máximo de 101 ucgs. Se han medido 368 muestras de **pizarras**, con valor medio de 36 ucgs, aunque sólo tres muestras presenten valor superior a 100 ucgs, destacando una muestra con 2958 ucgs, que pertenece a una pizarra mosqueada, en la que el metamorfismo de contacto es el

responsable del crecimiento de pequeños cristales de magnetita; sin embargo en otra muestra de pizarra con 23 ucgs se observa magnetita, grafito e ilmenita en escasas proporciones y en general orientados según la pizarrosidad. A fin de determinar si existen diferencias sustanciales en el valor de los parámetros físicos de las pizarras dependiendo de su entorno geológico, se ha procedido a un estudio particular de cada grupo de muestras, deduciéndose que en cuanto a la susceptibilidad el comportamiento de todas las pizarras es completamente análogo: rocas paramagnéticas de baja susceptibilidad; las muestras que sobrepasan las 100 ucgs son anecdóticas, perteneciendo al CVS Devónico y moradas; los minerales opacos de estas rocas corresponden fundamentalmente a goethita-limonita, en pequeños granos escasamente diseminados o presentes en la matriz.

Las 8 muestras tomadas de **corneanas** tienen especial interés por ser rocas de metamorfismo de contacto, situadas todas ellas en el cuadrante nororiental de la zona; su susceptibilidad media es de 31 ucgs en un rango de 17 a 62 ucgs, destacando la muestra con la mayor susceptibilidad de todas las tomadas en este Proyecto, de 6308 ucgs; en esta roca, originalmente básica, existen procesos de metamorfismo de contacto que la han transformado en corneana anfibólica, con una proporción elevadísima de magnetita generada en dicho proceso.

El conjunto de las rocas metamórficas tiene una susceptibilidad media de 35 ucgs, con el 80 % de valores inferiores a 50 ucgs (fig. 3). Muestras con pirita diseminada de origen sedimentario son frecuentes y existen en cualquiera de las unidades geológicas.

COMPARACIÓN DE COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO ENTRE LITOLOGÍAS

En la figura 3 se observan conjuntamente, a fin de facilitar la comparación, los gráficos de distribución de valores de susceptibilidad en porcentaje acumulado indicándose además los valores medios de cada conjunto (para muestras con $k < 200$ ucgs). Se ha añadido también aquí la información obtenida de las muestras en sondeos mecánicos, no siendo evidente ninguna variación

respecto de los valores de muestras superficiales, por lo que este parámetro se ve menos afectado que la densidad por la profundidad de la muestra (de todas formas el número de observaciones en sondeos es escaso para sacar más conclusiones).

Lo más notorio que cabe concluir de los histogramas representados en la fig. 3, es que aunque para todas las litologías los valores más frecuentes son inferiores a las 200 ucgs e incluso a las 100 ucgs, para las volcánicas básicas (**VB**), plutónicas básicas (**PB**) y plutónicas ácidas (**PA**), el número de muestras con susceptibilidad entre 0 ucgs y 50 ucgs es igual o inferior al 50%, siendo del orden del 80% o superior para las restantes litologías; aunque aparecen unas pocas muestras con susceptibilidades mayores en todos los casos, alcanzándose puntualmente valores elevados en rocas sedimentarias y metamórficas debido a enriquecimientos secundarios en minerales ferromagnéticos, es en las rocas volcánicas y plutónicas ácidas donde aparece el grupo más numeroso de muestras anómalas. Los jaspes presentan el valor medio más elevado.

Los histogramas de porcentaje acumulado dejan ver claramente además que para todas las litologías (a excepción quizá de brechas, cineritas y gabros) existen tres familias: un pequeño porcentaje de muestras con valores muy bajos (inferior a 20 ucgs), un pequeño porcentaje con valores superiores a 100 ucgs y la mayoría de las muestras bien agrupadas entorno a su valor medio de 30 ucgs a 50 ucgs. Las mayores excepciones las constituye el granito y el jaspe, que presentan agrupación en dos familias, aumentando la proporción de muestras en el rango superior, y las sedimentarias que tienen mayor dispersión en torno a la media.

El conjunto de muestras de cada litología, su valor medio, rango total y media total de cada grupo, se indican en el gráfico de la fig. 5; puede apreciarse claramente la existencia de varias poblaciones de susceptibilidad y su distribución por litologías:

- 1 - Las muestras con valores entre 10 ucgs y 100 ucgs son las más numerosas, con muestras de todas las litologías; la mayor probabilidad se encuentra entre 20 ucgs y 80 ucgs.

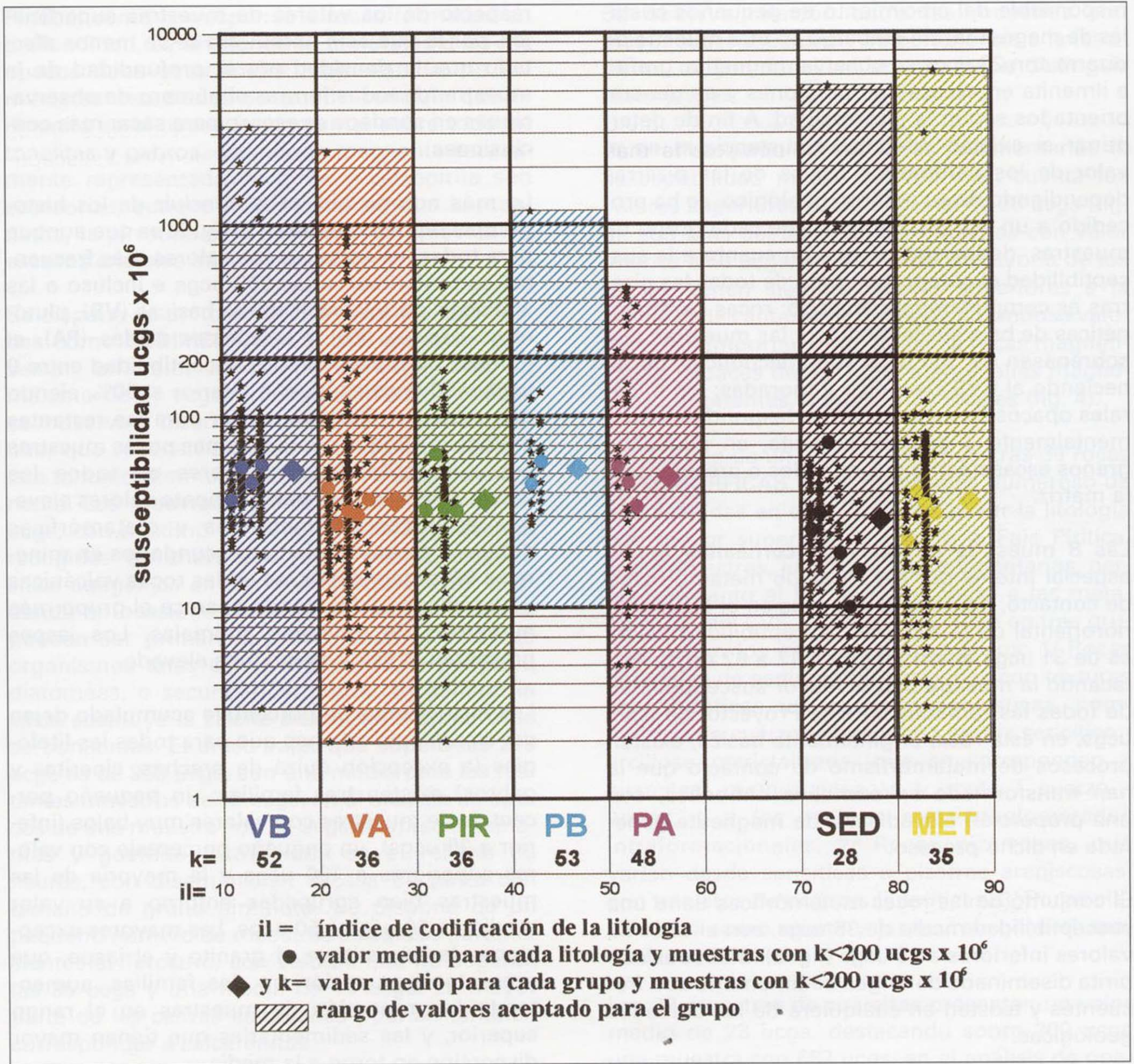


Fig. 5. Representación conjunta de los valores de susceptibilidad de todas las muestras, ordenadas por grupos litológicos e indicación del rango, valor medio de cada tipo y de cada grupo, para las muestras con valor inferior a 200×10^6 ucgs.

2 - Entre 100 ucgs y 1000 ucgs se presenta una población con muestras preferentemente de riolitas y granito, aunque también hay basalto, diabasa, dacita, tobas, gabros, granodiorita, cuarzodiorita, chert, jaspe y cuarcita (véase también la Tabla 1).

3 - La población con valores superiores a 1000

ucgs, llegando a 6308 ucgs, tiene muy pocas muestras, en su mayor parte de basaltos y diabasas, aunque también hay dacitas, dioritas y rocas metamórficas y sedimentarias.

