

STVDIA  
GEOLOGICA  
SALMANTICENSIA



Ediciones Universidad  
**Salamanca**

# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

ISSN: 0211-8327-CDU-55

Vol. 33, 1997

EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

DIRECTOR: *Emiliano Jiménez Fuentes*. Universidad de Salamanca.

CONSEJO DE REDACCIÓN: *M. Candelas Moro Benito*. Universidad de Salamanca.  
*Eloy Molina Ballesteros*. Universidad de Salamanca.  
*Gaspar Alonso Gavilán*. Universidad de Salamanca.  
*Mercedes Peinado Moreno*. Universidad de Salamanca.

SECRETARIA DE REDACCIÓN: *M.<sup>a</sup> F. Valle Hernández*. Universidad de Salamanca.

SECRETARÍA DE REDACCIÓN: Departamento de Geología. Facultad de Ciencias.  
Plaza de la Merced, s/n. E-37008 Salamanca (España).  
Correo-e: [ejimenez@gugu.usal.es](mailto:ejimenez@gugu.usal.es)  
SGS en Internet (<http://www.usal.es/~geologia/Stud.html>)

Los artículos de STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA se resumen y aparecen en las siguientes bases de datos:  
EBSCO, ICYT

SUSCRIPCIONES, PEDIDOS E INTERCAMBIOS  
EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
Apartado postal 325 - E-37080 Salamanca (España) • Correo-e: [eus@gugu.usal.es](mailto:eus@gugu.usal.es)

Los trabajos de investigación publicados en STVDIA GEOLOGIA SALMANTICENSIA recogen, exclusivamente las opiniones científicas de sus autores.  
La Revista declina toda responsabilidad que pudiera derivarse de la infracción de la propiedad intelectual o comercial.  
NORMAS DE PUBLICACIÓN: En las páginas finales de este volumen se recogen las «Instrucciones a los autores»

© Ediciones Universidad de Salamanca. Apartado postal 325. E-37080 Salamanca  
MAQUETACIÓN: E. JIMÉNEZ  
FOTOCOMPOSICIÓN: HERGAR, S.L.  
IMPRESIÓN: HERGAR, S.L.  
C/. PAPIN, 13 - 37007 SALAMANCA  
D.LEGAL: S. 355-1981

*Todos los derechos reservados. Ni la totalidad ni parte  
de esta revista puede reproducirse ni transmitirse sin  
permiso escrito de Ediciones Universidad de Salamanca*

# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

ISSN: 0211-8327 - CDU - 55

Vol. 33, 1997

## ÍNDICE

- J. NAVARRETE, A. GUTIÉRREZ MAROTO, C. FRAILE RAMOS & R. JIMÉNEZ BALLESTA: *Evolución de los contenidos en elementos traza en los suelos del entorno del río Monegrillo (Embudo de Ariza-Zaragoza)*. ..... 3-16  
[Evolution of trace element contents in soils of the Río Monegrillo environment (Embudo de Ariza, Zaragoza, Spain).]
- A.S. HENRIKSSON & B.A. MALMGREN: *Biogeographic and ecologic patterns in calcareous nannoplankton in the Atlantic and Pacific Oceans during the terminal Cretaceous*. ..... 17-40  
[Modelos biogeográficos y ecológicos en el nanoplancton calcáreo en los océanos Atlántico y Pacífico durante el final del Cretácico.]
- E. SUÁREZ, J.A. FERNÁNDEZ AMIGOT, M<sup>a</sup>.C. MORO. & J. BOTAS: *Algunas respuestas radiométricas de las formaciones geológicas del Macizo Hespérico*. ..... 41-58  
[Some radiometric answers of the geological formations of the Spanish Hercynian Belt.]
- F. TORCIDA, C. FUENTES, I.A. IZQUIERDO, D. MONTERO. & V. URIÉN: *Dientes de Dinosaurios Terópodos (cf. Baryonyx) en el Weald de Burgos (España)*. ..... 59-65  
[Teeth of Dinosaur Theropods (cf. Baryonyx) in the Weald of the Burgos province (Spain).]
- M. S. DE LA FUENTE: *Las tortugas pleistocenas del extremo meridional de la Provincia de Santa Fe, Argentina* ..... 67-90  
[The turtles of the Pleistocene of the southern Santa Fe Province, Argentina.]
- M. S. DE LA FUENTE: *Las tortugas terrestres gigantes (Chelonii: Testudini-  
dae) del Mioceno tardío - Plioceno del territorio argentino*. ..... 91-120  
[The giant land tortoises of the Late Miocene - Pliocene of Argentina.]
- G. GUTIÉRREZ-ALONSO: *La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental*. ..... 121-175  
[The Narcea Antiform Structure and its relation to the Western Cantabrian Zone thrust sheets. Part II: The Eastern Sector.]



# EVOLUCIÓN DE LOS CONTENIDOS EN ELEMENTOS TRAZA EN LOS SUELOS DEL ENTORNO DEL RÍO MONEGRILLO (EMBED DE ARIZA-ZARAGOZA)

J. NAVARRETE (\*)

A. GUTIÉRREZ MAROTO (\*\*)

C. FRAILE RAMOS (\*)

R. JIMÉNEZ BALLESTA (\*\*)

NAVARRETE, J.; GUTIÉRREZ MAROTO, A.; FRAILE RAMOS, C. & JIMÉNEZ BALLESTA, R.(1997): Evolución de los contenidos en elementos traza en los suelos del entorno del río Monegrillo (Embid de Ariza-Zaragoza). [**Evolution of trace element contents in soils of the Río Monegrillo environment (Embid de Ariza, Zaragoza, Spain).**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: págs. 3-16. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1996-11-22) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-03-14) (ÚLTIMA REVISIÓN: 1997-03-20)

**RESUMEN:** La existencia de numerosos focos potenciales de contaminación, a partir de escombreras de minas abandonadas llama la atención por su posible impacto ecológico. Éste es el caso de las mineralizaciones del río Monegrillo (Embid de Ariza, Zaragoza).

---

(\*): Dtº de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias 37.008 Salamanca.  
(\*\*) Dtº de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Un. Autónoma. Madrid

Para investigar este posible impacto se han analizado 10 muestras de horizontes superficiales de suelos y otras tantas de aluviones. Los elementos determinados son Cu, Pb y Zn, elementos presentes en las mineralizaciones, habiéndose obtenido, como valores de fondo para el Cu de 12 a 18,3 ppm, para el Pb de 21,4 a 34 ppm y para el Zn de 11,5 a 17,8 ppm. Esto lleva a valorar variables como: carácter aluvional del suelo con lavado constante; bajo contenido de materia orgánica; pH básico a neutro; contenido en carbonatos. Todo ello puede justificar la no acumulación de elementos pesados en estos suelos, a pesar de estar impactados por la dispersión secundaria de mineralizaciones de sulfuros. Así pues, teniendo en cuenta las características edáficas de los suelos se puede valorar la incidencia o no de focos efluentes de este tipo.

**Palabras clave: Metales pesados, área minera, suelos, características edáficas, Sistema Ibérico.**

**ABSTRACT:** The existence of numerous potential foci of pollution by dumpings from abandoned mines is of important environmental concern. This is the case of the River Monegrillo mineralizations (Embudo de Ariza, Zaragoza, Spain).

To investigate the possible impact of such pollution, 10 samples of surface horizons of soils and alluvions have been analyzed. The elements determined were Cu, Pb and Zn, all of them presents in the mineralizations. For Cu, background values of 12-18.3 ppm were obtained while for Pb and Zn these values were 21.4-34 ppm and 11.5-17.8 ppm. respectively. This prompted the evaluation of variables such as the alluvial character of the soil with constant washing; low organic matter content; basic-neutral pH; carbonate contents. The foregoing can explain the failure of heavy elements to accumulate in these soils even though they are affected by secondary dispersion of sulfide mineralizations. Thus, taking into account the edaphic characteristics of the soils it is possible to evaluate the incidence or not of effluent foci of this type.

**Key words: Heavy metals, mining área, soils, Iberian system.**

## I. INTRODUCCIÓN

La dispersión de elementos pesados en el ambiente, como resultado de la meteorización de las escombreras de explotaciones mineras, ha sido objeto de estudio en las últimas décadas, dada la posible contaminación de suelos y plantas de aprovechamiento humano, ya que su acumulación conlleva la introducción en la cadena trófica (KHAN & FRANKLAND, 1983)

En tal sentido caben destacar los estudios realizados por DELBERT *et al.* (1983) sobre actividades mineras de plomo en Missouri, demostrándose que la vegetación, suelo, especies acuáticas, ganadería, etc, estaban afectados por los elementos pesados en un diámetro de 19 km. PILEGAARD (1983) observa en una mina de Pb y Zn de Groenlandia, que a 10 km del complejo minero los niveles de metales pesados empiezan a experimentar un incremento que se hace logarítmico a medida que se acerca al foco efluente.

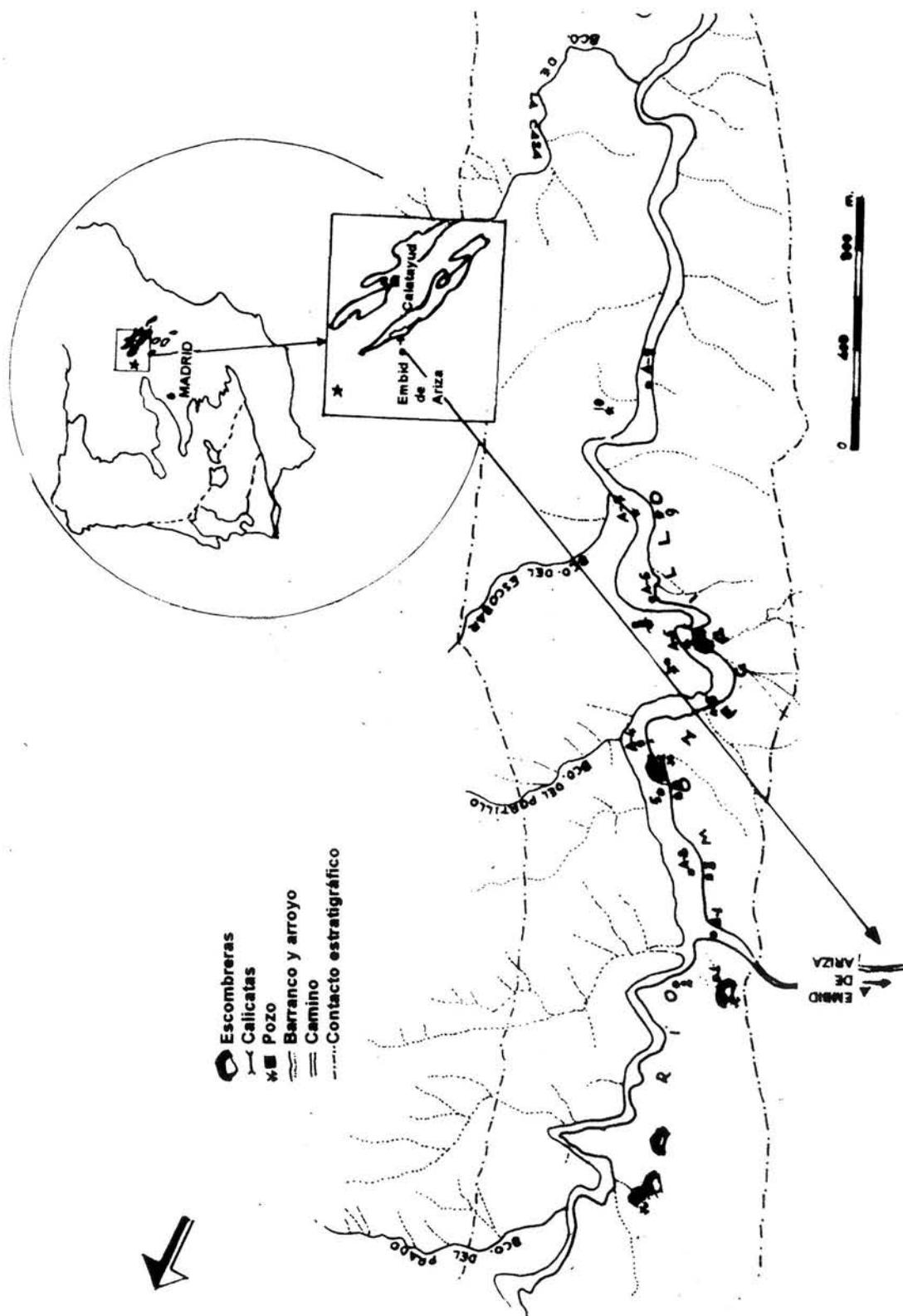


Figura 1: Situación y croquis de muestreo del río Monegrillo (Embíd de Ariza, Zaragoza)

ATKINSON *et al.* (1990), al evaluar la concentración producida por el lixiviado de las escombreras de una mina al oeste de Cornwall con paragénesis principalmente de calcopirita, piritita, encuentran altos contenidos de Cu, Pb y Zn en los lixiviados que producen estos depósitos sobre los campos adyacentes.

La zona del Sistema Ibérico, objeto de este estudio, está salpicada de numerosos puntos con mineralizaciones de Pb, Cu y Zn, que en tiempos pasados han dado lugar a labores mineras, con más o menos relevancia. En ocasiones no es fácil distinguir la importancia de las mismas y la época de extracción, quedando hoy restos de pozos y calicatas sobre las márgenes del río y escombreras en forma muy dispersa y de difícil localización.

Tanto si ha habido actividad minera como si no, lo cierto es que se tienen unos focos potenciales de contaminación, con independencia de los cambios físicos del territorio. En Embíd de Ariza, principalmente en la margen derecha del río Monegrillo, existen numerosos indicios, distribuidos de forma irregular (GUTIÉRREZ *et al.* 1987), que se comportan como auténticos focos de dispersión. Así pues, el objetivo de este trabajo es evaluar los contenidos de determinados elementos pesados, considerando el suelo como receptor a partir de estos focos efluentes de las márgenes del río Monegrillo en esta zona.

## II. EL FOCO EFLUENTE

El Sistema Ibérico se extiende en una serie de sierras, macizos y depresiones de composición litológica y estructural diversa. El zócalo lo componen materiales precámbricos y paleozóicos (pizarras y cuarcitas). Se trata de macizos que componen bloques rígidos con orientación directriz de la cadena.

El foco efluente primario son las mineralizaciones filonianas de cuarzo con sulfuros de Pb, Cu y Zn, situadas en los bordes del río Monegrillo, próximo a Embíd de Ariza (Zaragoza) (coordenadas U.T.M. 30T WL9082 en el centro del área investigada, con un radio de 1 km; se encuentra en la hoja del M.T.N. 1/50.000 nº 408).

Estratigráficamente, estas mineralizaciones están situadas en el horizonte DERE (indiferenciado) del Tremadociense. Algunas de ellas dieron lugar a explotación minera, encontrándose hoy día una secuencia arrosariada de calicatas y pozos de escasa profundidad. El cuarzo, que constituye la ganga de estos filones mineralizados, procede de la exudación de las pizarras y areniscas del paleozoico. Cuando estas pizarras son carbonosas, psammíticas o micropsammíticas, según MICHOT (1958), presentan las concentraciones de sulfuros junto con el cuarzo de exudación. Así pues, el cauce del río deja al descubierto los filones, más o menos potentes y con mayor o menor grado de mineralización, según la facies pizarrosa en la que se encuentran. A partir del afloramiento o explotación de estas mineralizaciones, se produce la dispersión secundaria y removilización de los elementos metálicos, dependiendo de las características edáficas de los actuales suelos.

Los fondos geoquímicos determinados en estas pizarras (GUTIÉRREZ *et al.*, 1987) son, en ppm:

**Pb 13-32; Cu 27-45; Zn 72-138.**

### III. MATERIAL Y METODOS

El muestreo se ha hecho aleatorio siguiendo criterios de posibles impactos, proximidad o lejanía a las mineralizaciones. Las muestras de suelo superficial han sido tomadas en las terrazas del cauce del río, (a una profundidad media de 20 cm. de la superficie), con elevaciones de no más de un metro. Por lo tanto las muestras corresponden a suelos de escasa evolución o aluviones. También se han tomado aluviones del cauce actual cada 250 m aproximadamente. (fig.1)

Los suelos han sido clasificados en su mayor parte como **Regosoles eútricos**, con una pedregosidad entre un 40 y un 50 %. En terraza de segundo nivel se han encontrado **Cambisoles eútricos**.

Para analizar las muestras, una vez secadas y tamizadas en malla 2 mm, se han empleado las siguientes técnicas:

**-Determinaciones de características edáficas:** Color (tablas Munsell). pH en agua y en KCl, medidos en una proporción suelo-agua/solución 1:2,5, con electrodo conectado a un pH-metro Orion SA-720. Conductividad en un extracto suelo-agua en la relación 1:5, previa agitación (30 min), en un conductímetro Instran 10. Materia orgánica siguiendo el método de Walkey - Black.

**-Difracción de Rayos X:** Análisis mineralógicos semicuantitativos en la fracción < de 2mm. Los diagramas se obtuvieron sobre muestra molida, en difractómetro Philips PW 1035, empleando cátodo de Cu y los poderes reflectantes de BARAHONA (1974) y SCHULTZ (1964). La fracción arcilla < 2  $\mu\text{m}$  se separó por centrifugación y se homogeneizó con  $\text{CaCl}_2$  2N. Luego se prepararon los agregados, secado al aire, glicolado con etilenglicol y calcinado a 550° C durante dos horas (STARKEY *et al.* 1984).

**-Análisis por Plasma: ICP multicanal,** determinando 22 elementos traza y los mayoritarios en suelos.

Se ha empleado el programa SURFER para configurar la representación de dicha dispersión (Fig.2 a,b,c y fig.3 a,b,c y d).

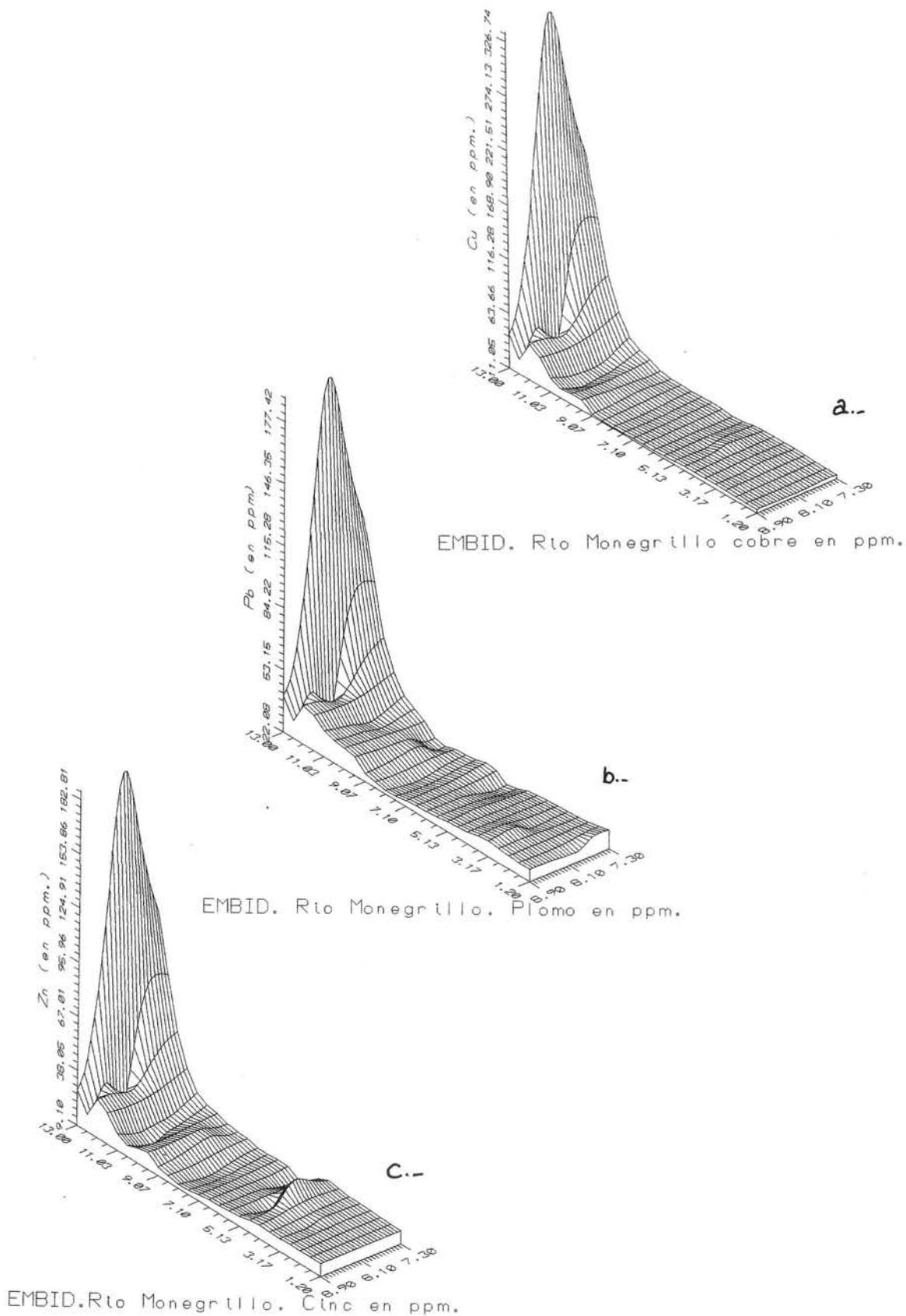


Figura 2. Diagramas de distribución espacial (Cu, Pb y Zn, en ppm.)

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Algunas de las características edáficas se recogen en la tabla I y los análisis geoquímicos y mineralógicos en las tablas II y III, respectivamente.

Los suelos, clasificados como regosoles (la mayoría) y cambisoles, ambos eútricos, presentan un pH básico y un contenido en materia orgánica por debajo del 1%, lo que refleja la poca evolución de los mismos y la gran lixiviación a la que han estado sometidos.

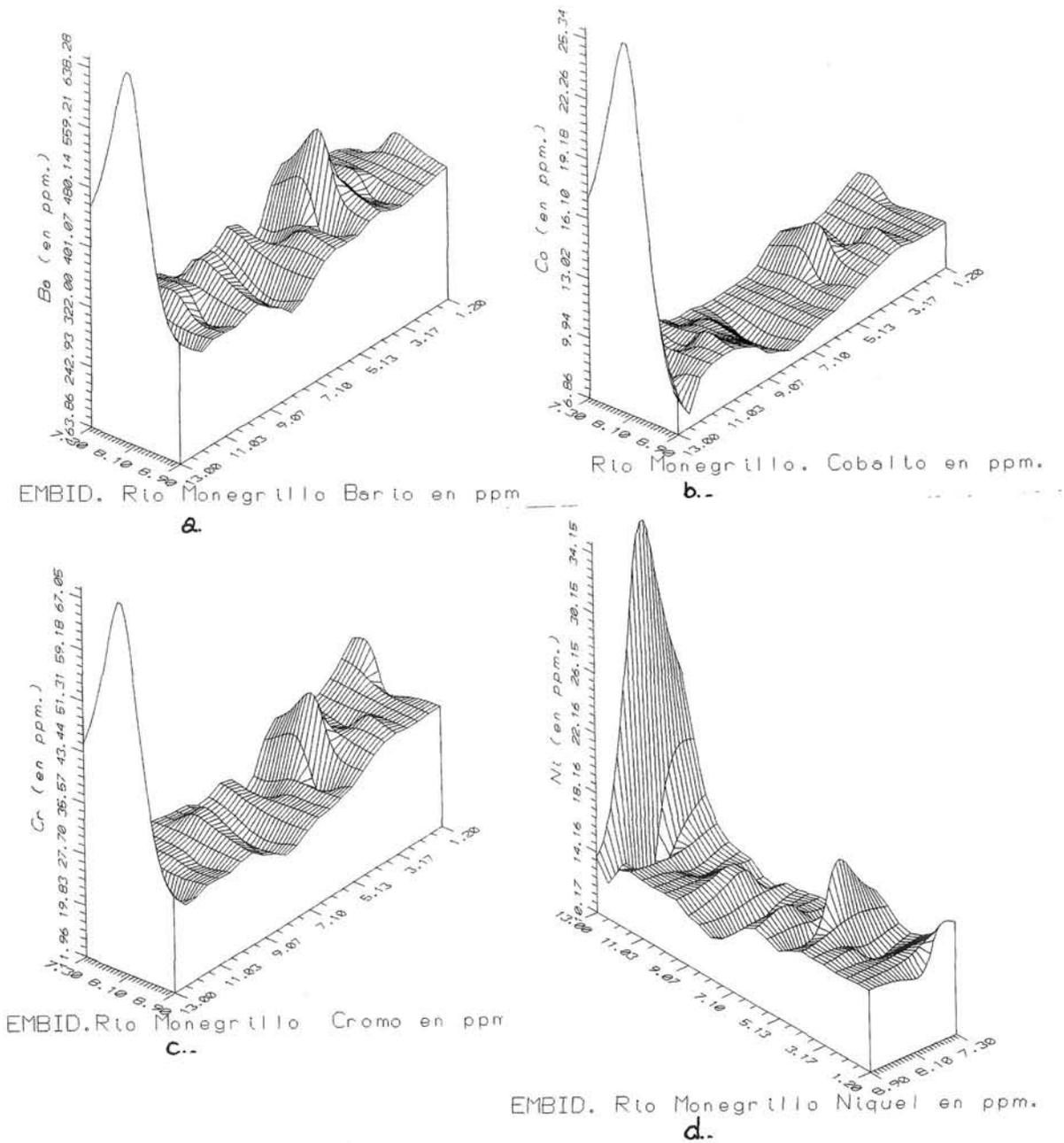


Figura 3. Diagramas de distribución espacial (Ba, Co, Cr y Ni, en ppm.)

muestra	pH (en H <sub>2</sub> O)	pH (en KCl)	conduc. μS.	materia orgánica (%)
E-1	7.0	6.0	49	0.27
E-2	8.6	7.7	92	0.88
E-3	8.7	7.8	75	1.05
E-4	6.8	5.9	48	1.29
E-5	8.3	7.3	88	0.92
E-6	8.3	7.3	58	0.58
E-7	8.6	7.7	62	0.75
E-8	8.5	7.7	63	0.20
E-9	8.6	7.6	77	0.71
E-10	8.2	7.2	59	0.71
A-1	9.3	9.1	65	0.78
A-2	8.6	8.1	149	0.01
A-4	8.9	8.6	52	0.10
A-5	9.0	8.3	53	0.10
A-6	8.8	8.6	56	0.10
A-7	8.8	8.4	62	0.10
A-8	8.8	8.5	61	0.10

MUESTRA	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
E-1	655	26	69	338	35	191	189
E-2	306	7	24	16	12	26	13
E-3	340	8	26	13	13	28	14
E-4	271	8	25	13	12	20	14
E-5	370	9	30	16	16	32	21
E-6	322	8	26	14	14	28	14
E-7	327	8	25	13	16	26	13
E-8	276	8	22	13	12	28	9
E-9	347	8	28	18	14	27	18
E-10	356	9	29	14	15	27	16
A-1	137	6	9	7	9	19	9
A-2	280	10	24	12	14	32	9
A-4	243	7	20	11	12	22	9
A-5	263	8	21	12	13	22	9
A-6	447	11	39	20	21	27	30
A-7	312	10	32	15	16	32	15
A-8	308	10	36	15	18	32	16

Tablas I y II (en ppm).

Los aportes de los elementos pesados (Cu, Pb, Zn, Ba, Co, Cr y Ni) de las mineralizaciones de sulfuros detectadas, en las escombreras sometidas a la alteración no han tenido condiciones favorables para su acumulación, como muestran los análisis geoquímicos (tabla II), que quedan por debajo de las fluctuaciones del contenido del fondo geoquímico de las pizarras de la zona, que son para el **Cu** de 12 a 18.3 ppm; para el **Pb** de 21.5 a 34 ppm y para el **Zn** de 11,5 a 17.8 ppm (fig.4). Así mismo la presencia de carbonatos (calcita y dolomita) viene a confirmar la no retención de los elementos pesados provenientes de las mineralizaciones. Este mismo estudio, realizado en suelos de Bubierca (Zaragoza) (continuación geográfica y estratigráfica del paleozoico de Embid) con pHs ligeramente más ácidos o menos básicos y con un contenido en materia orgánica por encima del 1,5% presenta un impacto de la dispersión en los suelos más marcado, si bien es menor que el producido por mineralizaciones semejantes en suelos claramente ácidos (GUTIÉRREZ *et al.*, 1996; ENCABO *et al.*, 1997).

Tanto en Embid como en Bubierca el fondo geoquímico de las pizarras correspondientes al horizonte estratigráfico "DERE" del Tremadociense es, como es lógico, del mismo orden: Embid: Pb 13-32 ppm., Cu 27-45 ppm y Zn 72-138 ppm; Bubierca: Pb 9-29 ppm., Cu 27-39 ppm y Zn 68-128 ppm (GUTIÉRREZ *et al.*, 1987). Algo inferior, si cabe, el fondo de Bubierca y con un impacto de dispersión secundaria en los suelos del entorno mayor, subrayando, una vez más, la importancia de las características edáficas para valorar una acumulación de elementos pesados y una potencial contaminación de suelos a partir de estos efluentes naturales.

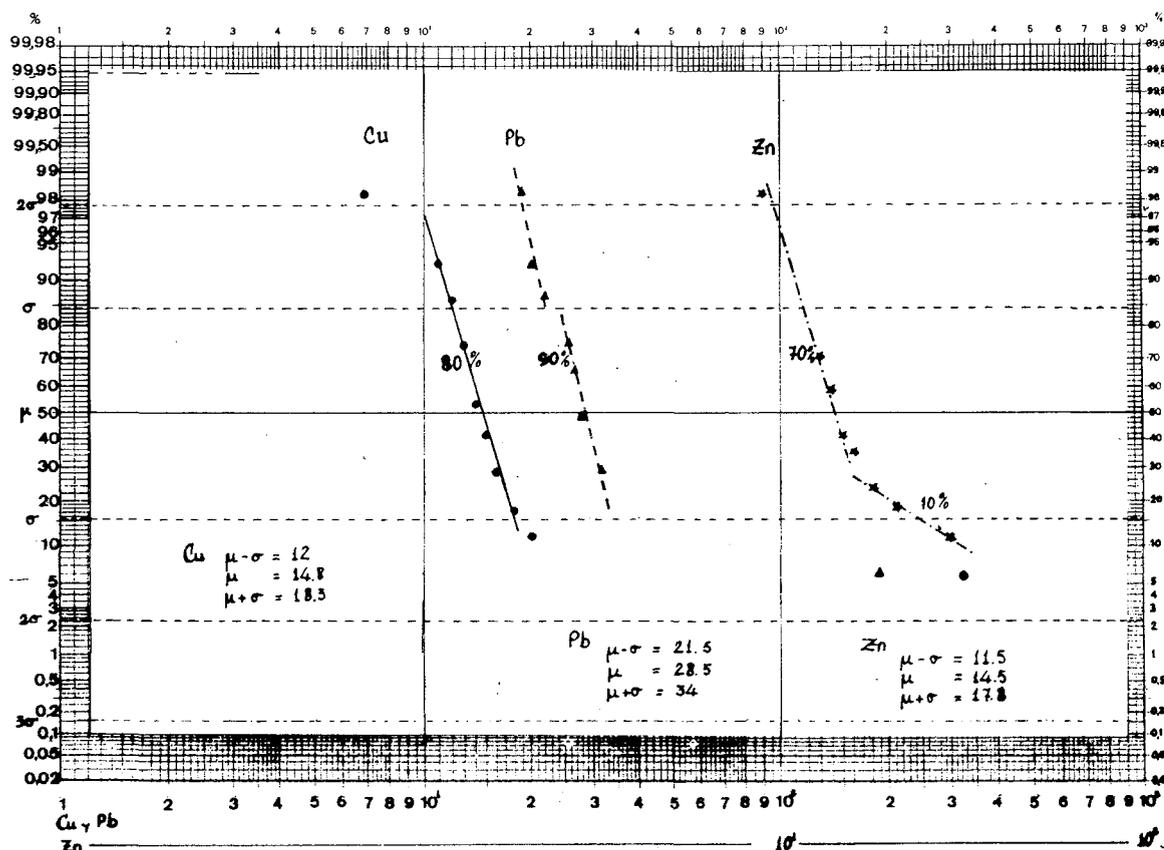


Figura 4. Rectas de Henry (Cu, Pb y Zn)

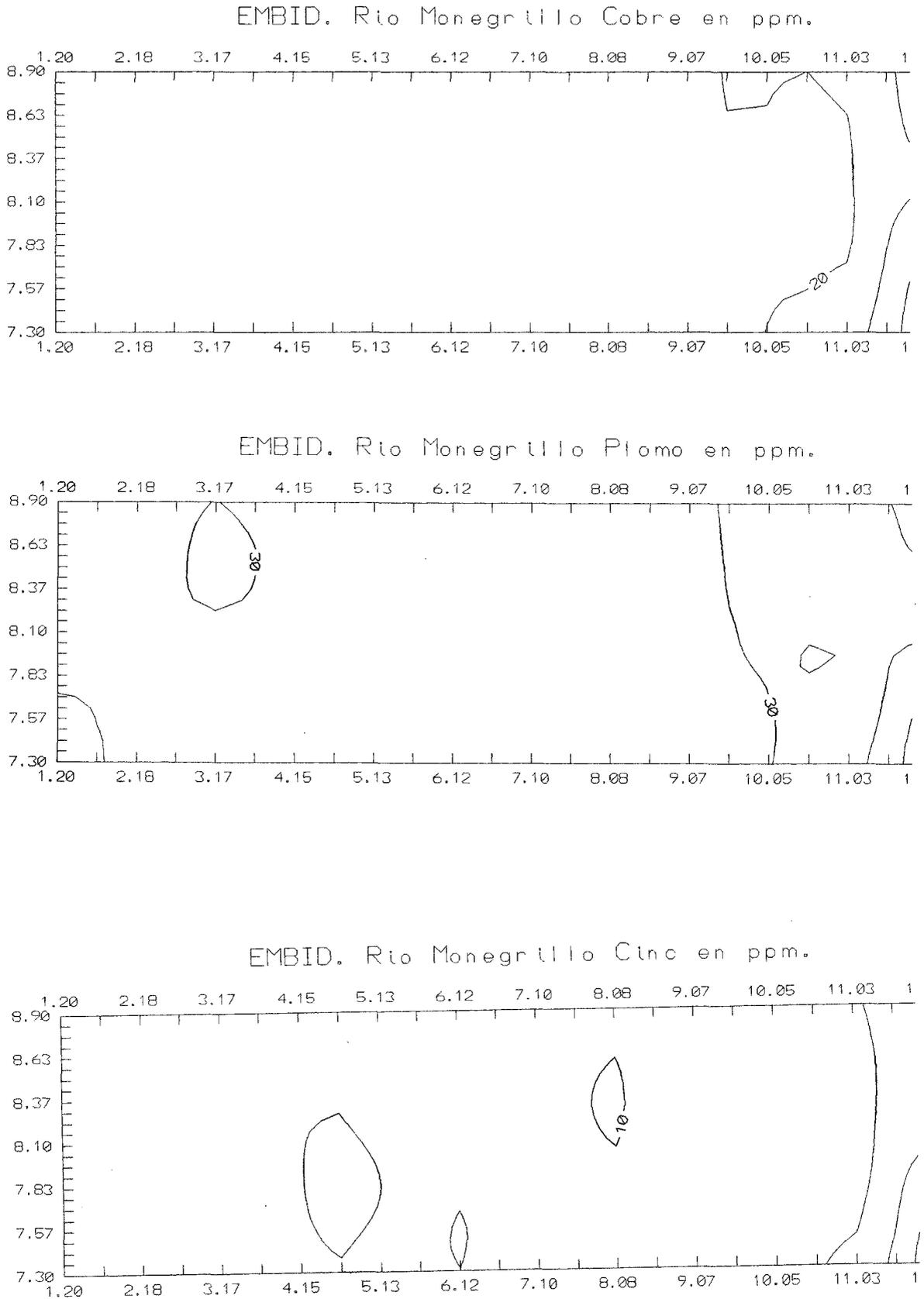


Figura 5. Diagramas de isocantidades (Cu, Pb y Zn, en ppm)

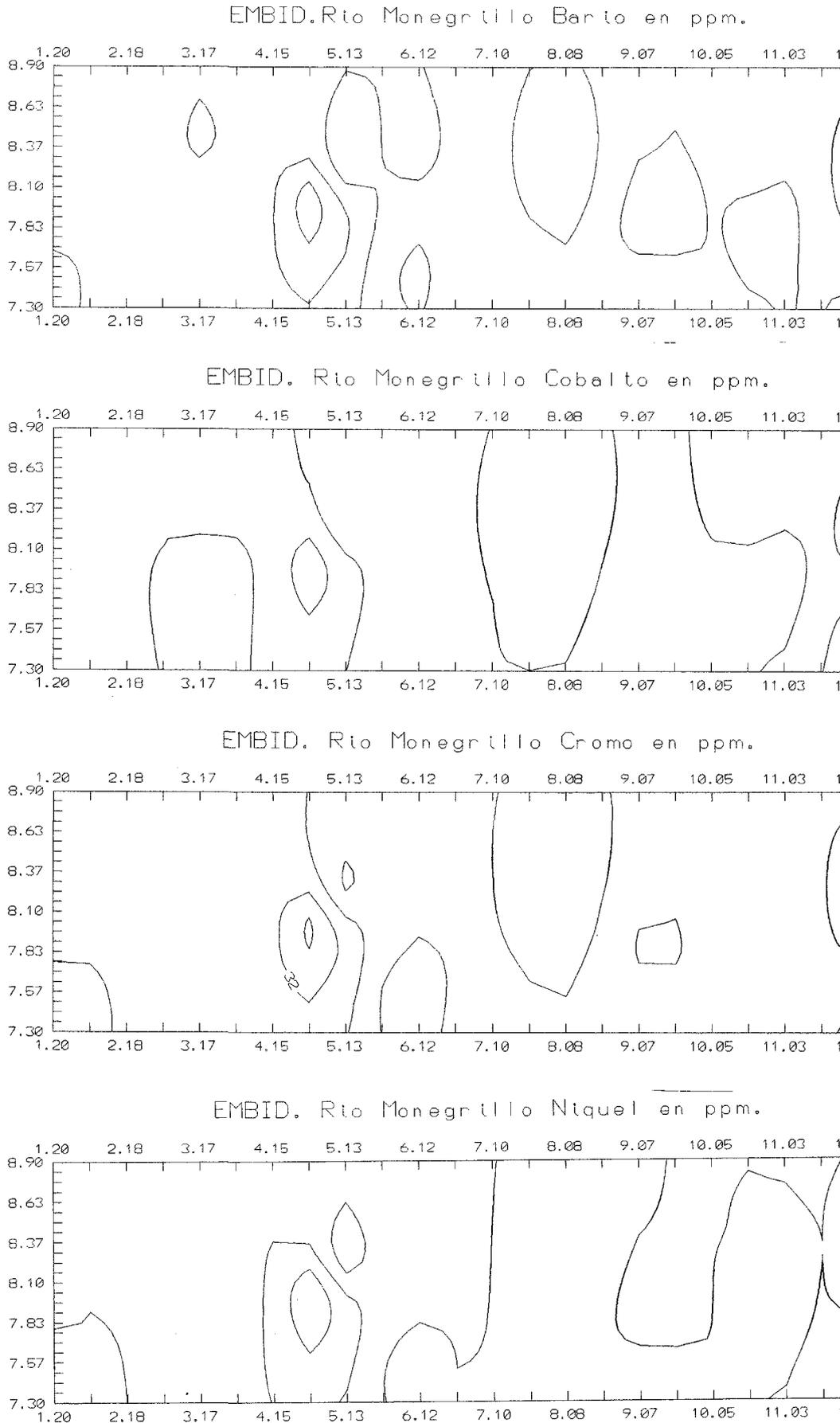


Figura 6. Diagramas de isocantidades (Ba, Co, Cr y Ni, en ppm)

muestra	Análisis mineralógico por DRX (%)						% sobre Filosilicatos			
	Cuarzo	Ortoclases	Plagioclasas	Calcita	Dolomita	Filosilicatos	Caolinita	ilita	Clorita	Esmectita
E-1	28	2	-	4	2	64	65	35	-	-
E-2	83	ind	-	13	1	3	48	26	-	26
E-3	55	1	-	23	-	21	39	42	-	19
E-4	48	13	-	4	8	27	37	46	-	17
E-5	57	ind.	-	17	-	26	42	25	-	33
E-6	69	2	-	2	ind.	27	58	38	-	4
E-7	75	4	-	5	ind.	16	43	35	-	22
E-8	74	14	-	-	-	12	22	40	-	38
E-9	63	4	-	3	ind.	30	25	36	10	29
E-10	71	1	-	-	4	24	-	41	-	59
A-1	69	ind.	-	ind.	-	31	32	ind.	-	68
A-4	83	-	-	3	1	13	30	21	-	49
A-5	68	1	-	1	1	29	23	36	6	35
A-6	41	6	-	2	-	51	36	30	-	34
A-7	73	6	-	-	-	22	29	42	-	29

Tabla III.