4 - Con valores inferiores a 10 ucgs es una población también de pocas muestras, con representantes de todas las litologías excepto prác-

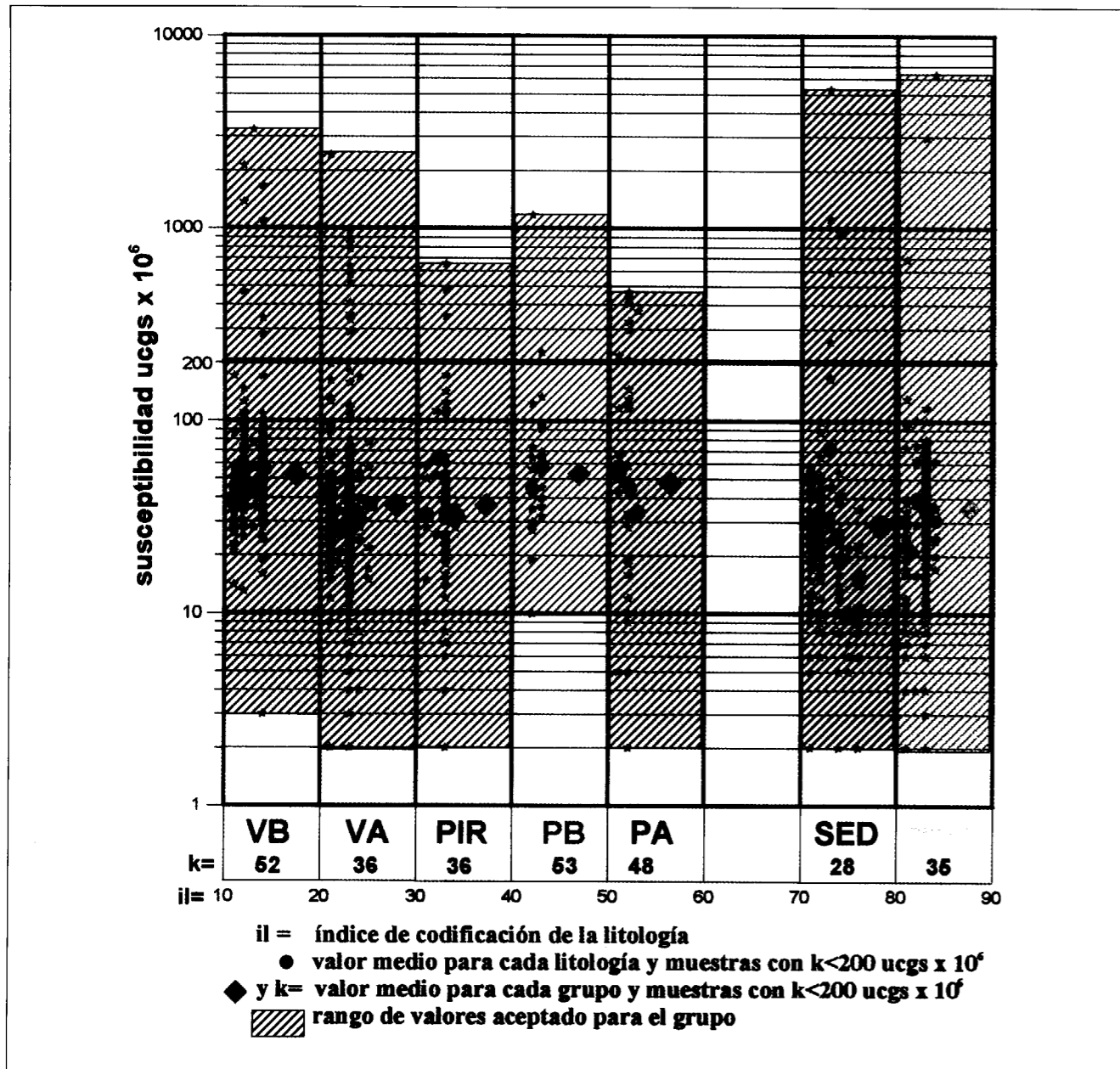


Fig. 5. Representación conjunta de los valores de susceptibilidad de todas las muestras, ordenadas por grupos litológicos e indicación del rango, valor medio de cada tipo y de cada grupo, para las muestras con valor inferior a 200×10^6 ucgs.

2 - Entre 100 ucgs y 1000 ucgs se presenta una población con muestras preferentemente de riolitas y granito, aunque también hay basalto, diabasa, dacita, tobas, gabros, granodiorita, cuarzdiorita, chert, jaspe y cuarcita (véase también la Tabla 1).

3 - La población con valores superiores a 1000

ucgs, llegando a 6308 ucgs, tiene muy pocas muestras, en su mayor parte de basaltos y diabasas, aunque también hay dacitas, dioritas y rocas metamórficas y sedimentarias.

4 - Con valores inferiores a 10 ucgs es una población también de pocas muestras, con representantes de todas las litologías excepto prác-

ticamente de rocas básicas. Este grupo puede ser considerado como de rocas desmagnetizadas.

La comparación entre los resultados del estudio de opacos de los distintos grupos resulta más difícil de realizar, dada la naturaleza descriptiva, no cuantitativa, de estas observaciones. No obstante, puede deducirse que la presencia de magnetita es aleatoria, resultando más abundante en los jaspes y riolitas de mayor susceptibilidad y no apareciendo en las rocas sedimentarias ni metamórficas; al no disponerse de análisis cuantitativo de FeO no puede realizarse una asignación correcta a la posición de este mineral en el diagrama ternario de soluciones de óxidos de hierro y titanio. La ilmenita y la hematites parecen ser los minerales ferromagnéticos fundamentales, presentes en todas las litologías normalmente como productos de alteración de la magnetita; ciertamente que algunos miembros de la serie ilmenita - hematites, pueden ser de alta susceptibilidad, presentando además la característica de magnetismo remanente inverso, aunque los pocos análisis de paleomagnetismo llevados a cabo indican índices de Koenigsberger despreciables, excepto para alguna muestra de diabasas. La limonita y la gohetita, muy débilmente magnéticas, son los principales minerales de este tipo en las rocas sedimentarias. La presencia de pirrotina está sólo referenciada en una muestra de granito.

RELACIÓN ENTRE LA SUSCEPTIBILIDAD Y LA DENSIDAD

Puesto que la densidad es un parámetro con mejor correlación litológica que la susceptibilidad, una forma de estudiar el comportamiento de la susceptibilidad es por la agrupación de los valores densidad (d) - susceptibilidad (k) (HENKEL, 1994). Asignando valores de densidad y de susceptibilidad a los principales minerales ferromagnéticos, y asumiendo concentraciones tipo en las diferentes rocas, es posible dividir el espacio de un gráfico k-d en zonas de agrupación preferente. Se considera que en las rocas ácidas se concentran cantidades superiores al 0.02% de ferromagnéticos, bajos en Ti; en las básicas la concentración es superior a 0.2 % en magnetita; en los metasedimentos (metagrauwacas, gneis)

se concentra pirrotina en cantidades superiores al 0.1 %, así como en las anfibolitas.

En el gráfico de la fig. 6 se indican estos rangos "normales" del espacio k-d, adaptados a las rocas estudiadas. La relación densidad-susceptibilidad permite, aunque de forma cualitativa, cierta identificación del carácter geofísico de las rocas, como se aprecia en la fig. 6, donde están representados de forma conjunta, aunque diferenciada, todos los grupos estudiados; las diferencias claramente observables, lo son en cuanto a la densidad de las diversas litologías, a pesar de los solapes existentes: densidad creciente en el orden de metamórficas - sedimentarias - ácidas - básicas. Sin embargo en la susceptibilidad, para menos de 100 ucgs, la indiferenciación de valores de susceptibilidad es casi total, lo que indica la existencia de una clara anomalía de las propiedades magnéticas de estas rocas; no obstante se observa que la agrupación de valores es algo mejor para las rocas básicas que para los restantes tipos, siendo las metamórficas y sedimentarias las de mayor dispersión, lo que está en orden con su debida mayor heterogeneidad en este parámetro geofísico.

Un aspecto que permite identificar este gráfico es que el comportamiento por encima de 100 ucgs es normal en cuanto a densidades para las rocas volcánicas, piroclastos y plutónicas, es decir, que las muestras de estos grupos que presentan susceptibilidades excepcionales, tienen densidades pertenecientes a su grupo, mientras que este tipo de excepciones en susceptibilidad para las rocas sedimentarias y metamórficas se produce preferentemente para muestras con densidades fuera de sus rangos normales (existen sólo seis muestras de estas características). Una conclusión importante de esta observación es que el magnetismo de estas rocas debe estar producido por fenómenos de metamorfismo, que han provocado los cambios mineralógicos necesarios para dar lugar a minerales magnéticos, de mayor densidad; el que las observaciones de lámina delgada no siempre permitan ratificar esta conclusión, pensamos que puede ser debido al escaso número de muestras con este fenómeno, que puede ser sin embargo de gran importancia para la identificación de los horizontes magnéticos que han dado lugar a las anomalías detectadas.

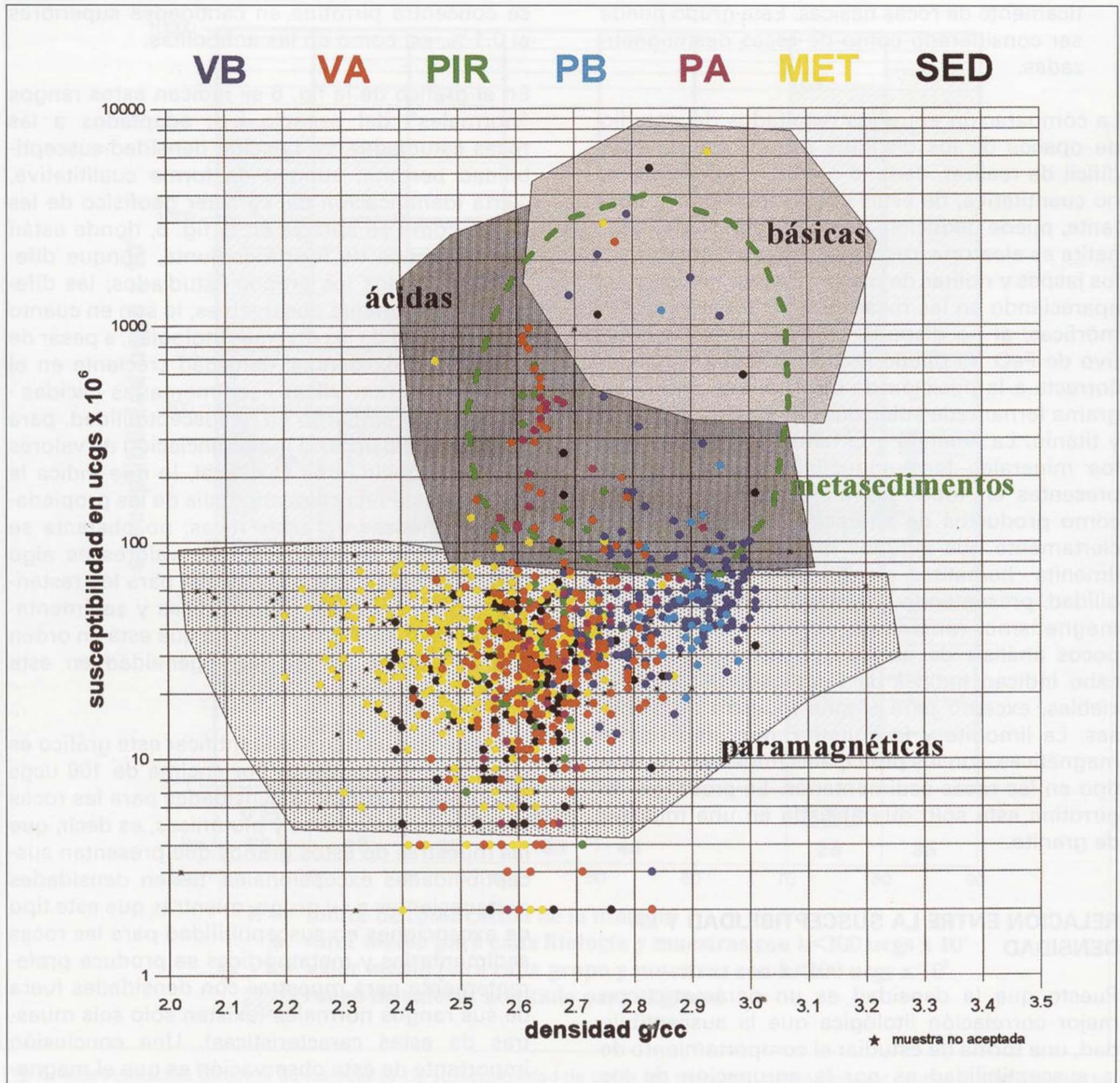


Fig. 6. Diagrama de relación entre la densidad y la susceptibilidad para el conjunto de las muestras, con indicación de su pertenencia a los distintos grupos litológicos.

Se observa que el comportamiento general de las rocas volcánicas básicas es fundamentalmente paramagnético, teniendo carácter magnético más propio de rocas ácidas las muestras con valores entre 80 y 170 ucgs; se comportan como

básicas (magnéticamente) las antes aludidas de más de 200 ucgs. En las volcánicas y plutónicas ácidas, en comparación con las básicas, se aprecia un comportamiento magnético más normal (hay mayor número de muestras que se sitúan

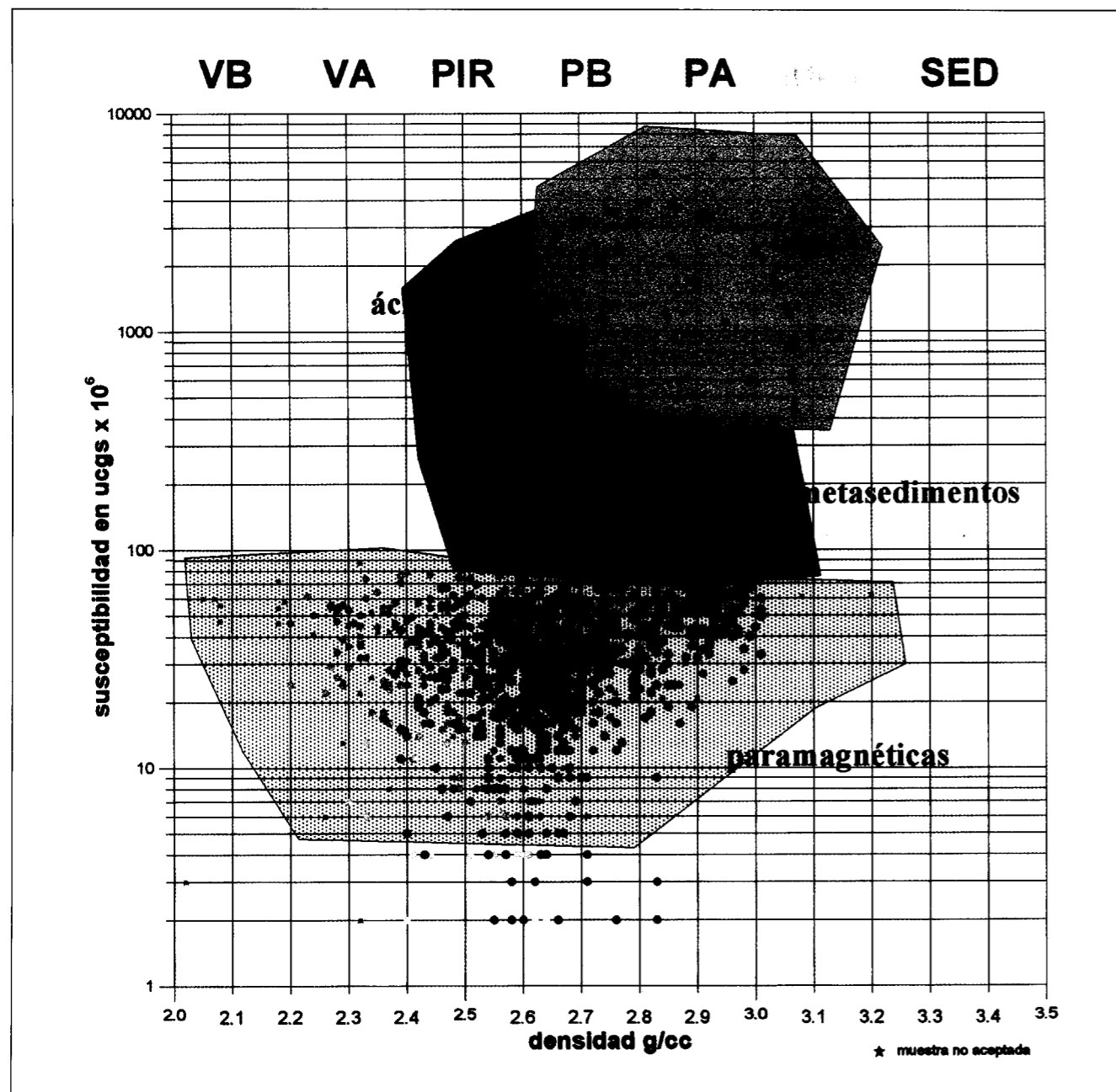


Fig. 6. Diagrama de relación entre la densidad y la susceptibilidad para el conjunto de las muestras, con indicación de su pertenencia a los distintos grupos litológicos.

Se observa que el comportamiento general de las rocas volcánicas básicas es fundamentalmente paramagnético, teniendo carácter magnético más propio de rocas ácidas las muestras con valores entre 80 y 170 ucgs; se comportan como

básicas (magnéticamente) las antes aludidas de más de 200 ucgs. En las volcánicas y plutónicas ácidas, en comparación con las básicas, se aprecia un comportamiento magnético más normal (hay mayor número de muestras que se sitúan

dentro de su grupo densidad/ susceptibilidad); de aquí podría deducirse que están más magnetizadas algunas rocas ácidas que la generalidad de las básicas, aunque es patente en cualquier caso el fuerte grado de desmagnetización en ambos tipos. Para las plutónicas básicas la agrupación es preferente en el dominio de magnetización de rocas ácidas, aunque sigue habiendo muchas muestras situadas en el entorno de las rocas paramagnéticas. Para el conjunto de rocas metamórficas y sedimentarias se aprecia bien su posición, de donde se desprende que estas rocas tienen un comportamiento claramente paramagnético, con muy puntuales pero importantes excepciones.

CONCLUSIONES

Para poder interpretar un mapa de anomalías magnéticas, hay que conocer cual es el origen de las anomalías. Las mediciones y observaciones efectuadas, sintetizadas en el gráfico de la fig. 5, ponen de manifiesto que la susceptibilidad magnética de las rocas de la Faja Pirítica es anormalmente baja; sin tener en cuenta las muestras con valores fuera del rango más frecuente que las de su grupo, se observa que a pesar de los bajos valores detectados, se mantiene la tendencia considerada de comportamiento magnético normal, de que las rocas básicas son más magnéticas que las ácidas, y todas las volcánicas y plutónicas más magnéticas que las metamórficas, siendo las sedimentarias las menos magnéticas; sin embargo, el mayor contraste entre los valores medios de susceptibilidad magnética de cualquier litología o grupo litológico es inferior a 25 ucgs, lo que no puede dar lugar a las anomalías de más de 100 nT detectadas por las exploraciones aeromagnéticas llevadas a cabo en esta zona, que precisan del contraste de varios centenares de ucgs; este contraste se produce para cada litología entre los valores medios de susceptibilidad y los valores de las pocas muestras que se sitúan por encima de las 200 ucgs; la posición de estas muestras, indicada en la fig. 1 y en la fig. 4 refleja bien la relación espacial entre susceptibilidad y anomalías magnéticas, pero no explica el porqué existe un enriquecimiento en minerales magnéticos precisamente en esas áreas, es decir: es evidente que actúan como horizontes magnéticos los gabros, granitos, diabasas, jaspes y el CVS en

general, principalmente el ácido, pero estas rocas no dan lugar a anomalías magnéticas en todas las ocasiones. La clave del origen de las anomalías se encuentra por tanto en el mecanismo que ha dado origen a este enriquecimiento, selectivo al menos de forma espacial, en minerales magnéticos. Una posible explicación completa de la historia magnética de estas rocas puede ser el que fueron formadas en unas condiciones de oxidación elevadas, de tal forma que la magnetita ha sido transformada en minerales más ricos en titanio (como la ilmenita) y de menor susceptibilidad (hematites); posteriormente, debido a cambios químicos por metamorfismo térmico, se han producido procesos de enriquecimiento en minerales magnéticos, no siendo descartable la transformación de pirita en pirrotina y su posterior movilidad por redes de fracturación, siendo la zona más meteorizada la más empobrecida en este mineral; una desmagnetización general producida por elevación de la temperatura debida a fluidos térmicos no parece ser aceptable a la escala considerada en este trabajo. La relación existente entre estos mecanismos y la concentración de minerales es un factor a considerar como elemento auxiliar de ayuda a la prospección en la interpretación de las anomalías magnéticas de la Faja Pirítica; no obstante, para poder verificar estas hipótesis serían necesarios análisis de mayor detalle.