La aureola de dispersión en estas mineralizaciones es mínima, (figs. 5 y 6) marcando valores únicamente en los suelos próximos a la mineralización, con un desarrollo más evolucionado de los mismos y fuera del antiguo cauce del río, pues aún en este caso la variable tiempo influye también para que no se den las acumulaciones de las diferentes especies químicas.

#### IV.CONCLUSIONES

El impacto de antiguas escombreras, minas y calicatas de sulfuros metálicos en los suelos del entorno está regulado, independientemente de la ley de la mineralización, por las características edáficas de los suelos: pH, contenido en materia orgánica, cantidad de carbonatos, etc. Esta conclusión viene refrendada por el estudio comparado de estos mismos suelos del Sistema ibérico, en áreas colindantes a Embudo de Ariza. Como, por ejemplo, en Bubberca, donde las variaciones con respecto a este estudio son pequeñas (GUTIÉRREZ *et al.*, 1996). Por otro lado, al cambiar las características edáficas, como es el caso de los suelos

ácidos estudiados por ENCABO *et al.* (1997), con valores de materia orgánica muy superiores, ausencia de carbonatos..., puede observarse una clara contaminación por este tipo de efluentes, dando, para estos suelos, contenido en elementos pesados por encima del límite considerado como permitido.

El lixiviado en el cauce del río Monegrillo es tal que los valores medios obtenidos son inferiores al fondo geoquímico de las pizarras de la zona para el Cu y Zn que movilizan más fácilmente sus especies químicas; por el contrario para el plomo se mantiene constante el valor de fondo geoquímico de las pizarras, confirmándose su poca movilidad y dispersión.

**AGRADECIMIENTOS:** Este trabajo es consecuencia del proyecto financiado por la CICYT con Ref. AMB94-1013-CO2-02-01, a la que sinceramente expresamos nuestro agradecimiento.

## BIBLIOGRAFÍA

- ATKINSON, K; EDWARDS, R.P.; MITCHEL, P.B. & WALLER, C. (1990): Roles of industrial minerals in reducing the impact of metalliferous mine waste in Cornwall. *Trans. Instn. Min. Metall. (A: Min. Industry)*, **99**: 158-172.
- BARAHONA, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doct. Univ. Granada; Serv. Public. Univ. Granada, **49**: 398 págs.
- DELBERT, D. H.; WIXSON, B.G.; GALE, N.L. & CLEVINGER, T.E. (1983): *Dispersal of heavy metals into the Environment as a result of mining activities*. In: *Heavy Metal in the Environment*. **2**: 917-924, Heidelberg.
- ENCABO CHECA, C.; CALA RIVERO, V. & GUTIÉRREZ MAROTO, A. (1997): Evaluación de la dispersión de metales pesados en suelos del entorno de una mina mediante el método de especiación secuencial química. *Bol. Geol. Min.*, **108 (1)**: 57-68. I.T.G.E., Madrid.
- GUTIÉRREZ MAROTO A. (1979): *Estudio Metalogénico en la rama occidental del zócalo de la Cordillera Ibérica Prov. Soria y Zaragoza*. Tesis Doct. Univ. Autónoma Madrid. 257 págs., (inédito).
- GUTIÉRREZ MAROTO A.; MONSEUR, J.; GUIJARRO, J.; ÁLVAREZ, J.B. & MORENO, A. (1987): Determinación e incidencia del fondo geoquímico de las pizarras areniscosas del tremadociense sobre las concentraciones minerales. Zócalo de la rama sur de la Ibérica (Prov. de Soria y Zaragoza). *Est. Geol.*, **43**: 377-386. Madrid.
- GUTIÉRREZ MAROTO, A.; NAVARRETE, J.; GARCÍA GIMÉNEZ, R. & JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1996): Contaminación potencial de suelos por la dispersión secundaria de las escombreras de una antigua mina en el zócalo de la rama occidental de la Cordillera Ibérica (Bubierca- Zaragoza). *Studia Geol. Salmanticensis*, **32**: 49-62.
- KHAN D. & FRANKLAND B. (1983): *Plant and Soil* **70**: 335-342.
- MICHOT, P. (1958): Classification et terminologie des roches lapidifiées de la série psammito-pélique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **81**: 312-342.

- PILEGAARD, K. (1983): *Biological monitoring of airborne metal pollution around a Lead-Zinc Mine in Greenland*. In: *Heavy Metal in the Environment*. **2**: 1133-1136. Heidelberg.
- SCHULTZ, L. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data for Pierce Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **391-C**: 31 págs.
- STARKEY H.; BLACKMON P. & HAUFF P. (1984): The routine mineralogical analysis of clay samples. *V.S.G. Survey Bull.*, **46**: 1563-1585.
- SURFER (1987): *Surfer Information manual*. P.O. Box 281 Golden. Colorado 80402. 208 págs.

# BIOGEOGRAPHIC AND ECOLOGIC PATTERNS IN CALCAREOUS NANNOPLANKTON IN THE ATLANTIC AND PACIFIC OCEANS DURING THE TERMINAL CRETACEOUS

ANDERS S. HENRIKSSON (\*)

BJÖRN A. MALMGREN (\*\*)

HENRIKSSON, A.S. & MALMGREN, B.A. (1997): Biogeographic and ecologic patterns in calcareous nannoplankton in the Atlantic and Pacific Oceans during the terminal Cretaceous. [Modelos biogeográficos y ecológicos en el nanoplancton calcáreo en los océanos Atlántico y Pacífico durante el final del Cretácico.]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 17-40. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-02-21) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-03-25) (ÚLTIMA REVISIÓN: 97-04-10)

**ABSTRACT:** Calcareous nannoplankton biogeography in the Cretaceous ocean has been analyzed from their floral composition at a time-slice spanning the upper parts of the *Micula prinsii* Zone (approximately the latest 10-60 kyr of the Cretaceous) at DSDP (Deep Sea Drilling Project) sites from low (16°) through middle (37°) paleolatitudes in both the Northern and the Southern Hemisphere. The study is based on relative abundance data of 44 species at Sites 356, 525A, and 527 from the South Atlantic, Sites 384 and 548A from the North Atlantic, and Site 465A from the Pacific Ocean.

---

(\*): Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca (España); also at Division of Applied Geology, Luleå Technical University, Luleå (Sweden)

(\*\*): Department of Marine Geology, Earth Science Centre, University of Göteborg, S- 413 81 Göteborg (Sweden)

No significant changes occurred in the nannoplankton flora at any of the sites during the terminal 10-60 kyr of the Maastrichtian. This suggests that a stable environment persisted through the end of the Cretaceous and that a sudden catastrophic event that affected the calcareous nannoplankton was the cause of their nearly total extinction at the end of the Cretaceous.

Most species of late Cretaceous calcareous nannoplankton are believed to be cosmopolitan and therefore to exhibit only minor biogeographical differences. Ecologic preferences could, however, be distinguished for various species. On the basis of a correspondence analysis two major floral assemblages were distinguished: one Tethyan and one Transitional assemblage. The Tethyan assemblage, dominating at Sites 465A, 356, 384, and 548A, was composed of a large group of almost all taxa encountered. The Transitional assemblage, dominating at Sites 525A and 527 (Walvis Ridge), was composed of *Micula decussata*, *M. murus*, *Ceratolithoides aculeus*, *C. kamptneri*, *Lithraphidites quadratus*, and *Prediscosphaera majungae*.

In addition, three subassemblages could be distinguished within the Tethyan assemblage. A Tethyan low-latitude subassemblage was distinguished at the North Pacific Site 465A due to enhanced abundances of four species, *Watznaueria barnesae*, *Manivitella pemmatoidea*, *Loxolithus armilla*, and *Cylindralithus serratus*. A warm Tethyan subassemblage was found at Site 356 in the South Atlantic with enhanced abundances of *Discorhabdus ignotus*, *Corollithion exiguum*, *Zygodiscus erectus*, *Z. crux*, *Microrhabdulus undosus*, *Rhagodiscus asper*, *R. angustus*, *R. reniformes*, and *R. splendens*. A shallow and cool Tethyan subassemblage was encountered at the North Atlantic Site 548A which had greater relative abundances of *Nephrolithus frequens*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cretarhabdus surirellus*, and *Prediscosphaera majungae*.

**Key words:** Cretaceous, Maastrichtian, Calcareous nannoplankton, Coccoliths, Biogeography.

**RESUMEN:** Se analiza la biogeografía del nanoplankton calcáreo en el océano Cretácico a partir de su composición floral, en un lapso que comprende la parte superior de la zona de *Micula prinsii* (los últimos 10- 60 ka del Cretácico). Para esta reconstrucción se emplean testigos DSDP (Deep Sea Drilling Project) obtenidos en paleolatitudes bajas y medias (entre 16° y 37°) de ambos hemisferios. El trabajo se fundamenta en la cuantificación relativa de 44 especies en los DSDPSites 356, 525A y 527 del Atlántico Sur, 384 y 548A del Atlántico Norte y 465A del Océano Pacífico. No se han observado cambios significativos en la nanoflora en ninguno de los testigos analizados durante los últimos 10- 60 ka del Cretácico final, lo sugiere la persistencia de un ambiente estable a lo largo del fin del Cretácico. La causa de la práctica total desaparición de dicha nanoflora al final del Cretácico se interpreta como consecuencia de un repentino evento catastrófico.

La mayoría de especies de nanoplankton calcáreo del Cretácico parecen ser cosmopolitas, mostrando escasas diferencias biogeográficas. Pueden distinguirse, sin embargo, algunas preferencias paleoecológicas. En base a un análisis de correspondencia se han distinguido dos asociaciones nanoflorísticas principales: una del Tethys y otra Transicional.

La asociación del Tethys domina los testigos 465A, 356, 384 y 548A, y está compuesta por un gran número de taxa. La asociación Transicional domina los testigos 525A y 527 (Walvis Ridge), y se compone de *Micula decussata*, *M. murus*, *Ceratolithoides aculeus*, *C. kamptneri*, *Lithraphidites quadratus* y *Prediscosphaera majungae*.

En la asociación del Tethys se han diferenciado asimismo tres subasociaciones: 1) Subasociación del Tethys de latitudes bajas en el testigo 465A del Pacífico Norte, fundamentalmente dominada por las especies *Watznaueria barnesae*, *Manivitella*

*pemmatoidea*, *Loxolithus armilla* y *Cylindralithus serratus*. 2) Subasociación del Tethys cálida, localizada en el testigo 356C en el Atlántico S, con dominio de *Discorhabdus ignotus*, *Corollithion exiguum*, *Zygodiscus erectus*, *Z. crux*, *Microrhabdulus undosus*, *Rhagodiscus asper*, *R. angustus*, *R. reniformes* y *R. splendens*. 3) Subasociación del Tethys somera y fría, identificada en el testigo 548A del Atlántico Norte, con dominio de *Nephrolithus frequens*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cretarhabdus surirellus* y *Prediscosphaera majungae*.

**Palabras clave: Cretácico, Maastrichtense, Nanoplancton calcáreo, Cocolitos, Biogeografía.**

## INTRODUCTION

The study of biogeographical and ecologic patterns is an important approach to a better understanding of the relationships between the organisms and their environment in the present and ancient oceans. Temperature may be the main factor controlling the distribution of marine pelagic organisms. The study of the paleobiogeographic history of fossil species assemblages at different times in the geological past can be used for inferences about time-related changes in the climatic oceanographic system. For example, earlier paleobiogeographical studies have demonstrated the existence of paleocurrent directions and paleoclimatic zones and their displacements with time. A number of studies has been carried out on the biogeographic patterns of various groups of planktonic microfossils in the Tertiary ocean. These studies were either based on continuous sections from different deep-sea sites (HAQ *et al.*, 1977), or selected time-slices comprising sediments deposited during 0.5-1 m.y. from some geological transect (HAQ, 1980; HODELL & KENNETT, 1985). Few quantitative studies have dealt with the biogeography of Cretaceous planktonic microfossils. ROTH & BOWDLER (1981), ROTH & KRUMBACH (1986), and THIERSTEIN (1981) analyzed calcareous nannofossil distribution at time-slices of a duration from some million years up to about 10 m.y.

MALMGREN (1991) carried out a quantitative study of the biogeography of planktonic foraminifera in the terminal Cretaceous, and WIDMARK & MALMGREN (1992) carried out a study of the biogeographic patterns of benthic foraminifera during the same time-interval. SLITER (1977) distinguished three major bioprovinces of planktonic foraminifera in the Late Cretaceous: the Tethyan Realm, extending between about 30°S to 30°N, the Austral/Boreal Realm in the southern and northern high latitudes, respectively, and a Transitional Realm in between these realms. MALMGREN (1991) distinguished three major faunal assemblages from a quantitative study of terminal Cretaceous planktonic foraminifera: a warm Transitional assemblage, a warm Tethyan assemblage, and a cool Tethyan assemblage.

Quantitative variations in calcareous nannofossil assemblages and their biogeographic and ecologic significance were analyzed in samples from the uppermost part of the Cretaceous. The samples were derived from six Deep Sea Drilling Project (DSDP) sites (Fig. 1, Table 1): Site 356 from the São Paulo Plateau (South Atlantic), Site 384 from the J-Anomaly Ridge (North Atlantic), Site 465A

from the Hess Rise (North Pacific), Sites 525A and 527 from the Walvis Ridge (South Atlantic), and Site 548A from the Goban Spur (North Atlantic). The assemblages of calcareous nannofossils were analyzed at each site for a time-slice comprising the final 10-60 kyr of the Cretaceous. Several samples from this interval were investigated at each site, since a single sample may not be representative of the flora in the terminal Cretaceous at that site and since a sequence of samples provides a means of assessing the temporal stability of the assemblage structure through this crucial interval of the Cretaceous.

## MATERIAL AND METHODS

In order to enable a comparison of calcareous nannoplankton floras from the same time interval at the various sites, a geochronology was established on the basis of magnetostratigraphy and calcareous nannofossil stratigraphy. Estimates of sedimentation rates are based on the assumption that the base of subchron C29R occurred 0.28 m.y. before the K-T boundary and that the base of the *Micula prinsii* Zone occurred 0.2 m.y. before the K-T boundary in the North Pacific (BERGGREN *et al.*, 1985; SHACKLETON *et al.*, 1984a; ZACHOS & ARTHUR, 1986; HENRIKSSON, 1993).

Location	Site 356	Site 384	Site 465A	Site 525A	Site 527	Site 548A
Latitude	28°S	40°N	34°N	29°S	28°S	49°N
Longitude	41°W	52°W	179°E	3°E	2°E	12°W
Waterdepth (m)	3175	3909	2161	2467	4428	1251
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
K-T boundary	29-3,33	13-3,33	33-3,144	42-2,11	32-4,50	28-7,40
Depth (mbsf)	411.83	167.93	62.44	451.71	280.00	471.40
Base*	(7)	(8)		(9,10)	(9,10)	(11)
Subchron C29R (m)	7.5	1.1	---	5.0	6.6	4.6
Base*			(12)			
<i>M. prinsii</i> Zone (m)			2.3			
Estimated sedimentation rate (cm/kyr)	2.5	0.4	1.2	1.7	2.2	1.5

\* Distance below K-T boundary.

References: (1) PERCH-NIELSEN *et al.* [1977], (2) TUCHOLKE *et al.* [1979], (3) VALLIER *et al.* [1981], (4) MOORE *et al.* [1984a], (5) MOORE *et al.* [1984b], (6) GRACIANSKY *et al.* [1985], (7) ZACHOS & ARTHUR [1986], (8) LARSON & OPDYKE [1979], (9) SHACKLETON *et al.* [1984a], (10) CHAVE *et al.* [1984], (11) TOWNSEND [1985], (12) HENRIKSSON [1993].

Table 1. Data for DSDP sites: present-day locations and water depths, location of the K-T boundary and thicknesses of the Cretaceous portion of Subchron C29R and the *M. prinsii* Zone in Site 465A. Sedimentation rates are estimated under the assumption that the base of Subchron C29R occurred 0.28 m.y. below the K-T boundary (BERGGREN *et al.*, 1985; SHACKLETON *et al.*, 1984a), and that the base of the *M. prinsii* Zone was 0.2 m.y. below the K-T boundary (HENRIKSSON, 1993).

Sedimentation rates are variable at the different sites during the latest Maastrichtian, ranging from 0.4 cm/kyr at Site 384 to 2.5 cm/kyr at Site 356 (Table 1). Samples were selected from a time-slice representing the final 10-60 kyr of the Cretaceous at the various sites (Fig. 1). Most sites were sampled at regular intervals of about 10-20 cm, except for Site 356 where the sampling interval was 20-50 cm. Data on depths in sites and ages below the K-T boundary are presented in Table 2. Smear slides for analyses of nannofossil content were made from raw samples. These slides were analyzed at random viewfields in random transects over the entire slide, using crossed nicols in a light microscope. The number of specimens counted in each sample was approximately 500.

Totally 68 species of calcareous nannoplankton species were identified. Those species that were present in more than half of the samples in at least one of the sites and with at least one relative abundance exceeding 1% were included in this study. Forty-four species met these requirements and were used as input variables in a correspondence analysis. Selected species are listed with references in the Appendix.

Correspondence analysis was applied in order to study the differences in the calcareous nannoplankton floral assemblages among the various sites and to assess biogeographic and ecologic patterns in the terminal Cretaceous ocean. An objective was to determine whether major differences in calcareous nannoplankton assemblages are tied to time-related changes through the interval studied at individual sites or related to variability along paleolatitudinal or other transects. Correspondence analysis permits simultaneous plots of sample points and species points on the same coordinate axis, facilitating interpretations of species associations responsible for clustering of the samples (BENZÉCRI, 1973; MALMGREN *et al.*, 1978).

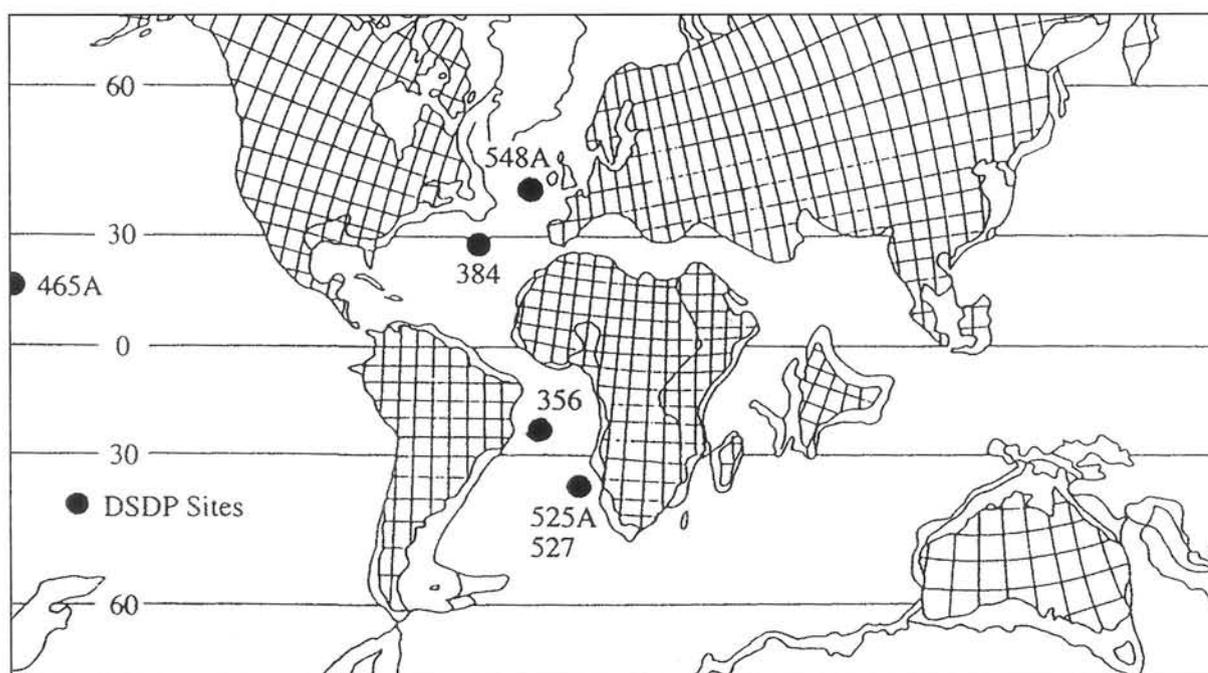


Fig. 1. Paleolocations of DSDP sites used in the present study at about the time of the K-T boundary (at about 65 Ma). These sites were used to study ecologic and biogeographic patterns in terminal Cretaceous calcareous nannoplankton.

## RESULTS

The first three correspondence axes account for 76% of the variability in the 28-dimensional sample space and the 44-dimensional species space. The first axis accounts for 40%, the second axis for 24%, and the third axis for 12% of the variation.

The locations of the samples along the first and second, and second and third axis are shown in Figs. 2 and 3, respectively. The results show that samples from the same site cluster together. Differences in calcareous nannoplankton floras among sites clearly dominate over time-related changes at individual sites as the

Site	core	interval (cm)	Depth in site (mbsf)	Age below K-T (kyr)
356	29-3	54-55	412.04	10
		80-82	412.30	20
		100-102	412.50	30
	29-4	4-5	413.04	50
384	13-3	34-36	167.95	<10
		50-52	168.11	50
465A	3-3	148-149	62.48	<10
		4-5	62.54	10
		12-13	62.62	20
		20-22	62.70	<30
525A	40-2	47-48	452.08	20
		59-60	452.20	30
		69-70	452.30	<40
		78-79	452.39	40
		92-93	452.53	<50
		100-102	452.61	50
527	32-4	57-59	280.08	<10
		68-69	280.19	10
		87-89	280.38	20
		107-108	280.58	30
		133-134	280.83	40
	32-5	7-8	281.08	50
548A	29-1	4-5	471.54	10
		14-15	471.64	20
		34-35	471.84	30
		54-55	472.04	40
		64-65	472.14	50
		84-85	472.34	60

Table 2. Data for DSDP samples used in this study; depths in sites and ages below the K-T boundary.

major controlling force behind the configuration of sample points. Plots of the scores of the first through third correspondence axes against age below the K-T boundary show that calcareous nannoplankton floras remained stable through the 50-60 kyr before the K-T boundary extinction event (Fig. 4). As a consequence, there was only a minor change in the flora through the terminal Cretaceous and no significant decreases or turnovers that could predict the almost total extinction of calcareous nannoplankton at the K-T boundary. This clearly indicates that there should have been some sudden catastrophic event that caused the mass extinctions of calcareous nannoplankton species.

The first correspondence axis distinguishes the Walvis Ridge Sites 525A and 527 from the other sites (Fig. 2). The Tethyan Realm (Site 465A, 384, 356, and 548A) is clearly separated from the Transitional sites (525A and 527). The second axis distinguishes the low-latitude Tethyan (Pacific) Site 465A (Figs. 2, and 3), whereas the third axis distinguishes Sites 356 and 548A from the remaining sites (Fig. 3).

The configurations of species points along the first and second, and second and third correspondence axes are shown in Figs. 5 and 6, respectively.

Typical Tethyan species are not distinguished since no particular species seem to be restricted to the Tethyan Realm; according to PERCH-NIELSEN (1979) there are almost no specific Tethyan species. An assemblage of six species is associated with the Transitional Walvis Ridge sites: *Micula decussata*, *Micula murus*, *Lithraphidites quadratus*, *Prediscosphaera majungae*, *Ceratolithoides aculeus*, and *C. kamptneri* (Fig. 5). The relative abundances of these species at the different sites are shown in Figure 7 and Table 3.

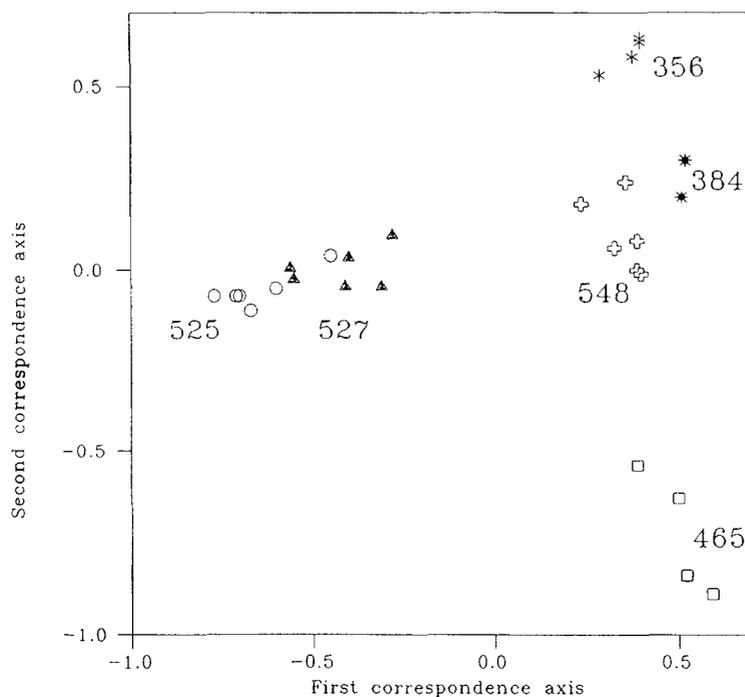


Fig. 2. Distribution of scores of samples for the various sites along the first two correspondence axes. This plane accounts for 64% of the variability in sample and species space. The first axis distinguishes the Walvis Ridge Sites 525A and 527 from the other sites.

The entire group of transitional species represents an average relative abundance of 58% at Site 525A and 48% at Site 527, whereas these species represent approximately 10-15% at the other sites. The most dominant species, *M. decussata*, shows relative abundances of 35-51% at Site 525A and 26-42% at Site 527, compared to less than 12% at any of the other sites. The other species, *M. murus*, *C. aculeus*, *C. kamptneri*, *L. quadratus*, and *P. majungae*, are also more abundant in the Walvis Ridge sites with average relative proportions of 13-14%, whereas the other sites have abundances of 6-7%.

Four species are associated with the low-latitude Tethyan (Pacific) Site 465A (Fig. 6): *Watznaueria barnesae*, *Cylindralithus serratus*, *Manivitella pemmatoidea*, and *Loxolithus armilla*. The relative proportions of these species compared to those at the other sites are shown in Figure 8 and Table 3. The dominant species in Site 465A is *W. barnesae* with an average relative abundance of 41%, compared to 8-18% at the other sites. *Loxolithus armilla* is only encountered (in the counts of 500 specimens) at this site. The other two species, *M. pemmatoidea* and *C. serratus*, are clearly more abundant at Site 465A with an average relative abundance of 4% compared to proportions of 0.2-1.1% at the other sites. These dominant species compose a group that represents 48% of the total assemblage at Site 465A. At the other sites these species make up only 8-18% of the floras.

The species that cluster with Site 356 along the second and third correspondence axes are assumed to be representative of a warm-water (Atlantic) subassemblage. These species are: *Rhagodiscus splendens*, *R. angustus*, *R. asper*, *R. reniformes*, *Discorhabdus ignotus*, *Corollithion exiguum*, *Microrhabdulus undosus*, *Zygodiscus crux*, and *Z. erectus* (Fig. 6). These species are all present in

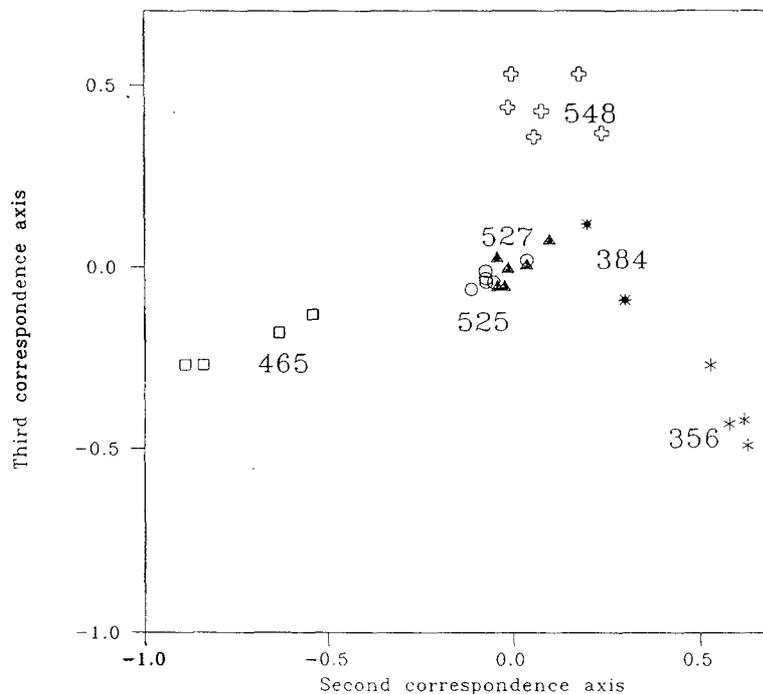


Fig. 3. Distribution of scores of samples on the second and third correspondence axes. This plane accounts for 36% of the variability of species abundances of the different samples. The second axis separates the low-latitude Tethyan (Pacific) Site 465A from the other sites. The third axis orders the sites according to paleotemperature (see Table 4).

low numbers at Site 356 (an average of 12%). Site 384 shows the second highest abundance of these species (an average of 6%), whereas at the other sites these species are almost absent (Fig. 9; Table 3).

The species which are shown by the third correspondence axis to be indicative of Site 548A are here interpreted as representative of a shallow and cool environment: *Nephrolithus frequens*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Ahmullerella octoradiata*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Cretarhabdus surirellus*, and *Prediscosphaera majungae* (Fig. 6). The relative proportions of these species compared to the other sites are shown in Figure 10 and Table 3. The comparatively shallow water depth at this site (200-500 m; GRACIANSKY *et al.*, 1985) might be a

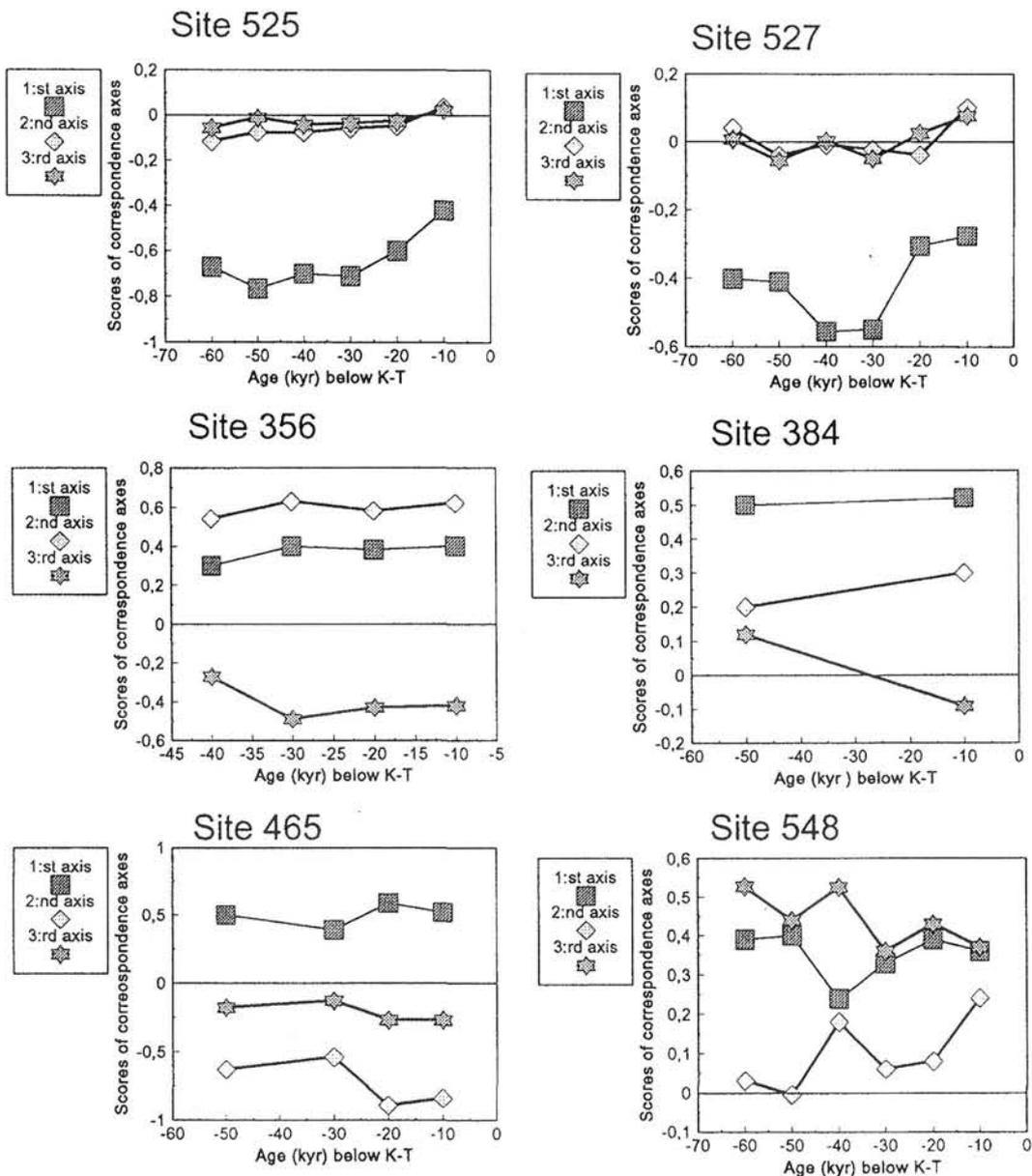


Fig. 4. Scores of samples for the first three correspondence axes through the terminal 10-60 kyr of the Cretaceous at the various DSDP sites. Sample points are approximately relative to geologic time. The plots suggest that no significant change occurred in the calcareous nannoplankton flora prior to the K-T boundary extinctions. This also suggests that the Atlantic and Pacific Oceans were stable with regard to the paleoceanographic conditions during this time.

major cause behind the floral assemblage characterizing Site 548A. *Arkhangelskiella cymbiformis* and *L. cayeuxii* have been reported to be more common in shelf areas (PERCH-NIELSEN, 1979; THIERSTEIN, 1981). This shallow and cool-water flora represents a relative abundance of 13% at Site 548A, whereas it

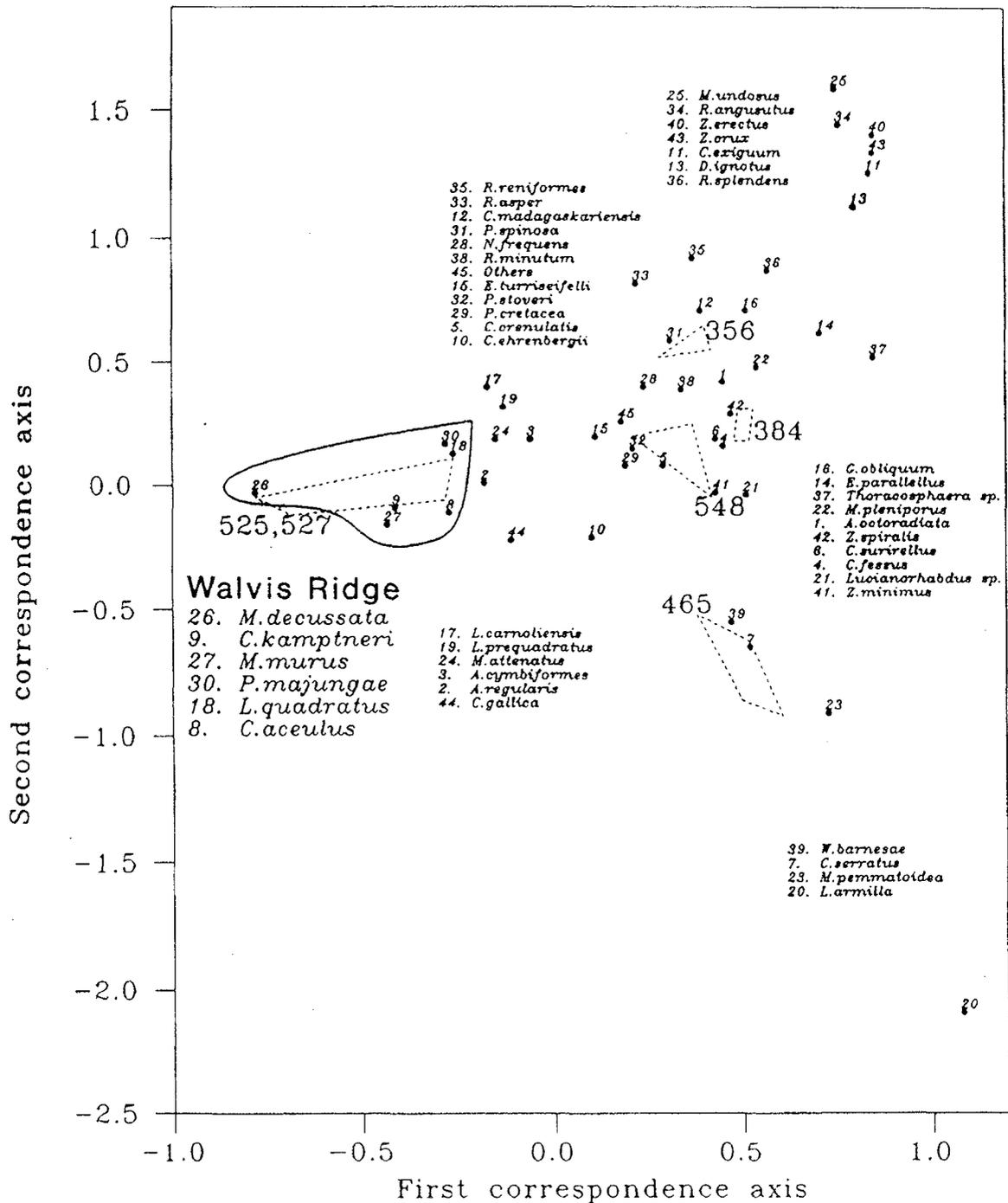


Fig. 5. Configuration of species loadings along the first and second correspondence axes. Species clustering with particular groups of sample points are characteristic of these samples. Scatter polygons indicate the locations of the samples from the different sites (derived from Fig. 3). The Walvis Ridge Sites (525A and 527) are separated from the other sites due to higher abundances of six species (*M. decussata*, *M. murus*, *C. aculeus*, *C. kamptneri*, *L. quadratus*, and *P. majungae*).

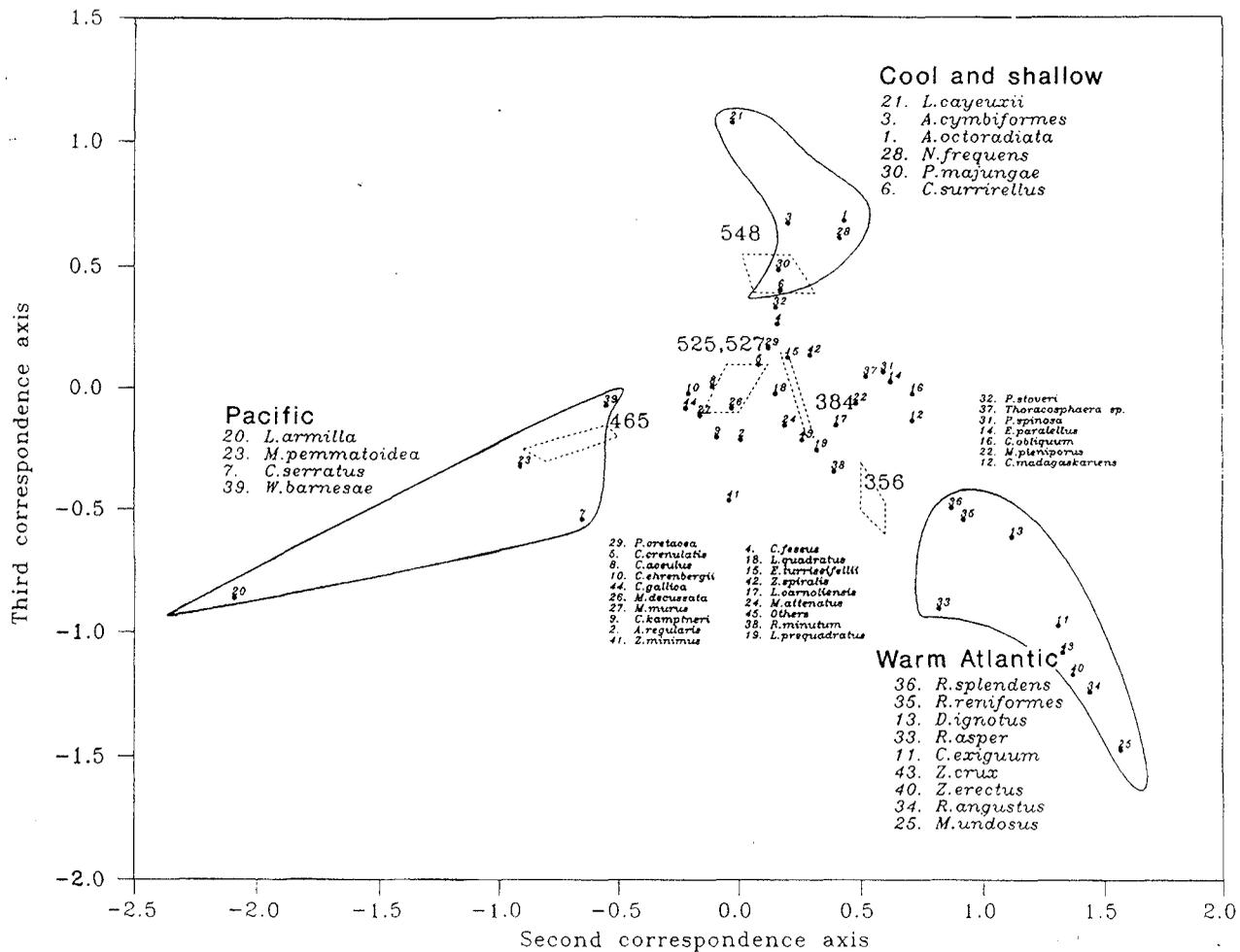


Fig. 6. Distribution of species loadings along the second and third correspondence axes. Species that cluster with sample points are characteristic of these samples. Scatter polygons indicate the placements of the samples of the different sites (derived from Fig. 4). Site 465A stands out from the other sites along the second correspondence axis due to higher abundances of four species. (*W. barnesae*, *L. armilla*, *C. serratus*, and *M. pemmatoidea*). The third axis seems to order the sites along a temperature gradient, and therefore species preferring warm waters cluster with Site 356 and species preferring cooler waters cluster with Site 548.

represents approximately 4% at the other Atlantic sites and only 2% at Site 465A. *Prediscosphaera majungae* is about equally abundant at Site 527 and Site 548A and is therefore assumed to be representative of similar latitudes in both hemispheres.