REFERENCIAS:

- ADARO, GEXSA, ITGE (1992). Gravimetría estructural en la Faja de minerales piríticos del SO de España. NFD. ITGE 40415.
- ALVA-VALDIVIA L., DUNLOP D., URRUTIA J. (1996). Rock magnetic properties of iron ores and host rocks from the Peña Colorada mining district, western Mexico. *Journal of Applied Geophysics* 36, 105-122.
- CARMICHEL R. S. (1982). *Handbook of physical properties of rocks*. Vol. II. CRC Press Inc. 229-288.
- DEBLIGIA N., WEBER C. (1985). Geologic mapping of the basement of the Paris basin (France) by gravity and magnetic data interpretation. *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. SEG. 154-163.
- DOBRIN M. (1976). *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw Hill Book. U. Toronto. 490-494.
- GRANT F., WEST G. (1965). *Interpretation theory in applied geophysics*. McGraw H. Book. C. 355-381.

HAYS W., SCHARON L. (1963). An example of the influence of remagnetization on magnetic intensity measurements. *Geophysics* XXVIII No. 6, 1037-1048.

HENKEL H. (1994). Standard diagrams of magnetic properties and density- a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics* 32, 43-53.

HINZE W. (1990). The role of gravity and magnetic methods in engineering. *Geotechnical and environmental Geophysics*. Vol. I. SEG. 75-126.

HUNTING (1981). Interpretation and operation report of an aeromagnetic survey over Huelva - Sevilla provinces, Spain. *Archivo Geofísica ITGE* nº 463.

KLASNER J., KING E., JONES J. (1985). Geologic interpretation of gravity and magnetic data for northern Michigan and Wisconsin. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. SEG. 267-286.

MOONEY H., BLEIFUSS R. (1952). Magnetic susceptibility measurements in Minnesota. *Geophysics* 18, 383-393.

PELAEZ A., PLATA J. L. (1997). Interpretación cuantitativa de la gravimetría y magnetometría en la Faja Pirítica Ibérica. ITGE. NFD 40456.

PIPER J. (1987). Paleomagnetism and the continental crust. Oxford Univ. Press. 19-30.

PLATA J. L. (1997). Comportamiento magnético de las rocas volcánicas en el suroeste de España. I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Aguadulce. En prensa.

PLATA J. L., (1998). Caracterización petrofísica de la Faja Pirítica Ibérica; implicaciones en la interpretación de anomalías geofísicas. IV Simposio Internacional de Sulfuros Polimetálicos de la Faja Pirítica Ibérica. Lisboa. A2, 1-20.

PLATA J. L., CUETO L. (1996). Proyecto Integrado de Estudio Geológico y Metalogenético de la Faja Pirítica. Informe de

Geofísica parte II: caracterización petrofísica de Unidades. ITGE. NFD 40454. 211p,162 fig.

PLATA J. L., GARCÍA J. L., OLMO M. (1995a). Bancos de datos geofísicos del ITGE. Servicio de Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid. Física de la Tierra. Geofísica Aplicada. Nº 7, 11-32.

PLATA J. L., GARCÍA J. L., RUBIO F. M. (1995b). Proyecto Integrado de Estudio Geológico y Metalogenético de la Faja Pirítica. Informe de Geofísica parte I: Interpretación cualitativa de gravimetría y magnetometría. ITGE. NFD 40445. 171p,108 fig.

PLATA J. L., GARCÍA J. L., RUBIO F., NAVAS J. (1997). The use of gravity and magnetic data in the geological revision and mining research of big areas; the Iberian Pyrite Belt. *Proceedings Second Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems*. Barcelona. 319-323

SANDER G. LTD. (1997). Exploración aeromagnética y radiométrica de la Faja Pirítica y zonas limítrofes. ITGE. NFD 40464.

SEGUIN M. (1971). La géophysique et les propriétés physiques des roches. Les presses d'université Laval. Quebec. 58-74.

SPECTOR A., HOOD P., FARAH A., AHLMED W. (1985). Applications of aeromagnetic data to mineral resources exploration - Baluchistan, Pakistan. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. SEG. 132-143.

TELFORD W., GELDART L., SHERIFF R., KEYS D. 1976. Applied Geophysics. Cambridge U.P. 120-122.

THOMSON G., CORNWELL J., COLLINSON D., (1991). Magnetic characteristics of some pyrrhotite-bearing rocks in the United Kingdom. *Geoexploration* 28, 23-42.

URQUHART W., STRANGWAY D. (1985). Interpretation of part of an aeromagnetic survey in the Matagami area of Quebec. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. SEG. 426-438.

Original recibido: Junio de 1999.
Original aceptado: Julio de 1999.

INFORMACIÓN

NOTICIA DE D. ANGEL VALLEJO Y VILLALÓN (1778-1840) COMISIONADO PARA REALIZAR ESTUDIOS GEOLÓGICOS EN CATALUÑA Y ENCARGADO DE FORMAR EL PRIMER MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Por E. ARAGONÉS VALLS (*)

RESUMEN

Se estudia la trayectoria personal de uno de los primeros geólogos españoles, quien tuvo a su cargo el primer intento de realización del Mapa Geológico de España. Vallejo, antiguo militar, alto funcionario y Ministro de Hacienda durante el trienio constitucional, adquirió conocimientos de geología en la *École Polytechnique* de París durante el exilio impuesto por el régimen absolutista. De vuelta a España realizó algunos trabajos geológicos en Cataluña antes del comienzo de la guerra civil (1832-1833). En 1835 ocupó por un breve período el Ministerio de la Gobernación.

INTRODUCCIÓN

La figura de D. Angel Vallejo es poco conocida. Felizmente hemos localizado en el Archivo Histórico Nacional algunos documentos que se refieren a su historial militar y civil a partir de los cuales es posible reconstruir su trayectoria vital en los tiempos agitados que le tocaron en suerte; sin embargo no hemos conseguido por el momento hallar sus trabajos geológicos, los cuales ya en 1874 se consideraban perdidos.

Los únicos datos existentes sobre Vallejo en la historiografía geológica proceden de los primeros años de la *Comisión del Mapa Geológico de España*. Para MAFFEI y RUA¹ fue Vallejo comisionado por D. Fausto de Elhuyar

(*) Dirección General de Medi Natural. DARP. Generalitat de Catalunya.

para estudiar ciencias naturales en París, donde se encontraba en 1828; y en 1835 fue nombrado subsecretario del Ministerio de lo Interior. Según FERNÁNDEZ DE CASTRO, se le encomendó la realización del mapa geológico de España.² Dicho autor califica a Vallejo de *geólogo*, y lo sitúa al mismo nivel que los Luján, Schulz, Prado, Ezquerro, Amar, Pellico, Naranjo, Maestre y otros pioneros en el estudio de la geología española. Un siglo más tarde, SOLE SABARIS³ intentó sin éxito localizar los trabajos de Vallejo.

ANTECEDENTES FAMILIARES

Nació D. Angel Lucio Marcelo en la ciudad de León el día 2 de marzo de 1778, siendo hijo legítimo de D. Francisco Vallejo y Morales, y de D^a Isidora de Villalón y Fernández de Noriega; fue bautizado en la parroquia de San Pedro de San Isidro el Real seis días después. Eran sus abuelos paternos vecinos de Villanueva de las Manzanas, y la familia materna lo era de la propia ciudad de León.⁴ Fue por tanto Vallejo riguroso contemporáneo de los ingenieros de minas D. Timoteo Alvarez de Veriña [1779-1834] y D. Rafael Cavanillas y Malo [1778-1853]; generación posterior a la del ordenador de la minería española D. Fausto de Elhuyar [1755-1833] y anterior a la de los Ezquerro, Duro, Prado, Luján, Schulz, Gómez Pardo, Amar y Bauzá, nacidos todos ellos entre 1793 y 1802.