Species that show intermediate scores on the first three correspondence axes are assumed to lack biogeographic or ecologic preferences. This group consists of 20 species that were either equally abundant at all sites or showed only minor differences among sites (Table 3).

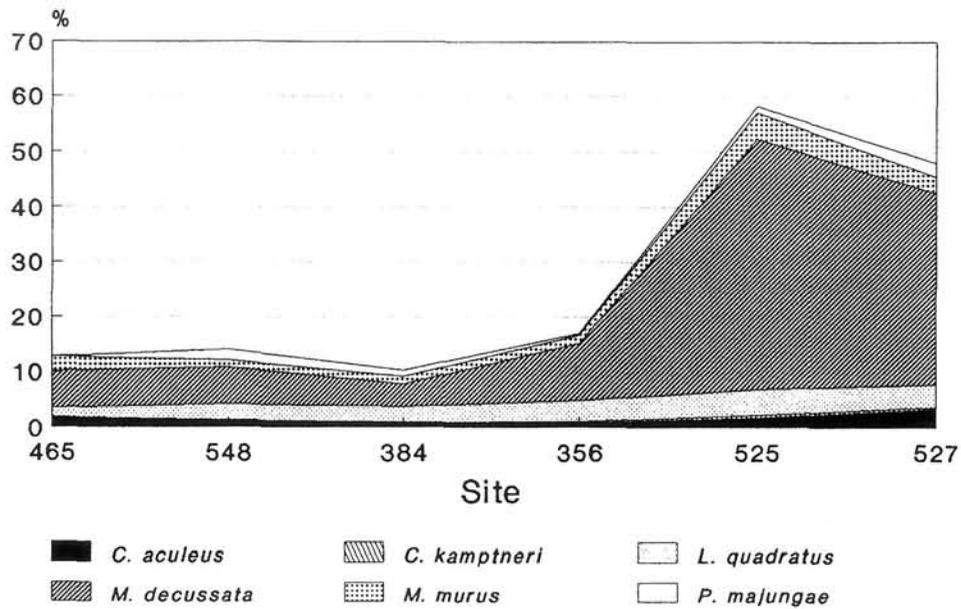


Fig. 7. Relative abundances at the various DSDP sites of species more abundant at the transitional Sites 525A and 527. Means and ranges of the different species are presented in Table 3.

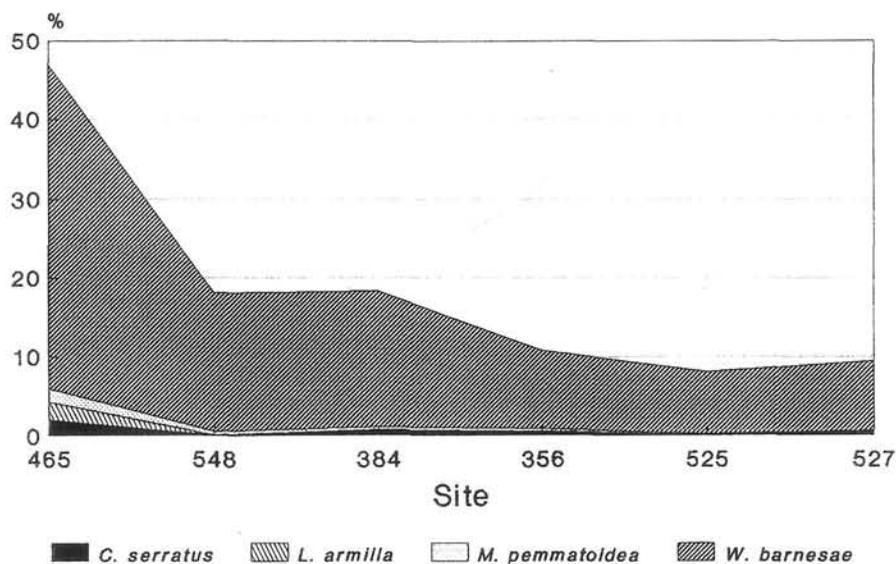


Fig. 8. Relative abundances at the various DSDP sites of species that are characteristic of the low-latitude Tethyan (Pacific) Site 465A. Means and ranges of the different species are presented in Table 3.

**DISCUSSION**

The results of this investigation do not appear to be controlled by differences in preservation among the various sites. After death and settling onto the sea floor, calcareous nannoplankton specimens are subject to partial or complete chemical dissolution. Dissolution operates differently on separate species, and differences in the strength of dissolution among the different sites should be known to be able to infer real biogeographic and ecologic signals. The degree of fragmentation of

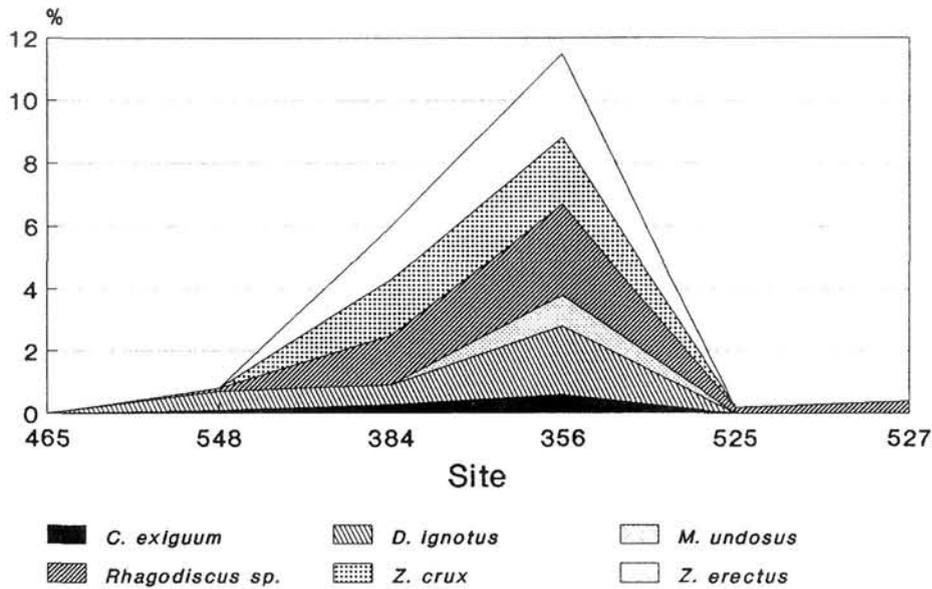


Fig. 9. Relative abundances at the various DSDP sites of species that show enhanced abundances at the warmest Site 356 (Atlantic). Means and ranges of the different species are presented in Table 3.

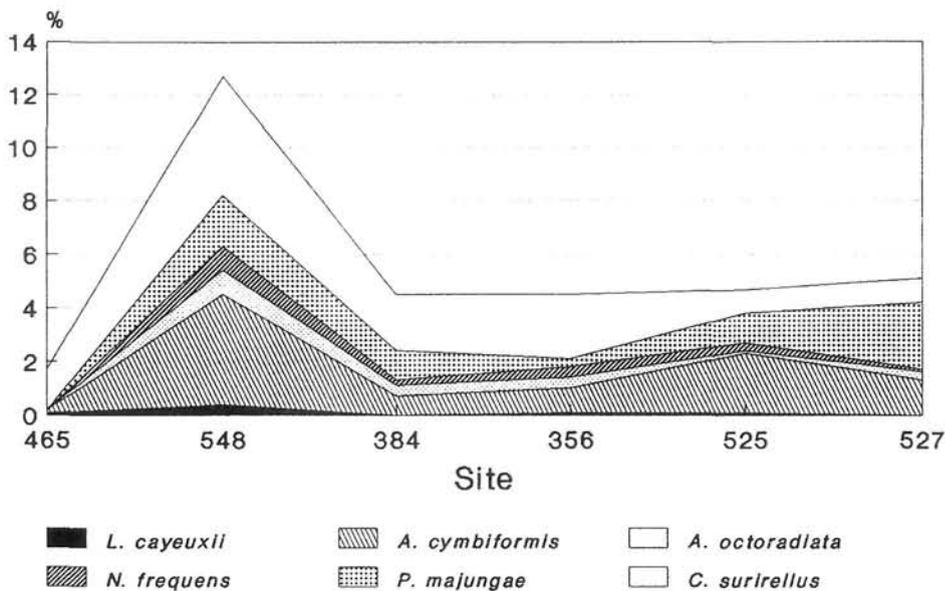


Fig. 10. Relative abundances at the various DSDP sites of species that show greater abundances at the shallow and cool-water Site 548A (Atlantic). Means and ranges of the different species are presented in Table 3.

	Site 465A	Site 548A	Site 384	Site 356	Site 525A	Site 527
<b>Species indicative of the Walvis Ridge sites</b>						
<b>Transitional assemblage</b>						
<i>M. decussata</i>	6.7 (4.6-8.7)	6.7 (5.5-7.4)	4.1 (3.9-4.3)	10.3 (8.7-11.8)	45.5 (35.0-51.4)	34.7 (26.0-41.8)
<i>M. murus</i>	2.6 (2.2-3.4)	1.3 (0.9-1.8)	1.3 (1.2-1.4)	1.5 (1.0-1.9)	4.8 (3.9-6.0)	3.0 (2.5-3.8)
<i>C. aceulus</i>	1.7 (1.1-2.0)	1.3 (1.0-2.2)	0.9 (0.6-1.2)	0.9 (0.8-1.0)	1.8 (1.0-2.9)	3.4 (2.2-5.6)
<i>C. kamptneri</i>	0.3 (0.0-0.6)	0.1 (0.0-0.2)	0.1 (0.0-0.2)	0.3 (0.0-0.6)	0.5 (0.0-1.0)	0.4 (0.2-0.6)
<i>L. quadratus</i>	1.5 (1.0-2.0)	2.8 (2.5-3.3)	2.8 (2.6-2.9)	3.7 (2.3-5.2)	4.6 (3.1-5.5)	4.1 (3.3-4.8)
<i>P. majungae</i>	0.0 (0.0-0.0)	1.9 (0.8-2.9)	1.1 (0.8-1.4)	0.3 (0.0-0.4)	1.1 (0.6-1.6)	2.5 (0.4-4.7)
<b>Low-latitude Tethyan subassemblage (Pacific)</b>						
<i>C. serratus</i>	2.1 (1.3-2.8)	0.1 (0.0-0.4)	0.8 (0.4-1.2)	0.6 (0.2-1.2)	0.1 (0.0-0.4)	0.6 (0.2-1.0)
<i>M. pemmatoidea</i>	1.7 (0.8-2.3)	0.4 (0.0-0.9)	0.3 (0.2-0.4)	0.3 (0.0-0.6)	0.1 (0.0-0.4)	0.1 (0.0-0.4)
<i>L. armilla</i>	2.2 (1.4-3.4)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)
<i>W. barnesae</i>	41.0 (33.3-46.2)	17.6 (11.8-22.9)	17.2 (16.6-17.7)	9.9 (8.0-11.4)	7.9 (6.8-10.0)	8.8 (6.7-10.9)
<b>Warm-water Tethyan subassemblage (Atlantic)</b>						
<i>D. ignotus</i>	0.0 (0.0-0.2)	0.6 (0.0-1.2)	0.6 (0.4-0.8)	2.2 (1.0-3.7)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)
<i>C. exiguum</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.1 (0.0-0.2)	0.3 (0.2-0.4)	0.6 (0.2-1.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)
<i>Z. erectus</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	1.7 (1.6-1.9)	2.7 (1.7-4.2)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)
<i>M. undosus</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	1.0 (0.6-1.3)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)
<i>Z. crux</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	1.8 (0.8-2.9)	2.1 (1.7-2.3)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)
<i>R. asper</i>	0.0 (0.0-0.2)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.5 (0.0-1.1)	0.1 (0.0-0.2)	0.1 (0.0-0.4)
<i>R. angustus</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.1 (0.0-0.4)	0.4 (0.2-0.6)	1.7 (1.0-2.5)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.2)
<i>R. reniformes</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.0)	0.4 (0.4-0.4)	0.4 (0.0-0.1)	0.0 (0.0-0.0)	0.2 (0.0-0.6)
<i>R. splendens</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.2)	0.8 (0.6-1.0)	0.3 (0.0-0.8)	0.1 (0.0-0.4)	0.1 (0.0-0.2)
<b>Shallow and cool Tethyan subassemblage (Atlantic)</b>						
<i>L. cayeuxii</i>	0.1 (0.0-0.4)	0.4 (0.0-1.1)	0.0 (0.0-0.0)	0.1 (0.0-0.2)	0.1 (0.0-0.2)	0.0 (0.0-0.0)
<i>A. cymbiformis</i>	0.1 (0.0-0.4)	4.1 (3.3-7.6)	0.7 (0.6-0.8)	0.9 (0.4-1.5)	2.2 (1.6-3.5)	1.3 (0.6-2.5)
<i>A. octoradiata</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.9 (0.2-1.9)	0.4 (0.4-0.4)	0.4 (0.2-0.6)	0.1 (0.0-0.2)	0.3 (0.0-0.6)
<i>C. surrellus</i>	1.5 (1.1-2.0)	4.5 (3.8-5.7)	2.1 (2.1-2.2)	2.4 (0.8-3.8)	0.9 (0.4-1.2)	0.9 (0.4-2.1)
<i>N. frequens</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.9 (0.4-1.1)	0.2 (0.2-0.2)	0.4 (0.2-0.6)	0.3 (0.0-0.9)	0.1 (0.0-0.2)
<i>P. majungae</i>	0.0 (0.0-0.0)	1.9 (0.8-2.9)	1.1 (0.8-1.4)	0.3 (0.0-0.4)	1.1 (0.6-1.6)	2.5 (0.4-4.7)

Table 3. Means and ranges (within parentheses) of relative abundances of different species. Four different species assemblages could be distinguished (see for explanation).

	Site 465A	Site 548A	Site 384	Site 356	Site 525A	Site 527
Species without biogeographic preference						
<i>C. crenulatis</i>	1.7 (0.6-4.0)	1.5 (0.7-2.0)	4.3 (4.0-4.5)	1.2 (0.4-2.5)	0.7 (0.4-1.1)	1.4 (0.4-2.3)
<i>A. regularis</i>	2.4 (2.2-2.8)	1.1 (0.6-2.0)	1.9 (1.4-2.5)	2.7 (1.9-3.3)	2.2 (1.4-3.4)	4.3 (1.0-6.9)
<i>Thoracosph. sp.</i>	0.0 (0.0-0.2)	0.0 (0.0-0.0)	1.8 (1.4-2.2)	0.1 (0.0-0.2)	0.0 (0.0-0.0)	0.0 (0.0-0.2)
<i>R. minutum</i>	0.5 (0.2-1.0)	0.4 (0.0-0.9)	1.5 (0.8-2.3)	1.4 (0.4-2.5)	0.2 (0.0-0.5)	0.8 (0.2-1.5)
<i>P. cretacea</i>	9.4 (7.6-12.0)	15.8 (12.5-18.6)	13.2 (13.0-13.4)	11.7 (8.9-13.1)	7.2 (5.9-8.8)	9.6 (7.9-13.3)
<i>P. spinosa</i>	0.3 (0.0-0.6)	2.8 (2.2-4.1)	1.8 (1.4-2.2)	4.1 (2.9-5.3)	0.9 (0.4-1.6)	1.1 (0.6-1.7)
<i>P. stoveri</i>	3.6 (2.1-5.5)	11.9 (7.6-15.2)	12.3 (10.9-13.8)	4.7 (4.2-5.2)	4.2 (2.1-6.4)	6.0 (5.3-8.1)
<i>G. obliquum</i>	0.0 (0.0-0.0)	0.3 (0.0-0.9)	1.2 (1.0-1.4)	0.5 (0.2-0.8)	0.0 (0.0-0.2)	0.2 (0.0-0.4)
<i>L. caroliensis</i>	0.0 (0.0-0.2)	0.2 (0.0-0.4)	0.2 (0.0-0.4)	0.5 (0.2-0.6)	0.2 (0.0-0.4)	0.5 (0.0-1.0)
<i>L. prequadratus</i>	0.2 (0.0-0.4)	0.2 (0.0-0.4)	0.4 (0.4-0.4)	0.7 (0.4-1.1)	0.5 (0.0-1.0)	0.5 (0.2-0.9)
<i>C. madagask.</i>	0.1 (0.0-0.4)	1.4 (0.6-2.5)	0.4 (0.2-0.6)	2.6 (1.9-3.2)	0.2 (0.0-0.5)	0.7 (0.2-1.5)
<i>M. pleniporus</i>	0.0 (0.0-1.2)	0.9 (0.2-1.5)	0.7 (0.6-0.8)	1.4 (0.6-1.7)	0.1 (0.0-0.4)	0.3 (0.0-0.8)
<i>E. paralellus</i>	0.1 (0.0-0.4)	0.8 (0.2-1.4)	1.0 (0.6-1.4)	1.0 (0.4-2.1)	0.1 (0.0-0.2)	0.1 (0.0-0.2)
<i>E. turriseifellii</i>	1.3 (1.0-2.2)	2.4 (1.1-3.9)	2.7 (2.2-3.1)	2.1 (1.7-2.5)	1.5 (0.2-2.9)	1.7 (1.0-2.5)
<i>M. attenatus</i>	0.4 (0.2-0.6)	0.5 (0.0-0.9)	0.3 (0.2-0.4)	1.0 (0.6-1.2)	0.6 (0.0-1.4)	1.1 (0.8-1.7)
<i>Z. minimus</i>	2.0 (1.6-2.2)	0.4 (0.0-1.0)	1.8 (1.2-2.4)	1.9 (1.4-2.7)	0.4 (0.0-1.0)	0.7 (0.2-1.7)
<i>C. ehrenbergii</i>	6.5 (5.5-7.3)	3.8 (2.3-5.9)	3.4 (3.3-3.4)	3.5 (2.5-4.4)	4.0 (2.9-5.0)	3.0 (1.8-4.4)
<i>C. fessus</i>	1.5 (1.1-2.0)	2.8 (1.0-3.7)	3.8 (3.3-4.3)	1.8 (1.5-2.3)	0.5 (0.0-1.0)	1.3 (0.6-2.6)
<i>Z. spiralis</i>	1.9 (1.6-2.2)	3.9 (2.4-4.9)	2.7 (2.1-3.4)	3.8 (1.9-5.4)	0.9 (0.4-1.6)	1.0 (0.4-1.6)
<i>C. gallica</i>	1.7 (0.8-2.7)	1.1 (0.4-2.3)	1.2 (1.0-1.4)	0.8 (0.4-1.5)	1.9 (1.0-2.9)	1.0 (0.4-2.4)
Rest of flora	4.1 (2.8-5.8)	4.1 (2.7-4.4)	4.9 (4.7-5.1)	8.9 (6.5-11.2)	3.3 (1.2-5.3)	4.3 (2.2-6.9)

Table 3. (cont.)

planktonic foraminiferal tests has been employed as an index of calcite dissolution (for example, ARRHENIUS, 1952; BERGER, 1970; MALMGREN, 1983, 1987). For interpretations of dissolution effects a combination of the degree of fragmentation and benthonic foraminiferal abundance was used by MALMGREN (1991). Dissolution was moderate (percentage of fragments 10-40% and percentage of benthonic foraminifera <10%) at all sites (Fig. 11).

The result of this study suggests that the dominant controlling force of the biogeographic patterns at the investigated sites is the extension of the Tethyan Realm and the circulation patterns in this realm (Fig. 2).

The second correspondence axis documents a floral difference between Site 465A and the other Tethyan sites (Figs. 2 and 3). This may be due to the location of Site 465A in a more open-ocean environment, or a distinct difference in paleoceanographic conditions in the Pacific and the Atlantic at this time, resulting from a difference in circulation patterns within oceans.

The third axis orders the sites along a temperature gradient (Fig. 3). Stable isotope temperature estimates show that Site 356 was the warmest and Site 548A the coolest of the investigated sites during the end of the Cretaceous (Table 4). This axis distinguishes Site 548A which cluster to the extreme from Site 356; this is due to the cool and shallow environment at Site 548A (200-500 m; GRACIANSKY *et al.*, 1985) in the terminal Cretaceous.

Comparisons with other investigations of ecologic or biogeographic patterns in Late Cretaceous calcareous nannofossils are difficult because earlier studies were either not quantitative or based on broad time-slices comprising several million years. THIERSTEIN'S (1976; 1981) studies of biogeographic patterns in calcareous nannofossils during the last 15 m.y. of the Cretaceous and the study by PERCH-NIELSEN (1979) may, however, be used for comparisons with the distributional patterns found here. Table 5 compares the results of previous biogeographic studies with those obtained here.

According to THIERSTEIN (1981) the abundance of *Micula decussata* (syn. *M. staurophora*) is highest at middle latitudes, but its distribution is to some degree controlled by differences in preservation. However, the great abundances of this species in only highly dissolved samples have later been questioned, since many well preserved sections contain great abundances of this species (ESHET *et al.*, 1992).

*Micula murus*, *C. aculeus*, *C. kamptneri*, and *L. quadratus* are more abundant at the Transitional sites (525A and 527). Previous studies state that *M. murus*, *C. aculeus*, and *L. quadratus* are somewhat more abundant at middle latitudes than low latitudes (THIERSTEIN, 1976), and this inference is in agreement with the

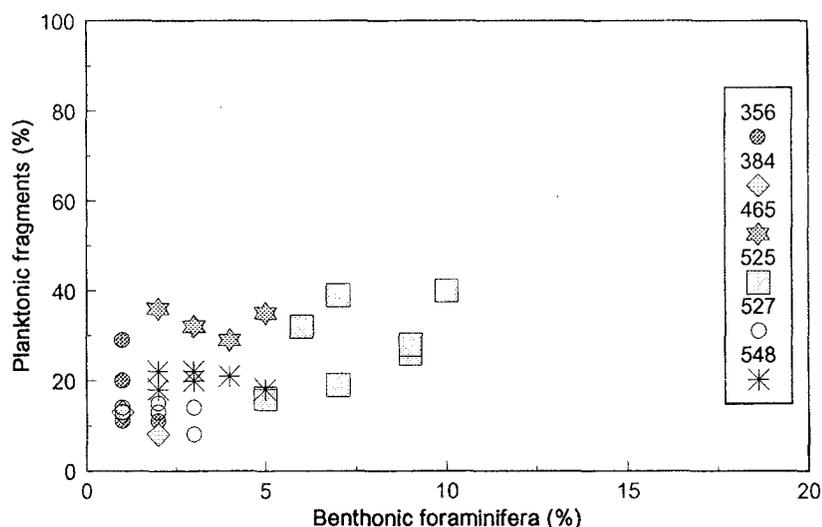


Fig. 11. Relationship between relative abundance of fragments of planktonic foraminifera (in relation to whole and fragmented test) and relative abundance of benthonic foraminifera (in relation to total foraminiferal content) at the various sites (after MALMGREN, 1991).

present study. *Prediscosphaera majungae* is almost equally abundant at Site 527 and Site 548A and appears to be a cool-water species.

*Watznaueria barnesae* was most abundant at the low-latitude (Pacific) Site 465A. The preference for a low-latitude open-ocean environment is shared by *C. serratus*, *L. armilla*, and *M. pemmatoidea*. This preference was also noted for *W. barnesae* and *C. serratus* by THIERSTEIN (1981).

The warm Atlantic Site 356 showed enhanced abundances of several species although their abundances were low: *D. ignotus*, *C. exiguum*, *Z. erectus*, *Z. crux*, *M. undosus*, *R. asper*, *R. angustus*, *R. reniformes*, and *R. splendens*. *Microrhabdulus undosus* was only encountered at Site 356 and may require very warm waters.

*Nephrolithus frequens* showed the highest relative abundance at the coolest site (548A); this preference for cool water masses is well known, since this species is a biostratigraphic marker at high latitudes. This species may also prefer a shallow environment. *Ahmullerella octoradiata* is more common at Site 548A than at the other sites, and is generally more abundant at high latitudes (THIERSTEIN, 1981). Some of the other species encountered at Site 548A have been considered to be more abundant at high-latitude, marginal seas, namely, *A. cymbiformis* and *L. cayeuxii* (THIERSTEIN, 1976, 1981; PERCH-NIELSEN, 1979). *Cretarhabdus surirellus* was most abundant at the coolest Site 548A; the second greatest abundance of this species is encountered at the warmest Site 356. This observation is somewhat peculiar, and there might be an unknown factor controlling the distribution of this

Site	Paleodepths (m)	Paleolatitudes	Paleotemperatures (°C)
356	1000 (2)	23°S (1)	19-21 (9)
384	3000 (3)	29°N (1)	15-16 (9)
465A	1500 (4)	16°N (1,5)	16-18 (8)
525A	1100 (6)	36°S (1)	13-14 (10)
527	2700 (6)	36°S (1)	12-13 (10)
548A	200-500 (7)	37°N (1)	10-12 (11)

References: (1) ZACHOS & ARTHUR [1986], (2) PERCH-NIELSEN *et al.* [1977], (3) THIERSTEIN & OKADA [1979], (4) BOERSMA [1981], (5) VALLIER *et al.* [1981], (6) MOORE *et al.* [1984c], (7) GRACIANSKY *et al.* [1985], (8) BOERSMA & SCHACKLETON [1981], (9) BOERSMA *et al.* [1979], (10) SCHACKLETON *et al.* [1984b], (11) POAG *et al.* [1985].

Table 4. Estimates of paleodepths, paleolatitudes, and paleotemperatures for the different sites at about the time of the K-T boundary.

species. THIERSTEIN (1981) found a slight preference among low-and middle-latitude sites for *C. surirellus*, but it also showed abundance peaks at higher latitudes.

Several species showed no clear biogeographic patterns and were about equally abundant at the different sites. No clear biogeographic variation was found for *P. cretacea*, *M. pleniporus*, *C. ehrenbergii*, and *Z. spiralis* by THIERSTEIN (1981). *Prediscosphaera spinosa* showed some preferences for high latitudes in THIERSTEIN'S study (1981). *GARTNERAGO obliquum* and *E. turriseiffelii* also showed preferences for high latitudes, although they showed some peculiarities in distribution, which according to THIERSTEIN (1981), were either referable to high salinity or high productivity.

This study	Previous studies
Species indicative of the Walvis Ridge sites	
Transitional assemblage	
<i>M. decussata</i>	Middle latitudes (peculiar pattern)
<i>M. murus</i>	Middle (and low) latitudes
<i>C. aculeus</i>	Middle latitudes
<i>C. kauptneri</i>	---
<i>L. quadratus</i>	Middle latitudes
<i>P. majungae</i>	---
Low-latitude Tethyan subassemblage (Pacific)	
<i>C. serratus</i>	Low latitudes, open ocean
<i>M. pemmatoidea</i>	---
<i>L. armilla</i>	---
<i>W. barnesae</i>	Low latitudes, open ocean
Warm-water Tethyan subassemblage (Atlantic)	
<i>D. ignotus</i>	---
<i>C. exiguum</i>	---
<i>Z. erectus</i>	---
<i>M. undosus</i>	---
<i>Z. crux</i>	---
<i>R. asper</i>	---
<i>R. angustus</i>	---
<i>R. reniformes</i>	---
<i>R. splendens</i>	---
Shallow and cool Tethyan subassemblage (Atlantic)	
<i>L. cayeuxii</i>	High latitudes, marginal seas
<i>A. cymbiformis</i>	High latitudes, marginal seas
<i>A. octoradiata</i>	High latitudes
<i>C. surirellus</i>	Low-middle latitudes (peculiar pattern)
<i>N. frequens</i>	High latitudes
<i>P. majungae</i>	---

Table 5. Comparison of ecologic and biogeographic patterns of different calcareous nannoplankton species covered in this study to previous studies (THIERSTEIN, 1976, 1981; PERCH-NIELSEN, 1979).

## ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank Dr. Joen Widmark, University of Uppsala, Sweden for valuable help and advice. Thanks also to Dr. José-Abel Flores, University of Salamanca, for reviewing this article. Deep-sea samples were generously supplied by the Ocean Drilling Program (ODP). This study was supported by grants from the Swedish Natural Science Research Council, Th. Nordström and Hierta-Retzius' Foundations, through the Swedish Royal Academy of Sciences.

## APPENDIX

Calcareous nannofossil species discussed in this paper in alphabetical order of their genus epithets. References to original descriptions are listed in the reference list. Further discussions and illustrations of the different taxa can be found in VERBEEK (1977) and PERCH-NIELSEN (1985).

- Ahmuellerella octoradiata* (GORKA 1957) REINHARDT 1964.  
*Ahmuellerella regularis* (GORKA 1957) VERBEEK 1977.  
*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA 1959.  
*Ceratolithoides aculeus* (STRADNER 1961) SISSINGH 1977.  
*Ceratolithoides kamptneri* BRAMLETTE & MARTINI 1964.  
*Chiastozygus fessus* (STOVER 1966) SHAFIK 1979.

This study	Previous studies
Species without biogeographic preference	
<i>C. crenulatis</i>	---
<i>A. regularis</i>	---
<i>Thoracosph.</i> sp.	---
<i>R. munitus</i>	---
<i>P. cretacea</i>	No pattern
<i>P. spinosa</i>	High latitude
<i>P. stoveri</i>	---
<i>G. obliquum</i>	High latitude (peculiar pattern)
<i>L. carniolensis</i>	---
<i>L. prequadratus</i>	---
<i>C. madagaskariensis</i>	---
<i>M. pleniporus</i>	No pattern
<i>E. paralellus</i>	---
<i>E. turriseiffelii</i>	High latitude (peculiar pattern)
<i>M. attenuatus</i>	---
<i>Z. minimus</i>	---
<i>C. ehrenbergii</i>	No pattern
<i>C. fessus</i>	---
<i>Z. spiralis</i>	No pattern
<i>C. gallica</i>	---

Table 5. (cont.)

- Corollithion exiguum* STRADNER 1961.  
*Corollithion madagaskariensis* PERCH-NIELSEN 1973.  
*Cretarhabdus crenulatis* BRAMLETTE & MARTINI 1964.  
*Cretarhabdus surirellus* (DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1970.  
*Cribracorona gallica* (STRADNER 1963) PERCH-NIELSEN 1973.  
*Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKAHANGELSKY 1912) DEFLANDRE 1952.  
*Cylindralithus serratus* BRAMLETTE & MARTINI 1964.  
*Discorhabdus ignotus* (GORKA 1957) PERCH-NIELSEN 1973.  
*Eiffelithus parallelus* PERCH-NIELSEN 1973.  
*Eiffelithus turriseiffelii* (DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965.  
*Gartnerago obliquum* (STRADNER 1963) REINHARDT 1970.  
*Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE 1963.  
*Lithraphidites prequadratus* ROTH 1978.  
*Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI 1964.  
*Loxolithus armilla* (BLACK & BARNES 1959) NOEL 1965.  
*Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE 1959.  
*Manivitella pemmatoidea* (MANIVIT 1965) THIERSTEIN 1971.  
*Microrhabdulus attenuatus* BRAMLETTE & MARTINI 1964.  
*Microrhabdulus undosus* PERCH-NIELSEN 1973.  
*Micula decussata* VEKSHINA 1959.  
*Micula murus* (MARTINI 1961) BUKRY 1973.  
*Misceomarginatus pleniporus* WISE & WIND 1977.  
*Nephrolithus frequens* GORKA 1957.  
*Prediscosphaera cretacea* (ARKAHANGELSKY 1912) GARTNER 1968.  
*Prediscosphaera majungae* PERCH-NIELSEN 1973.  
*Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI 1964) GARTNER 1968.  
*Prediscosphaera stoveri* (PERCH-NIELSEN 1968) SHAFIK & STRADNER 1971.  
*Rhagodiscus angustus* (STRADNER 1963) REINHARDT 1971.  
*Rhagodiscus asper* (STRADNER 1963) REINHARDT 1967.  
*Rhagodiscus splendens* (DEFLANDRE 1953) VERBEEK 1977.  
*Rhagodiscus reniformes* PERCH-NIELSEN 1973.  
*Rotelappilus munitus* (PERCH-NIELSEN 1973) PERCH-NIELSEN 1984.  
*Thoracosphaera* sp. KAMPTNER 1927.  
*Watznaueria barnesae* (BLACK & BARNES 1959) PERCH-NIELSEN 1968.  
*Zygodiscus crux* (DEFLANDRE & FERT 1954) BRAMLETTE & SULLIVAN 1961.  
*Zygodiscus erectus* (DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965.  
*Zygodiscus minimus* BUKRY 1969.  
*Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI 1964.

## BIBLIOGRAPHY

- ARKAHANGELSKY, A.D. (1912): Upper Cretaceous deposits of east European Russia. *Mat. Geol. Russ.*, 25: 1-631.
- ARRHENIUS, G. (1952): Sediment cores from the East Pacific. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948*, 5: 1-227.
- BENZÉCRI, J.P. (1973): L'Analyse des Données. 2. *L'Analyse des Correspondances*: Dunod, Paris, 619 pp.

- BERGER, W.H. (1970): Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Mar. Geol.*, 8: 11-138.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V. & FLYNN, J.J. (1985): Paleogene geochronology and chronostratigraphy. *Geol. Soc. London, Mem.*, 10: 140-195.
- BLACK, M. & BARNES, B. (1959): The structure of coccoliths from the English Chalk. *Geol. Mag.*, 96: 321-328.
- BOERSMA, A. (1981): Cretaceous and early Tertiary foraminifers from Deep Sea Drilling Project Leg 62 sites in the central Pacific. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 62: 377-396.
- BOERSMA, A., SHACKLETON, N.J., HALL, M. & GIVEN, Q. (1979): Carbon and oxygen isotope records at DSDP Site 384 (North Atlantic) and some Paleocene paleotemperatures and carbon isotope variations in the Atlantic ocean. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 43: 695-717.
- BOERSMA, A. & SHACKLETON, N.J. (1981): Oxygen-and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, central Pacific, Deep Sea Drilling Project Sites 463 and 465. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 62: 511-526.
- BRAMLETTE, M.N. & MARTINI, E. (1964): The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleontology*, 10: 291-322.
- BRAMLETTE, M.N. & SULLIVAN, F.R. (1961): Coccolithophorides and related nannoplankton of the early Tertiary in California. *Micropaleontology*, 7: 129-188.
- BUKRY, D. (1969): Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.*, 51: 1-79.
- BUKRY, D. (1973): Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 16: 653-711.
- CHAVE, A.D. (1984): Lower Paleocene-Upper Cretaceous magnetostratigraphy, Sites 525, 527, 528 and 529, Deep Sea Drilling Project. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 74: 525-531.
- DEFLANDRE, G. (1952): Classe des Coccolithophoridés. *Tr. Paléontol.*, 1: 107-115.
- DEFLANDRE, G. (1953): Hétérogénéité intrinsèque et pluralité des éléments dans les coccolithes actuels et fossiles. *C. R. Seances Acad. Sci. Paris*, 237: 1785-1787.
- DEFLANDRE, G. (1959): Sur les nanfossiles calcaires et leur systématique. *Rev. Micropalontolo.*, 2: 127-152.
- DEFLANDRE, G. (1963): Sur les Microrhabdulidés, famille nouvelle de nanfossiles calcaires. *C. R. Seances Acad. Sci. Paris*, 256: 3484-3486.
- Deflandre, G. & FERT, C. (1954): Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. *Ann. de paléont.*, 40: 115-170.
- ESHET, Y., MOSHKOVITZ, S., HABIB, D., BENJAMINI, C. & MAGARITZ, M. (1992): Calcareous nanofossil and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary at Hor Hahar, Israel. *Mar. Micropalontol.*, 18: 199-228.
- GARTNER, S. (1968): Coccoliths and related calcareous nanofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.*, 48: 1-56.

- GORKA, H. (1957): Les coccolithophorides du Maestrichtien superieur de Pologne. *Acta paleontol. Pol.*, 2: 235-284.
- GRACIANSKY, P.C. de, *et al.* (1985): Geologic history of Goban Spur, northwest Europe continental margin. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 80: 33-122.
- HAQ, B.U. (1980): Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, 26: 414-443.
- HAQ, B.U., PREMOLI-SILVA, I. & LOHMANN, G.P. (1977): Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 82: 3861-3876.
- HENRIKSSON, A.S. (1993): Biochronology of the terminal Cretaceous calcareous nannofossil Zone of *Micula prinsii*. *Cret. Res.*, 14: 59-68.
- HODELL, D.A. & KENNETT, J.P. (1985): Miocene paleoceanography of the South Atlantic Ocean at 22, 16, and 8 Ma. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 163: 317-377.
- KAMPTNER, E. (1927): Beitrag zur Kenntnis adriatischer Coccolithophoriden. *Arch. Protistenk.*, 58: 173-184.
- LARSON, P.A. & OPDYKE, N.D. (1979): Paleomagnetic results from Early Tertiary/Late Cretaceous sediments of Site 384. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 43: 785-793.
- MALMGREN, B.A. (1983): Ranking of dissolution susceptibility of planktonic foraminifera at high latitudes of the South Atlantic ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 8: 183-191.
- MALMGREN, B.A. (1987): Differential dissolution of upper Cretaceous planktonic foraminifera from a temperate region of the South Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 11: 251-271.
- MALMGREN, B.A. (1991): Biogeographic patterns in terminal Cretaceous planktonic foraminifera from Tethyan and Transitional waters. *Mar. Micropaleontol.*, 18: 73-99.
- MALMGREN, B.A., OVIATT, C., GERNER, R. & JEFFRIES, P.H. (1978): Correspondence Analyses: Applications to Biological Oceanographic data. *Eustarine and Coastal Marine Science* 6: 429-437.
- MANIVIT, H. (1965): Nannofossiles calcaires de l'Albo-Aptien. *Rev. Micropaléont.*, 8: 189-201.
- MARTINI, E. (1961): Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. *Senckenberg. Leth.*, 42: 1-41.
- MOORE, T.C. Jr., *et al.* (1984a): Site 525. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 74: 41-160.
- MOORE, T.C. Jr., *et al.* (1984b): Site 527. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 74: 237-306.
- MOORE, T.C. Jr., RABINOWITZ, P.D., BORELLA, P.E., SHACKLETON, N.J. & BOERSMA, A. (1984c): History of the Walvis Ridge. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 74: 873-894.
- NOEL, D. (1965): Sur les coccolithes du Jurassique Européen et d'Afrique du Nord. Essai de Classification des coccolithes fossiles. *C.N.R.S. Paris*, 209 pp.
- PERCH-NIELSEN, K. (1968): Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maestrichtien von Dänemark. *K. Dan. Vidensk. Selsk. Biot. Skr.*, 16: 1-96.
- PERCH-NIELSEN, K. (1973): Neue Coccolithen aus dem Maestrichtien von Dänemark, Madagaskar und Ägypten. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 22: 306-333.

- PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. *IUGS, Series A*, 6: 223-272.
- PERCH-NIELSEN, K. (1984): Validation of new combinations. *INA newsletter*, 6: 42-46.
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. In: *Plankton Stratigraphy* (edited by H. M. BOLLI, J.B.SAUNDERS & K.PERCH-NIELSEN), pp. 329-426, Cambridge University Press, Cambridge.
- PERCH-NIELSEN, K., et al. (1977): Site 356: São Paulo Plateau. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 36: 141-230.
- POAG, C.W., REYNOLDS, L.A., MAZZULLO, J.M. & KIEGWIN, L.D. Jr. (1985): Foraminiferal, lithic, and isotopic changes across four major unconformities at Deep Sea Drilling Project Site 548, Goban Spur. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 80: 539-555.
- REINHARDT, P. (1964): Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. *Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin*, 6: 749-759.
- REINHARDT, P. (1965): Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). *Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin*, 7: 30-40.
- REINHARDT, P. (1967): Fossile Coccolithen mit rhagoidem Zentralfeld (Fam. Ahmuellerellacea, subord. Coccolithineae). *Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Monatsh.*, 1967: 163-178.
- REINHARDT, P. (1970): Synopsis der Gattungen und Arten der Mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien. Teil. II. *Freiberger Forschungsh.*, C265: 43-110.
- REINHARDT, P. (1971): Synopsis der Gattungen und Arten der Mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien. Teil III. *Freiberger Forschungsh.*, C267: 19-41.
- ROTH, P.H. (1978): Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 44: 731-759.
- ROTH, P.H. & BOWDLER, J.L. (1981): Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. In: *The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress* (edited by J. E. WARME, et al.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineralog., Spec. Publ.*, 32: 517-546.
- ROTH, P.H. & KRUMBACH, K.R. (1986): Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian Oceans: Implications for Paleooceanography. *Mar. Micropaleontol.*, 10: 235-266.
- SHACKLETON, N.J. et al. (1984a): Accumulation rates in Leg 74 sediments. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 74: 621-644.
- SHACKLETON, N.J., HALL, M.A. & BOERSMA, A. (1984b): Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 74: 599-612.
- SHAFIK, S. (1979): Validation of *Chiastozygus fessus* and *Reinhardtites biperforatus*. *INA Newsletter* 1: C5.
- SHAFIK, S. & STRADNER, H. (1971): Nannofossils from the Eastern Desert, Egypt, with reference to Maastrichtian nannofossils from the USSR. *Jahrb. geol. Bundesanst. (Wien)*, special vol. 17: 69-104.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. Mijnbouw*, 56: 37-65.

- SLITER, W.V. (1977): Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 36: 519-573.
- STOVER, L.E. (1966): Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands. *Micropaleontology*, 12: 133-167.
- STRADNER, H. (1961): Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. *Erdoel-Z*, 77: 77-88.
- STRADNER, H. (1963): New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. *Proceedings of the 6th World Petrol. cong. Sect.*, 1 (4): 1-16.
- THIERSTEIN, H.R. (1971): Tentative lower Cretaceous nannoplankton zonation. *Eclog. geol. Helv.*, 64: 459-488.
- THIERSTEIN, H.R. (1976): Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Mar. Micropaleontol.*, 1: 326-362.
- THIERSTEIN, H.R. (1981): Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary. In: *The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress* (edited by J. E. WARME, et al.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineralog., Spec. Publ.*, 32: 355-394.
- THIERSTEIN, H.R. & OKADA, H. (1979): The Cretaceous/Tertiary boundary event in the North Atlantic. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 43: 601-616.
- TOWNSEND, H.A. (1985): The paleomagnetism of sediments acquired from the Goban Spur on Deep Sea Drilling Project Leg 80. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 80: 389-414.
- TUCHOLKE, B.E. et al. (1979): Site 384: The Cretaceous/Tertiary boundary, Aptian reefs and the J-Anomaly Ridge. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 43: 107-154.
- VALLIER, T.L. et al. (1981): Site 465: southern Hess Rise. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 62: 199-282.
- VEKSHINA, V.N. (1959): Coccolithophoridae of the Maastrichtian deposits of the west Siberian lowlands. *SNIGGIMS.*, 2: 56-77.
- VERBEEK, J.W. (1977): Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits in Tunisia, Southern Spain and France. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 16: 1-157.
- WIDMARK, J.G.V. & MALMGREN, B.A. (1992): Biogeography of terminal Cretaceous deep-sea benthic foraminifera from the Atlantic and Pacific Oceans. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 92: 375-405.
- WISE, S.W. Jr, & WIND, F.H. (1977): Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 drilling on the Falkland Plateau, SW Atlantic sector of the Southern Ocean. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 36: 269-491.
- ZACHOS, J.C. & ARTHUR, M.A. (1986): Paleooceanography of the Cretaceous/Tertiary boundary event: inferences from stable isotopic and other data. *Paleoceanography*, 1: 5-26.

## ALGUNAS RESPUESTAS RADIOMÉTRICAS DE LAS FORMACIONES GEOLÓGICAS DEL MACIZO HESPÉRICO

E. SUÁREZ (\*)

J. A. FERNÁNDEZ AMIGOT (\*\*)

M<sup>a</sup>. C. MORO (\*\*\*)

J. BOTAS (\*\*)

SUÁREZ, E., FERNÁNDEZ. AMIGOT, J.A., MORO, M<sup>a</sup>.C. & BOTAS, J. (1997): Algunas respuestas radiométricas de las formaciones geológicas del Macizo Hespérico. [**Some radiometric answers of the geological formations of the Spanish Hercynian Belt.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 41-58. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-05-13) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-06-15) (ÚLTIMA REVISIÓN: 1997-11-20)

**RESUMEN:** Se analiza, en una superficie de 80.000 km<sup>2</sup> del Macizo Hespérico, algunas de las correlaciones entre actividad y geología.

Aproximadamente un 90% de la zona estudiada ha sido cubierta por prospecciones radiométricas aéreas con una red de 1 km de malla usando espectrómetros multicanales para la discriminación de Uranio, Torio y Potasio. Los registros de gammas totales han sido convertidos a microRoentgen/hora a nivel del suelo, utilizando las correlaciones tierra-aire obtenidas por un procedimiento empírico

---

(\*): Consejo de Seguridad Nuclear (CSN). C/. Justo Dorado, 11. 28040 Madrid

(\*\*): Empresa Nacional del Uranio (ENUSA). C/. Santiago Rusiñol, 12. 28040 Madrid

(\*\*\*): Universidad de Salamanca. Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias, Plaza de la Merced s.n. 37008 Salamanca

**Palabras clave: Radiometría, Prospección aérea, Formaciones geológicas, Macizo Hespérico, España.**

**ABSTRACT:** The purpose of this work is to analyze in a surface of about 80.000 km<sup>2</sup> of the Spanish Hercynian Belt some of the existing correlations between activity and geology.

Approximately a 90% of the studied zone has been covered by radiometric airborne surveys with a grid of 1km using multichannel spectrometers for the Uranium, Thorium and Potassium discrimination. The total gamma accounts records have been translated to microRoentgen/hour at the soil level, using the air-land correlations obtained by empirical procedures.

**Key words: Radiometrie, Airborne surveys, Geological Formations, Spanish Hercynian Belt, Spain.**

## 1. INTRODUCCIÓN

En diciembre de 1991, el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) y la Empresa Nacional del Uranio S.A. (ENUSA) suscribieron un convenio para desarrollar en dos fases el Proyecto MARNA. De estas dos fases la primera finalizó con éxito en diciembre de 1995.

El objetivo final de la primera fase del Proyecto MARNA era la elaboración del Mapa de Radiación Gamma Natural de España a la escala 1:1.000.000.

Previamente se realizarían cuatro mapas pilotos a escala 1:50.000 de cuatro zonas radiométricas de especial interés (hojas nº 475, Lumbrales; nº 500, Villar del Ciervo; nº 525, Ciudad Rodrigo y nº 623, Malpartida de Plasencia). También se realizaría a la escala 1:200.000 el Atlas Radiométrico de dos Comunidades Autónomas sobre las que existiese buena cobertura radiométrica. Las comunidades elegidas fueron la de Extremadura y Castilla-León, que totalizan una superficie de 130.000 km<sup>2</sup>. Los datos radiométricos extraídos más los generados aplicables a dicha superficie ascendieron a 120.000.

Para el desarrollo del Proyecto se utilizarían los datos radiométricos generados en los treinta años de existencia del antiguo Plan Nacional de Exploración e Investigación del Uranio (PNEIU), consistentes fundamentalmente en prospecciones aéreas a malla kilométrica, prospecciones autoportadas, prospecciones a pie y los datos generados dentro del Proyecto MARNA.

Las medidas aéreas son en unos casos de radiación gamma total y en otros medidas espectrométricas. Las medidas de radiación total son las primeras medidas aéreas que se obtuvieron a partir de 1968 y concluyeron en 1975. Para su obtención

se emplearon detectores de contaje total que cubrían la banda de energía gamma comprendida entre 0.4 y 2.7 MeV. Los vuelos se realizaban a altura inferior a 120 m y los registros se obtuvieron en banda continua y se corrigieron por altura de vuelo para reducirlos a un altura patrón de 70 m. Se trata de itinerarios realizados según líneas de vuelo separadas entre 600 y 1000 m que cubrieron una superficie de unos 200.000 km<sup>2</sup>. Las medidas están en cuentas/segundo referidas a equipos específicos, de los que se conservan sus características. Los equipos utilizados fueron los SPAT-2 y SPAT-3 de Saphimo SRAT. Existen mapas elaborados de cuentas totales y las medidas están corregidas por altura de vuelo.

Las medidas espectrométricas se obtuvieron a partir de 1979. Para su obtención se utilizaron espectrómetros multicanales de 256 y de 512 canales que cubrían la banda de radiación gamma de energía comprendida entre 0.4 y 2.7 MeV. Se obtuvieron medidas de radiación total representadas en cuentas/segundo: potasio equivalente (en % de potasio), torio equivalente (ppm de torio) y uranio equivalente (ppm de uranio). Las medidas están corregidas y normalizadas por altura de vuelo, fondo del sistema, radiación cósmica y contribución intercanal (dispersión por efecto Compton). Existen los correspondientes mapas a escala 1:50.000 de distribución de cada uno de los elementos.

Además de estas medidas existen las correspondientes a prospecciones radiométricas autoportadas en las que los equipos de medida estaban instalados en vehículos todo terreno que realizaban medidas en los caminos practicables, obteniendo un registro continuo de medidas en diferentes tipos de cuentas/segundo o bien en  $\mu\text{R/h}$ . También se dispone de información detallada de las características de los equipos utilizados en las mediciones.

Las medidas terrestres cubrían la banda de energía gamma comprendida entre 0.4 y 2.7 MeV, que es la que se utiliza habitualmente para medir radionúclidos naturales.

Las prospecciones a pie regionales se realizaron a mallas comprendidas entre 200 y 1000 m y las de detalle a mallas comprendidas entre los 200 m y los 5 m y en algunos casos menores.

Este impresionante banco de datos, que ha sido reducido a unidades físicas (microRoentgen/hora,  $\mu\text{R/h}$ ), ha permitido realizar importantes controles de calidad en las tecnologías de extracción de datos y de elaboración de mapas a diversas escalas y ha sido completado por el banco de datos generado por ENUSA y el grupo de investigación dirigido por la Profesora MORO BENITO de la Universidad de Salamanca.

Así, durante los años 1992 a 1994 dicho equipo realizó un trabajo fundamental para la ejecución del Proyecto MARNA, tanto en la extracción y control de calidad de datos de 700 hojas 1:50.000, como en la generación de datos geológicos y radiométricos de la Comunidad Autónoma de Castilla-León (campañas autorportadas y a pie).

La segunda fase, iniciada en enero de 1996, tiene por objeto completar el Atlas Radiométrico Nacional a escala 1:200.000, con calidad similar a la conseguida en Extremadura y Castilla-León, y perfeccionar el mapa 1:1.000.000.

El Proyecto MARNA, dentro de su carácter pluridisciplinal, asigna una prioridad a las correlaciones entre geología y radiometría, que por otra parte se resaltan de forma espectacular con un manejo adecuado de los datos radiométricos.

En esta publicación se exponen las características y resultados más relevantes de las correlaciones entre geología y radiometría en el Macizo Hespérico a escalas nacional, regional y provincial.

## 2. LOS ELEMENTOS RADIATIVOS NATURALES.

La radiación gamma emitida por las rocas se debe fundamentalmente a la presencia de potasio, torio y uranio. Existen también otros elementos radiactivos naturales como el rubidio 87, samario 148 y lutecio 171, pero se encuentran en tan pequeña proporción que su contribución a la radiación gamma total es despreciable. Los picos de energía significativos del espectro gamma que se emplean en la medida de radioelementos naturales son: 1,46 MeV. correspondiente al potasio 40, que se utiliza para determinar el contenido en potasio natural, los de 1,12 y 1,76 MeV. correspondientes al bismuto 214, descendiente del uranio natural, que se utilizan para estimar el contenido en uranio y el de 2,62 MeV., correspondiente al talio 208, descendiente del torio natural, que se emplea para determinar el contenido en torio natural.

En la Tabla I se muestran los contenidos medios y el rango de variación del potasio, torio y uranio en rocas ígneas y sedimentarias (ver Tabla I).

El agua del mar tiene un contenido medio en uranio de 0,002 ppm, las aguas subterráneas 0,0002 ppm y el petróleo 0,1 ppm.

El potasio químico contiene un 0.0119 % de potasio 40 (ADAMS *et al.*, 1959).

En cuanto a la contribución media terrestre de cada uno de ellos a la radiación gamma natural, un 45% proviene del potasio, un 45% de torio y el 10% restante del uranio natural.

Una concentración de 1% de potasio produce una tasa de exposición de 1.505  $\mu\text{R/h}$ , mientras que 1 ppm de torio daría lugar a 0.310  $\mu\text{R/h}$  y 1 ppm de uranio a 0.625  $\mu\text{R/h}$ .

El contenido medio de uranio en las rocas superficiales oscila entre 1 y 3 ppm. Mucho más abundante es el torio, que puede alcanzar concentraciones de 3 y 4 veces superiores a las del uranio (DARNLEY, 1996; BARISIC *et al.*, 1996). Tanto el torio como el uranio se encuentran en su estado tetravalente, pero mientras el ión  $\text{U}^{+4}$  en ambiente oxidante pasa a hexavalente, el torio no cambia de valencia. En

condiciones de oxidación, el uranio hexavalente forma el ión uranilo ( $UO^{2++}$ ) que puede dar origen a numerosos minerales.

Por tanto, se observa que los caminos del uranio y del torio bien pronto se separan, lo cual condicionará inevitablemente el tipo y la forma de yacimientos y el contenido geoquímico de las rocas en estos elementos.

El torio, al ser altamente resistente a la meteorización, se localiza exclusivamente en sus rocas de origen o concentraciones mecánicas de sus minerales durante el transporte, mientras que el uranio, en parte, seguirá su ciclo lixiviado por las aguas hasta encontrar unas condiciones de depósito y otra parte podrá permanecer en sus rocas de origen.

Queda patente la problemática que genera la especulación sobre contenidos medios (ppm) de elementos radiactivos en las rocas, así como algunos de los razonamientos que inducen a un sistema empírico de correlaciones radiométricas tierra-aire para la homogeneización de los vuelos radiométricos con unidades físicas.

	Potasio (%)	Torio (ppm)	Uranio (ppm)
<b>Rocas basálticas</b>			
Valor medio	0,8	4	1
Rango	0,2 - 2,0	0,5 - 10,0	0,2 - 4,0
<b>Rocas graníticas</b>			
Valor medio	3	12	3
Rango	2,0 - 6,0	1,0 - 25,0	1,0 - 7,0
<b>Rocas arcillosas</b>			
Valor medio	2,7	12	3,7
Rango	1,6 - 4,2	8,0 - 18,0	1,5 - 5,5
<b>Areniscas</b>			
Valor medio	1,1	1,7	0,5
Rango	0,7 - 3,8	0,7 - 2,0	0,2 - 0,6
<b>Rocas carbonatadas</b>			
Valor medio	0,3	1,7	2,2
Rango	0,0 - 2,0	0,1 - 7,0	0,1 - 9,0

*TABLA I. Contenidos de potasio, torio y uranio en rocas ígneas y sedimentarias.*

### 3. ANÁLISIS DEL FACTOR UNIDAD DE SUPERFICIE - GEOLOGÍA EN SU RELACIÓN CON LA EXTRACCIÓN Y ELABORACIÓN DE DATOS.

Un estudio radiométrico puede ser planteado con objetivos pluridisciplinares. En este trabajo el objetivo es geológico. No obstante, las bases utilizadas son comunes a otros estudios de esta naturaleza (SUÁREZ & AMIGOT, 1993, 1994, 1996). Para una mejor información, vease BOURGEOIS *et al.*, 1959; GUERTMENCHUCK *et al.*, 1996; Milojevic & Strumberger, 1996; SOLEIMANI & YEGANI, 1996; STRZLECKI *et al.*, 1996; VULKAN & SHIRAV, 1996.

Ante cualquier estudio radiométrico, surgen preguntas como las que siguen: ¿cual debe ser el soporte radiométrico (superficie) elegido para representar la zona objeto del trabajo?, ¿con qué precisión se conoce su radiometría?, ¿se puede cuantificar la evaluación radiométrica de la zona estudiada?.

Si se sabe responder a estas preguntas se puede programar y acotar el sistema de extracción de medidas o de toma de muestras radiométricas, reduciéndose el problema a determinar la optimización económica del proyecto para una cuantificación aceptable de los parámetros del mismo, y a determinar, para cada unidad de soporte (superficie), el número de muestras (radiometrías), para conseguir un conocimiento radiométrico con un error predeterminado aceptable.

En geología, la superficie objeto de estudio puede ser muy variable, dependiendo de los objetivos. Se puede ir desde la macrorrepresentación radiométrica de la geología de un país, p.e. con superficie de 500.000 km<sup>2</sup>, como la de España, hasta pretender localizar yacimientos uraníferos de un tamaño predeterminado p.e. 2 km<sup>2</sup> e incluso caracterizar radiométricamente un subpiso, capa guía o accidente geológico, p.e. una falla de características lineales y potencia entre decimétrica y métrica.

Se observa que la variabilidad geológica puede ser muy importante dependiendo de los objetivos de la zona estudiada. En España, p.e., una caliza pontiense horizontal, puede presentarse como afloramiento único sobre decenas e incluso centenas de km<sup>2</sup>, mientras que en unos sedimentos paleozoicos metamorfizados, pueden producirse variaciones petrográficas y radiométricas con una frecuencia de varias veces en pocos ms.

### 4. CORRELACIONES GEOLOGÍA - RADIOMETRÍA A ESCALA PENINSULAR .

El Mapa de Radiación Gamma Natural a escala nacional, siguiendo el Convenio CSN-ENUSA, se ha realizado teniendo en cuenta las siguientes características básicas:

**Densidad: 1 dato radiométrico por cada 35 km<sup>2</sup>.**

**Unidad: microRoentgen/hora (µR/h).**

**Intervalo entre isocurvas de isorradiactividad: 1  $\mu$ R/h.**

**Intervalo radiométrico: > 4  $\mu$ R/h a < 20  $\mu$ R/h.**

En la Tabla II se adjuntan los intervalos radiométricos para 615 muestras radiométricas medidas sobre el terreno.

La lámina I es un croquis geológico peninsular que queda espectacularmente delimitado en el Mapa de Radiación Gamma Natural a escala 1:1.000.000.

En la lámina II se presenta una reducción del Mapa de Radiación Gamma Natural Peninsular con intervalo radiométrico de 1  $\mu$ R/h. En este mapa se pueden apreciar las áreas del Oeste Peninsular a las que posteriormente se hará referencia a escalas regional y local.

La lámina V,1 corresponde a un corte radiométrico a 10  $\mu$ R/h. En ella quedan reflejadas en una primera aproximación todas las macroformaciones indicadas en la Lámina I. Las más importantes son:

- **Falla del Guadalquivir**
- **Macizo Hespérico**
- **Sistema Ibérico**
- **Filábrides y Nevádides**
- **Cubeta de Ciudad Rodrigo**
- **Paleozoicos pirenaicos**
- **Granitos catalanes**

LITOLOGÍA	MÁXIMA	MÍNIMA	MEDIA (m2)	VARIANZA	Nº DE DATOS
<b>Granitos</b>	27	10,2	17,5	11,32	48
<b>Gneises</b>	19,4	11,4	14,9	8,49	6
<b>Arenas</b>	14,4	3,8	7,5	4,42	139
<b>Areniscas</b>	18	8	7,3	10,29	88
<b>Arcillas</b>	21	3,7	9,1	10,99	153
<b>Rañas</b>	17,4	1,9	6,4	6,38	115
<b>Filitas</b>	14	12,6	13,3	0,33	3
<b>Pizarras</b>	19,4	7,6	14,5	10,49	30
<b>Cuarcitas</b>	13,3	5,6	9,5	4,99	30
<b>Grauwackas</b>	14	13,3	13,7	0,12	2
<b>Arcosas</b>	5,4	5,4	5,4	0	1

*TABLA II. Radiometría de algunas unidades litológicas de España ( $\mu$ R/h)*

## 5. CORRELACIONES GEOLOGÍA - RADIOMETRÍA A ESCALA REGIONAL EN EL MACIZO HESPÉRICO.

En la Lámina V,2 se observa un doble corte radiométrico a los niveles 10 y 14  $\mu\text{R/h}$ .

Sin ser exhaustivos, se identifican directamente:

- **Granitos de Vitigudino**
- **Cubeta terciaria de Ciudad Rodrigo**
- **Batolito de Cabeza de Araya**
- **Stock granítico de Trujillo**
- **Metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauwáquico**
- **Cenozoico de Tierra de Barros**
- **Sistema Central**
- **Granitos de La Haba**
- **Batolito de Los Pedroches**

Unidades inferiores a 35 km<sup>2</sup> pueden o no quedar representadas dependiendo del posicionado de la extracción radiométrica y de la densidad de isocurvas.

## 6. CORRELACIONES ENTRE GEOLOGÍA Y RADIOMETRÍA A NIVEL PROVINCIAL.

La provincia de Salamanca y, dentro de ella, la Hoja 1:200.000 n<sup>o</sup> 36, (Vitigudino), se han elegido para seguir la evolución de las correlaciones geología-radiometría en función de la resolución radiométrica.

### *Geología de la Provincia de Salamanca.*

La provincia de Salamanca ocupa una superficie de unos 15.000 km<sup>2</sup>, de los cuales aproximadamente el 40% está ocupado por afloramientos graníticos hercínicos, un 20% por metasedimentos paleozoicos, un 20% por sedimentos terciarios y un 10% por sedimentos pliocuaternarios. (Láminas III y IV).

**Granitos.** Las rocas graníticas de la zona norte tienen una composición química muy variada: granodioritas y cuarzomonzonitas, y presentan pequeños afloramientos de sienitas, microgranitos y los cortejos filonianos típicos de estas rocas intrusivas (Láminas III y IV). Como característica radiométrica general se presentan altos contenidos medios en potasio, torio y uranio. Con estas características geoquímicas, los fondos radiactivos de estos granitos son muy altos; con frecuencia presentan filones radiactivos con minerales de uranio y así mismo

transmiten fuertes gradientes radiactivos a las rocas paleozoicas residuales, en contacto con ellas (Láminas III y IV). También sobre estos granitos, se encuentran sedimentos cuaternarios residuales o terciarios (Lámina III).

Los granitos de la zona sur ocupan menor superficie que los de la zona norte y presentan algunas anomalías uraníferas locales junto a la frontera portuguesa. (Lámina III).

**Paleozoico.** Los metasedimentos paleozoicos de la zona norte están constituidos por los mismos materiales que en la sur. Sin embargo, estos materiales han sufrido, en grandes extensiones, un fuerte metamorfismo de contacto que los ha transformado en cornubianitas andalucíticas y cordieríticas, micacitas, cuarcitas y neises de dos micas. En estos materiales se encuentran abundantes anomalías radiactivas y las más importantes minas de uranio españolas (minas Fe, D, Alameda, Caridad, etc.).

El Paleozoico del bloque sur (Lámina III) es más masivo y está compuesto fundamentalmente por filitas predominantemente arcillosas y cuarzosas, aunque pueden ser sericíticas, grafitosas, etc., grauwas, algún conglomerado y cuarcitas ordovícicas. Localmente también existen algunos metamorfismos de contacto generados por el emplazamiento de los granitos de esta zona, pero con escasa extensión e influencia radiactiva.

**Sedimentos terciarios.** Aprovechando las fracturas tardihercénicas, la removilización alpina configuró, durante el Cretácico y el Paleógeno, la formación de cubetas que fueron rellenándose intermitentemente, siguiendo las pulsaciones de la misma.

De éstas, las posteriores al Oligoceno tuvieron el efecto de uniformizar -- aparentemente-- todas las pequeñas subcuencas paleógenas, fosilizándolas, dejando patentes únicamente las periféricas a la gran cuenca miocénica del Duero.

En la provincia de Salamanca los materiales cenozoicos se reparten, desde el punto de vista general, entre el borde SW de dicha gran cuenca y la más importante de sus apófisis, la cubeta de Ciudad Rodrigo. Ésta presenta las más importantes anomalías radiométricas, y es a ella a la que nos referiremos aquí.

Se extiende en dirección NE-SW con unos 150 km de longitud y 15-20 km de anchura (Lámina III). Topográficamente, esta cubeta va descendiendo desde Salamanca en dirección SE hasta Ciudad Rodrigo y penetra algo en Portugal.

Tanto la cubeta como la parte norte de la misma están penillanurizadas, mientras que al sur de la misma la topografía es abrupta debido al levantamiento del horst tectónico de la Sierra de Gata. En el relleno de la cubeta se identifican abanicos de sedimentación con fuertes cambios laterales de facies. Radiométricamente, los materiales acusan la baja de los contenidos de uranio debido a la lixiviación sufrida por este elemento durante las fases de erosión, transporte y sedimentación, a partir de las rocas madres, acusando también así las

bajas en torio de las filitas arcillosas y arcillas, salvo en la zona suroeste (Lámina IV,1) donde la extensión del lehm granítico y la proximidad de los yacimientos de uranio ha elevado sus fondos radiométricos.

En el norte de la Hoja nº 36 (Vitigudino) (Lámina III,10), se observa un gran accidente morfológico parcialmente oculto por la presa de Almendra sobre el río Tormes. Este pantano presenta su máxima dimensión justo aguas arriba de la presa (más de 50 km<sup>2</sup>) y se continúa con menor anchura durante varias decenas de km.

**Sedimentos cuaternarios.** Las consideraciones previas a la información sobre los sedimentos terciarios de la provincia de Salamanca, sirven también para los cuaternarios, por lo que sólo nos referiremos a los que cubren la parte occidental de la provincia, y, especialmente, a los que se sitúan sobre la cubeta de Ciudad Rodrigo y zócalo ampliamente limítrofe. En el resto las anomalías radiométricas pueden considerarse de escasa relevancia.

Así, al norte del pantano de Almendra (Láminas III,11 y III,12) se pueden observar dos manchas cuaternarias detrítico arcillosas denominadas rañas, con unas superficies de 40 y 60 km<sup>2</sup>. Estos sedimentos poco evolucionados consisten principalmente en cantos gruesos de cuarcitas, arenas cuarzosas mal clasificadas, silts y arcillas con bajo componente radiactivo.

## **7. INTERVALOS RADIOMÉTRICOS DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA.**

Desde el comienzo del Proyecto MARNA, ENUSA y el Grupo de Investigación de la Universidad de Salamanca viene controlando y tabulando las radiometrías de la mayor parte de las formaciones geológicas peninsulares en µR/h. Más de 1300 puntos han sido inventariados y su clasificación y estudio está en fase avanzada de elaboración. En lo referente a las unidades litológicas de la provincia de Salamanca, su comportamiento con respecto a sus homónimas del resto de España es el que se indica en la Tabla III.

Como se puede apreciar, los porcentajes de las diferencias entre radiometrías medias de las Tablas II y III se mantienen dentro de unos límites muy aceptables.

En algunos casos se observa la influencia regional de la provincia metalogénica uranífera (valores máximos de las arcosas del borde SW de la cubeta de Ciudad Rodrigo, gneises y pizarras), mientras que en la cuarcita ordovícica se mantienen bastante bien las constantes, a pesar de la frecuente variación de su contenido en torio.

## 8. ANÁLISIS DE LA RESOLUCIÓN DE PLANOS RADIOMÉTRICOS.

Con las características expuestas anteriormente se ha realizado el mapa radiométrico de la provincia de Salamanca, con una resolución de 1 dato por 1 km<sup>2</sup>, en la Lámina IV,1. El mismo mapa con resolución 1/100 km<sup>2</sup> puede apreciarse en la Lámina IV,2.

Si se comparan ambos mapas con el esquema geológico de la Lámina III, se comprueba que en el primer caso, las macroformaciones geológicas (entidades de más de 100 km<sup>2</sup>) se perfilan muy bien, mientras que en el segundo caso sólo se aprecian aproximadamente los límites de dichas macroformaciones (Cubeta de Ciudad Rodrigo, zona norte de Lumbrales y zona sur de Sierra de Gata).

En las Láminas IV,3 y IV,4 se presenta la Hoja 1:200.000 nº 36 (Vitigudino) con resoluciones de 1/9 y 1/25 km<sup>2</sup>.

De su análisis comparativo con el croquis geológico de la Lámina III, se deduce que:

\* Con una resolución 1/1, se detectan perfectamente la posición de las minas de uranio (Minas Fe y Retortillo), pantano de Almendra y su reculaje multikilométrico, formaciones geológicas menores (cuaternario del norte del pantano) y mayores, bordes nítidos entre formaciones geológicas bien caracterizadas radiométricamente e incluso la influencia del gradiente metamórfico sobre el paleozoico residual del norte de la fosa de Ciudad Rodrigo.

LITOLOGÍA	MÁXIMA	MÍNIMA	MEDIA (m1)	(m1-m2)/m1
Granitos	>20	15	>17,5	>0,01
Gneises	>20	13	>16,5	>10,7
Arenas	11	6	8,5	13,3
Areniscas	14	6	10	37,00
Arcillas	11	7	9	-1,1
Rañas	9	6	7,5	17,2
Filitas	15	11	13	-2,3
Pizarras	>15	11	>13	>10,3
Cuarcitas	>14	7	>10,5	>10,5
Grauwackas	15	11	13	-5,4
Arcosas	14	6	10	83,6

TABLA III. Radiometría de algunas unidades litológicas de la provincia de Salamanca ( $\mu R/h$ )

\* Con resolución 1/9 desaparece la cola del pantano y no ha sido captada la mina de Retortillo.

\* Con resolución 1/25 se difuminan más los contactos radiométricos. Anomalías inferiores a 25-35 km<sup>2</sup> pueden no ser captadas y en el caso de que lo sean ofrecen una agudización de formas kilométricas.

## 9. CONCLUSIONES.

Aunque el Mapa de Radiación Gamma Natural Nacional ha sido diseñado con fines preferentemente dosimétricos (STREZELECKI *et al.*, 1996; GUERMENTCHUCK *et al.*, 1996), medioambientales y preoperacionales (TORRES *et al.*, 1996), también ha puesto de manifiesto su utilidad a diversas escalas en lo referente a las correlaciones geología-radiometría (PÉREZ DEL VILLAR & MORO, 1988). Estas correlaciones pueden considerarse como de gran calidad a las escalas nacional, regional y provincial, con resoluciones radiométricas respectivas de 1/35, 1/19 y 1/1 datos/km<sup>2</sup>.

Disminuyendo la resolución radiométrica a escalas adecuadas (incluso métricas o inferiores), puede conseguirse en algunos casos importante información sobre aureolas radiactivas, gradientes metamórficos, hidrotermalismo potásico, fallas, capas-guía, asociaciones fósforo-uranio, torio-tierras raras (GROSZ *et al.*, 1996), uranio-elementos polivalentes y potasio-oro.

## 10. BIBLIOGRAFÍA.

- ADAMS, J.A.S.; OSMOND, J.K. & ROGERS, J.J.W. (1959): *The geochemistry of Thorium and Uranium. In Physics and Chemistry of the Earth.* AHRENS, L.H. *et al.*, ed. vol. 3: 298-348. Pergamon Press, New York.
- BARISIC, D.; LULIC, S.; PROHIC, E. & EULINOVIC, M. (1997): *Spatial distribution of <sup>40</sup>K, <sup>228</sup>Ra, <sup>226</sup>Ra, <sup>238</sup>U and <sup>137</sup>Cs in surface layered observed at small areas.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps- IAEA-TECDOC, Viena, p.135-147.
- BOURGEOIS, C.; BRESSON, J.; CHIFFOT, T.; KRUAJITCH, J.C.; GUILLOT, L. & BERGEY, C. (1996): *Use and results of aerial gamma mappings system during the international exercise. RESUME 95 in Finland.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.173-197.
- DARNLEY, A.G. (1996): *Uranium exploration data and global geochemical baselines: the need for coordinated action.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.9-17.
- GROSZ, A.E.; GREENWOOD, W.J.; SCHRUBEN, P.G & GROSSMAN, J.N (1996): *Definition of prospective terrains for industrial poly mineralic placers in the Mississipi embayment*

*region by use of uranium exploration data.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.409-415.

GUERTMENCHUCK, M.G.; ZHUKOVA, O.M.; SHAGALOVA, E.D. & MATVEENKO, I.I. (1996): *Radioecological mapping of the territory of Belarus on the base information of radiation monitoring.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.153-159.

MILOJEVIC, M. & STRUMBERGER V. (1996): *Environmental monitoring system based on airborne gamma-ray spectrometry developed in geoinstitut Beograd.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.279-292.

PÉREZ DEL VILLAR., L. & MORO B., M<sup>a</sup>. C. (1988): *Estudio de la distribución del K, U y Th en el batolito de Cabeza de Araya mediante prospección aero-radiométrica. Implicaciones petrogenéticas y metalogenéticas.* Libro Jubilar de L.C. GARCÍA DE FIGUEROLA, I.D. Omega, p.457-469. Madrid.

SOLEIMANI, G. & YEGANI, F.S (1996): *Airborne gamma-ray spectrometry in certain areas of Iran and its results, correlation to other usages.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.67-72.

SUÁREZ MAHOU, E. & FERNÁNDEZ AMIGOT, J.A. (1993): *Use of uranium airborne data in the preparation of a radiometric map of Spain.* TMC, IAEA, Viena. p. 109-125 .

SUÁREZ MAHOU, E. & FERNÁNDEZ AMIGOT, J.A. (1994): *El mapa de radiación natural y dosimétrico de España.* Radioprotección, n<sup>o</sup> 7, Vol. 8: 5-18.

SUÁREZ MAHOU, E. & FERNÁNDEZ AMIGOT, J.A. (1996): *The MARNA Projeet.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.19-32.

STRZELECKI, R.; WOLKOWICZ, S. & LEWANDOWSKI, P. (1996): *Mapping of post-Chernobyl environmental pollution in Poland.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.163-168.

VULKAN, I. & SHIRAV, M. (1996): *Radiometric maps of Israel-partial contribution to the understanding of potential radon emanations.* Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelements maps. IAEA-TECDOC, Viena, p.119-125.

---

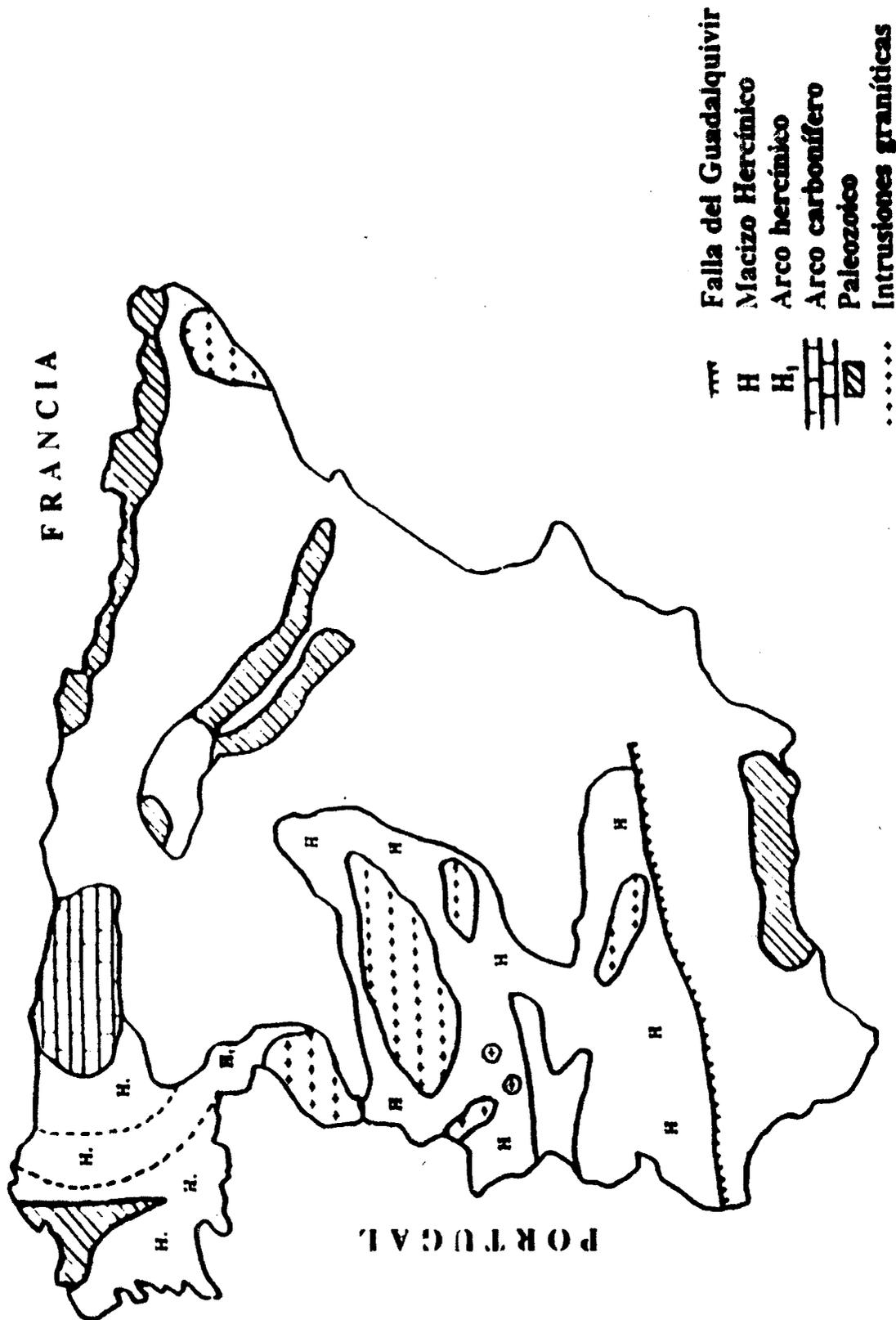


LÁMINA I. Esquema geológico peninsular.

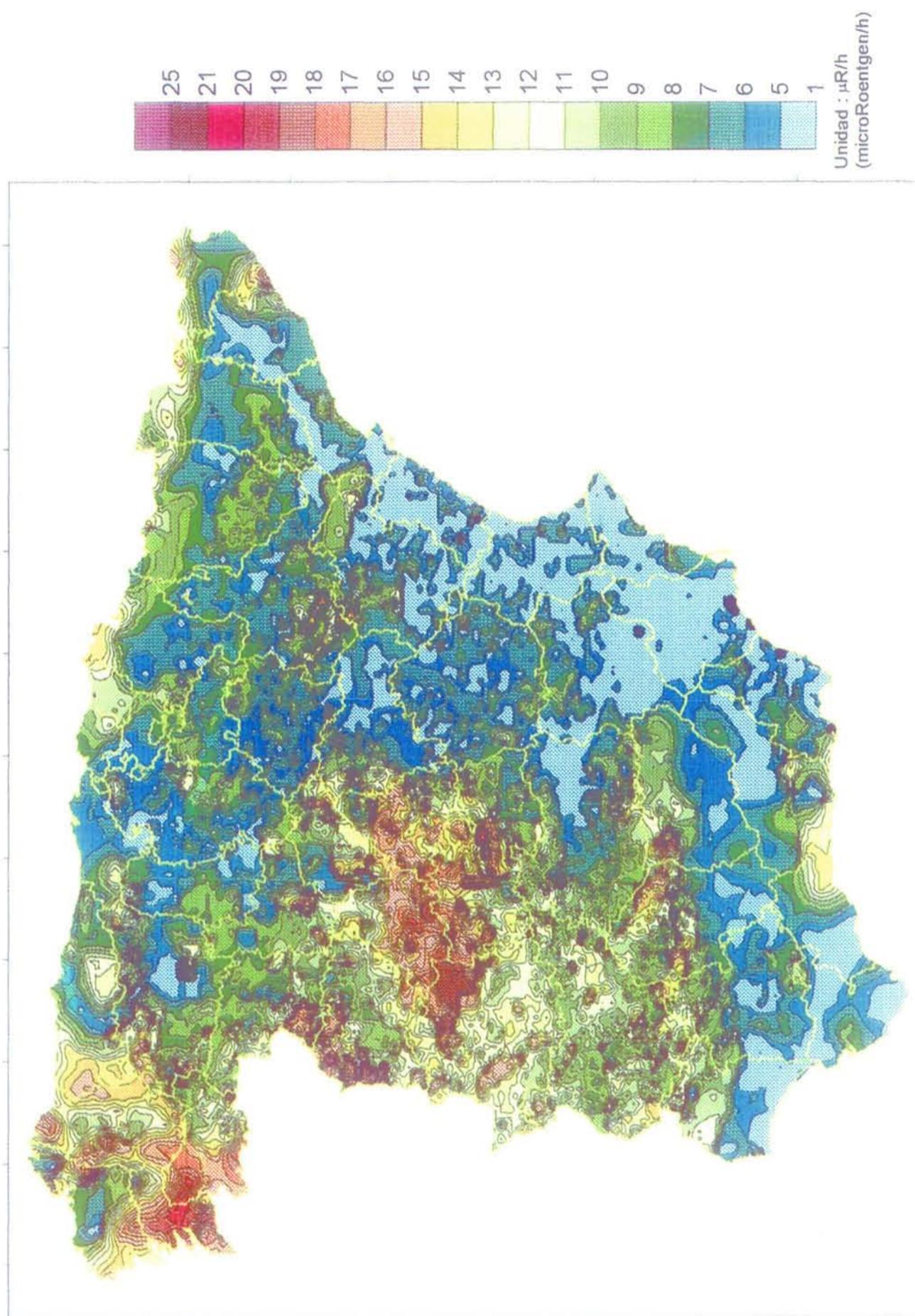


LÁMINA II: Proyecto MARNÁ. Mapa de radiación Natural provisional de España.