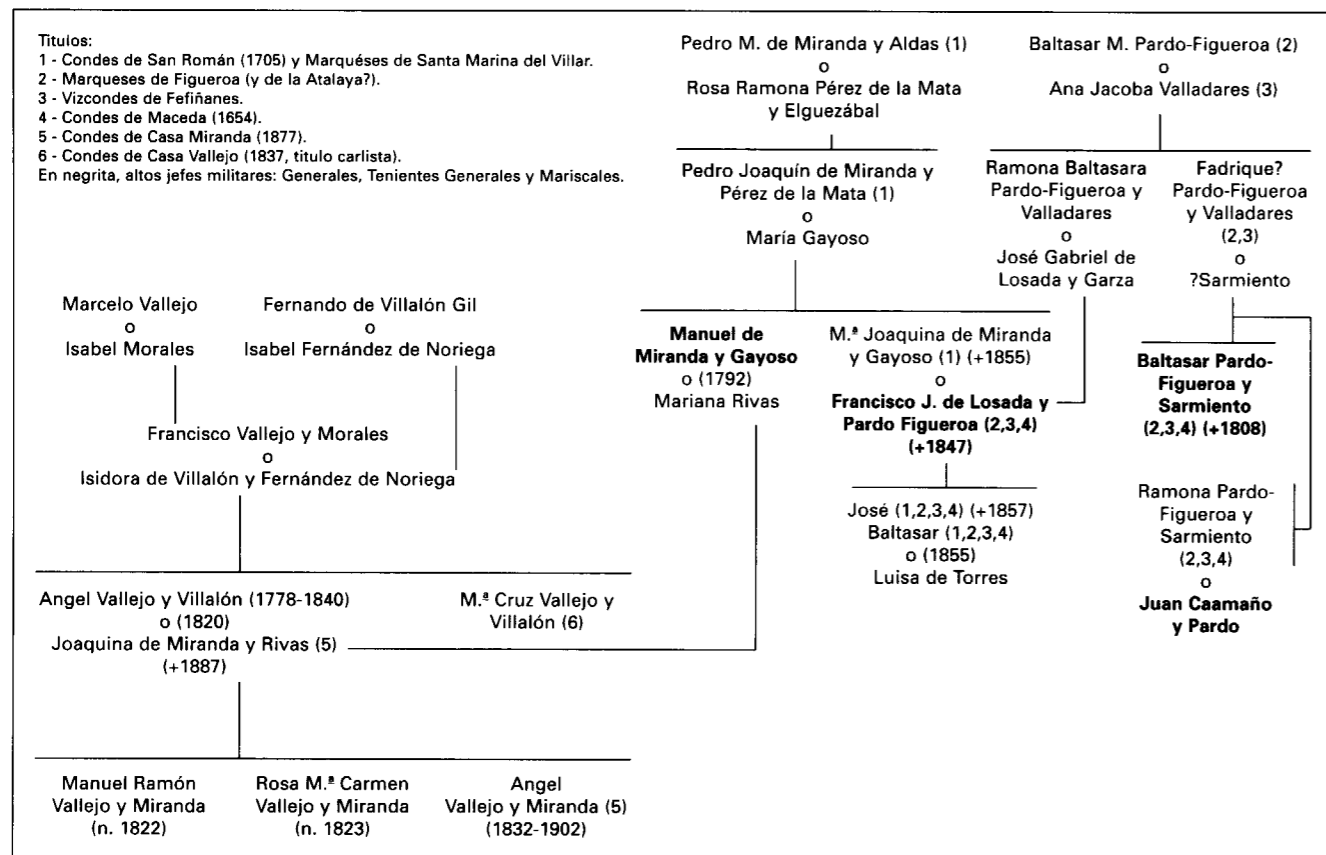
En el archivo militar de Segovia figura en el expediente de D. Angel la califica-

ción de "noble", lo cual, unido a que nunca aparece asociado en los documentos su padre D. Francisco con profesión ni título alguno, parece indicar que su ambiente familiar correspondía al de la clase de la modesta hidalguía castellana. No cabe identificar a D. Francisco con el militar y prospector homónimo y contemporáneo que Jovellanos menciona en sus diarios,⁵ en realidad apellidado Fernández Vallejo, hermano del erudito canónigo Felipe [+1800], obispo de Salamanca (1794) y más tarde de Compostela (1797).

Hay que evitar asimismo la confusión entre D. Angel y su famoso contemporáneo granadino José Mariano Vallejo [1779-1846], notable matemático, hidrólogo, pedagogo, publicista y funcionario, cuya biografía presenta algunas coincidencias con la de D. Angel, incluyendo el exilio en París y un alto cargo en el Ministerio de la Gobernación, donde era Jefe de la Sección de Caminos y Canales.⁶

CARRERA MILITAR (1809-1820).

Nada sabemos sobre los primeros 30 años de vida de Vallejo, puesto que la primera noticia que tenemos de él se refiere a su ingreso en el ejército como Teniente en la Guardia Real de Caballería el día 1^o de agosto de 1809 - en plena guerra contra el invasor-, siendo su primer destino el de secretario de campaña del célebre Mariscal de Campo D. Francisco Ballesteros por un breve período. Pasó a continuación a servir sucesivamente en el Regimiento de Húsares de Cantabria, el Estado



Fuente: A partir del Diccionario de Heráldica y Genealogía y de los expedientes inéditos de Vallejo en el AHN.

Tabla 1 - Relaciones familiares de D. Angel Vallejo.

1 Agosto 1809	Teniente de Caballería	1a	11m	3d
4 Jul. 1811	Ayudante del Estado Mayor	3a	1m	27d
1 Set. 1814	Capitan de Caballería	5a	7m	19d
	Por el aumento de campaña que le correspondió por la guerra de la Independencia	5a	1m	17d
	en el ejercito	10a	10m	19d
20 Jun. 1820	Oficial 7º 2º de la Secretaría del Despacho de la Gobernacion (28000 rv)		1m	24d
14 Ago. 1820	Jefe de Seccion de dha Secretaria (30000 rv)	1a	2m	17d
31 Oct. 1821	Secretario interino del Despacho de Hacienda		2m	7d
9 Ene. 1822	Jefe político de Barcelona		5m	14d
29 Jun. 1822	Gefe de Seccion de la Gobernacion de la Península (40.000 rv)	1a	3m	2d
1 Oct. 1823	Cesante	11a	6m	1d
2 Abril 1835	Subsecretario de la Sria. del Despacho de lo interior (60.000)		7m	1d
4 Nov. 1835	Cesante			25d
	Total de servicios hasta 26 Nov 1835	31a	2m	27d

[Firmado: Angel Vallejo, 26 Nov. 1835]

Fuente: AHN.Hacienda, Personal, Legajo 1576/2

Tabla 2 - Hoja de servicios de Don Angel Vallejo natural de Leon de 53 años de edad.

Mayor General del Ejército, los Húsares de Iberia y la Caballería de Calatrava.⁷

A partir del 4 de julio de 1811 sirvió durante tres años como ayudante de Estado Mayor, puesto desde el cual siguió la campaña de 1812 a la vanguardia del 7º ejército, hallándose en varias acciones que precedieron a la evacuación de las provincias y ciudades de Oviedo, Santander y Bilbao, así como en la retirada del 6º ejército de esta última ciudad. Su actuación en el frente de Asturias le valió un ascenso:

En la última guerra se ha hallado en la expedición de la Rioja é infinitos ataques que tuvo en ella, en los de Infiesto, Eraño, Prabía del Fresno, el Puelo y el de Gijon, donde por haberse distinguido lo graduó de Capitan sobre la accion el Mariscal de Campo Dn. Mariano Renovales⁸

En 1813 formó parte de la segunda brigada de la 4ª división en la acción del 7 de octubre al paso del Bidasoa; así como en la del 10 de noviembre; en 1814 estuvo en las acciones de Carbas y de Toulouse -10 de marzo y 1 de abril, respectivamente-. Al término de la guerra obtuvo el grado de Teniente Coronel (29 de abril de 1814), el ascenso a Capitán efectivo el 1º de setiembre del mismo año; a continuación fue destinado a la Secretaría de la Inspección General del Ejército a propuesta del Comandante General en Jefe de la Guardia Real de Caballería (R.O. de 8 de noviembre). En este destino permaneció hasta el 20 de junio de 1820, día en que abandonó el arma para pasar a un destino civil tras 10 años, 9 meses y 19 días de servicio.⁹

DESTINOS CIVILES (1820-1823).

Poco después de la instauración del régimen constitucional (9 de marzo de 1820) Vallejo abandona el Ejército y se sitúa como oficial séptimo segundo en la Secretaría de Estado y del Despacho de la Gobernación de la Península, con el sueldo anual de 28.000 reales (nombramiento del 7 de junio), ascendiendo a oficial segundo de Sección de aquella Secretaría con el sueldo de 30.000 reales el 14 de Agosto.¹⁰ Acto seguido obtiene licencia para matrimoniar con Dª. Joaquina de Miranda y Rivas, natural de Cádiz, descendiente de una familia de nobles y altos jefes militares.¹¹ Seguidamente (20 de setiembre)

Vallejo era nombrado por el Rey *secretario con ejercicio de decretos*.¹²

Transcurrido un año en su destino, tras la dimisión del Secretario de Estado de Hacienda D. Antonio Barata se le confió interinamente a Vallejo dicha Secretaría (equivalente a un Ministerio actual) por R.O. de 2 de noviembre de 1821,¹³ cargo que desempeñó por el breve periodo de dos meses. En la prensa de la época se encuentran numerosas pruebas de la actuación de Vallejo como Ministro de Hacienda, en tanto que destinatario de los decretos de las Cortes sancionados por el Rey y emisor de circulares ministeriales, pero sobre todo se recuerda una decisión suya que permitió resolver la delicada situación económica del Tesoro, para lo cual Vallejo se vio forzado a actuar contra la opinión de la comisión de Hacienda; sin embargo las Cortes acabaron aceptando la iniciativa del ministro en funciones.¹⁴

La crisis no se hizo esperar y la dimisión de Vallejo fue admitida por el Rey el día 8 de enero de 1822, junto con la de otros tres ministros. A continuación fue Vallejo propuesto para Jefe Político en propiedad de la provincia de Cataluña, nombramiento que si bien llegó a redactarse (9 de enero) no se hizo efectivo por razones que nos son desconocidas.¹⁵ No obstante, en su hoja de servicios figura en dicho cargo entre el 9 de enero y el 29 de junio.

Entretanto, en mayo nació en Leganitos el primogénito de Vallejo, Manuel Ramón, quien fue bautizado en la iglesia de San Martín de Madrid.¹⁶ Poco después quedó vacante el cargo de Jefe de Sección de la Secretaría de Gobernación de la Península con el sueldo de 40.000 reales, empleo que solicitó y obtuvo Vallejo a partir del día 29 de junio y en el que permaneció un año y tres meses.

EXILIO Y FORMACIÓN GEOLÓGICA (1824-1831?)

Al producirse la invasión aliada (en abril de 1823) parece ser que la familia Vallejo siguió a la Corte hasta Sevilla y Cádiz, ciudad ésta de donde procedía la esposa, y donde permanecieron un tiempo, puesto que allí nació el segundo hijo -Rosa Mª del Carmen- a finales de 1824, el día 30 de noviembre.¹⁷ Vallejo quedó sin empleo a raíz de las disposiciones de setiembre/octubre de 1823 cesando el Gobierno, extinguiendo el ministerio de la Gobernación y decla-

rando nulos todos los actos del Gobierno constitucional; además como alto funcionario sería vetada su entrada en la Corte y Sitios Reales, en un radio de 15 leguas.¹⁸ Más adelante el Rey confirmó un Decreto mandando se purificaran los empleados de la época constitucional, operación que se puso en marcha en abril de 1824. Puede que en ese momento se produjera la salida de Vallejo del país, si bien en la fe de bautismo de Rosa consta aún como residente en Cádiz.

De la etapa del exilio se tienen pocos datos. Se dirige a París, donde una de sus primeras actividades consiste en traducir al español un texto de metalurgia publicado originalmente por el profesor de la escuela de minas André Guenyeau en 1824. La edición de Vallejo, aumentada y con un prólogo de 9 páginas, apareció al año siguiente, 1825.¹⁹

Durante los siete años que pasa en la capital de Francia adquiere Vallejo conocimientos de Geología en la prestigiosa Escuela Politécnica - en su opinión *la première école du monde pour les sciences*²⁰ - y se relaciona con los más conspicuos representantes de la ciencia geológica del momento en el país vecino: E. de Beaumont, A. Brongniart, A. Boué, etc. Según testimonio de Le Play:

Plusieurs hommes distingués, bannis à la suite des événements politiques, avaient mis à profit leur séjour à l'étranger pour y étudier les sciences et les procédés de l'industrie; la plupart d'entr'eux furent rappelés, et vinrent prouver à leurs concitoyens qu'ils avaient su employer utilement pour leur pays les loisirs de l'exil. L'un d'eux, M. Vallejo, qui avait puisé dans les leçons des savans professeurs de Paris le goût des sciences minéralogiques ...²¹

... en alusión a los profesores de la mencionada Escuela Politécnica, por entonces dirigida por P.A. Dufrenoy. Más o menos vinculados a la Escuela estuvieron Élie de Beaumont (incorporado a la Escuela en 1828), y A. Brongniart (futuro director de la fábrica de porcelana de Sèvres), con quienes mantendría correspondencia a su regreso; otros nombres propios que recordaría años después fueron los de Edwards y Ami Boué.²²

En estos medios se estaba formando el primer *Mapa Geológico de Francia*,

ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LOS RIESGOS NATURALES Y EN EL MEDIO AMBIENTE

En el presente año 1999, se celebra el 150 Aniversario de la fundación del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Para conmemorar este Aniversario, el ITGE está organizando diferentes actos, entre los que se encuentran las 1^{as} Jornadas sobre Sistemas de Información Geográfica en Riesgos Naturales y Medio Ambiente, celebradas el pasado mes de abril en el Salón de Actos del CSIC, cuyo Presidente, D. César Nombela, amablemente cedió al ITGE para la realización de las Jornadas. En este libro se desarrollan temas relacionados con las catorce ponencias que allí se expusieron.

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) están experimentando un fuerte crecimiento en todos los ámbitos: gestión de distritos sanitarios, de parques de vehículos de emergencia, de recursos policiales, de planes de emergencia en Protección Civil y otros muchos. Por supuesto, también se están desarrollando en todo lo relativo a las Ciencias de la Tierra, y en temas de Riesgos Naturales y de Medio Ambiente.

Muy brevemente, un SIG se puede definir como un gestor de bases de datos, con la particularidad de que éstas contienen elementos gráficos (puntos, líneas y áreas cerradas) y que sus datos pueden estar georreferenciados. Los Sistemas de Información Geográfica constituyen, a la vez, una disciplina y una herramienta. Como disciplina, presentan también un gran crecimiento, tanto en el mundo de la investigación como en el del desarrollo. Universidades y centros públicos y privados desarrollan sus propios SIG y los

perfeccionan, preparando y mejorando aplicaciones para los temas más variados. Pero lo más notable no es este crecimiento en las capacidades y aplicaciones de los SIG, sino la rapidez con que se extiende su utilización como herramienta en todas las disciplinas en las que hay tratamiento de datos espaciales. En estos momentos, resulta impensable realizar, por ejemplo, un mapa de pendientes por procedimientos manuales. Esta faceta de herramienta es la que se ha tratado en este libro.

En los capítulos que forman esta publicación, se puede ver la gran variedad temática en que se utiliza la herramienta SIG, en tan sólo dos campos de las Ciencias de la Tierra, como son los Riesgos Naturales y el Medio Ambiente. Los catorce capítulos se dividen en dos bloques. El primero consta de ocho capítulos y se refiere a aplicaciones de los SIG a Riesgos Naturales. A su vez, los cuatro primeros tratan de inundaciones y los otros cuatro de riesgo volcánico, sísmico, movimientos gravitacionales y de modelos digitales del terreno. El segundo bloque está formado por seis capítulos, con temas que van desde la cartografía temática ambiental a los sistemas de información ambiental.

Con estas Jornadas y este libro, el ITGE aporta su colaboración a la difusión de los SIG como herramienta de presente y de futuro en su utilización en trabajos científicos y técnicos, relacionados con el tratamiento de capas de información sobre el Medio Natural.



ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LOS RIESGOS NATURALES Y EN EL MEDIO AMBIENTE

En el presente año 1999, se celebra el 150 Aniversario de la fundación del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Para conmemorar este Aniversario, el ITGE está organizando diferentes actos, entre los que se encuentran las 1^{as} Jornadas sobre Sistemas de Información Geográfica en Riesgos Naturales y Medio Ambiente, celebradas el pasado mes de abril en el Salón de Actos del CSIC, cuyo Presidente, D. César Nombela, amablemente cedió al ITGE para la realización de las Jornadas. En este libro se desarrollan temas relacionados con las catorce ponencias que allí se expusieron.

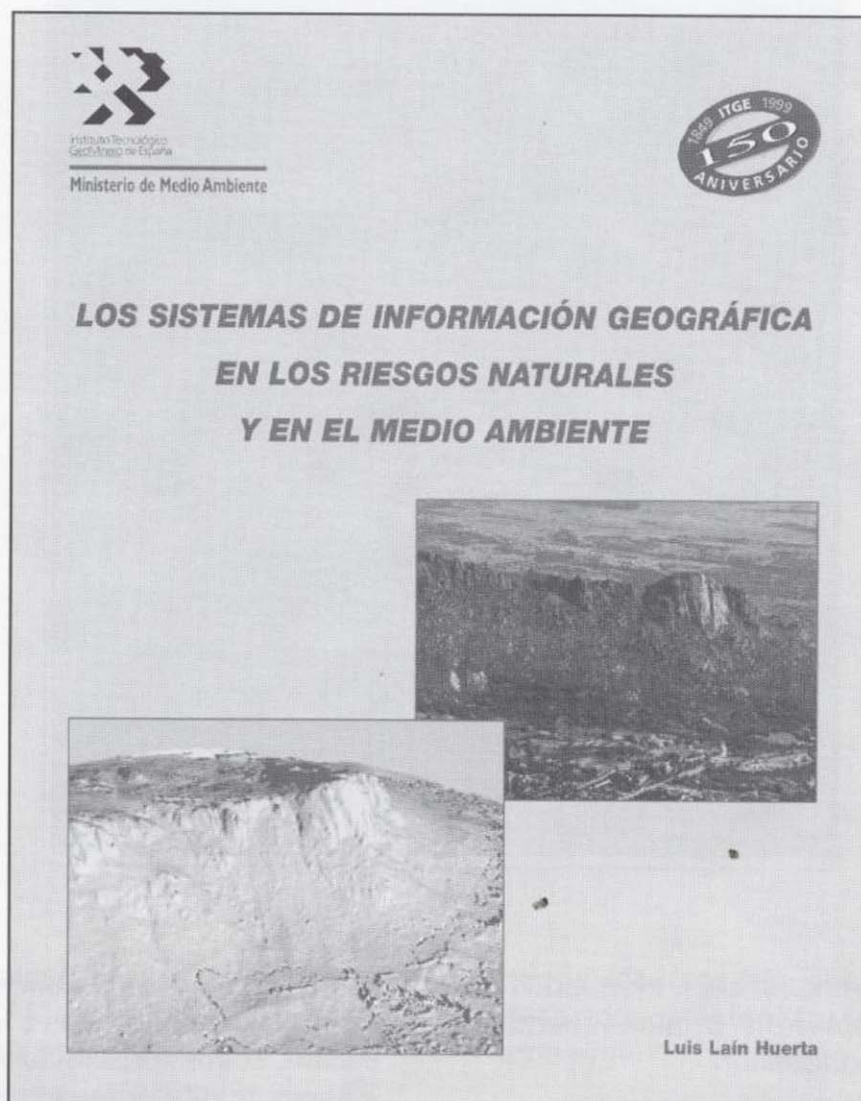
Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) están experimentando un fuerte crecimiento en todos los ámbitos: gestión de distritos sanitarios, de parques de vehículos de emergencia, de recursos policiales, de planes de emergencia en Protección Civil y otros muchos. Por supuesto, también se están desarrollando en todo lo relativo a las Ciencias de la Tierra, y en temas de Riesgos Naturales y de Medio Ambiente.