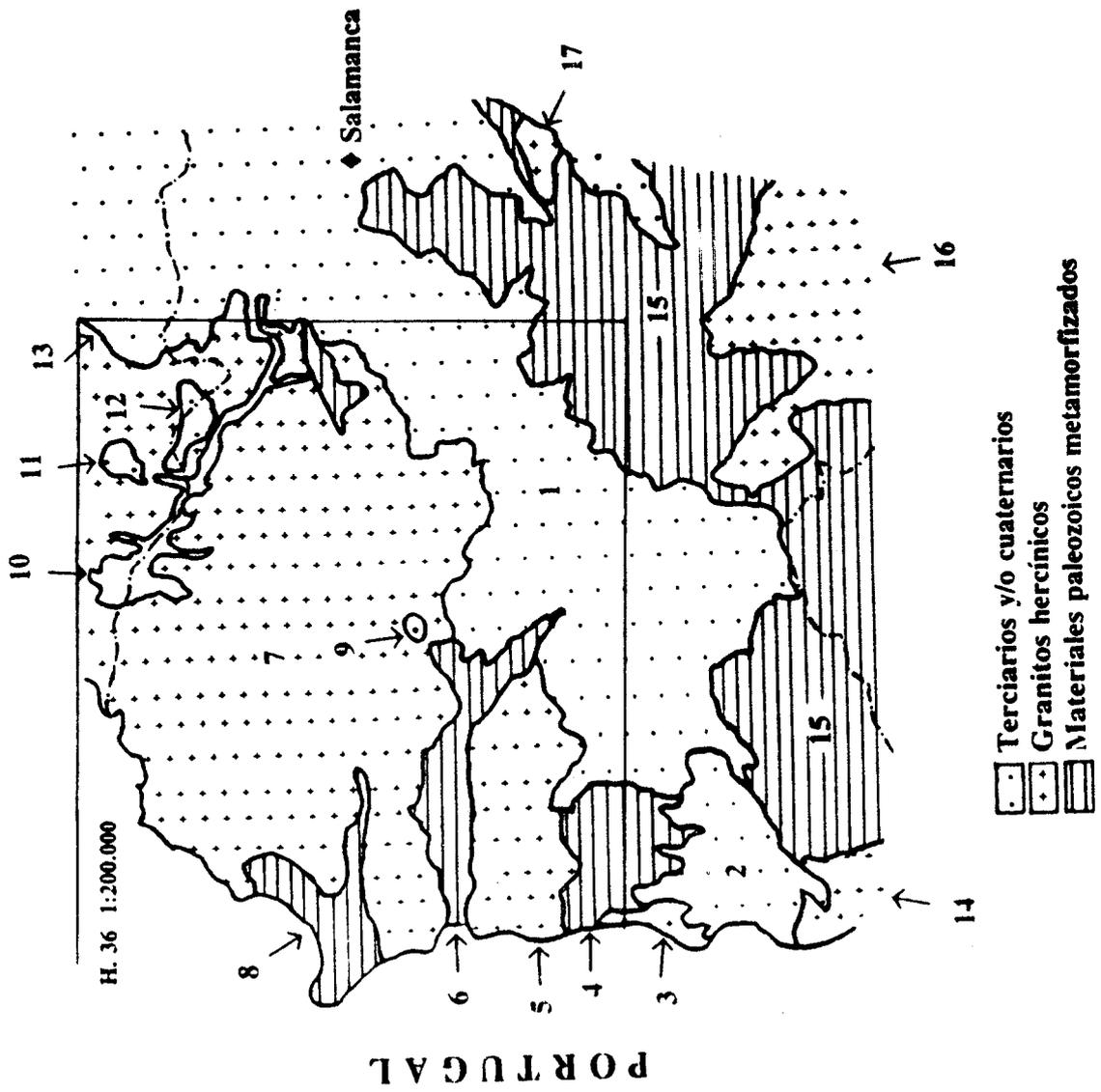


LÁMINA III. Esquema geológico de la provincia de Salamanca.

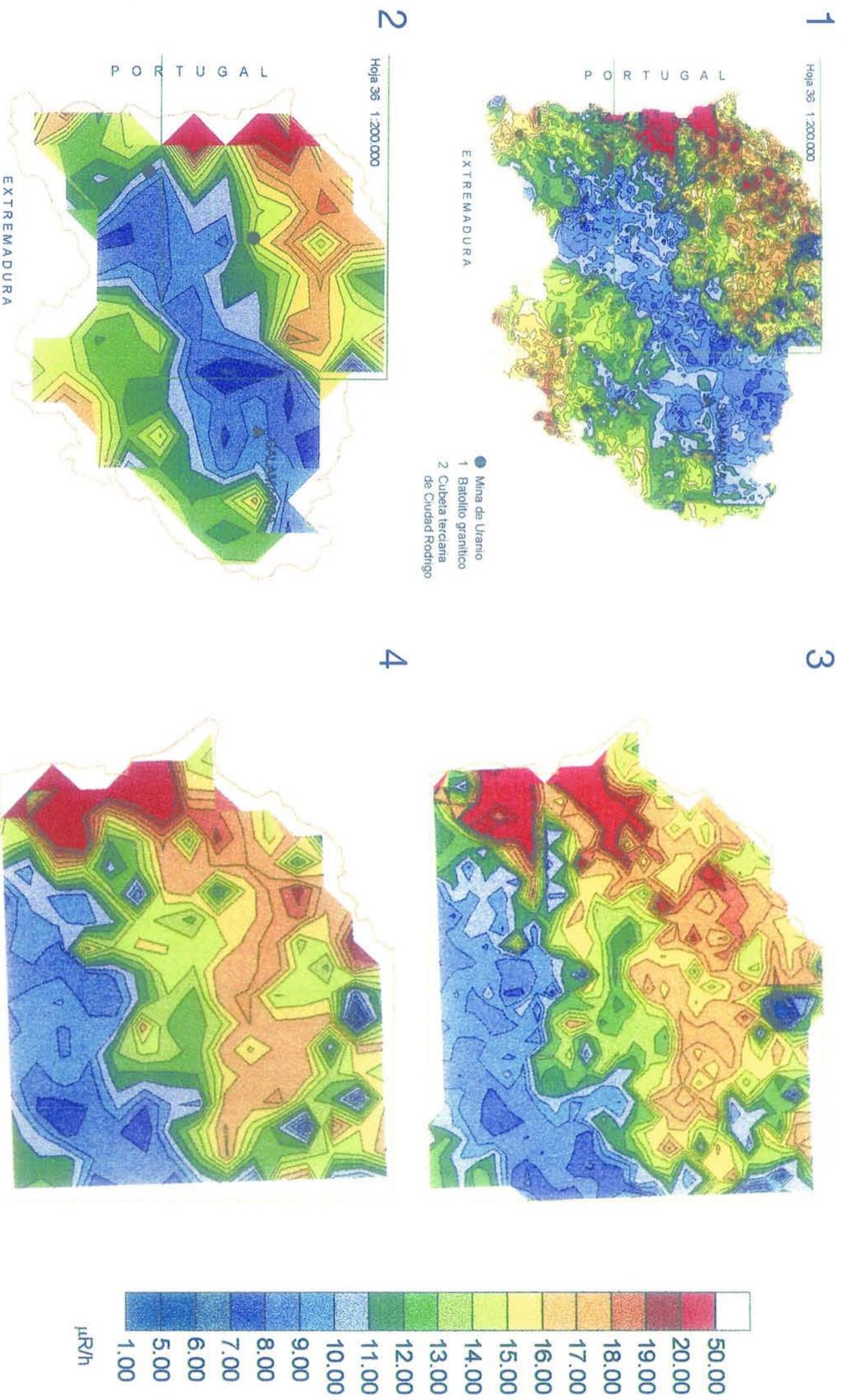
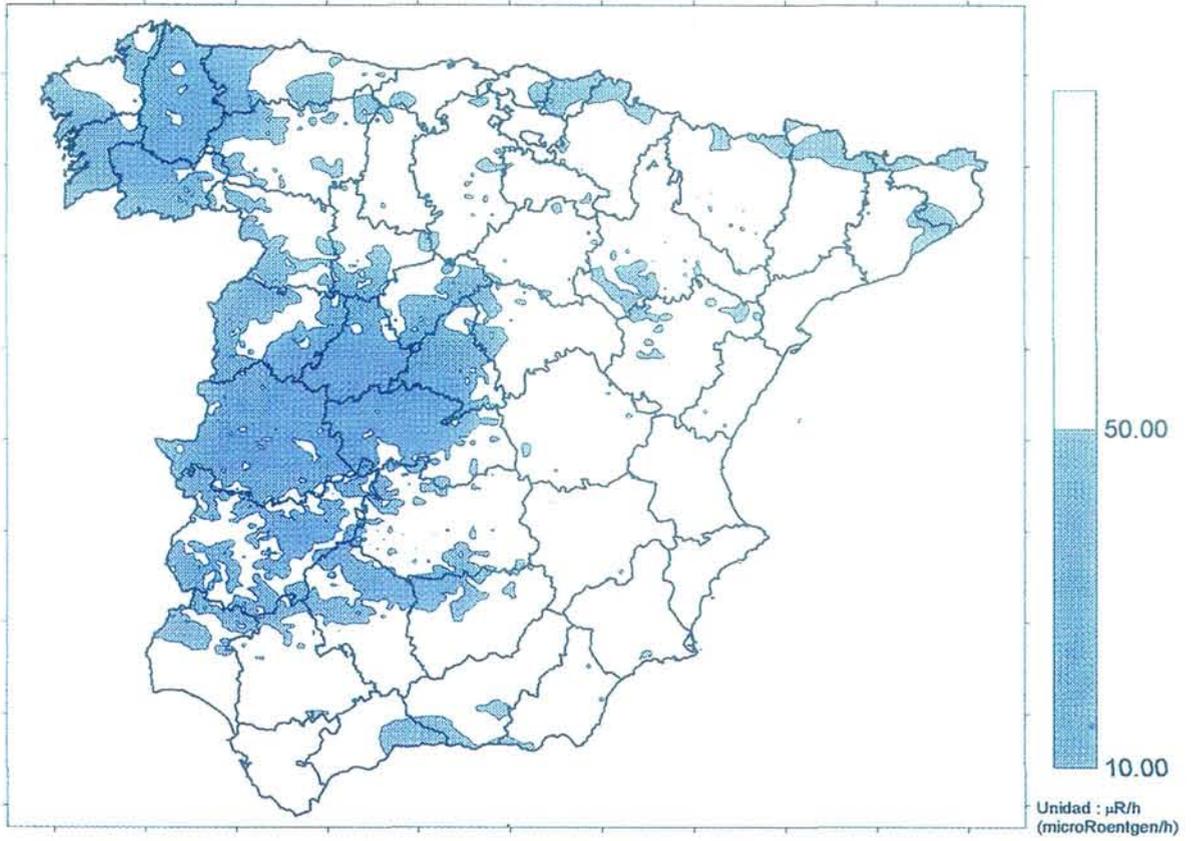


LÁMINA IV. (1). Mapa Radiométrico de la provincia de Salamanca. Resolución: 1 dato radiométrico / km<sup>2</sup>.

(2): id. id. Resolución: 1 dato radiométrico / 100 km<sup>2</sup>.

(3): Mapa radiométrico de la Hoja nº 56 (Vitigudino). Resolución: 1 dato radiométrico / 9 km<sup>2</sup>. (4): id. id. Resolución: 1 dato radiométrico / 25 km<sup>2</sup>.

PROYECTO MARNA



PROYECTO MARNA

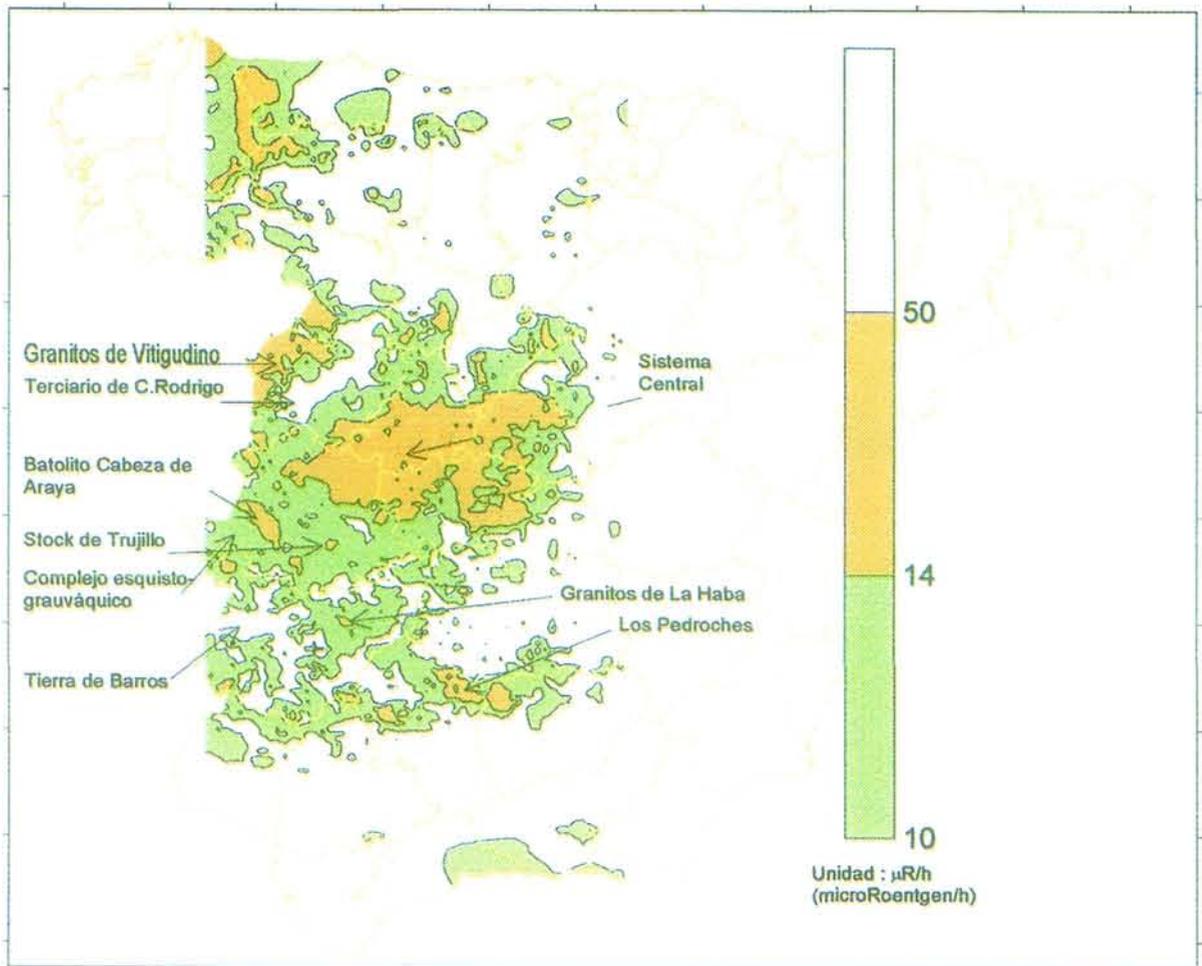


LÁMINA V. Proyecto MARNA.  
(1): Corte radiométrico peninsular a 10  $\mu\text{R/h}$ .  
(2): Cortes radiométricos del Macizo Hespérico a 10 y 14  $\mu\text{R/h}$ .

**DIENTES DE DINOSAURIOS TERÓPODOS  
(cf. *BARYONYX*) EN EL WEALD DE BURGOS  
(ESPAÑA).**

F. TORCIDA (\*)

C. FUENTES (\*\*)

L.A. IZQUIERDO (\*)

D. MONTERO (\*)

V. URIÉN (\*)

TORCIDA, F.; FUENTES, C.; IZQUIERDO, I.A.; MONTERO, D. & URIÉN, V. (1997): Dientes de Dinosaurios Terópodos (cf. *Baryonyx*) en el Weald de Burgos (España) [**Teeth of Dinosaur Theropods (cf. *Baryonyx*) in the Weald of the Burgos province (Spain).**]. *Stvd.Geol. Salmant.*, **33**: págs. 59-65. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-02-05) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-02-20) (ÚLTIMA REVISIÓN: 97-05-30)

**RESUMEN:** Se presentan cuatro dientes de dinosaurios terópodos hallados en la provincia de Burgos, en facies Weald, Cretácico Inferior. A diferencia de otros dientes

---

(\*): Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas. Plaza Jesús Aparicio s/n. 09600 Salas de los Infantes (Burgos).

(\*\*): I.E.S. Antonio Machado. Soria.

de terópodos, los estudiados aquí poseen simultáneamente una sección subcircular, y aristas longitudinales en las caras laterales de su corona. Su mayor semejanza se establece con dientes del género *Baryonyx*.

**Palabras clave: Terópodos, Weald, Burgos, España.**

**ABSTRACT:** We present four different teeth of dinosaur theropods found in the province of Burgos, in facies Weald, Lower Cretaceous. The main difference with other teeth of theropods is that these studied here have a simultaneous subcircular section and they have longitudinal crest in the lateral surfaces of their crown. The first similarity can be established with teeth of genus *Baryonyx*.

**Key words: Theropods, Weald, Burgos province, Spain.**

## INTRODUCCIÓN.

El sureste de la provincia de Burgos está ocupado en gran parte por sedimentos del Cretácico Inferior (fig. 1), que abarcan un período de tiempo que va desde el Berriasiense hasta el Aptiense, y que han proporcionado restos óseos, icnológicos y oológicos de diferentes tipos de dinosaurios. El conjunto de fósiles es importante tanto para estudios faunísticos locales y regionales como para estudios biogeográficos más amplios (TORCIDA, 1996).

La bibliografía sobre restos óseos en la zona es, hasta ahora, escasa (SANZ, 1983, y POL *et al.*, 1992).

Las cuatro piezas dentarias que aquí se estudian suponen por sí mismas una noticia interesante, ya que se trata de elementos con características muy especiales.

## DESCRIPCIÓN DEL MATERIAL.

Se describen a continuación cuatro dientes de dinosaurios terópodos (fig. 2), procedentes de tres yacimientos burgaleses: Tenada de la Rosada (Cabezón de la Sierra), siglas PS.C-15,30 y PS.C-15,32; Tenada de Costalomo (Salas de los Infantes), siglas PS.CLST,2; La Tejera-Valdesancho (Barbadillo del Mercado), siglas PS.TBMV,13.

**PS.C-15,32.-** Corresponde a una corona subcónica completa con parte de la raíz.

El diente tiene una longitud de 4,35 cm, está curvado hacia la región distal, que es cóncava, mientras que la anterior o mesial es convexa. En las caras mesial y distal se desarrolla una cresta de crenulaciones muy finas, aproximadamente 7

dentículos por mm. Al menos la cresta posterior llega a la base de la corona, siguiendo un trazado sigmoide. En las caras lingual y bucal se desarrollan aristas y crestas secundarias bien marcadas, más pronunciadas en la cara lingual. La sección de la corona es subcircular.

**PS.C-15,30.-** Se trata de un fragmento basal de corona con parte de la raíz.

Sus características morfológicas y de tamaño son semejantes a las de PS.C-15,32; puede tratarse de piezas pertenecientes al mismo individuo.

**PS.CLST,2.-** Corresponde a un fragmento de menor tamaño que los anteriores.

Su longitud es de 3 cm. Es subcónico, de sección subcircular, y con una cresta en la región posterior de trazado ligeramente sigmoide que conserva restos de crenulación: 7 dentículos por mm. En la región anterior se desarrolla, de la base al ápice, una faceta ligeramente cóncava, de desgaste o de encaje en el diente anterior.

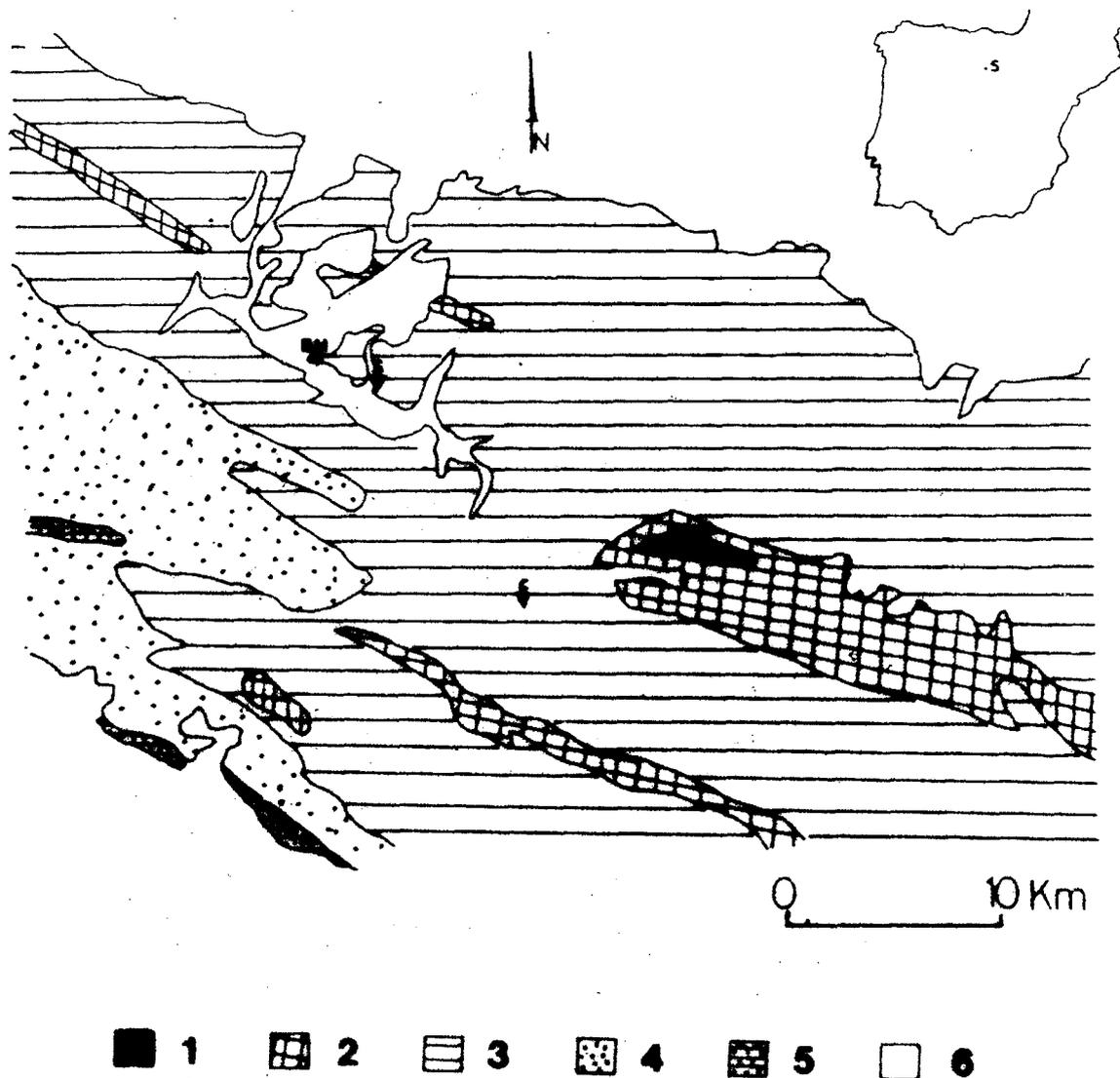


Figura 1. Localización del área estudiada.

B: Burgos. B.M.: Barbadillo del Mercado. C: Cabezón de La Sierra. S: Salas de los Infantes.  
1: Paleozoico. 2: Triásico. 3: Weald. 4: Cretácico-Jurásico. 5: Cretácico terminal. 6: Cenozoico.

Las caras lingual y bucal presentan aristas secundarias bien desarrolladas. El ápice de la corona ha desaparecido. En vista lateral, la región mesial es convexa, y la distal ligeramente cóncava.

**PS.TBMV,13.-** Se trata de un diente que conserva parte de la raíz y la corona, excepto su tercio distal.

Está curvado hacia la región distal, que es cóncava, mientras que la mesial es convexa. La sección de la corona es subcircular, algo achatada en su cara lingual. Posee dos crestas mesial y distal, crenuladas, y que llegan a la base de la corona, siendo aquéllas de trazado rectilíneo; las crenulaciones están formadas por 7-8 dentículos por mm. Como en las piezas antes descritas, se presentan aristas secundarias en las caras lingual y bucal.

## DISCUSIÓN.

Las piezas dentarias de Terópodos son consideradas actualmente de gran valor sistemático y bioestratigráfico. En los dientes descritos aparecen características que les dotan de cierta singularidad: sección subcircular y aristas secundarias bien marcadas en las caras lingual y labial.

Hemos realizado comparaciones con dientes de Terópodos de los grupos Carnosauria, Dromeosauridae, Ornitomimosauria y Ceratosauria.

Los dientes de los carnosaurios *Allosaurus* y *Megalosaurus* no difieren esencialmente en su morfología, siendo comprimidos lateralmente y recurvados, con una crenulación en las regiones anterior y posterior, más desarrollada en esta última (MADSEN, 1976). Los dientes que estamos estudiando no presentan esa compresión lateral que les proporcionaría una sección subelíptica, sino que son subcónicos y de sección subcircular.

Los dientes de Dromeosauridos (OSTROM, 1990) son comprimidos lateralmente y con aristas denticuladas en las caras mesial y distal, o solo distal; los dientes premaxilares pueden ser subcirculares y asimétricos. Los dientes que describimos son de sección subcircular y simétricos.

Aunque los Ornitomimosaurios se caracterizan por la falta de dentición, el género *Pelecanimimus* presenta numerosos dientes, en los que no existen dentículos mesiales ni distales (PÉREZ-MORENO *et al.*, 1994). Los dientes que estudiamos sí poseen denticulación en sus aristas mesial y distal.

Los Ceratosaurios poseen dientes de sección subcircular y con poca crenulación, o bien comprimidos lateralmente y fuertemente denticulados, según su pertenencia a premaxilar, maxilar o dentario (ROWE & GAUTHIER, 1990).

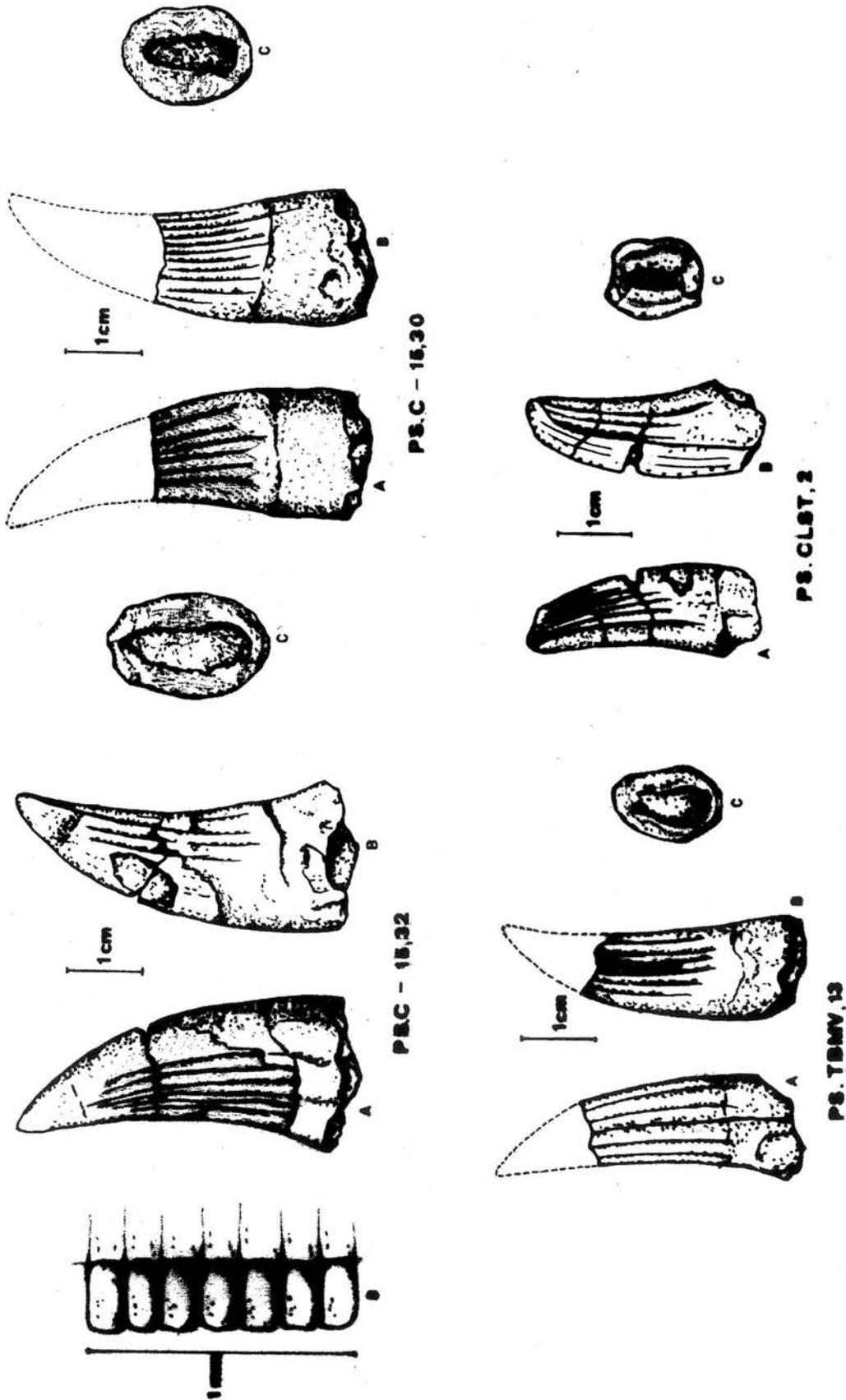


Figura 2. Dientes de *Baryonyx* del Weald del entorno de Salas de los Infantes (Burgos, España).  
 A: Norma lateral. B: Norma basal. C: Norma del borde posterior.

Nuestros ejemplares son, a la vez, de sección subcircular y con una crenulación bien desarrollada, pero la característica que más les diferencia de los taxones citados, es la existencia de aristas secundarias, bien marcadas, en las caras lingual y bucal. Su aspecto recuerda, de este modo, a dientes de algunos cocodrilos, del Cretácico Inferior (familias Goniopholididae y Bernissartidae) pero sin ser cónicos y con las aristas anterior y posterior crenuladas.

Si los comparamos con los dientes del género *Baryonyx*, de sección subcircular, con una crenulación de 7 dentículos por mm, y con aristas secundarias en la cara lingual (CHARIG & MILNER, 1986), la semejanza parece evidente, y más si recordamos que los especímenes recuperados de *Baryonyx* no conservan la totalidad de su dentición, y que podría existir cierta variabilidad en la forma y la decoración de sus dientes, según su posición topográfica, tal como ocurre en otros Terópodos (ROWE & GAUTHIER, 1990).

Por otra parte, las edades de nuestros yacimientos están muy próximas al Barremiense, edad propuesta para el yacimiento-tipo de *Baryonyx* (CHARIG & MILNER, 1986): Tenadas de La Rosada es Aptiense, Tenadas de Costalomo y La Tejera-Valdesancho pertenecen al Hauteriviense (GIL & ZUBIETA, 1978; QUINTERO *et al.*, 1982).

En conclusión, creemos que los dientes que acabamos de estudiar pertenecen a un Terópodo de características próximas a *Baryonyx*, por lo que identificamos las piezas burgalesas como cf. *Baryonyx*.

## AGRADECIMIENTOS.

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento al Dr. E. BUFFETTAUT, que nos sugirió la publicación de la presente nota. A L.I. VIERA y M.A. TORRES, por sus comentarios y sugerencias. Al Dr. F. PÉREZ-LORENTE, que nos proporcionó parte de la bibliografía utilizada. A M. MEIJIDE FUENTES, por su labor como dibujante.

## BIBLIOGRAFÍA.

- CHARIG, A. J. & MILNER, A. C. (1986): *Baryonyx*, a remarkable new Theropod Dinosaur. *Nature*, **234**: 359-361.
- GIL, G. & ZUBIETA, J.M. (1978): *Hoja geológica 1:50.000 número 277 (Salas de los Infantes)*. IGME, 38 p.

- MADSEN, J.H. (1976): *Allosaurus fragilis*: a revised anatomy. *Utah Geol. and Mineral Surv. Bull.* **1091**: 1-163.
- OSTROM, J.H. (1990): Dromeosauridae. In: *The dinosauria*. (WEISHAMPEL, D.B.; DODSON, P. & OSMOLSKA, H., edit.). Berkeley Univ. CA Press.: 269-279.
- PÉREZ-MORENO, B.; SANZ, J.L.; BUSCALIONI, A.D.; MORATALLA, J.J. & ORTEGA, F.; RASSKIN-GUTMAN, D. (1994): A unique multitoothed Ornithomimosaur Dinosaur from the Lower Cretaceous of Spain. *Nature*, **330**: 363-367.
- POL, C.; BUSCALIONI, A.D.; CARBALLEIRA, J.; FRANCÉS, V.; LÓPEZ N.; MARANDAT, B.; MORATALLA, J.J.; SANZ, J.L.; SIGE, B. & VILLATE, D. (1992): Reptiles and mammals from the Late Cretaceous new locality Quintanilla del Coco (Burgos Province, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **184** (3): 279-314.
- QUINTERO, I.; MANSILLA, H. & MARTÍNEZ, C. (1982): *Hoja geológica 1:50.000 número 315 (Santo Domingo de Silos)*. IGME, 40 p.
- ROWE, T. & GAUTHIER, J. A. (1990): Ceratosauria. In: *The Dinosauria*. (WEISHAMPEL, D.B.; DODSON, P. & OSMOLSKA, H., edit.). Berkeley Univ. CA Press: 151-168.
- SANZ, J.L. (1983): A Nodosaurid Ankylosaur from the Lower Cretaceous of Salas de los Infantes (Province of Burgos, Spain). *Geobios*, **16** (5): 615-621.
- TORCIDA, F. (1996): Registro de dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos. *Zubía*, **14**: 89-104.
-



## **LAS TORTUGAS PLEISTOCENAS DEL EXTREMO MERIDIONAL DE LA PROVINCIA DE SANTA FE, ARGENTINA**

MARCELO S. DE LA FUENTE (\*)

FUENTE, M. S. DE LA (1997): Las tortugas pleistocenas del extremo meridional de la Provincia de Santa Fe, Argentina [**The turtles of the Pleistocene of the southern Santa Fe Province, Argentina.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 67-90. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-09-30) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-10-07) (ÚLTIMA REVISIÓN: 97-11-28)

**RESUMEN:** Una variada quelonofauna se ha encontrado en los afloramientos del Pleistoceno tardío expuestos en las riberas de los ríos Carcarañá y Coronda, en el extremo meridional de la provincia de Santa Fe, Argentina. Se describen los restos desarticulados de un quelido decorado (*cf. Phrynops* sp.), un testudinino de pequeño tamaño (*Chelonoidis chilensis*), un testudinino gigante (*Chelonoidis* sp.) (río Carcarañá) y un emídido (*cf. Trachemys* sp.) (río Coronda)

**Palabras clave:** Chelonii, Chelidae, Emydidae, Testudinidae, Pleistoceno tardío, río Carcarañá, río Coronda, Santa Fe, Argentina.

**ABSTRACT:** The Late Pleistocene outcrops from Carcarañá and Coronda rivers, southern Santa Fe Province, Argentina, yielded a diverse fauna of turtles. A decorated chelid turtle (*cf. Phrynops* sp.), a small tortoise

---

(\*): Departamento Científico Paleontología Vertebrados. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Paseo del Bosque S/Nº 1900 La Plata, Argentina  
E-mail: [museo@isis.unlp.edu.ar](mailto:museo@isis.unlp.edu.ar)

(*Chelonoidis chilensis*), a giant tortoise (*Chelonoidis* sp.) (Carcarañá river) and an emydid turtle (cf. *Trachemys* sp.) (Coronda, river) are described.

**Key words:** Chelonii, Chelidae, Emydidae, Testudinidae, Late Pleistocene, Carcarañá river, Coronda river, Santa Fe, Argentina.

## INTRODUCCIÓN

Como resultado de una excursión geológica-paleontológica realizada durante 1925 por LUCAS KRAGLIEVICH y ALFREDO CASTELLANOS a las márgenes del río Carcarañá, desde Los Surgentes (provincia de Córdoba) hasta Casilda (provincia de Santa Fe), y completada por el segundo investigador hasta su desembocadura con el río Paraná, fueron exhumados una gran variedad de vertebrados fósiles. Entre ellos una placa del plastrón de una tortuga terrestre gigante. Posteriormente, durante el período comprendido entre los años 1934-1946 el Sr. OSVALDO CORONEL legó al Museo Argentino de Ciencias Naturales de Buenos Aires una gran colección de vertebrados pleistocénicos realizada en las barrancas de los ríos Coronda y Carcarañá, en las cercanías de su desembocadura en el río Paraná (Fig. 1). Entre estos vertebrados fósiles se pueden reconocer peces (Siluriformes), reptiles (Chelonii) y mamíferos (Artiodactyla, Carnivora, Litopterna, Notoungulata, Perissodactyla, Proboscidea, Xenarthra). Entre las tortugas de esta colección se identificaron especímenes correspondientes a pleurodiras acuáticas (Chelidae), cryptodiras acuáticas (Emydidae) y terrestres (Testudininae).

Si bien varios han sido los investigadores que hicieron referencia a la estratigrafía y al contenido fosilífero de los diferentes horizontes pleistocenos-holocenos expuestos en las barrancas del Carcarañá en la primera mitad de este siglo (i.e. DE CARLES, 1912; CASTELLANOS, 1924, 1940; FRENGUELLI, 1928, 1932) y exclusivamente a la estratigrafía en tiempos recientes (IRIONDO & KRÖLING, 1995), no efectuaron menciones sobre el hallazgo de tortugas en dichos horizontes.

El estudio taxonómico de las tortugas pleistocénicas del extremo meridional de la provincia de Santa Fe es el objetivo de este trabajo. Entre las tortugas acuáticas fue posible discriminar pleurodiras Chelidae (cf. *Phrynops* sp.) y cryptodiras Emydidae (cf. *Trachemys* sp), mientras que entre las formas terrestres se distinguen testudininos de pequeño a moderado tamaño (*Chelonoidis chilensis*) y formas gigantes con moderadas gibas vertebrales (*Chelonoidis* sp.). Estas formas gigantes están actualmente extintas en América del Sur. Las tres familias (Chelidae, Emydidae y Testudinidae) representadas por estos taxones en el Pleistoceno del sur de la provincia de Santa Fe (junto a los Kinosternidae, sin registro fósil en el territorio argentino) constituyen la totalidad de los grupos de tortugas, que con diferentes historias biogeográficas, integran la quelonofauna argentina actual.

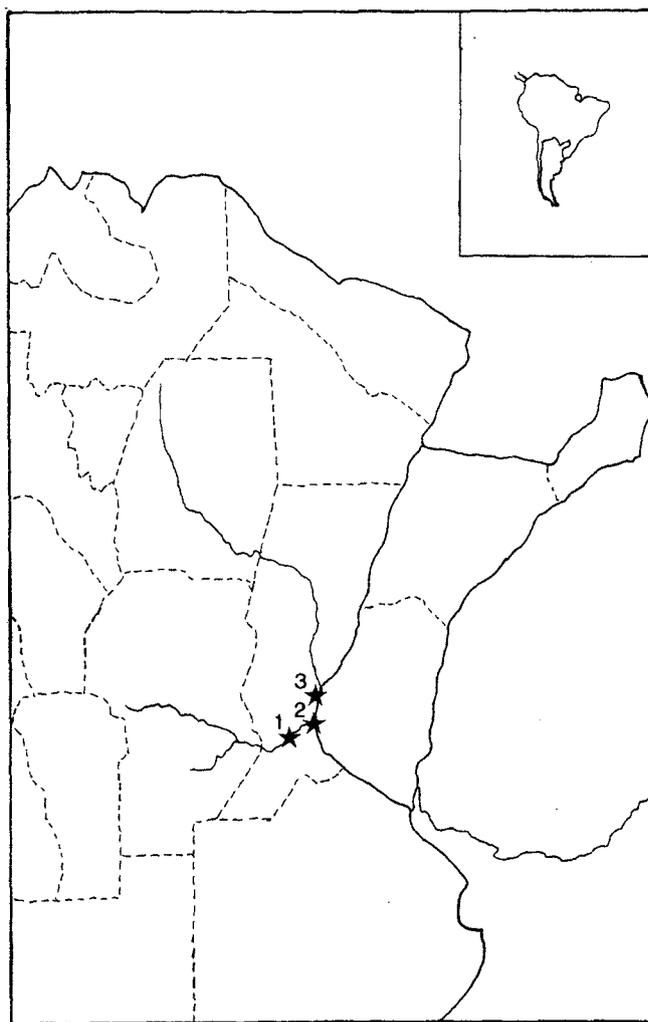


Figura 1: Situación geográfica de las localidades con tortugas en afloramientos pleistocénicos expuestos en las barrancas de los ríos Carcarañá (1 y 2) y Coronda (3).

## SISTEMÁTICA

### Orden Chelonii Brogniart, 1800

#### Infraorden Pleurodira Cope, 1868

#### Familia Chelidae Gray, 1830

#### *cf. Prynops* sp.

**Material referido:** MACN (= Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"). MACN 12061 a-b: dos xifiplastrones izquierdos; MACN 12018 hipoplastrón izquierdo; MACN 12079 placa periférica posterior izquierda. MACN 12241 a: séptima placa periférica derecha.

**Procedencia geográfica y antigüedad:** Las tortugas proceden de sedimentitas de Edad Lujanense (Pleistoceno tardío) aflorantes en las barrancas del río Carcarañá en las proximidades del puente carretero Rosario-Santa Fe, Departamento de San Lorenzo, provincia de Santa Fe (Fig. 1: 2).

## DESCRIPCIÓN

El espécimen MACN 12018 está representado por un fragmento del hipoplastron izquierdo. En la superficie ventral del mismo se distingue la decoración constituida por finos surcos dicotomisados y anastomosados, tal cual se observa en las restantes placas de esta especie del Carcarañá (Fig. 2: N y O)

Dos xifiplastrones izquierdos con la numeración MACN 12061-a corresponden a individuos de similar morfología y proporciones. Las muescas anales son profundas y poseen márgenes sinuosos que limitan agudas proyecciones xifiplastrales. Las trazas de los surcos femoro-anales son ligeramente sinuosas y la ornamentación está constituida por finos surcos, ampliamente distribuidos, que se dicotomisán y se anastomosan en la superficie ventral de ambas placas. Sobre la superficie visceral de dichas placas se observan las cicatrices producidas por el ligamento por sutura de la cintura pélvica con el plastrón. En la placa mejor preservada el contorno de la cicatriz del pubis es ovalada y el ángulo formado entre la proyección del eje mayor de la cicatriz y la línea media del plastrón es de 25°. La cicatriz del isquión está ligeramente apartada de los márgenes del xifiplastrón en ambas placas. La cicatriz del isquión tiene forma de L en ambas placas formando un ángulo de 120° entre ambas ramas (Fig. 2: A, B, C y D).

El ejemplar MACN 12079 consiste en una novena placa periférica izquierda. En el margen medial se distingue una depresión donde se inserta el extremo lateral de la séptima placa pleural. Vista en sección, la placa presenta una ligera curvatura en su extremo lateral. En la superficie dorsal se aprecia el surco que limita a los escudos marginales noveno y décimo (Fig. 2: P, Q, R y S).

La pieza MACN 12241 corresponde a la séptima placa periférica derecha de otro individuo. En la superficie visceral se aprecia la cavidad donde se adhiere el proceso inguinal del hipoplastrón y una cavidad profunda donde se inserta el extremo lateral de la quinta costilla pleural. La superficie dorsal y ventral de esta placa, cubierta por los escudos epidérmicos, presenta la misma decoración descrita para las placas restantes (Fig. 2: E, F, G y H).

## OBSERVACIONES

A pesar de que la naturaleza fragmentaria del material descripto imposibilita efectuar su determinación precisa, ciertos rasgos anatómicos observados en las placas permiten sugerir la filiación taxonómica de estas tortugas. En tal sentido las cicatrices isquio-púbicas en la superficie visceral del xifiplastrón indican un ligamento por sutura de la pelvis con el plastrón. Este tipo de relación entre la pelvis y el caparazón es un carácter sinapomórfico de los pleurodiros. Asimismo, la disposición de las cicatrices sobre el xifiplastron, y la forma de las puntas xifiplastrales, aunque diferentes a *Phrynops vanderhaegei* (ver BOUR & PAULER, 1988), son comparables a las especies que componen el complejo *Phrynops geoffroanus* (ver RHODIN & MITTERMEIER, 1983). Dos de las especies que componen este complejo y presentan estas características, al igual que *Phrynops*

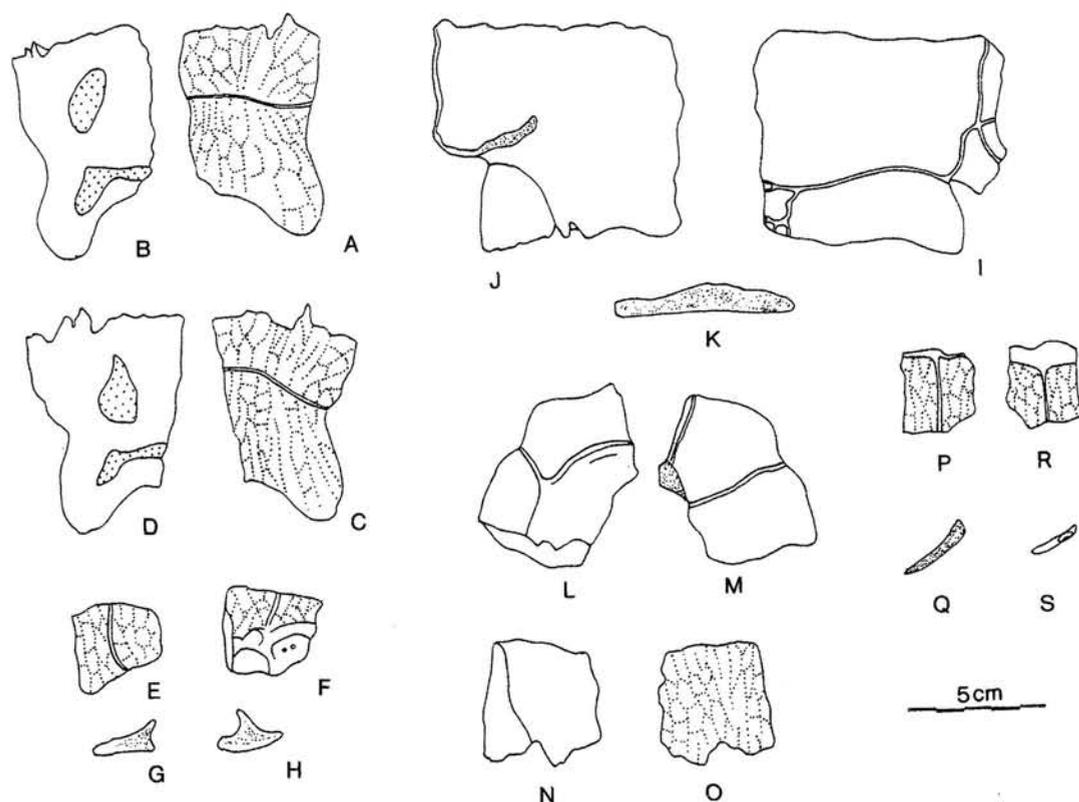


Figura 2: cf. *Phrynops* sp. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (2).

MACN 12061 a: (A-C) vista ventral y (B-D) vista visceral de los xifiplastra izquierdos. MACN 12241 a: (E) vista dorsal, (F) vista visceral y (G-H) secciones transversales de la séptima placa periférica derecha. MACN 12018: (N) vista visceral y (O) vista ventral del hipoplastron izquierdo. MACN 12079: (P) vista dorsal, (R) vista visceral, (Q) sección transversal y (S) superficie proximal de la novena placa periférica izquierda.

cf. *Trachemys* sp. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Coronda frente a la isla El Encanto (3). MACN 16632 a: (I) vista ventral, (J) vista visceral, (K) sección transversal del hipoplastron izquierdo; (L) vista visceral y (M) vista ventral del epiplastron izquierdo.

*vanderhaegei*, se distribuyen en el territorio argentino: *Phrynops williamsi* (restringida a la provincia de Misiones) y *Phrynops hylarii* (especie ampliamente distribuida en la llanura chacabonaerense y la mesopotamia argentina)(ver RICHARD & DE LA FUENTE, 1992). La decoración de la superficie ventral del xifiplastron, constituida por finos surcos dicotomisados y anastomosados, en los ejemplares del Carcarañá es la misma que se aprecia en *Phrynops hylarii*, aunque es diferente a la presente a *Phrynops williamsi* (superficie con finas estrías orientadas) o en *P.geoffroanus* (superficie lisa con finos surcos dicotomisados). Cabe destacar que *P.hylarii* habita en la actualidad en los tributarios del río Carcarañá.

**Infraorden Cryptodira Cope, 1868****Familia Emydidae Gray, 1825*****cf. Trachemys sp.***

**Material referido:** MACN 16632 a: epiplastrón e hipoplastrón izquierdos correspondientes a un individuo.

**Procedencia geográfica y antigüedad:** Los materiales proceden de sedimentitas de Edad Lujanense (Pleistoceno tardío) aflorantes en las barrancas del río Coronda frente a la isla El Encanto, Departamento San Jerónimo, provincia de Santa Fe (Fig. 1: 3).

**DESCRIPCIÓN**

Del ejemplar MACN 16632 se preservan dos placas del plastrón. Una de ellas es un epiplastrón izquierdo. En la superficie ventral del mismo se distingue el surco gular-húmeral y el que que separa ambos escudos gulares, los cuales se extienden sobre el entoplastrón. En la superficie visceral se distingue la marcada extensión de los escudos gular y húmeral formando un reborde equivalente al observado en *Trachemys dorbigni* (Fig. 2: L y M).

La otra placa preservada corresponde al hipoplastrón izquierdo del mismo espécimen. No se conserva el extremo del proceso inguinal el cuál habría permanecido fusionado con las placas periféricas y pleurales correspondientes del caparazón dorsal. Sobre la superficie ventral se observa la traza ligeramente sinuosa del surco abdominal-femoral. En el sector posteromedial de la placa se forman una serie de pequeños escudos supernumerarios de contorno irregular. Otros escudos inframarginales están presentes en la base del puente (Fig. 2: I, J, K).

**OBSERVACIONES**

Aunque inicialmente estos dos fragmentos del plastrón (MACN 16632) fueron atribuidos a Chelidae indet. (DE LA FUENTE, 1988) un estudio comparativo realizado entre estos restos y emídidos sudamericanos permitió referir los mismos a esta familia de tortugas cryptodiras primariamente acuáticas. Ciertos rasgos como la ausencia de escudo integular en el epiplastrón izquierdo es una indicación de que su asignación a los pleurodiros era errónea. Otros caracteres tales como: la forma del epiplastrón y el hipoplastrón, la disposición de los escudos epidérmicos gulares y humerales en la superficie ventral y visceral de ambas placas preservadas en el ejemplar MACN 16632 se observan en las especies vivientes sudamericanas atribuidas al género *Trachemys*. Desafortunadamente y dada la naturaleza fragmentaria de los restos estudiados no se pueden identificar los seis caracteres listados por VANZOLINI (1995) por no estar preservados en el ejemplar del Coronda los elementos óseos donde ellos se distribuyen. No obstante, los elementos óseos conservados son similares en su morfología a las especies sudamericanas de *Trachemys*.

La familia Emydidae constituye el principal grupo de tortugas vivientes. En tal sentido PRITCHARD (1979) ha reconocido 85 especies, aproximadamente 1/3 del total de todas las especies de quelonios vivientes conocidas. Aunque este cosmopolita grupo de tortugas ha desarrollado distintos linajes adaptados a diferentes ambientes acuáticos, repetidas veces han evolucionado tipos terrestres. A pesar de que los Emydidae están más ampliamente distribuidos en el Hemisferio Norte, se extienden en el extremo septentrional de América del Sur hasta una línea imaginaria comprendida entre el sur de Ecuador y la boca del Amazonas (PRITCHARD & TREBBAU, 1984) con dos formas aisladas en el extremo meridional de Brasil y el nordeste de Argentina: *Trachemys dorbigni* (Duméril & Bibron, 1835) y *Trachemys adiutrix* Vanzolini, 1995 (FREIBERG, 1969; VANZOLINI, 1995). Según VANZOLINI (1995) las principales diferencias morfológicas entre estas dos especies meridionales asignadas a *Trachemys* se observan en el caparazón dorsal, mientras que los plastrones son similares. Por tal motivo y en virtud de disponer solo de restos fragmentarios del plastrón no es posible efectuar una determinación específica de las tortugas del Coronda. Cabe por último destacar que la presencia de *Trachemys cf. T. scripta dorbigni* procedente de sedimentitas (correspondientes al Pleistoceno superior-Holoceno inferior) expuestas en las barrancas del Arroyo Perucho Verna (Departamento de Colón, provincia de Entre Ríos, Argentina) fue previamente mencionado por BROIN & DE LA FUENTE (1993 a y b).

### Familia Testudinidae Batsch, 1788

#### Género *Chelonoidis* Fitzinger, 1835

#### *Chelonoidis chilensis* (Gray, 1870)

**Material referido:** MACN 11451a-MACN 11451b-MACN 11940-MACN 11962-MACN 12061b-MACN 12384-MACN 12451-MACN 12950-MACN 14147. La totalidad de las piezas son placas fragmentarias del caparazón dorsal y el plastrón.

**Procedencia geográfica y antigüedad:** Las tortugas proceden de sedimentitas de Edad Lujanense (Pleistoceno tardío) aflorantes en las barrancas del río Carcarañá en las proximidades del puente carretero Rosario-Santa Fe (Ruta Nacional N° 11), Departamento de San Lorenzo, provincia de Santa Fe (Fig. 1: 2).

### DESCRIPCIÓN

Entre las numerosas placas dérmicas que figuran con el número de colección MACN 11451, cinco placas del caparazón dorsal y dos del plastrón corresponden a un individuo adulto de talla media. El caparazón dorsal en este ejemplar es deprimido como lo confirma la sección transversal de la placa pleural izquierda (Fig. 3: F y N). Como en la mayoría de los testudinidos post-eocenos, tal como lo demuestra la expansión del extremo medial de la quinta placa pleural, los extremos mediales de la segunda hasta la sexta pleural están caracterizadas por un

estrechamiento y un ensanchamiento alternativo. Sobre la superficie dorsal se observa la traza de los surcos que delimitan a los escudos vertebrales tercero y cuarto y al tercer escudo costal. En la superficie ventral se aprecia la reducción extrema de las costillas, característica de los testudínidos más evolucionados. También se preserva un fragmento lateral de la octava placa pleural (Fig. 3: H e I). Sobre cuya superficie dorsal se observan las impresiones de los anillos de crecimiento y el trazo del surco que separa el cuarto escudo costal del quinto vertebral. El extremo lateral de la costilla desaparece totalmente, como en la mayoría de los testudínidos y es reemplazado en los individuos adultos, como el descrito, por un proceso ascendente de la placa periférica. Dicho proceso se inserta en el margen lateral y la superficie visceral de la placa pleural.

De los once pares de placas periféricas usualmente presentes en el caparazón dorsal, sólo se preservan dos placas del margen izquierdo y una del derecho. Estas son: la segunda izquierda que conforma el borde anterior del caparazón (Fig. 3: A, B, O), la quinta izquierda que forma parte del puente (Fig. 3: G y O) y la octava derecha del borde posterior del caparazón (Fig. 3: C, D y E). Los márgenes de las placas periféricas segunda y octava son ligeramente subserradas y como rasgo característico la quinta placa periférica presenta una quilla discontinua y poco desarrollada. El plastrón de un testudínido consta de nueve placas óseas. Sólo dos de ellas están preservadas en el espécimen MACN 11451a: el entoplastrón y el hipoplastrón izquierdo. El entoplastrón (Fig. 3: J, K y P) es ligeramente más ancho que largo. Los bordes antero-laterales son rectilíneos y los posterolaterales curvos. En vista ventral se aprecia como los surcos gulo-húmerales atraviesan el sector anterior del entoplastrón. Sobre la superficie visceral de dicha placa se distingue la cresta donde se adhieren ligamentos y musculatura. La porción distal de dicha cresta se extiende por detrás de la placa con forma de estilete. Sobre la superficie ventral del hipoplastrón izquierdo (Fig. 3: L, M, P) se diferencian los surcos que limitan a los escudos abdominal, femoral e inguinal. Este último escudo, poco conspicuo, es estrecho en su parte proximal y se ensancha en la distal. Una condición similar se observa en los ejemplares actuales de *Chelonoidis chilensis*. La relación entre el ancho basal del hipoplastrón y el espesor de su cara externa es de 3,9. Este coeficiente está comprendido dentro del rango de variación correspondiente a la tortuga de tierra argentina.

Parte de un hioplastrón derecho corresponde a otro individuo de pequeño tamaño catalogado con el número MACN 11451b. El escaso espesor de esta placa y la extensión de la sutura hioplastral en este espécimen representaría a un ejemplar inmaduro. Sobre la superficie ventral se distinguen los surcos que limitan a los escudos humeral, pectoral y abdominal. El escudo pectoral, estrecho en su línea media, se ensancha ligeramente en su extremo centro lateral (Fig. 4: A y B).

El ejemplar MACN 11940 es un xifiplastrón derecho de un individuo adulto de pequeño tamaño (Fig. 4: C) en el cual la traza del surco femoro-anal, ligeramente sinuosa e inclinada, está más próxima a la sutura hipo-xifiplastral, limitando un gran escudo anal. La relación entre el ancho basal del xifiplastrón y su espesor es 5,6. La muesca anal es poco profunda, representada por un índice de 3,1 (relación entre el ancho y la profundidad de la muesca anal).

El extremo lateral de la cuarta placa pleural derecha de un individuo adulto de tamaño pequeño lleva la numeración MACN 11962. En la superficie dorsal están bien marcados los anillos de crecimiento y los surcos que limitan los escudos segundo y tercero y el tercer escudo vertebral. En el extremo lateral de la superficie visceral se distingue el proceso ascendente de la placa periférica correspondiente (Fig. 4: D y E).

Dos placas del margen del caparazón dorsal se preservan del MACN 11992. Una de ellas es la séptima periférica derecha. Sobre la superficie externa de esta placa los surcos están bien marcados, limitando a los escudos marginales séptimo y octavo, así como una parte del escudo abdominal y el extremo ensanchado del escudo inguinal. Asimismo, sobre esta superficie se distingue una quilla poco marcada. En la superficie visceral se observa la cicatriz resultante del contacto por sutura entre el proceso inguinal del hipoplastrón y la placa del caparazón (Fig. 4: F y G). La otra placa es la undécima periférica derecha en cuya superficie dorsal se distinguen el último escudo marginal y el supracaudal. El margen lateral de la placa es subserrado y ligeramente curvo (Fig. 4: H e I).

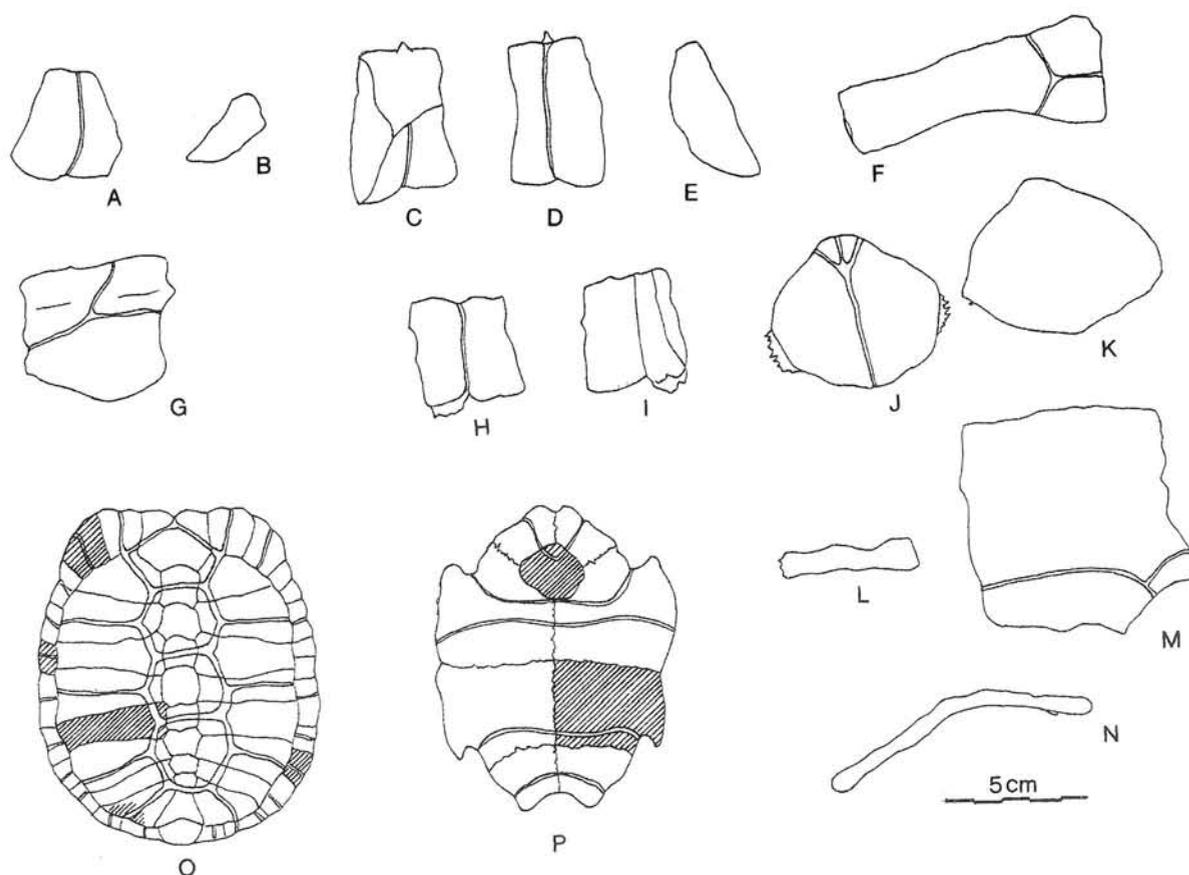


Figura 3: *Chelonoidis chilensis* s.l. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (2). MACN 11451 a: (A) vista dorsal y (B) sección transversal de la octava placa periférica izquierda; (C) vista visceral, (D) vista dorsal y (E) sección transversal de la octava placa periférica derecha; (F) vista dorsal y (N) sección transversal de la quinta pleural izquierda; (G) vista dorsal de la quinta placa periférica izquierda; (H) vista dorsal e (I) vista visceral del fragmento lateral del la octava pleural izquierda; (J) vista ventral y (K) vista visceral del entoplastron; (L) sección transversal y (M) vista ventral del hipoplastron; (O) esquema del caparazón dorsal y (P) del plastron de *Chelonoidis chilensis* que muestra la posición de las placas dérmicas preservadas en la tortuga fósil del Carcarañá.

El espécimen MACN 12061b preserva algunas placas del caparazón dorsal y del plastrón. Entre ellas es posible identificar una placa neural cuya posición en la serie no puede determinarse con certeza (Figura 4: O y P). Otra de las placas corresponde a la octava periférica izquierda (Fig. 4: M y N). En el margen medial de dicha placa se distingue parte del proceso ascendente que se liga por sutura a la superficie visceral de la sexta pleural. Asimismo, el margen distal es subserrado. El xifiplastrón derecho es la única placa que se preserva en el plastrón (Fig. 4: J, K, L). La traza del surco femoro-anal es ligeramente curva, limitando un escudo anal proporcionalmente corto. La muesca anal es relativamente profunda. El coeficiente de la relación entre el ancho y la profundidad de la muesca anal es de 1,3. Por otra parte, la establecida entre el ancho basal del xifiplastrón y su espesor alcanza un valor de 2,9. Este está comprendido dentro del rango de variación intraespecífica de *Chelonoidis chilensis*.

Las piezas numeradas como MACN 12384-12451-12950-14147 corresponden a la placa nugal, el entoplastrón, la placa pigal, el hipo-xifiplastrón izquierdo de cuatro individuos de tamaño pequeño. La placa nugal (Fig. 4: Q y R) carece de escudo cervical, característica de las especies de testudínidos sudamericanos referidas a *Chelonoidis*. El entoplastrón (Fig. 4: S y T) es más largo que ancho. Los márgenes anterolaterales son rectilíneos y los posterolaterales curvos. El surco gulo-húmeral atraviesa el entoplastrón en su parte anterior. En la superficie visceral se distingue la cresta para la adherencia de músculos y ligamentos. La placa pigal (Fig. 4: W) es similar por su forma a la presente en *C. chilensis*. La relación entre el ancho dorsal y el ventral en esta placa alcanza un valor de 2,1. El hipo-xifiplastrón izquierdo (Fig. 4: U y V) de otra tortuga de pequeño tamaño puede también ser referido a *C. chilensis*. En la superficie ventral del mismo se aprecian los surcos femoro-abdominal y femoro-anal. La longitud del escudo anal es proporcionalmente corto en relación a la longitud del escudo femoral, medida en la línea media del plastrón. La razón entre el ancho basal del xifiplastrón y su espesor es de 3,6. Por otra parte, la muesca anal es profunda y el valor resultante del cociente entre el ancho y la profundidad de la muesca anal es de 1,6.

## DETERMINACIÓN

A pesar de contar con restos aislados y fragmentarios se ha logrado determinar una serie de características morfológicas que permiten asignarlos a *Chelonoidis chilensis*. Tales caracteres son: 1) el estrechamiento antero-posterior del escudo inguinal expuesto en la superficie ventral del plastrón, 2) los márgenes subserrados de las placas periféricas que constituyen parte de los bordes libres del caparazón, 3) la presencia de una quilla sobre la superficie externa de las placas periféricas que forman el puente, 4) las pequeñas dimensiones de los especímenes y (5) el valor de la relación entre el ancho basal del xifiplastrón y el espesor en su margen lateral, que está comprendido dentro del rango de variación de la tortuga de tierra argentina viviente.

La presencia de *Chelonoidis chilensis* en el Pleistoceno argentino ya había sido mencionada por AUFFENBERG (1969) quien se refirió a los ejemplares colectados en depósitos cercanos a Córdoba sin dar otras precisiones sobre la localización geográfica y estratigráfica. Para dicho autor los especímenes fósiles alcanzaron el

doble del tamaño de sus representantes actuales. Sin embargo, es importante tener en cuenta que el rango de longitud lineal del caparazón en los individuos adultos vivientes de *C. chilensis* es variable, alcanzando algunos ejemplares, como el mencionado por FREIBERG (1973) para General Acha (provincia de La Pampa, Argentina), una longitud máxima de 430 mm. La longitud lineal máxima de los ejemplares fósiles del Carcarañá se encuentran dentro del rango de la especie actual.

En cuanto a la determinación del material se debe aclarar que el material del Carcarañá se refiere como *C. chilensis sensu lato* dado que el "status" taxonómico de la tortuga de tierra argentina está en discusión desde que FREIBERG (1973) postuló la existencia de tres especies [*C. chilensis* (Gray, 1870), *C. donosobarrosi*

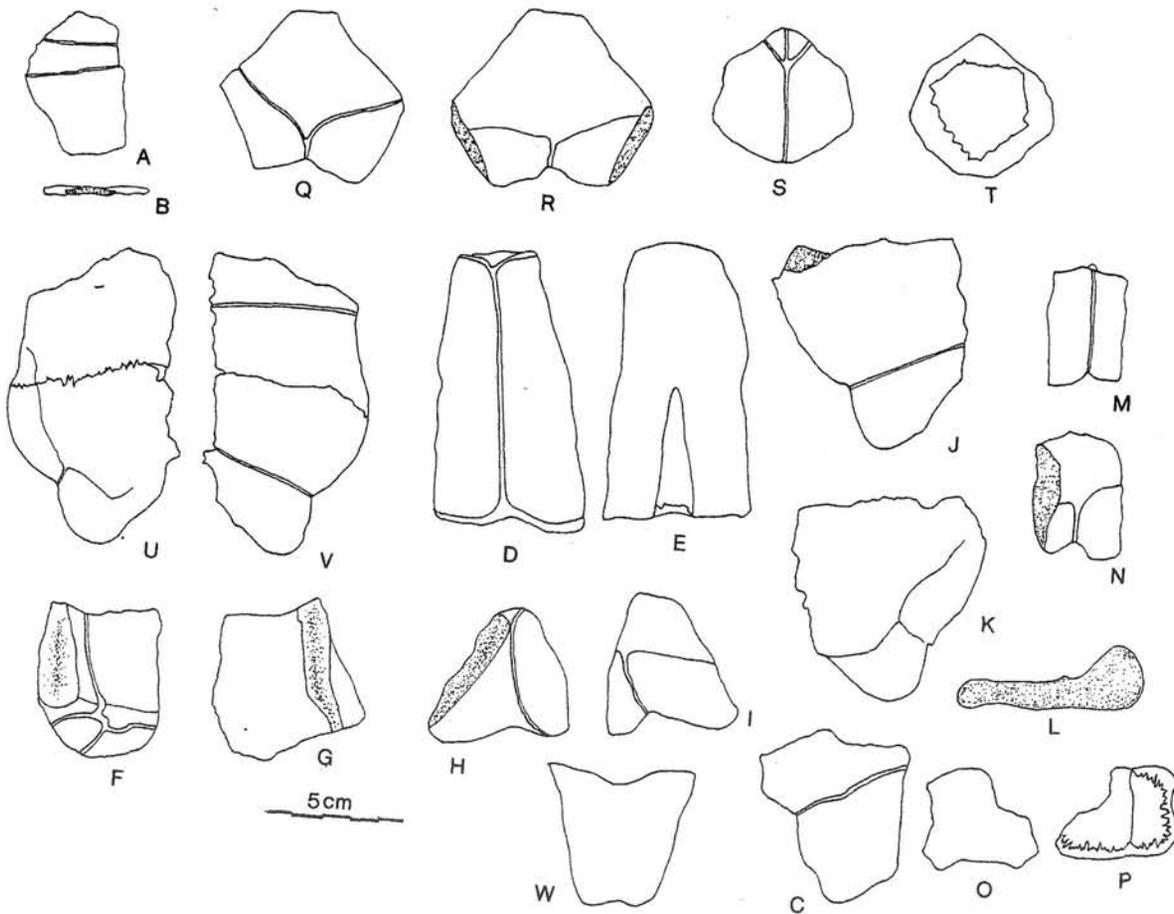


Figura 4: *Chelonoidis chilensis* s.l. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (2). MACN 11451 b: (A) vista ventral y (B) sección longitudinal del hioplastron derecho. MACN 11940: (C) vista ventral del xifiplastron derecho. MACN 11962: (D) vista dorsal y (E) vista visceral de la cuarta placa pleural derecha. MACN 11992 (F) vista dorsal y (G) vista visceral de la séptima placa periférica derecha, (H) vista dorsal e (I) vista visceral de la undécima placa periférica derecha. MACN 12061 b (J) vista ventral, (K) vista visceral y (L) sección transversal del xifiplastron derecho; (M) vista dorsal y (N) vista visceral de la octava placa periférica izquierda; (O) vista dorsal y (P) vista visceral de una placa neural de posición anterior en la serie. MACN 12384: (Q) vista dorsal y (R) vista visceral de la placa nuchal; MACN 12451: (S) vista ventral y (T) vista visceral del entoplastron. MACN 14147: (U) vista visceral y (V) vista ventral del hipo-xifiplastron izquierdo. MACN 12950: (W) vista dorsal de la placa pigal.

(Freiberg, 1973) y *C. petersi* (Freiberg, 1973)]. Aunque autores como WERMUTH & MERTENS (1977), AUFFENBERG (*sensu* PRITCHARD, 1979), y GROOMBRIDGE (1982), sostienen la validez de una sola especie (*C. chilensis*), otros como CEI (1986) dan la razón a FREIBERG. Una diferente posición es sostenida por FERNÁNDEZ (1988) quien propone la validez de dos especies. Esta autora en su trabajo de Tesis Doctoral, después de un exhaustivo examen de los holotipos de las especies actuales y del estudio de nuevos ejemplares, solamente sostiene a *C. chilensis* (= *C. donosobarrosi*) y a *C. petersi*.

Dada la naturaleza fragmentaria del material fósil del Carcarañá y a que FREIBERG (1973) erigió las nuevas especies sobre la base de caracteres de morfología externa y coloración (los cuales en su mayor parte no pueden distinguirse en el material fósil) se refiere el material a *C. chilensis* (*s.l.*).

### *Chelonoidis* sp.

**Material referido:** MACN 10113, MACN 11451c-11451d, MACN 11478a-11478b-MACN 11547-MACN 11711-MACN 12113-MACN 12128-MACN 12384-MACN 14160-MACN 15959. Placas dérmicas del caparazón y un fragmento distal de un húmero izquierdo correspondiente a varios individuos colectados por L. KRAGLIEVICH, A. CASTELLANOS y O. CORONEL.

**Procedencia geográfica y antigüedad:** Las tortugas proceden de sedimentitas de Edad Lujanense (Pleistoceno tardío) aflorantes en las barrancas del río Carcarañá, en el trecho comprendido entre San José de La Esquina y Casilda (un espécimen MACN 10113), Departamento Caseros (Fig. 1: 1), así como en las proximidades de los puentes del ferrocarril y carretero Rosario-Santa Fe, Departamento San Lorenzo, provincia de Santa Fe (los ejemplares restantes) (Fig. 1: 2).

### DESCRIPCIÓN

El espécimen MACN 10113 es un hioplastrón derecho de gran tamaño (406 mm de longitud máxima). Dicha placa está completamente preservada con excepción de parte del puente. El espesor de esta placa es considerable alcanzando en el contacto hio-hipoplastral un valor de 38 mm. Todas las suturas del hioplastrón son dentadas, en particular la que contacta los hioplastra en la línea media, desarrollándose en dicha sutura una más delicada dentición. Sobre la superficie ventral se aprecia una sutura epi-hioplastral rectilínea así como el surco húmero-pectoral. La traza de dicho surco es rectilínea en buena parte de su trayectoria, la cual toca el entoplastrón, se dirige en su tramo distal hacia la escotadura axilar formando un ángulo obtuso de 115° (Fig. 6: G).

Al ejemplar MACN 11451d corresponden cuatro placas de un caparazón dorsal de gran tamaño. La primera suprapigal es la única placa impar de la línea media del caparazón dorsal que se preserva (Fig. 5: A y B). Los contactos de esta placa con la última neural, el octavo par de placas pleurales y la segunda suprapigal le confieren a la placa suprapigal forma de A. Esta disposición es la más frecuente observada en

las especies vivientes y fósiles atribuidas a *Geochelone* (*s.l.*) (ver LOVERIDGE & WILLIAMS, 1957). Sobre la superficie dorsal se distingue una giba poco pronunciada, sin presentar una contraparte cóncava en la vista visceral. En esta vista se aprecia la prolongación de la cicatriz producida por la separación de la vértebra dorsal suturada contra la última placa neural. El espesor de la primera placa suprapigal varía ligeramente, presentando su margen anterior más adelgazado en relación al sector ocupado por la giba.

Las otras tres placas son la cuarta, la undécima periféricas izquierdas y la novena derecha (Fig. 5: C, D, E, F y G). La cuarta periférica, que forma parte del puente, preserva sólo un fragmento proximal. La suturas que la contactan con la segunda pleural y la quinta periférica son fuertemente dentadas. La undécima periférica izquierda presenta el margen lateral subserrado. Sobre la superficie dorsal se distingue el surco que separa al último escudo marginal del supracaudal. El lóbulo posterior de esta placa, junto con la pigal, se proyectan hacia atrás y afuera. La novena periférica derecha, que junto con la placa anterior forman parte del borde posterior del caparazón dorsal, presenta su margen distal subserrado.

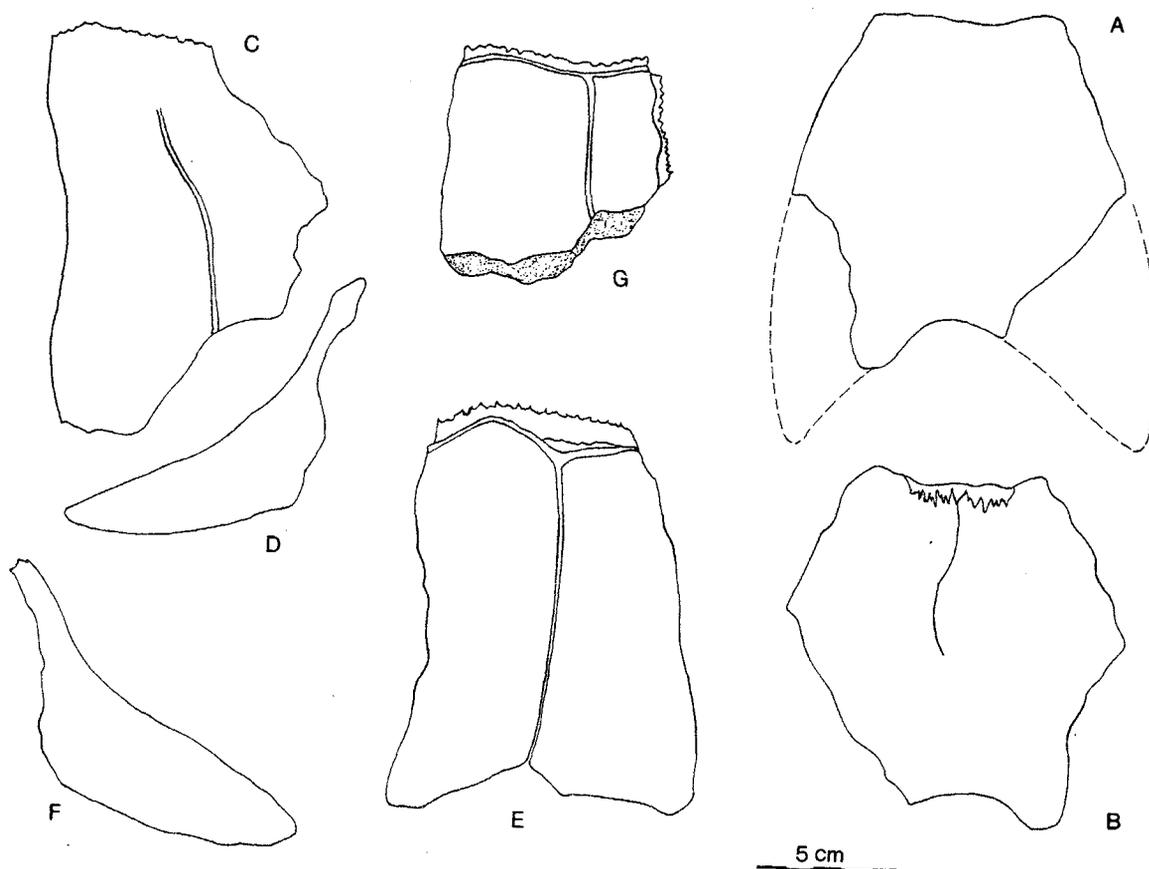


Figura 5: *Chelonoidis* sp. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (2). MACN 11451 d: (A) vista dorsal y (B) vista visceral de la placa suprapigal I, (C) vista dorsal y (D) sección transversal de la undécima placa periférica izquierda, (E) vista dorsal y (F) sección transversal de la novena placa periférica derecha, (G) fragmento medial de la cuarta placa periférica izquierda.

El espécimen 11451c sólo preserva dos placas del caparazón dorsal. Una de ellas es una placa nucal de enormes proporciones, ligeramente más ancha que larga (Fig. 6: A). La superficie dorsal de esta placa carece del escudo cervical, condición derivada presente en todas las tortugas terrestres sudamericanas referidas al género *Chelonoidis*. La otra placa del caparazón dorsal es probablemente la octava placa neural de forma octagonal (Fig. 6: B y C). Dicha placa presenta una giba poco pronunciada y sin contraparte cóncava en la superficie visceral.

El MACN 12113 es un xifiplastrón derecho de forma cuadrangular en cuya superficie ventral el surco femoro-anal es rectilíneo y horizontal, curvándose en el extremo lateral de la placa. La relación entre el ancho basal de esta placa y su espesor en su cara externa es de 3,3. La muesca anal es poco profunda y el coeficiente resultante del cociente entre el ancho y la profundidad de la misma es de 2,6 (Fig. 6: D, E y F).