Muy brevemente, un SIG se puede definir como un gestor de bases de datos, con la particularidad de que éstas contienen elementos gráficos (puntos, líneas y áreas cerradas) y que sus datos pueden estar georeferenciados. Los Sistemas de Información Geográfica constituyen, a la vez, una disciplina y una herramienta. Como disciplina, presentan también un gran crecimiento, tanto en el mundo de la investigación como en el del desarrollo. Universidades y centros públicos y privados desarrollan sus propios SIG y los

perfeccionan, preparando y mejorando aplicaciones para los temas más variados. Pero lo más notable no es este crecimiento en las capacidades y aplicaciones de los SIG, sino la rapidez con que se extiende su utilización como herramienta en todas las disciplinas en las que hay tratamiento de datos espaciales. En estos momentos, resulta impensable realizar, por ejemplo, un mapa de pendientes por procedimientos manuales. Esta faceta de herramienta es la que se ha tratado en este libro.

En los capítulos que forman esta publicación, se puede ver la gran variedad temática en que se utiliza la herramienta SIG, en tan sólo dos campos de las Ciencias de la Tierra, como son los Riesgos Naturales y el Medio Ambiente. Los catorce capítulos se dividen en dos bloques. El primero consta de ocho capítulos y se refiere a aplicaciones de los SIG a Riesgos Naturales. A su vez, los cuatro primeros tratan de inundaciones y los otros cuatro de riesgo volcánico, sísmico, movimientos gravitacionales y de modelos digitales del terreno. El segundo bloque está formado por seis capítulos, con temas que van desde la cartografía temática ambiental a los sistemas de información ambiental.

Con estas Jornadas y este libro, el ITGE aporta su colaboración a la difusión de los SIG como herramienta de presente y de futuro en su utilización en trabajos científicos y técnicos, relacionados con el tratamiento de capas de información sobre el Medio Natural.



ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

MEDIDA Y EVALUACIÓN DE LAS EXTRACCIONES DE AGUA SUBTERRÁNEA

La extracción de agua subterránea supone en España un volumen anual superior a 5.000 hectómetros cúbicos, un 25 por ciento del total de recursos hídricos empleados para usos consuntivos. La mayor parte de las extracciones se aplican al regadío, con un complejo soporte jurídico heredado de la legislación de aguas anterior a 1986, poco clarificado en el régimen transitorio de la nueva Ley.

Estas dificultades inciden en que no se haya implantado en nuestro país, salvo en casos puntuales, una medición suficientemente precisa de los volúmenes de agua subterránea utilizados, pese a ser ello una exigencia inexcusable para la correcta gestión del dominio público hidráulico.

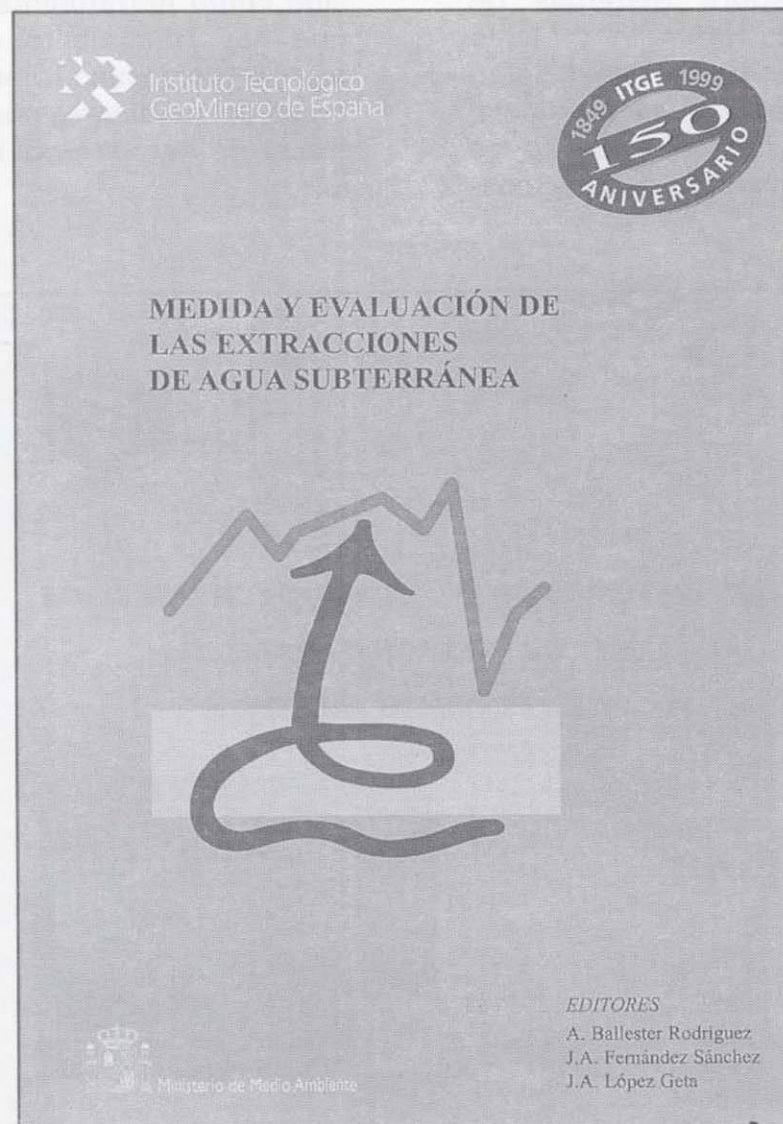
Desde un punto de vista exclusivamente tecnológico, la medición de las extracciones puede resolverse satisfactoriamente mediante diversos procedimientos, recurriendo a controles directos, con aparatos que registren el caudal extraído en cada captación, o de modo indirecto, aplicando métodos que, sin medir físicamente los caudales, permitan evaluarlos a través de magnitudes conexas (superficie regada, habitantes abastecidos, consumo eléctrico en bombeos, etc.), bien individualizadamente para cada captación o globalmente para un acuífero o unidad de explotación.

No obstante, existen aspectos sociales, jurídicos, económicos, etc., que pueden condicionar la aplicabilidad de unas u otras técnicas de medición. Por ejemplo, la

implantación de contadores en los pozos de bombeo puede verse dificultado, además por su alto coste, por un rechazo generalizado de los usuarios; en el otro extremo, métodos indirectos de medición, de aplicación más fácil y barata, pueden no ser aceptables como elemento probatorio en procedimientos administrativos o judiciales.

Toda esta compleja problemática se aborda en el presente libro, en el que se sintetizan las intervenciones, debates y conclusiones de unas Jornadas de encuentro entre usuarios, gestores públicos y expertos, organizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España dentro de los actos conmemorativos del 150 aniversario de su fundación, con la colaboración de la Diputación Provincial de Alicante, la Federación Nacional de Comunidades de Regantes, la Asociación Internacional de Hidrogeólogos Grupo Español y la Asociación Española de Hidrología Subterránea.

En el texto se pasa revista a los métodos de medición de mayor interés, tanto directos como indirectos, concretamente a la instalación de caudalímetros, a la teledetección, y a la evaluación a partir del consumo energético, de las estadísticas agrarias o de balances hídricos. Para cada método se indican sus ventajas e inconvenientes, campo de aplicación, coste aproximado, y experiencias de aplicación, a juicio de diferentes expertos. Finalmente se sintetizan, por los Editores, las conclusiones y recomendaciones obtenidas de las intervenciones y debates producidos durante las Jornadas.



ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

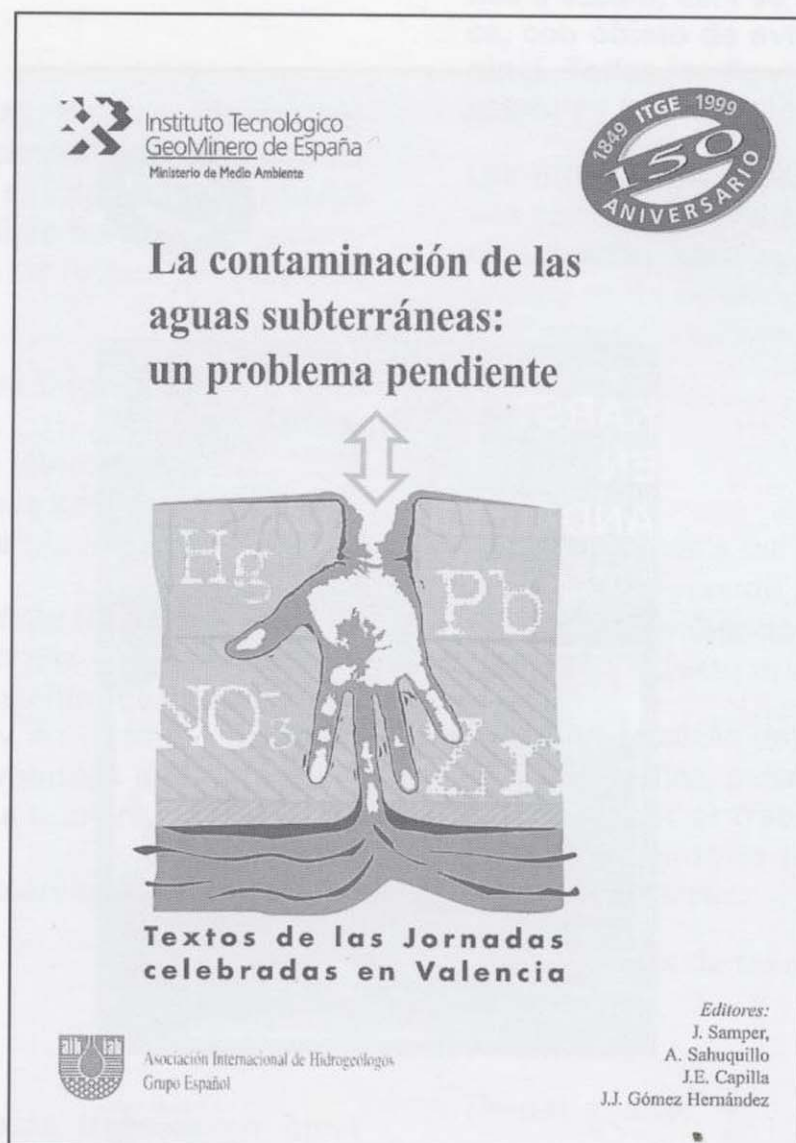
LA CONTAMINACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS: UN PROBLEMA PENDIENTE