Tres placas dérmicas del margen del caparazón dorsal de un individuo adulto de tamaño gigante se corresponde con la numeración MACN 11478 a. Dos de ellas son las periféricas derechas séptima y octava (Fig. 7: A, B y C), la restante es la novena izquierda (Fig. 7: D y E). La séptima periférica forma parte del puente, como lo demuestra la cicatriz producida por la ruptura del proceso inguinal del plastrón, suturado a la placa. Asimismo, en su cara externa se distinguen los surcos

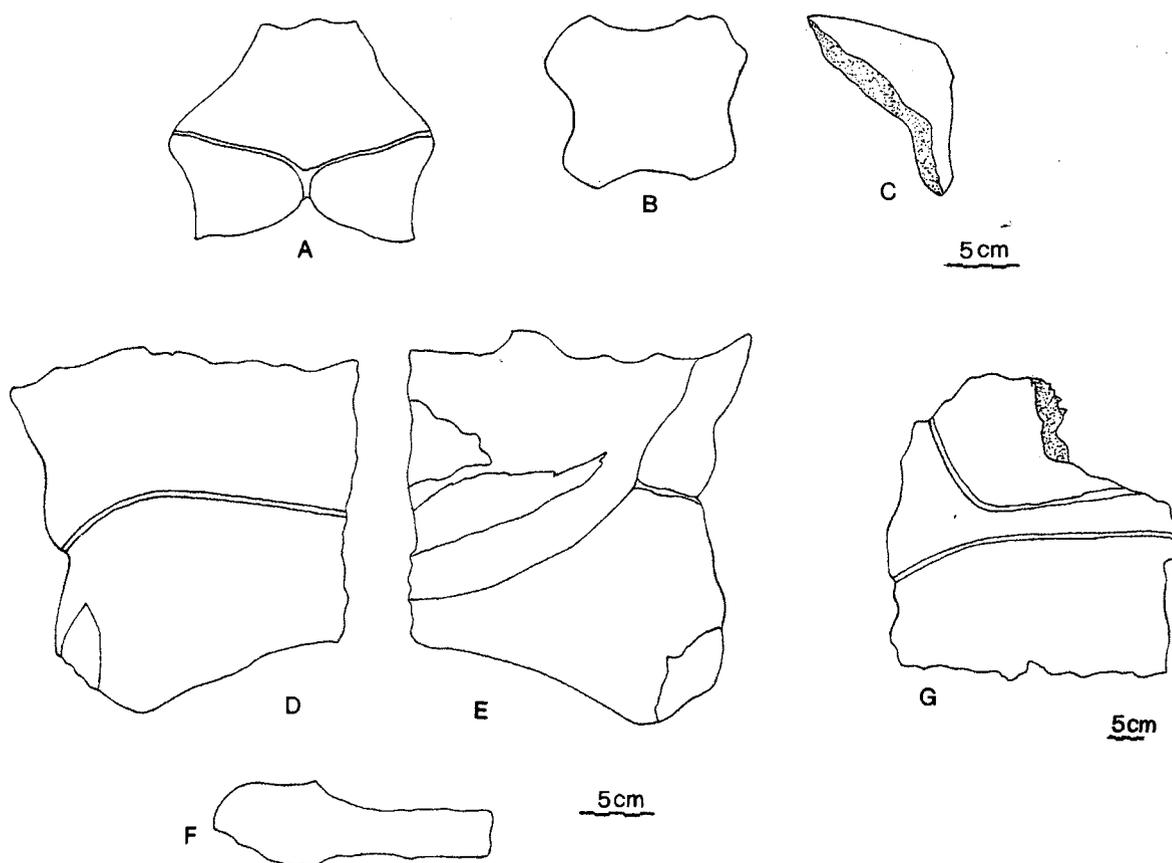


Figura 6: *Chelonoidis* sp. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (1 y 2). MACN 11451 c: (A) vista dorsal de la placa nucal, (B) vista dorsal y (C) vista lateral de la octava placa neural. MACN 12113: (D) vista ventral, (E) vista visceral y (F) sección transversal basal del xifiplastron derecho. MACN 10113 (G) vista ventral del hioplastron derecho.

que definen a los escudos marginales séptimo y octavo y una quilla poco pronunciada. Las periféricas octava derecha y novena izquierda, que forman parte del borde posterior del caparazón dorsal, presentan sus márgenes laterales sinuosos.

El espécimen MACN 11478 b consiste en un hioplastrón derecho de otra tortuga terrestre de gran tamaño (Fig. 7: F). la preservación de esta placa es incompleta, faltando su mitad posterior. La sutura hio-entoplastral indica la existencia de un entoplastron de gran tamaño con márgenes postero-laterales redondeados. También sobre la superficie ventral se distingue la traza del surco húmero-pectoral, de trayectoria rectilínea curvándose en su extremo lateral para formar un ángulo de  $145^\circ$ .

El extremo distal de un húmero izquierdo corresponde al individuo MACN 12128 (Fig. 7: G, H e I). Dicho extremo presenta una considerable expansión. Esta condición, según AUFFENBERG (1971), se presenta en las especies vivientes como *Chelonoidis nigra* (Quoy & Gaimard, 1824) y *C. chilensis* (Gray, 1870). La superficie articular se encuentra sobre una elevación dirigida ventralmente. En

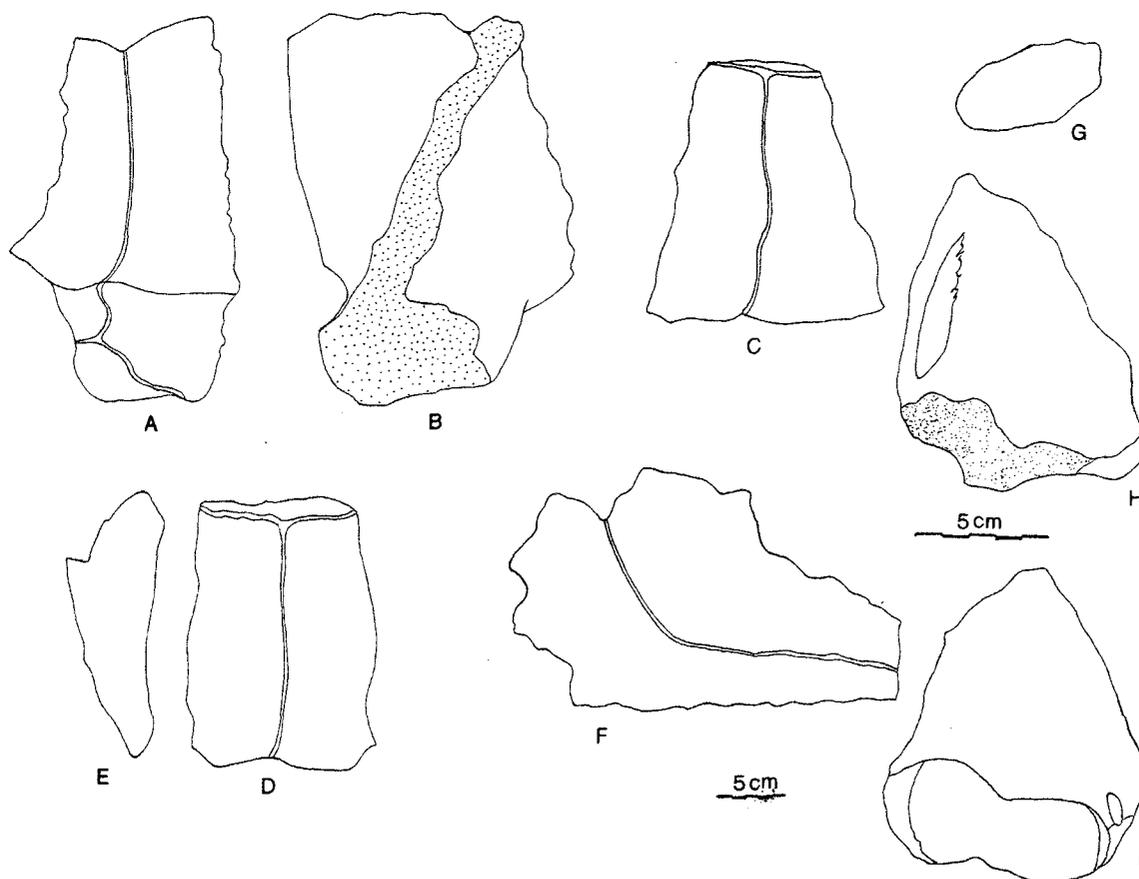


Figura 7: *Chelonoidis* sp. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (2). MACN 11478: (A) vista dorsal y (B) vista visceral de la séptima placa periférica derecha, (D) vista dorsal y (E) sección transversal de la novena placa periférica izquierda. MACN 11478 b: (F) vista ventral del hioplastron derecho; (G) sección transversal, (H) superficie dorsal e (I) superficie ventral del fragmento distal del húmero izquierdo.

dicha superficie se distingue: el *capitellum*, mediante el cual articula el húmero con el radio y la *tróclea* mediante la cual este elemento articula con la ulna. El *canal ectepicondylar*, de posición lateral sobre la superficie dorsal, se extiende en el extremo distal de la diáfisis sin alcanzar el nivel del *capitellum*.

El espécimen MACN 11547 está representado por una placa neural hexagonal de gran tamaño, con márgenes antero-laterales más cortos que los postero-laterales (Fig. 8: B). A pesar de que la posición precisa en la serie neural no se puede establecer, es posible situarla entre las cuatro posteriores, ya que la condición más frecuente entre las primeras neurales es una alternancia de placas cuadrangulares y octogonales. Esta placa neural presenta una giba situada en el sector antero-central de la superficie dorsal, observándose una contraparte concava en vista visceral. En dicha superficie visceral se distingue la cicatriz resultante de la ruptura de la vértebra dorsal suturada a la placa neural. Como particularidad, esta cicatriz está parcialmente destruida y presenta una serie de surcos radiales anastomosados a su alrededor (Fig. 8: A). Posiblemente estos rastros sean producto de la actividad de insectos necrófagos.

Una séptima placa periférica izquierda cuyo número de colección es MACN 11711 corresponde a otro individuo adulto de gran talla. Sobre la superficie externa se distingue una quilla bien definida y el surco que separa a los escudos marginales séptimo y octavo (Fig. 8: C).

El ejemplar MACN 12384 está representado por una sola placa neural de forma hexagonal y por fragmentos de placas periféricas. A diferencia de la placa neural anteriormente descrita (MACN 11547), la giba en esta placa está situada en el extremo distal de la misma. Asimismo, no se observa una contraparte concava en la superficie visceral, presentando incluso el mayor espesor en el extremo distal de esta placa. Dichas características, que permiten diferenciarla de la placa neural anteriormente descrita, indican que la distinta estructura responde a una diferente posición en la serie neural (Fig. 8: D, E y F).

Las otras placas del caparazón dorsal del mismo individuo son los fragmentos laterales de las placas periféricas primera y segunda del margen anterior derecho (Fig. 8: G). Los bordes libres laterales de éstas son sinuosos, presentando amplios lóbulos. Otros fragmentos preservados corresponden a las periféricas derechas novena, décima y undécima.

Sólo un sector del borde posterior del caparazón se preserva del individuo MACN 14160. Este sector comprende la placa pigal y la undécima periférica derechas (Fig. 8: H). La proyección externa de dicha placa y la posición inclinada de la pigal determinan el resalto del borde posterior del caparazón. El margen lateral de la undécima placa periférica es sinuoso. A su vez la placa pigal es más alta (172 mm) que ancha (165 mm) y la relación entre el ancho dorsal (165 mm) y el ventral (82) de esta placa alcanza un valor de 2,0.

El MACN 15959 es un fragmento del xifiplastrón derecho. En la superficie ventral de esta placa se aprecia el trazo del surco femoro-anal, de trayectoria rectilínea y horizontal, limitando un corto escudo anal. La muesca anal es profunda y el coeficiente resultante de la relación entre el ancho (154 mm) y la profundidad (103) de la muesca anal alcanza un valor de 1,5 (Fig. 8: I y J).

## COMPARACIONES

Dos especies de gran tamaño, del Pleistoceno de América del Sur, fueron descritas sobre la base de material fragmentario. Estas son ?*Chelonoidis sellowii* (Weiss, 1830) y ?*C. elata* (Gervais, 1877). El ejemplar tipo de ?*C. sellowii* hallado en Paso del Catalán, río Quequay, Paysandu, Uruguay, preserva sólo ocho placas fragmentarias del caparazón, de las cuales la más completa es la décima placa periférica. Los ángulos que forman los márgenes de las placas periféricas, del borde posterior del caparazón dorsal, en el MACN 11451 son similares a los que se observan en la ilustración de WEISS (1830: lám V, fig. 6), determinando un margen de tipo subserrado. Asimismo, los márgenes de las placas periféricas del espécimen MACN 11478 son sinuosos. Otra placa que puede ser comparada es el xifiplastrón. El figurado por WEISS (*op. cit.*, lám. V, fig. 7 y 8) se asemeja por su forma al MACN 15959, diferenciándose por la posición del surco femoro-anal y por la distancia existente entre dicho surco y el extremo distal de la placa (ver Fig. 8: I y

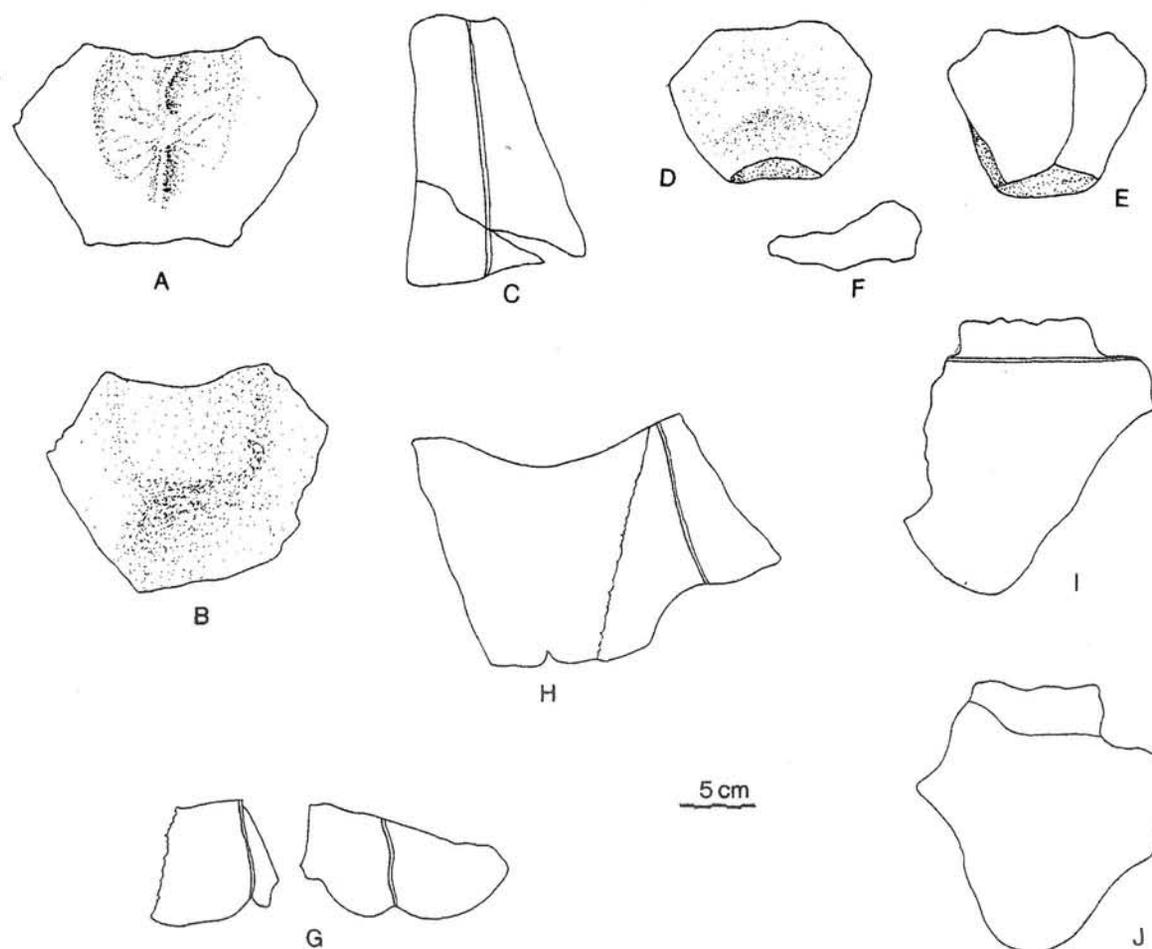


Figura 8: *Chelonoidis* sp. Afloramientos pleistocénicos de las barrancas del río Carcarañá (2). MACN 11457: (A) vista visceral y (B) vista dorsal de una placa neural de posición indeterminada. MACN 11711: (C) vista dorsal de la séptima placa periférica derecha. MACN 12384: (D) vista dorsal, (E) vista visceral y (F) vista lateral de una placa neural de posición indeterminada; (G) vista dorsal de las placas periféricas primera y segunda. MACN 14160: (H) vista dorsal de la placa pical y la undécima periférica derecha. MACN 15959: (I) vista ventral y (J) vista visceral del xifiplastron derecho.

J). A su vez se diferencia del xifiplastron MACN 12113 por su forma y la posición del surco femoro-anal (ver Fig. 6: D y E). Cabe mencionar que las diferencias morfológicas, entre los dos ejemplares del Carcarañá, como las formas del xifiplastron y la profundidad de la muesca anal, podrían ser resultado de dimorfismo sexual.

Por su parte ACHAVAL (M.S.) describió un caparazón dorsal y fragmentos del plastron de una *Chelonoidis* gigante colectada en sedimentitas pleistocenas de la Formación Libertad, aflorantes en el arroyo Nañez, Río Negro, Uruguay. El ejemplar descrito por ACHAVAL se asemeja a los especímenes del Carcarañá, en términos generales, por el tamaño y la presencia de gibas vertebrales sobre el caparazón dorsal. Sin embargo, cabe destacar que el tamaño que alcanzaron algunos especímenes del Carcarañá superaron largamente los 970 mm de longitud del caparazón dorsal de la tortuga pleistocena de arroyo Nañez. Un tamaño equivalente es alcanzado por algunas variedades de la especie actual *Chelonoidis nigra* (ver VAN DENBURGH, 1914; FRITTS, 1983, PRITCHARD, 1979, 1996). Asimismo presenta diferencias morfológicas menores en el caparazón dorsal, tales como la forma de la placa nual y la presencia de una placa preneural.

La otra especie gigante nominada y descrita en el siglo pasado es ?*Chelonoidis elata* (Gervais, 1877). El espécimen tipo procede de sedimentitas del Pleistoceno tardío aflorante “en la región inferior de la Cuenca Amazónica Brasil” (ver GERVAIS, 1877). El tipo está representado por parte del dentario, los extremos proximales del cúbito y el radio, así como por un fragmento del plastron. La mala preservación de este último resto impide realizar una comparación con las tortugas del Carcarañá. Por otra parte, AUFFENBERG (1974) consideró a ?*C. elata* como un posible sinónimo de ?*C. sellowii*. A pesar de ello, por el momento esta sinonimia está lejos de ser probada dada la naturaleza fragmentaria y los elementos óseos no comparables en ambos holotipos.

Grandes especímenes de testudínidos procedentes del Miembro 1 (Lujanense) de la Formación Ñuapua, expuestos en la Quebrada de Ñuapua (Departamento de Chuquisaca, Bolivia), fueron referidos por BROIN (1991) a *Chelonoidis* sp. Los materiales fósiles de Ñuapua corresponden a tres especímenes. Uno de ellos representado por una placa pigal y los dos restantes por placas pleurales y una neural de considerable espesor respectivamente. La placa pigal, correspondiente a un caparazón de 100 cm de longitud, fue la única placa descrita e ilustrada por BROIN (1991: Plate III, 3 a y b). Dicha placa, en la forma de Ñuapua, aunque difiere en forma y proporciones de la pigal preservada en uno de los especímenes de Carcarañá MACN 14160 (Fig. 8: H), indicando una probable diferenciación específica, comparte con la forma de Carcarañá uno de los rasgos que según BROIN (1991) es diagnóstico del género *Chelonoidis*: un acortamiento lateral de la parte posterior de la suprapigal 2. Aunque esta placa no está preservada en ninguno de los especímenes gigantes del Carcarañá, ciertos rasgos presentes en la placa suprapigal 1 (contacto por sutura con la suprapigal 2) del ejemplar MACN 11451 d (Fig. 5: A y B) y en la pigal del MACN 14160 (Fig. 8: H) permiten inferir el mencionado acortamiento lateral de la suprapigal 2 en los especímenes santafecinos.

La presencia de tortugas terrestres también está documentada en el Pleistoceno de las Antillas occidentales (HOOIJER, 1963; WILLIAMS, 1950, 1952). Una de estas especies de gran tamaño, *Chelonoidis cubensis* (Leidy), procedente del Pleistoceno de Chapopote Spring (Baños de Ciego Montero, provincia Las Villas, Cuba), fue redesignada por WILLIAMS (1950). Después de realizar un detallado estudio anatómico encontró cierta semejanza con las especies de América del Sur y refirió la tortuga cubana al taxón *Chelonoidis*.

Cabe señalar que ciertas características morfológicas presentes en el caparazón de *C. cubensis* permiten diferenciarla de los ejemplares del Pleistoceno de Carcarañá. Entre otras se puede enumerar: el menor espesor de las placas óseas y la presencia de crestas agudas separando los bordes de los escudos vertebrales.

## DISCUSIÓN

Las diferentes familias de tortugas casiquelidias (Chelidae, Testudinidae, Emydidae) registradas en las sedimentitas pleistocénicas del sur de la provincia de Santa Fe representan, junto con los Kinosternidae (sin registro fósil en Argentina), la totalidad de las familias de tortugas continentales que se distribuyen en la actualidad en el territorio argentino (FREIBERG, 1967; RICHARD & DE LA FUENTE, 1992). Estos distintos grupos de tortugas han tenido una historia biogeográfica muy distinta. Por ejemplo, los Chelidae se diversificaron en masas continentales meridionales que formaron parte de surgondwana (e.g. Patagonia) durante el Cretácico y el Paleógeno, colonizando *a posteriori* el norte de América del Sur a partir del Oligoceno (BROIN & DE LA FUENTE, 1993 a y b). A favor del origen austral de los quélidos PRITCHARD (1984) y PRITCHARD & TREBBAU (1984) argumentaron: 1) que los registros más antiguos de estas tortugas se hallaron en regiones meridionales de América del Sur (Patagonia) y Australasia (Australia meridional y Tasmania), 2) aún los quélidos tropicales se caracterizan por una sorprendente tolerancia a condiciones más frías en comparación con otros grupos de pleurodiros, 3) mientras que los reptiles normalmente exhiben un aumento de la diversidad hacia los trópicos, los quélidos presentan su mayor diversidad en los extremos meridionales de su distribución en América del Sur y Australia.

Los testudinidos testudininos sudamericanos han tenido otro origen biogeográfico y para poder inferirlo se deben considerar algunos de los acontecimientos cenogenéticos que contribuyeron a conformar la composición actual de la fauna de los Tetrápodos sudamericanos, así como el carácter aislado y accidental del poblamiento insular. En este sentido cabe señalar que estas peculiares cryptodiras terrestres, junto con los roedores histicognatos, primates ceboideos, lagartos escindidos y anuros microhilidos, efectuaron su irrupción en América del Sur por medio de dispersión accidental, cuando este continente estuvo aislado y por consiguiente cerrado a todo intercambio faunístico masivo con otras masas continentales (ver SIMPSON, 1943, 1950, 1980; REIG, 1962, 1981; PATTERSON & PASCUAL, 1972; LAURENT, 1979; PASCUAL, 1984 a, b). En virtud de la naturaleza de "continente isla" de América del Sur durante la mayor parte del Terciario, es

interesante destacar aquí las posibilidades que tienen las tortugas terrestres para efectuar travesías transoceánicas. Según PRITCHARD (1984), a diferencia de lo que ocurre con las tortugas dulceacuícolas, los quelonios terrestres pueden atravesar barreras marinas sin necesidad de puentes continentales. Características tales como: 1) un tegumento impermeable que evita la deshidratación osmótica resultante de la interacción con el medio marino; y 2) la capacidad de flotación de estas tortugas hace factible que un testudinino sea transportado por deriva pasiva hacia una región distante, posibilitando un poblamiento insular accidental. Por otra parte, el establecimiento de colonizaciones por medio de travesías transoceánicas exitosas está ampliamente documentado en las tortugas terrestres por los ejemplos conocidos de poblamiento insular (i.e. BOUR, 1988). Asimismo, se ha constatado la presencia de "balsas naturales" en el océano, alejadas de la costa conteniendo vertebrados (POWERS, 1911 y RIDLEY, 1930 *vide* CIOCHON & CHIARELLI, 1980).

Considerando la naturaleza monofilética de los Testudininos sudamericanos diversos autores (SIMPSON, 1942, 1943, WILLIAMS, 1950; AUFFENBERG, 1971) han sugerido un origen en América del Norte o en América Central. Análisis cladísticos realizados por otros autores como CRUMLY (1984) no sostienen la monofilia del grupo sudamericano. Estas circunstancias llevan a CRUMLY (*op. cit*) a sugerir invasiones múltiples desde el Norte, no descartando un origen africano para alguno de sus miembros. Este origen fue sugerido por DE LA FUENTE (1988, 1994) para todos los testudininos del continente sudamericano.

Para sustentar las diferentes hipótesis sobre el origen geográfico de los roedores histicognatos y primates ceboideos diversos autores propusieron rutas de migración transoceánicas alternativas hacia América del Sur. Éstas también permiten explicar la irrupción de los testudininos en este continente. Por ejemplo, autores franceses como HOFFSTETTER (1972, 1974, 1975, 1980) y LAVOCAT (1969, 1971) se pronunciaron por un origen africano de estos grupos de mamíferos. En este sentido propusieron una migración transatlántica durante el Eoceno superior. Para los autores arriba mencionados el cruce accidental del Océano Atlántico fue favorecido por una corriente ecuatorial y los vientos alisios de dirección este-oeste, así como por la menor distancia existente entre África y América del Sur. Asimismo, la posible existencia de islas oceánicas actualmente sumergidas, alejadas de la costa, tanto de Brasil como de África Occidental, durante el Terciario temprano (TARLING, 1980), habría posibilitado la deriva pasiva por medio de balsas naturales.

Cabe consignar que en favor de los holartícticos, SIMONS (1976) ha argüido que las distancias entre África y América del Sur en el Terciario temprano eran mayores que las supuestas por HOFFSTETTER y LAVOCAT y ha expresado por consiguiente sus dudas de que una dispersión pasiva desde África hacia América del Sur fuera efectiva. Asimismo las distancias entre ambas Américas no serían lo suficientemente extensas como para impedir el intercambio faunístico entre ellas. La existencia de cadenas de islas volcánicas en mesoamérica constituiría una evidencia adicional que corroboraría este intercambio. Sin embargo TARLING (1980) sugiere que durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (época durante la cual se prevé que las tortugas terrestres invadieron América del Sur) la separación entre las tierras emergidas de mesoamérica y América del Sur excedió los 1200 km.

También TARLING (*op.cit.*) destaca que las corrientes de la región panameña se desplazarían trasladando materiales hacia el Golfo de México, imposibilitando la migración de fauna desde mesoamérica hacia América del Sur. Por el contrario, las corrientes oceánicas que se desplazaban hacia el oeste a lo largo de la costa septentrional de América del Sur alcanzarían las islas volcánicas centroamericanas, facilitando la dispersión de fauna sudamericana hacia el norte por deriva pasiva.

De la lectura de estos párrafos se desprende que los datos aún son insuficientes para apoyar como definitiva alguna de estas dos hipótesis sobre el origen de los de los testudininos Neotropicales.

Finalmente, la presencia de Emydidae referidos como *cf Trachemys* sp. provee evidencias del arribo en el Pleistoceno de un grupo laurasiático. Éste es un género bien establecido en la actualidad en América del Sur junto a *Kinosternon* (Kinosternidae) y *Chelydra* (Chelydridae). restringido este último a la parte noroccidental de América del Sur. Éstos son grupos de arribo reciente en América del Sur, que probablemente estén relacionados con la conexión del puente panameño. Este evento posibilitó la irrupción de cryptodiras acuáticas continentales que con anterioridad estaban imposibilitadas de atravesar una barrera marina.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. JOSÉ F. BONAPARTE, quien puso a mi disposición el material del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" de Buenos Aires para su estudio y al Sr. MARTÍN BARRIOS por las ilustraciones. También, al Dr. E. JIMÉNEZ FUENTES (Universidad de Salamanca), que revisó el artículo

## BIBLIOGRAFÍA

- AUFFENBERG, W. (1969): Land of the Chaco tortoise. *Int. Turt. Soc. J.*, **3** (3): 16-19.
- AUFFENBERG, W. (1971): A new fossil tortoise, with remarks on the origin of South American Testudinines, *Copeia*, **1**: 106-117.
- AUFFENBERG, W. (1974): Checklist of fossil land tortoises (Testudinidae). *Bull. Florida State Mus., Biol.*, **18** (2): 121-251.
- BOUR, R. (1988): Tortues et Insularité : les tortues des Seychelles. *Bull. Soc. Zool. Fr.*, **112** (3-4): 401-418.
- BOUR, R & PAULER I. (1988): Identité de *Phrynops vanderhaegei* Bour, 1979, et des espèces affines (Reptilia: Chelidae). *Mesogée*, **47**: 3-24.
- BROIN, F. de (1991): Fossil Turtle from Bolivia. In: SUAREZ-SORUCO R., ed., *Fósiles y Facies de Bolivia*. Vol. 1, Vertebrados, *Rev. Técn YPF*, **12**: (3-4): 509-527.

- BROIN, F. de & DE LA FUENTE, M. (1993 a): Les tortues fossiles d'Argentine: première synthèse. Actes Table Ronde Européenne, Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique latine, Lyon, 1992. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, **125**: 73-84.
- BROIN, F. de & DE LA FUENTE, M. (1993 b): Les tortues fossiles d'Argentine: synthèse. *Ann. Paléont.*, **79** (3): 169-132.
- CASTELLANOS, A. (1924): Contribución al estudio de la paleoantropología argentina. Restos descubiertos en las lagunas Melincué (provincia de Santa Fe). *Rev. Univ. Nac. Córdoba*, **21**: 279-310.
- CASTELLANOS, A. (1940): Breve reseña sobre la estratigrafía Pampeana de Santa Fe. In Lucas Kraglevich. *Obras Completas*, **3**: 894-903.
- CEI, J. (1986): Reptiles del centro, centro-oeste y sur de la Argentina. *Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, Monogr.*, **4**: 528 pp.
- CIOCHON, R. & CHIARELLI, A. (1980): Paleobiogeography Perspective on the Origin of the Platyrrhini. In: *Evolutionary Biology of the New World Monkeys and Continental Drift*. R. L. CIOCHON & A. B. CHIARELLI (eds), Plenum Press, New York: 459-493.
- CRUMLY, C. R. (1984): *The evolution of land tortoises (Testudinidae)*. Unpublished Ph. D. dissertation, Rutgers. The State University. Newark.
- DE CARLES, E. (1912): Relación acerca de los yacimientos fosilíferos del arroyo Frías y sedimentos de las barrancas del río Paraná al norte y sur de Santa Fe. *An. Mus. Nac. Hist. Nat. Buenos Aires*, **23**: 245-252.
- DE LA FUENTE, M. (1988): *Las Tortugas Chelidae (Pleurodira) y Testudinidae (Cryptodira) del Cenozoico argentino*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata.
- DE LA FUENTE, M. (1994): Descripción de nuevos especímenes y relaciones filogenéticas de *Chelonoidis gringorum* (Chelonii: Testudinidae) del Mioceno temprano de Patagonia Central. *Studia Geol. Salmanticensis*, **30**: 107-131.
- FERNÁNDEZ, M. (1988): *Las Testudinidae (Reptilia: Chelonii) argentinas: osteología y distribución geográfica*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata.
- FREIBERG, M. (1967): Tortugas de la Argentina. *Cienc. Invest., Buenos Aires*, **23** (8): 351-363.
- FREIBERG, M. (1969): Una nueva subespecie de *Pseudemys dorbigni* (Duméril et Bibron) (Reptilia, Chelonia, Emydidae). *Physis, Buenos Aires*, **28** (77): 299-314.
- FREIBERG, M. (1973): Dos nuevas tortugas terrestres de Argentina. *Bol. Soc. Biol. Concepción*, **49**: 81-93.
- FRENGUELLI, J. (1928): Sobre un perfil geológico del río Carcarañá. *An. Fac. Cienc. Educ. Paraná*, **3**: 101-130.
- FRITTS, T. (1983): Morphometrics of Galapagos tortoises evolutionary implications. In *Patterns of Evolution in Galapagos Organisms*, R. BOWMAN, M. BERSON, & A. LEVITON, eds. Am. Ass. Advanc. Sci., Pacific Division, 580 p.
- GERVAIS, P. (1877): Tortue gigantesque fossil au Brésil. *Jour. Zool.*, **6**: 283-285.
- GROOMBRIDGE, B. (1982): *The IUCN Amphibia-Reptilia Red Data Book*. Part 1. Testudines, Crocodylia, Rhyncocephalia. Publ. By Internat. Union Conserv. Nat., 426 p.

- HOFFSTETTER, R. (1972): Relationships, origins and phylogeny of the ceboid monkeys and caviomorph rodents: a modern interpretation. *Evol. Biol.*, **6**: 323-347.
- HOFFSTETTER, R. (1974): Phylogeny and geographic deployment of Primates. *J. Human Evol.*, **3**: 323-350.
- HOFFSTETTER, R. (1975): El origen de los Caviomorpha y el problema de los hystricognathi (Rodentia). *Actas I Congr. Argent. Paleont. y Bioestr.* (San Miguel de Tucumán, 1974), **2**: 505-528.
- HOFFSTETTER, R. (1980): Los monos platirrininos (Primates): Origen, extensión, filogenia, taxonomía. *Actas II Congr. Argent. Paleont. y Bioestr. I Congr. Latinoamer. Paleont.* (Buenos Aires, 1978), **2**: 291-303.
- HOOPER, D. (1963): *Geochelone* from the Pleistocene of Curacao, Netherlands Antillas. *Copeia*, **3**: 579-580.
- IRIONDO, M. & KRÖLING, D. (1995): El Sistema Eólico Pampeano. *Com. Mus. Prov. Cs. Naturales Santa Fe*: **5 (1)**: 1-68.
- LAURENT, R. (1979): Herpetofaunal relationships between Africa and South America. In W. DUELLMAN ed.) *The South American Herpetofauna. Its origin, evolution and dispersal.* Mus. Nat. Hist Univ. Kansas, Monograph, **7**: 55-72.
- LAVOCAT, R. (1969): La systématique des rongeurs hystricomorphes et la derive des continents. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **D 269**: 1496-1497.
- LAVOCAT, R. (1971): Affinités systematiques des Caviomorphes et des Phiomorphes et origen africaine des caviomorphes. *An. Acad. Bras. Cienc. Supl.*, **43**: 515-522.
- LOVERIDGE, A. & WILLIAMS, E. (1957): Revisión of the African tortoises and turtles of the suborder Cryptodira. *Bull. Mus. Comp. Zool.*, **115 (6)**: 163-557. Cambridge.
- PASCUAL, R. (1984 a): La sucesión de las edades-mamíferos, de los climas y del diastrofismo sudamericano durante el Cenozoico: fenómenos concurrentes. *Anal. Acad. Nac. Cs. Ex. Fis. Nat. Buenos Aires*, **36**: 15-37.
- PASCUAL, R. (1984 b): Late Tertiary mammals of southern South America as indicators of climatic deterioration. **1**: 1-30. In BALKEMA A.A. *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, **2**, Rotterdam, Boston.
- PATTERSON, B. & PASCUAL, R. (1972): The fossil mammals fauna of South America. In KEAST, F. ERK & B. GLASS (eds.) *Evolution Mammals and Southern Continents*, State University of New York Press, Albany: 247-307.
- PRITCHARD, P. (1979): *Encyclopedia od Turtles*. T.F.H Publ. Inc., New Jersey: 895 p.
- PRITCHARD, P. (1984): Evolution and zoogeography of south american turtles. *Stvdia Geologica Salmantcensia, Stvdia Palaeocheloniologica*, **1**: 225-233.
- PRITCHARD, P. (1996): The Galapagos Tortoises. Nomenclatural and survival status. *Chel. Res. Monogr.*, **1**: 7-85.
- PRITCHARD, P & TREBBAU, P. (1984): *The Turtles of Venezuela*. Cont. Herpetology, **12**: 1-403. Soc. Stud. Amph. Rept. Pub., Miami.
- REIG, O. (1962): Las integraciones cenogénicas en el desarrollo de la fauna de vertebrados tetrápodos de América del Sur. *Ameghiniana*, **1 (8)**: 131-140.

- REIG, O. (1981): Teoría del origen y desarrollo de la fauna de mamíferos de América del Sur. *Monographie Naturae* (Publ. Mus. Mun. Cs. Nat. "Lorenzo Scaglia"), **1**: 1-162. Mar del Plata.
- RHODIN, A. & MITTERMEIER, R. (1983): Description of *Phrynops williamsi* a new species of Chelid turtle of the South American *P. geoffroanus* complex. In RHODIN, A. G. J. & K. MIYATA (Eds.). *Advances in Herpetology and Evolutionary Biology. Essay in Honor of ERNEST E. WILLIAMS*. Mus. Comp. Zool., Harvard University, Cambridge: 58-73
- RICHARD, E. & DE LA FUENTE, M. (1992): Lista sistemática y distribución de las tortugas argentinas (Reptilia: Chelonii). *Acta zool. Lilloana*, **41**: 357-364.
- SIMONS, E. (1976): The fossil record of primate phylogeny. In *Molecular Anthropology*. M. GOODMAN & R. TASHIAN, eds. Academic Press, pp 35-62.
- SIMPSON, G. G. (1942): A miocene tortoise from Patagonia. *Amer. Mus. Novitates*, **1209**: 1-6.
- SIMPSON, G. G. (1943): Turtles and the origin of the fauna of Latin America. *Amer. Jour. Sci.*, **241**: 413-429.
- SIMPSON, G. G. (1950): History of the fauna of Latin America. *Amer. Scientist*, **38**: 261-389.
- SIMPSON, G. G. (1980): *Splendid Isolation: The Curious History of South American Mammals*. Yale University Press, New Haven, 266 p.
- TARLING, D. (1980): The geological evolution of South America with special reference to the last 200 millions years. In: *Evolutionary Biology of the New Worlds Monkeys and Continental Drift* (R. L. CIOCHON & A. B. CHIARELLI, eds.), pp. 1-14, Plenum Press, New York.
- VAN DENBURGH, J. (1914): Expedition of the California Academy of Sciences to the Galapagos Islands. 1905-1906. X. The gigantic land tortoises of the Galápagos Archipelago. *Proc. Calif. Acad. Sci.*, ser. **4**, **2** (1): 203-374.
- VANZOLINI, P. (1995): A new species of turtle Genus *Trachemys* from the State of Maranhão, Brazil (Testudines: Emydidae). *Rev. Brasil. Biol.*, **55** (1): 111-125.
- WERMUTH, H & MERTENS, R. (1977): Testudines, Crocodylia, Rhynchocephalia. *Das Tierreich*, **100**: 1-174.
- WILLIAMS, E. (1950): *Testudo cubensis* and the Evolution of western hemisphere tortoises. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, **95** (1): 1-36.
- WILLIAMS, E. (1952): A new fossil from Mona Island, West Indies, and a tentative arrangement of the tortoises of the world. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, **99**: 541-560.

-----

# LAS TORTUGAS TERRESTRES GIGANTES (CHELONII: TESTUDINIDAE) DEL MIOCENO TARDÍO - PLIOCENO DEL TERRITORIO ARGENTINO

MARCELO S. DE LA FUENTE (\*)

FUENTE, M. S. DE LA (1997): Las tortugas terrestres gigantes (Chelonii: Testudinidae) del Mioceno tardío - Plioceno del territorio argentino. [**The giant land tortoises of the Late Miocene - Pliocene of Argentina.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 91-120. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-09-30) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-10-15) (ÚLTIMA REVISIÓN: 97-11-30)

**RESUMEN:** Se redesciben los holotipos de ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914) procedente del Araucanense s.s., Hayqueriense (Mioceno tardío) de Andalhualá (provincia de Catamarca, Argentina) y ?*C. australis* (Moreno, 1889) del Montehermosense (Plioceno temprano) de Monte Hermoso (provincia de Buenos Aires, Argentina). En ambos holotipos se reconocen diferencias morfológicas y de proporciones que sugieren diferencias específicas. Se considera a *Testudo praestans* Rovereto, 1914 como un sinónimo de ?*Chelonoidis australis*.

**Palabras clave:** Chelonii, Testudinidae, Mioceno, Plioceno, Andalhual, Monte Hermoso, Argentina.

**ABSTRACT:** The holotypes of ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914) from the Araucanian s.s., Huayquerian (Late Miocene) at Andalhualá (Catamarca Province, Argentina) and ?*C.australis* (Moreno, 1889), from the Montehermosan (Early Pliocene)

---

(\*): Departamento Científico Paleontología Vertebrados. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Paseo del Bosque S/N° 1900 La Plata. Argentina.  
E-mail: [museo@isis.unlp.edu.ar](mailto:museo@isis.unlp.edu.ar)

at Monte Hermoso (Buenos Aires, Province, Argentina) are described. Differential morphological traits between both specimens suggested specific differentiation. *T. praestans* Rovereto, 1914 is proposed as a synonym of ?*Chelonoidis australis*.