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

sobre "La Contaminación de las Aguas Subterráneas: Un Problema Pendiente". El presente texto recoge las actas de estas Jornadas que incluyen tanto las conferencias invitadas como los textos de dos mesas redondas, y de casi 40 comunicaciones libres que se han agrupado en los siguientes

temas: (1) contaminación por actividades agrarias, (2) contaminación por actividades urbanas e industriales, (3) contaminación por vertederos y depósitos enterrados, (4) vulnerabilidad y protección de las aguas subterráneas y (5) aspectos técnico-legales. Se incluyen además los resúmenes de los debates y discusiones mantenidas en cada una de las sesiones. El lector encontrará en este texto una panorámica de la situación actual del grado de conocimiento y de los problemas que afectan a la calidad de las aguas subterráneas en España. Entre las principales conclusiones de las Jornadas hay que destacar la necesidad de incorporar los aspectos de calidad de las aguas subterráneas en la planificación y gestión del agua. Para ello será necesario fomentar medidas de concienciación social y de participación de los usuarios que permitan definir mecanismos y estrategias de protección

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



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

ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

KARST EN ANDALUCÍA

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

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

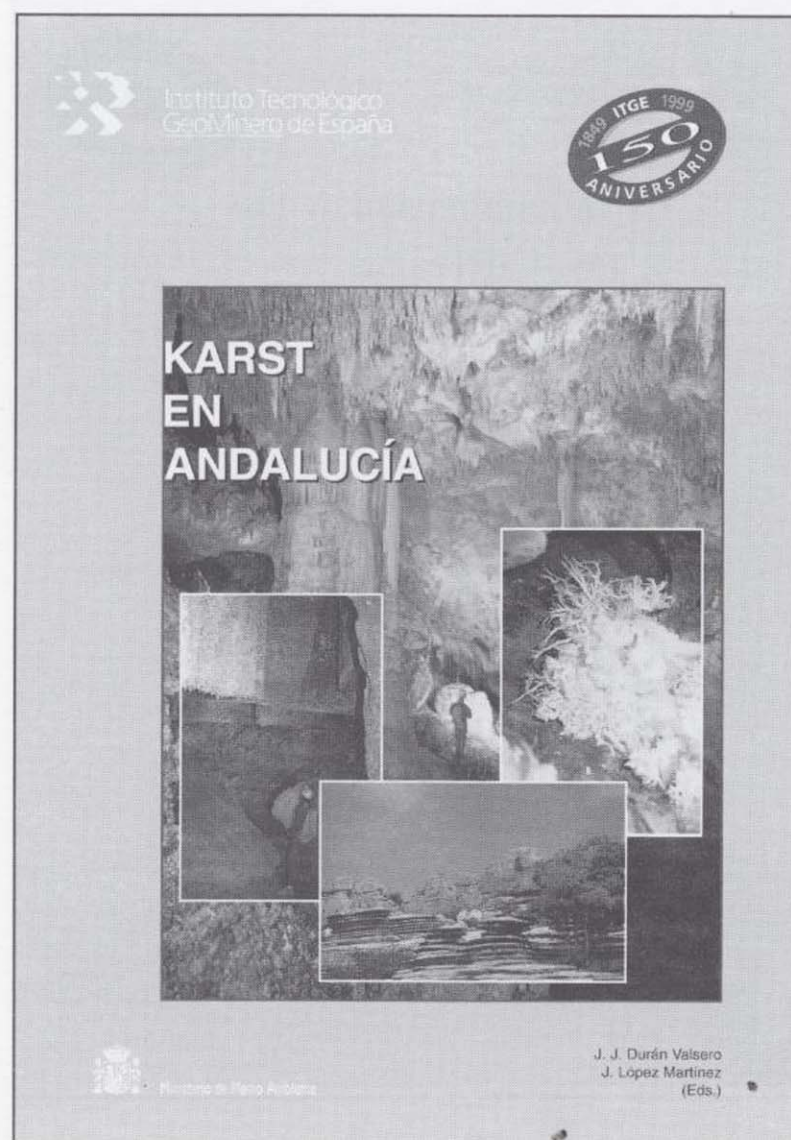
La primera parte se inicia con un repaso a la situación de los sistemas kársticos en las distintas áreas geológicas de la región, así como su evolución temporal. También se recoge una síntesis histórica de las investigaciones llevadas a cabo relativas al modelado kárstico andaluz y a las exploraciones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

se profundiza en el análisis de los poljés: su evolución, influencia estructural y un intento de clasificación según su funcionamiento y dimensiones. Se analiza la importancia de la fracturación, y en particular la más reciente, como factor determinante en el desarrollo kárstico y su influencia en el relieve resultante. Además, se describen los principales rasgos hidrogeológicos de los macizos kársticos más destacados, dada la importancia económica de los recursos hídricos ligados al karst en

Andalucía (abastecimientos urbanos y regadíos). Finalmente, para cerrar esta panorámica a los rasgos generales, se han recogido los aspectos más significativos relacionados con la ocupación de los sistemas kársticos tanto por el hombre como por otros animales, cuyos restos han quedado bien conservados en los rellenos endokársticos suministrando una valiosa información sobre sus comportamientos, modos de vida e incluso algunos aspectos relacionados con el entorno climático y geográfico de aquellos momentos.

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

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



ÚLTIMAS PUBLICACIONES DEL ITGE

KARST EN ANDALUCÍA

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

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

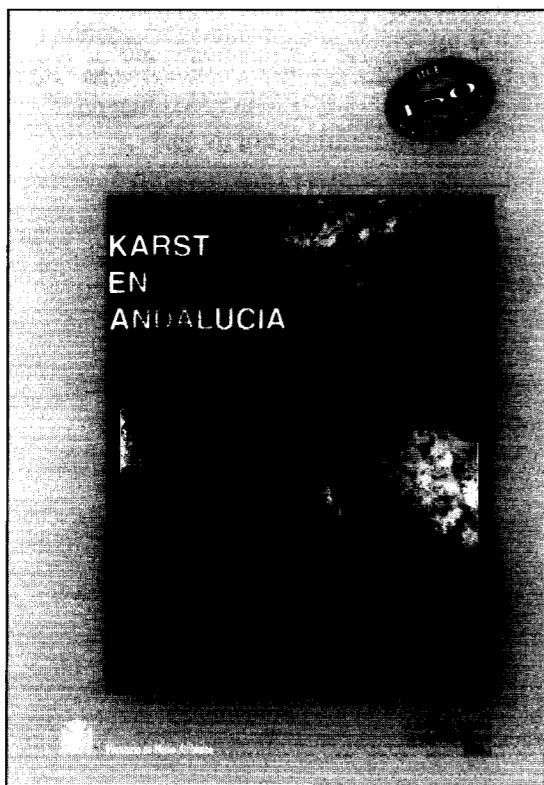
La primera parte se inicia con un repaso a la situación de los sistemas kársticos en las distintas áreas geológicas de la región, así como su evolución temporal. También se recoge una síntesis histórica de las investigaciones llevadas a cabo relativas al modelado kárstico andaluz y a las exploraciones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

se profundiza en el análisis de los poljés: su evolución, influencia estructural y un intento de clasificación según su funcionamiento y dimensiones. Se analiza la importancia de la fracturación, y en particular la más reciente, como factor determinante en el desarrollo kárstico y su influencia en el relieve resultante. Además, se describen los principales rasgos hidrogeológicos de los macizos kársticos más destacados, dada la importancia económica de los recursos hídricos ligados al karst en

Andalucía (abastecimientos urbanos y regadíos). Finalmente, para cerrar esta panorámica a los rasgos generales, se han recogido los aspectos más significativos relacionados con la ocupación de los sistemas kársticos tanto por el hombre como por otros animales, cuyos restos han quedado bien conservados en los rellenos endokársticos suministrando una valiosa información sobre sus comportamientos, modos de vida e incluso algunos aspectos relacionados con el entorno climático y geográfico de aquellos momentos.

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

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

NORMAS DE PUBLICACION
PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

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

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

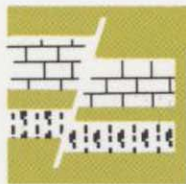
Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:

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

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

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



GEOLOGIA

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



RECURSOS MINERALES

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



AGUAS SUBTERRANEAS

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



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

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



LABORATORIOS Y ENSAYOS

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



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES

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



MUSEO GEOMINERO

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

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID
☎.: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)
☎.: 803 22 00