**Key words: Chelonii, Testudinidae, Miocene, Pliocene, Andalhual, Monte Hermoso, Argentina.**

## INTRODUCCIÓN

Las primeras referencias sobre las tortugas terrestres gigantes fósiles colectadas en sedimentitas cenozoicas el territorio argentino fueron presentadas por MORENO (1889:29). En dicho artículo MORENO erigió dos nuevas especies (*Testudo australis* y *Testudo formosa*) procedentes de sedimentitas terciarias expuestas en las proximidades de Monte Hermoso (provincia de Buenos Aires) y efectuó una breve descripción del primer taxón, así como una caracterización poco precisa del segundo.

NICHOLSON & LYDEKKER (1889) *vide* WILLIAMS (1950) citaron ambos taxones nominados por MORENO en 1889 en su manual de Paleontología. También AMEGHINO (1898: 240) se refirió a *Testudo australis* y *T. formosa* como a las tortugas gigantes procedentes de Monte Hermoso. Posteriormente y sin hacer mención alguna a las especies nominadas por MORENO en 1889, ROVERETO (1914) describió dos nuevos taxones: *Testudo gallardoi* del "Araucanense" de Andalhualá (provincia de Catamarca) y *Testudo praestans* del "Montehermosense" de la localidad homónima. Dicho autor separó a las dos especies por el diferente grado de desarrollo de las gibosidades. Asimismo, SIMPSON (1942) cuando comparó el holotipo de *Chelonoidis gringorum* con otros testudininos sudamericanos no hizo referencia tampoco a las especies nominadas por MORENO, pero sí a *T. gallardoi* y a *T. praestans* Rovereto. WILLIAMS (1950: 25, traducido) se refiere brevemente a *T. australis* y *T. formosa* cuando expresa "*T. australis* (Monte Hermoso=Plioceno de Argentina), *T. formosa* (Monte Hermoso=Plioceno de Argentina) y *T. paranensis* Scalabrini (Entre Ríos=Plioceno de Argentina) son citadas por AMEGHINO pero desafortunadamente la descripciones originales no han sido revisadas. Estas especies pueden ser consideradas como *nomina nuda*." WILLIAMS (1950) también hizo mención a *Testudo gallardoi* cuando consideró que era una especie poco conocida y el único carácter bien definido era la gibosidad de algunas de las placas pleurales y nucales.

Más recientemente AUFFENBERG (1971) siguiendo el criterio de WILLIAMS *in* LOVERIDGE & WILLIAMS (1957) entiende que la totalidad del material actual y fósil de América del Sur referido a *Testudo* debe ser asignado al género *Geochelone* subgénero *Chelonoidis*. Finalmente BOUR (1980) reivindica para el taxón *Chelonoidis* Fitzinger la categoría genérica, incluyendo en él a todas las tortugas terrestres neotropicales referidas con anterioridad al parafilético *Geochelone sensu* WILLIAMS *in* LOVERIDGE & WILLIAMS (1957), discernimiento seguido en este

trabajo, pero no compartido por autores norteamericanos (e.g. CRUMLY, 1984; PRITCHARD, 1996; PRITCHARD & TREBBAU, 1984). Por otra parte AUFFENBERG (1974), considerando únicamente la opinión de WILLIAMS (1950) y sin revisar los materiales tipo de *Testudo australis* y *T. formosa*, incluyó ambas especies en una lista de *nomina nuda* y material no identificable. AUFFENBERG (1974) también consideró a *T. praestans* como un sinónimo de *T. gallardoi*, prevaleciendo esta última denominación por prioridad de página. Sin embargo AUFFENBERG en su obra no prueba la conespecificidad de ambos taxones y dicho estudio queda por realizarse.

El estudio del ejemplar sobre el cual MORENO (1889) nominó a *Testudo australis*, descubierto entre las viejas colecciones del Museo de La Plata, y la revisión de los holotipos de las especies descritas por ROVERETO (1914) como *T.praestans* y *T.gallardoi* es el objeto de este trabajo.

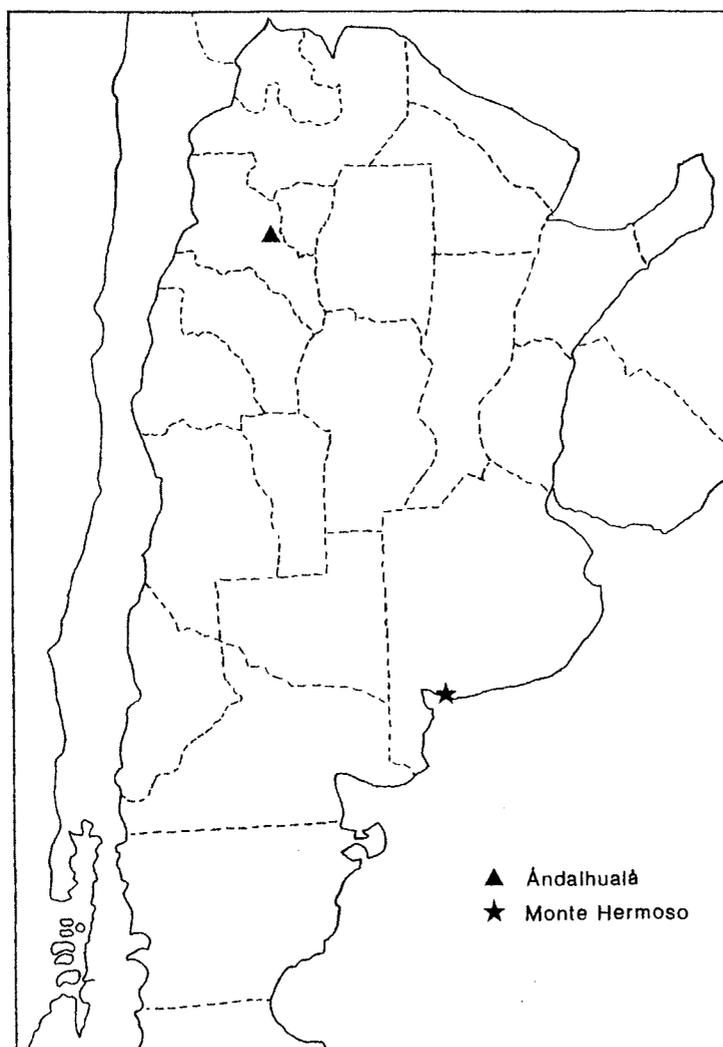


Figura 1: Situación geográfica de los afloramientos "Araucanenses" y "Montehermosenses" de donde proceden los ejemplares tipo de ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914) (Andalhualá, provincia de Catamarca) y ?*C. australis* (Rovereto, 1914) (Monte Hermoso, provincia de Buenos Aires).

**SISTEMÁTICA****Orden Chelonii Brogniart, 1800****Suborden Casichelydia Gaffney, 1975****Infraorden Cryptodira Cope, 1868****Familia Testudinidae Batsch, 1788****Sufamilia Testudininae Batsch, 1788****Infrafamilia Testudininei Batsch, 1788****Género *Chelonoidis* Fitzinger, 1835****?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914)****Sinonimia:**

*Testudo gallardoi* Rovereto, 1914 (An. Mus. Nac. Hist. Nat., 25, pág. 115, Lám. VIII, fig. 6, Lám. X, fig.1); SIMPSON 1942, págs. 2-3; WILLIAMS, 1950, pág. 24.

*Geochelone gallardoi* (Rovereto, 1914); AUFFENBERG, 1974, pág. 149 (*partim*); BÁEZ & GASPARI, 1979, pág. 53; MARSHALL & PATTERSON, 1981, pág. 66; ESTES & BÁEZ, 1985, pág. 196; GASPARI *et. al.*, 1986, pág. 122.

*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914); DE LA FUENTE, 1988, pág. 149, Lám. XLII, XLIII; BROIN, 1991, pág. 520

? *Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914); BROIN & DE LA FUENTE, 1993, pág. 205.

**Diagnosis:** Tortuga terrestre de gran talla y altura. Caparazón dorsal con forma de domo elongado y con un marcado repliegue en su margen libre posterior (sector comprendido entre el undécimo par de placas periféricas). Gibas vertebrales bien desarrolladas. Lóbulo posterior del plastrón más estrecho que el anterior. Se diferencia de ?*Chelonoidis australis* por la marcada escotadura femoro-anal, la presencia de tumefacciones anales bien desarrolladas y por la muesca anal más amplia y profunda, limitada por proyecciones xifiplastrales muy conspicuas.

**Holotipo:** Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". MACN 5206. El caparazón dorsal y el plastrón, parcialmente reconstruidos, correspondientes a un individuo adulto.

**Horizonte y localidad típica:** Araucanense *sensu stricto* = Formación Andalhualá (RIGGS & PATTERSON, 1939; MARSHALL & PATTERSON, 1981) expuesta en Andalhualá, provincia de Catamarca.

**Procedencia geográfica, estratigráfica y antigüedad:** El holotipo de ? *C. gallardoi* procede de sedimentitas del "Araucanense" aflorantes en Andalhualá, provincia de Catamarca, Argentina (Fig. 1). Cabe señalar que, a pesar de no contar con datos precisos de colección, es posible determinar que el "Araucanense" aflorante en Andalhualá corresponde al Araucanense *sensu stricto* = Formación Andalhualá

(RIGGS & PATTERSON, 1939; MARSHALL & PATTERSON, 1981). El nombre de la Formación Andalhualá (según BOSSI & PALMA, 1982) proviene de la localidad homónima enclavada en los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica, La misma ha sido asignada a la Edad Huayqueriense (Mioceno tardío) sobre la base del agregado de mamíferos (MARSHALL & PATTERSON, 1981; MARSHALL *et al.*, 1983; MARSHALL & SEMPERE, 1991). Cabe señalar que en la localidad de Chiquimil (provincia de Catamarca) un ejemplar de ?*C. gallardoi* podría proceder de la Formación Lorohuasi, subyacente a la Formación Andalhualá (BOSSI *in* MARSHALL & PATTERSON, 1981).

## DESCRIPCIÓN Y OBSERVACIONES

### Del espécimen MACN 5406 (holotipo de *Testudo gallardoi* Rovereto, 1914).

El caparazón dorsal es de gran tamaño y altura (Figs. 2-3, A). Ésta representa el 64 % de la longitud lineal del caparazón. El mismo es de contorno elongado en vista dorsal, con bordes laterales ligeramente convexos (Figs. 2-3, B). En vista lateral el caparazón tiene forma de domo, expresada por una diferencia de altura mayor al 47 % entre la altura máxima del caparazón y la estimada en el borde anterior del caparazón. El caparazón dorsal, de contorno elongado, es ligeramente comprimido en sus bordes laterales. La relación entre la longitud y el ancho lineal alcanza un valor de 1,5. Los márgenes libres y el sector anterior del caparazón no están preservados en el ejemplar tipo (Figs. 4-5, A). Faltan por lo tanto la placa nual, las primeras neurales, las placas periféricas del margen anterior y los primeros pares de placas pleurales. Todas ellas han sido reconstruidas.

El caparazón dorsal, fuertemente curvado, presenta gibosidades en las placas óseas neurales. Estas gibas estuvieron cubiertas por los escudos vertebrales (Figs. 2-3,B). Como lo expresa ROVERETO (1914: 115), las gibas más prominentes se corresponden con los escudos vertebrales. La giba mejor desarrollada en una de las placas neurales, en forma de cono, está situada en la mitad de la serie neural y se corresponde con el tercer escudo vertebral. Las gibas cubiertas por los escudos vertebrales segundo, cuarto y quinto son menos elevadas que la relacionada con el tercer escudo vertebral. Todas estas gibas vertebrales están preservadas en distinta medida. Por el contrario, la que se corresponde con el primer escudo vertebral y con la mayor parte de las costales están reconstruidas. En la descripción original del holotipo de *Testudo gallardoi* no queda suficientemente aclarado que significado le da ROVERETO a sus denominadas "placas vertebrales". Cuando este autor (ROVERETO, 1914: 115) cita "*Correspondiendo la parte más prominente de cada gibosidad a la sutura de dos placas contiguas*" parece referirse a las placas óseas; mientras que cuando menciona (*op. cit.*: 115) "*Las placas vertebrales alcanzan el máximo de gibosidad y entre ellas las medianas de las cinco chapas en que fue subdividido el tegumento exterior*" se estaría refiriendo a los escudos vertebrales córneos. Al examinar el holotipo queda claro que los únicos contactos visibles son los surcos intervertebrales que separan los escudos vertebrales segundo, tercero y cuarto, los cuales no están situados en el extremo más elevado de las gibas (Fig. 3, B). Asimismo, las suturas entre las placas neurales contiguas no se distinguen, por lo que es difícil determinar la posición de las gibas respecto

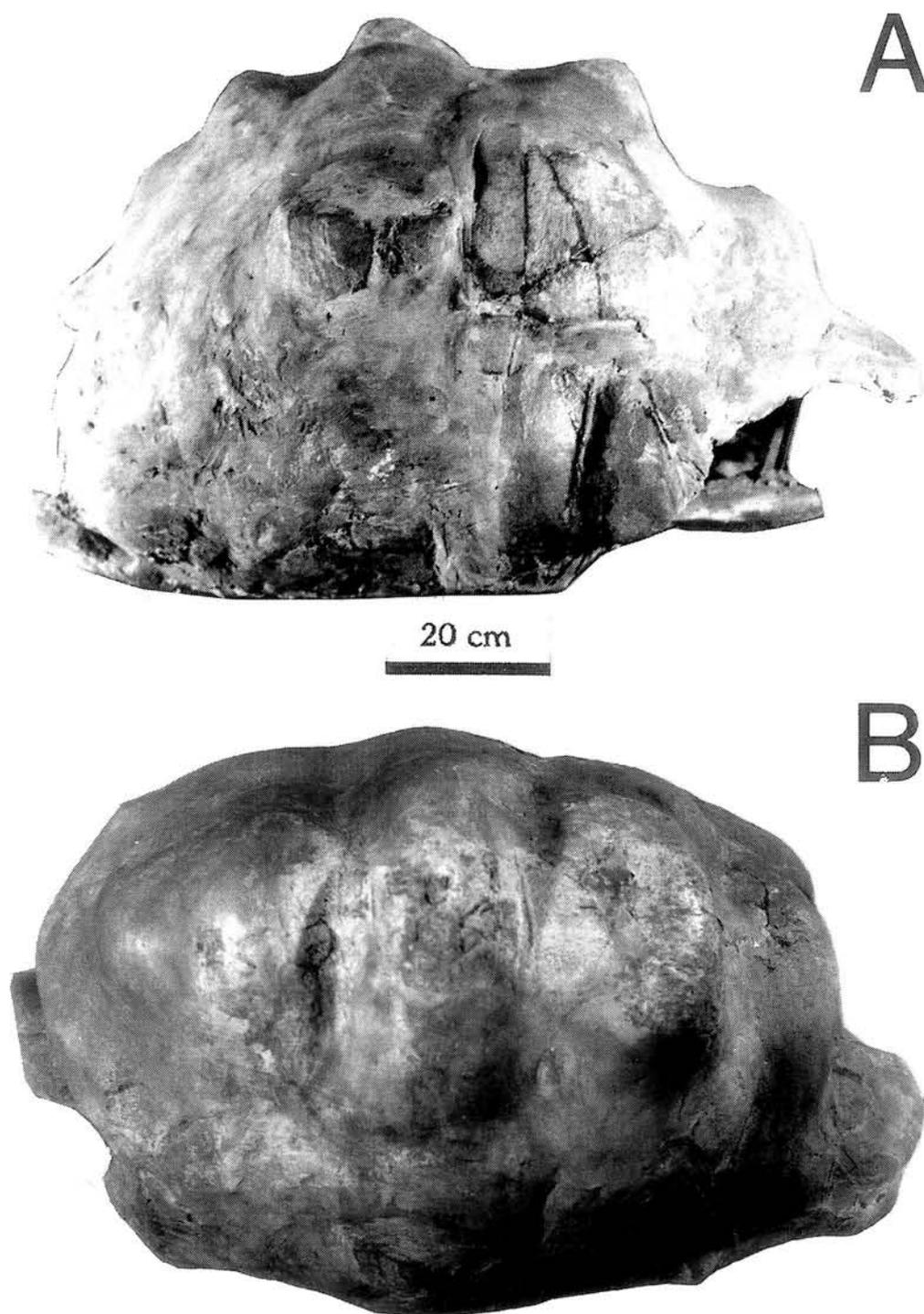


Figura 2: ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914), Araucanense de Andalhualá, provincia de Catamarca (holotipo MACN 5206), (A) vista lateral izquierda y (B) vista dorsal del caparazón.

de las placas neurales. La condición observada en otros testudínidos con gibas es que las mismas se corresponden con una determinada placa neural. También, es imposible reconocer las suturas que limitan las placas suprapigales. Si bien tampoco se distinguen las suturas que limitan a la placa pigal es posible estimar su contorno de trapecio invertido, con un ancho del margen proximal considerablemente mayor al correspondiente al margen distal y a la altura de la placa (Figs. 4-5, B).

El ancho máximo del caparazón se mide a la altura del quinto par de placas periféricas. Sobre las placas periféricas del puente quinta, sexta y séptima del margen izquierdo, se observa una tenue quilla. La proyección del último par de placas periféricas y la posición casi vertical de la placa pigal, determina el repliegue de una parte del margen posterior del caparazón. El margen lateral de las placas periféricas posteriores es sinuoso y curvado a la altura del surco que separa dos escudos marginales, delimitando amplios lóbulos (Figs. 4-5, B).

El plastrón es relativamente estrecho y no posee bisagra. El lóbulo anterior es curvado, con una curvatura que se extiende desde la base del mismo. La longitud del puente es mayor que el ancho basal del lóbulo anterior (Figs. 6 y 7).

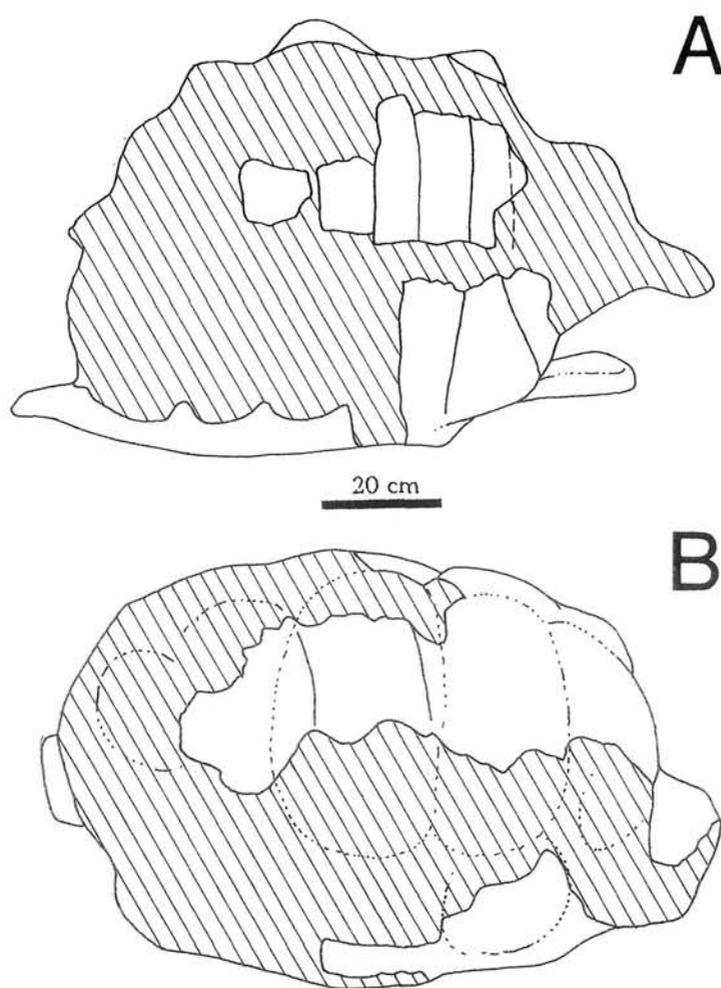


Figura 3: Representación esquemática de *Chelonoidis gallardoii* (Rovereto, 1914), Araucanense de Andalhualá, provincia de Catamarca (holotipo MACN 5206), (A) vista lateral izquierda y (B) vista dorsal del caparazón.

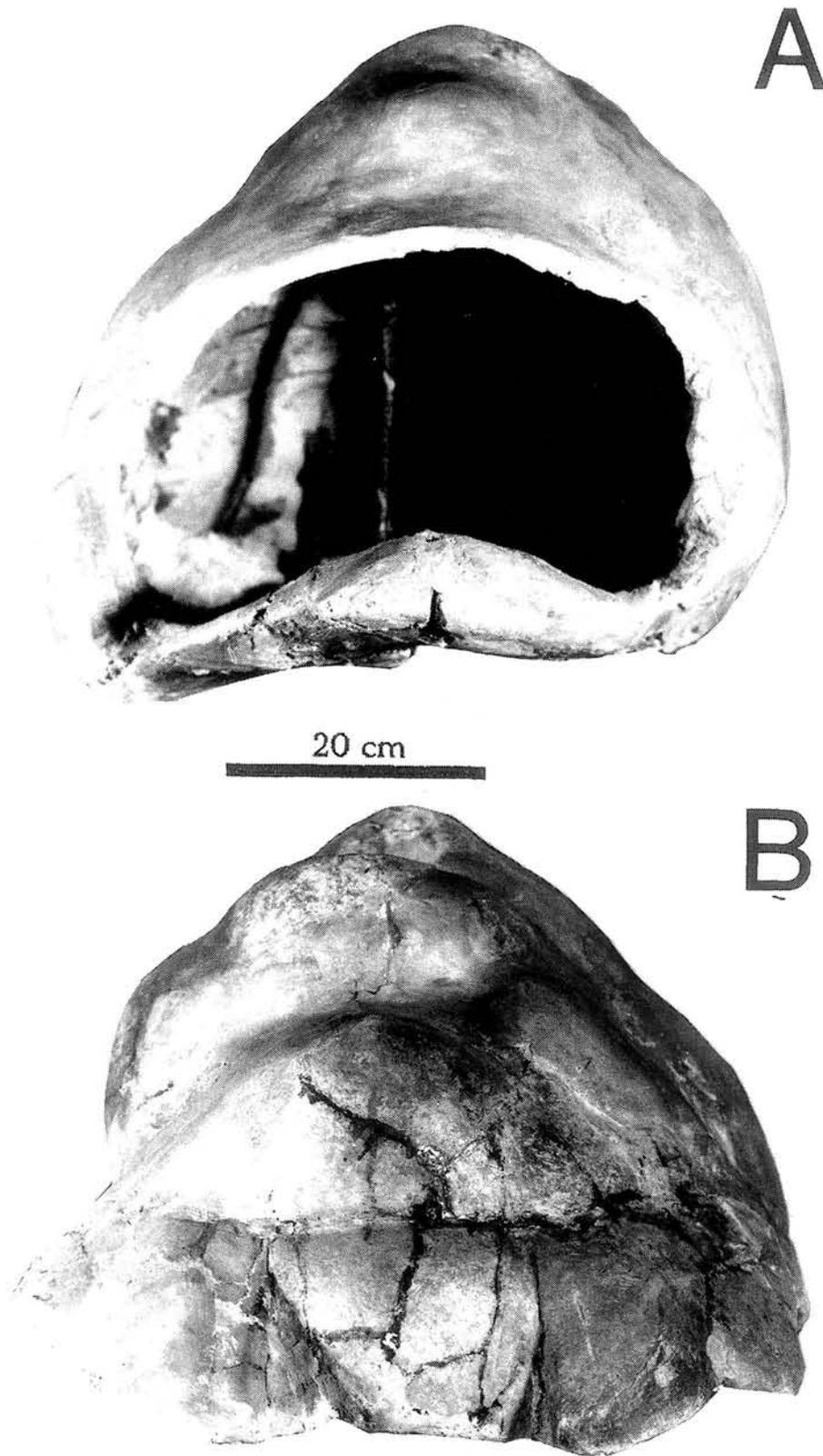


Figura 4: ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914), Araucanense de Andalhualá, provincia de Catamarca (holotipo MACN 5206), (A) vista anterior y (B) vista posterior del caparazón.

**Tabla 1: Dimensiones (en mm) del caparazón de ?*Chelonoidis gallardoii* (Rovereto 1914) (holotipo MACN 5206)**

Longitud recta del caparazón dorsal	980	Longitud de la proyección epiplastral	152
Longitud curva del caparazón dorsal	1383	Espesor de la proyección epiplastral	66
Anchura del caparazón dorsal	653	Anchura de la proyección epiplastral	172
Altura máxima del caparazón	631	Anchura basal del xifiplastrón	174
Altura mínima del caparazón dorsal	412	Espesor del margen basal del xifiplastrón	64
Altura estimada de la placa pigal	162	Longitud estimada del surco intergular	141
Ancho dorsal estimado de la placa pigal	200	Longitud del surco interfemorale	122
Ancho estimado ventral de la placa pigal	138	Longitud del surco interanal	62
Longitud del plastrón	941	Longitud del hioplastrón	213
Longitud del lóbulo anterior del plastrón	283	Longitud del hipoplastrón	232
Anchura del lóbulo anterior del plastrón	405?	Anchura de la escotadura anal	151
Longitud del lóbulo posterior del plastrón	354	Profundidad de la escotadura anal	84
Anchura del lóbulo posterior del plastrón	382	Longitud del puente plastral	491

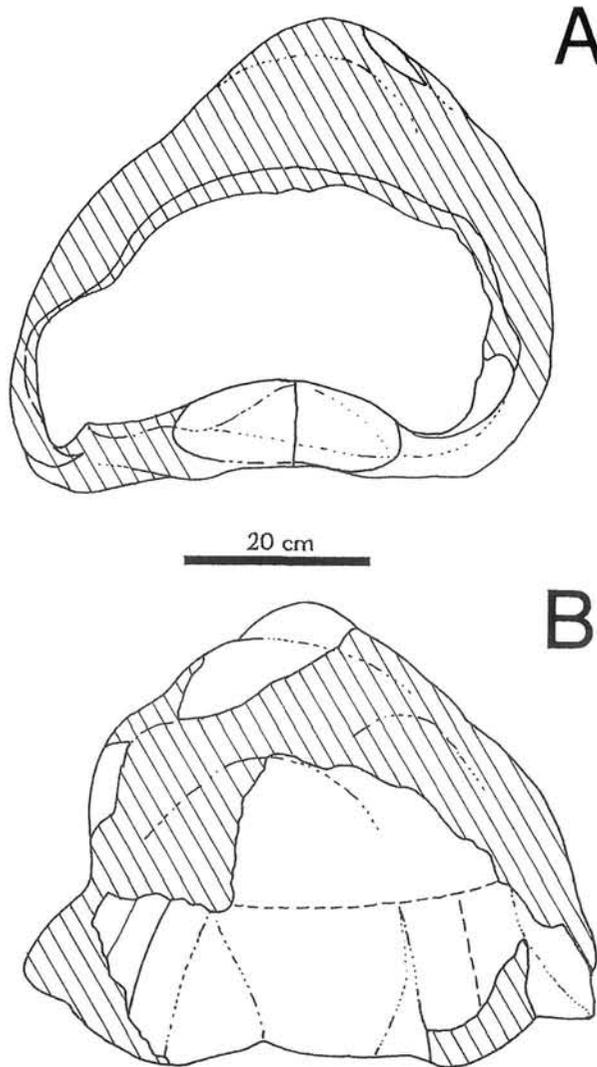
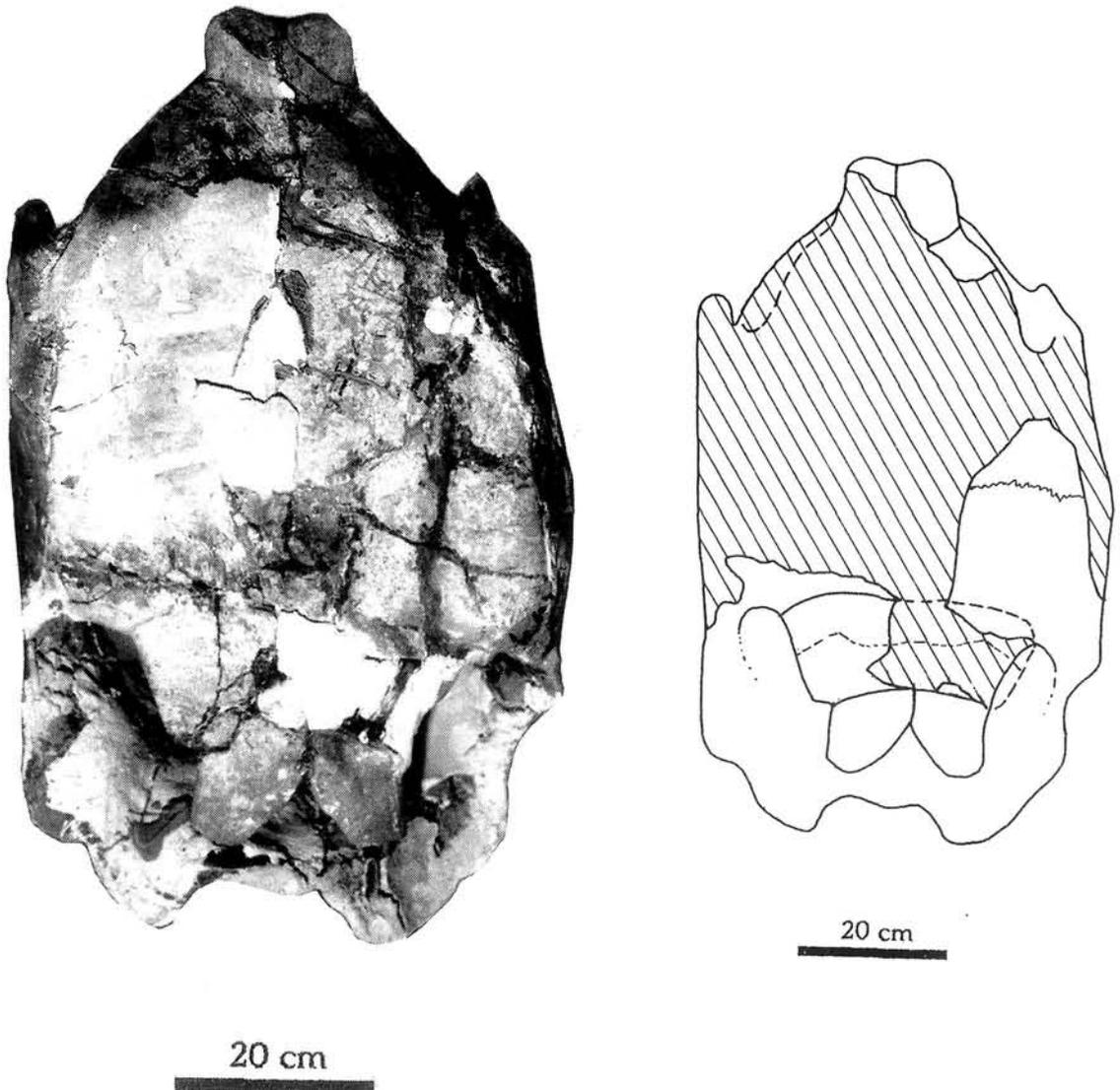


Figura 5: Representación esquemática de ?*Chelonoidis gallardoii* (Rovereto, 1914), Araucanense de Andalhualá, provincia de Catamarca (holotipo MACN 5206), (A) vista anterior y (B) vista posterior del caparazón.

La proyección epiplastral es proporcionalmente larga y sobresale en forma marcada a los márgenes del lóbulo anterior del plastrón. La superficie dorsal de la proyección epiplastral es ligeramente convexa y está orientada hacia abajo. La relación entre la longitud de la proyección epiplastral y su espesor alcanza un valor de 2,7.

El surco gulo-húmeral probablemente atraviese el extremo anterior del entoplastrón, placa de gran tamaño parcialmente preservada. El sector del plastrón constituido por el hio e hipoplastrón está en gran parte reconstruido; por consiguiente es imposible conocer las relaciones entre dichas placas ni determinar la posición de la mayor parte de los escudos en relación con ellas. La superficie ventral de los hio e hipoplastra es plana solamente en los márgenes laterales próximos a los puentes y cóncava en el sector central del plastrón (Figs. 6 y 7).

El lóbulo posterior del plastrón se caracteriza por ser ligeramente más estrecho y casi tan largo como el lóbulo anterior, parcialmente reconstruido. Los márgenes



Figuras 6 y 7: ?*Chelonoidis gallardoii* (Rovereto, 1914), *Araucanense* de Andahualá, provincia de Catamarca (holotipo MACN 5206), vista ventral del plastrón.

Figura 7 (derecha): Representación esquemática.

laterales son rectilíneos convergentes con marcadas escotaduras femoro-anales (Figs. 6 y 7). Es interesante destacar que la relación entre el ancho basal y su espesor en su margen lateral alcanza un valor de 2,3. El xifiplastrón culmina con proyecciones xifiplastrales agudas, orientadas hacia arriba, que delimitan una muesca anal muy profunda con forma de V invertida (figs. 6, 7 y 8 A). La relación entre la amplitud de la escotadura anal y su profundidad alcanza un valor de 1,7. En la superficie ventral de los xifiplastra se distinguen las trazas del surco femoro-anal, de disposición transversal, y el surco interanal es proporcionalmente corto. La longitud de los escudos anales medida en la línea media del plastrón (surco interanal) es equivalente a la mitad de la longitud del surco interfemoral. También el sector ventral de los xifiplastra, cubierto por los escudos anales, presenta prominencias redondeadas (Figs. 8 A y B). Este tipo de tumefacciones, aunque mejor desarrolladas y de posición más terminal, son peculiares en los machos adultos de las diversas subespecies de la especie actual de la islas Galápagos *Chelonoidis nigra* (Quoy & Gaimard, 1824) (ver VAN DENBURGH, 1914).

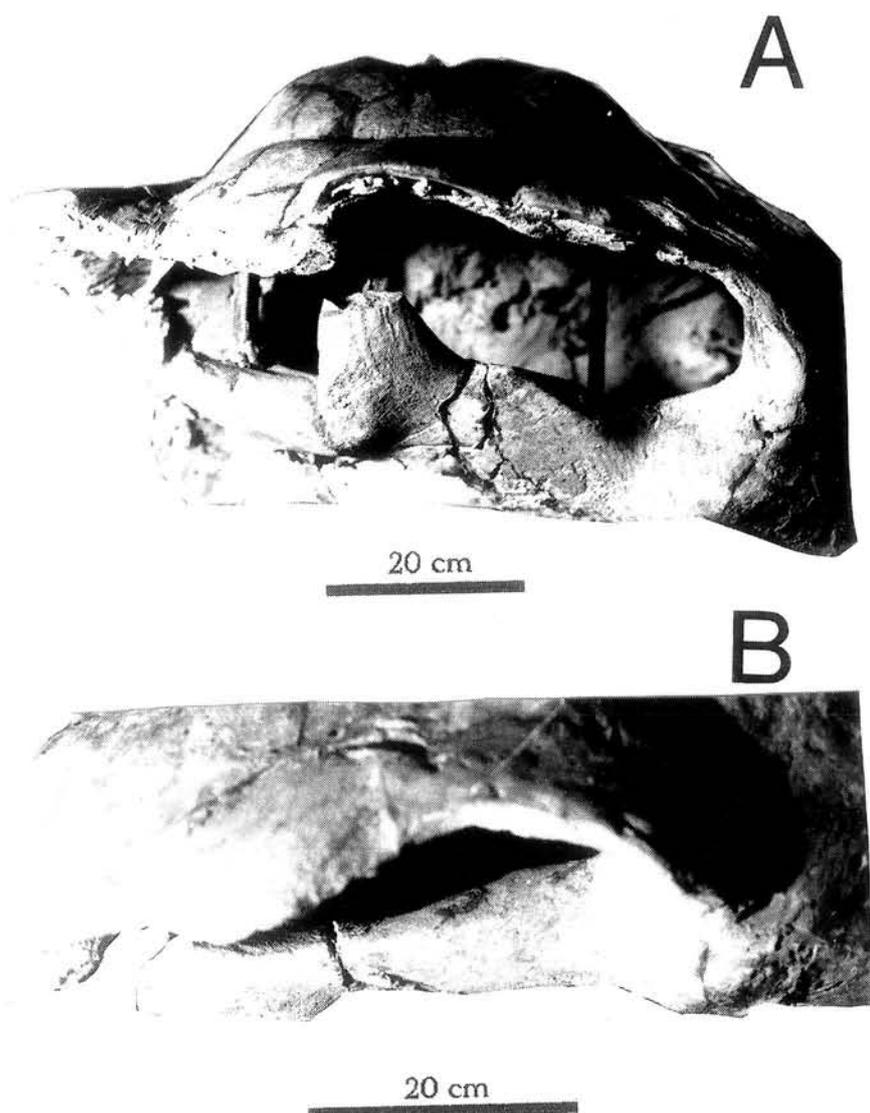


Figura 8: ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914), Araucanense de Andalhualá, provincia de Catamarca (holotipo MACN 5206), (A) vista postero-lateral oblicua derecha y (B) vista postero-lateral derecha del caparazón dorsal y el plastrón.

**?*Chelonoidis australis* (MORENO, 1889)****Sinonimia:**

*Testudo australis* Moreno, 1889 (Bol. Museo de La Plata, 2: pág. 28); AMEGHINO 1898: pág. 29.

*Testudo praestans* Rovereto, 1914 (An. Mus. Nac. Hist. Nat., 25: pág. 176, figs. 69-70); SIMPSON 1942, págs. 2-3; WILLIAMS, 1950: pág. 22-23.

*Geochelone praestans* (Rovereto, 1914); PASCUAL *et al*, 1966: Lám. 6.

*Geochelone gallardoi* (Rovereto, 1914); AUFFENBERG, 1974: pág. 149 (*Partim*), BÁEZ & GASPARINI, 1977: pág. 53.

*Chelonoidis australis* (Moreno, 1889); DE LA FUENTE, 1988: pag. 166-178; BROIN, 1991: pág. 520.

?*Chelonoidis australis* (Moreno, 1889); BROIN & DE LA FUENTE, 1993: pág. 207



Figura 9: ?*Chelonoidis australis* (MORENO, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso, provincia de Buenos Aires (holotipo MLP 26-400), vista dorsal del caparazón.

**Diagnosis:** Tortuga terrestre de gran talla y altura. Caparazón dorsal con forma de domo y contorno oval. Gibas vertebrales ligeramente desarrolladas. Difiere de *C.gallardoii* por la ausencia de gibas costales y la diferente relación entre el largo y ancho lineal del caparazón dorsal; así como por la ausencia de una escotadura femoro-anal en el lóbulo plastral posterior y por un marcado reborde que separa la impresión de los escudos gulares y humerales de la superficie visceral del lóbulo anterior del plastrón.

**Holotipo:** Museo de La Plata. MLP-26-400. El caparazón dorsal correspondiente a un individuo adulto.

**Tipo del sinónimo:** Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". MACN 5195. El plastrón y los fragmentos izquierdos del caparazón de un individuo adulto.

**Horizonte y localidad típica:** "Monte Hermoso", provincia de Buenos Aires (sin otras especificaciones).

**Procedencia estratigráfica, geográfica y antigüedad:** El holotipo MLP 26-400 y el ejemplar MACN 5195 proceden de la Formación Monte Hermoso, tipo de la Edad-mamífero Montehermosense (Plioceno temprano-medio) expuesta a lo largo de los acantilados en la costa atlántica bonaerense entre Monte Hermoso y Punta Alta (ver MARSHALL *et al.*, 1983) (Fig. 1).

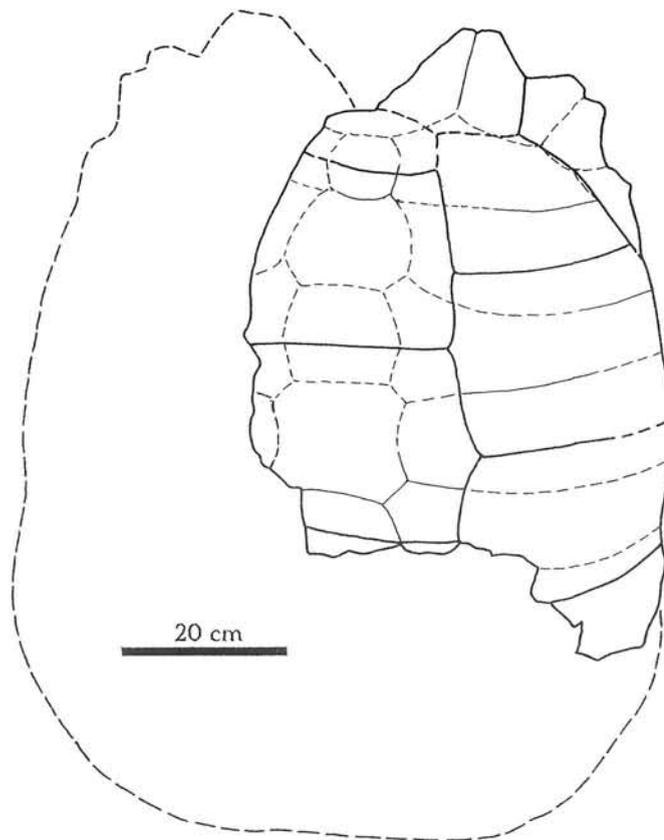


Figura 10: Representación esquemática de ?*Chelonoidis australis* (MORENO, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (holotipo MLP 26-400), vista dorsal del caparazón.

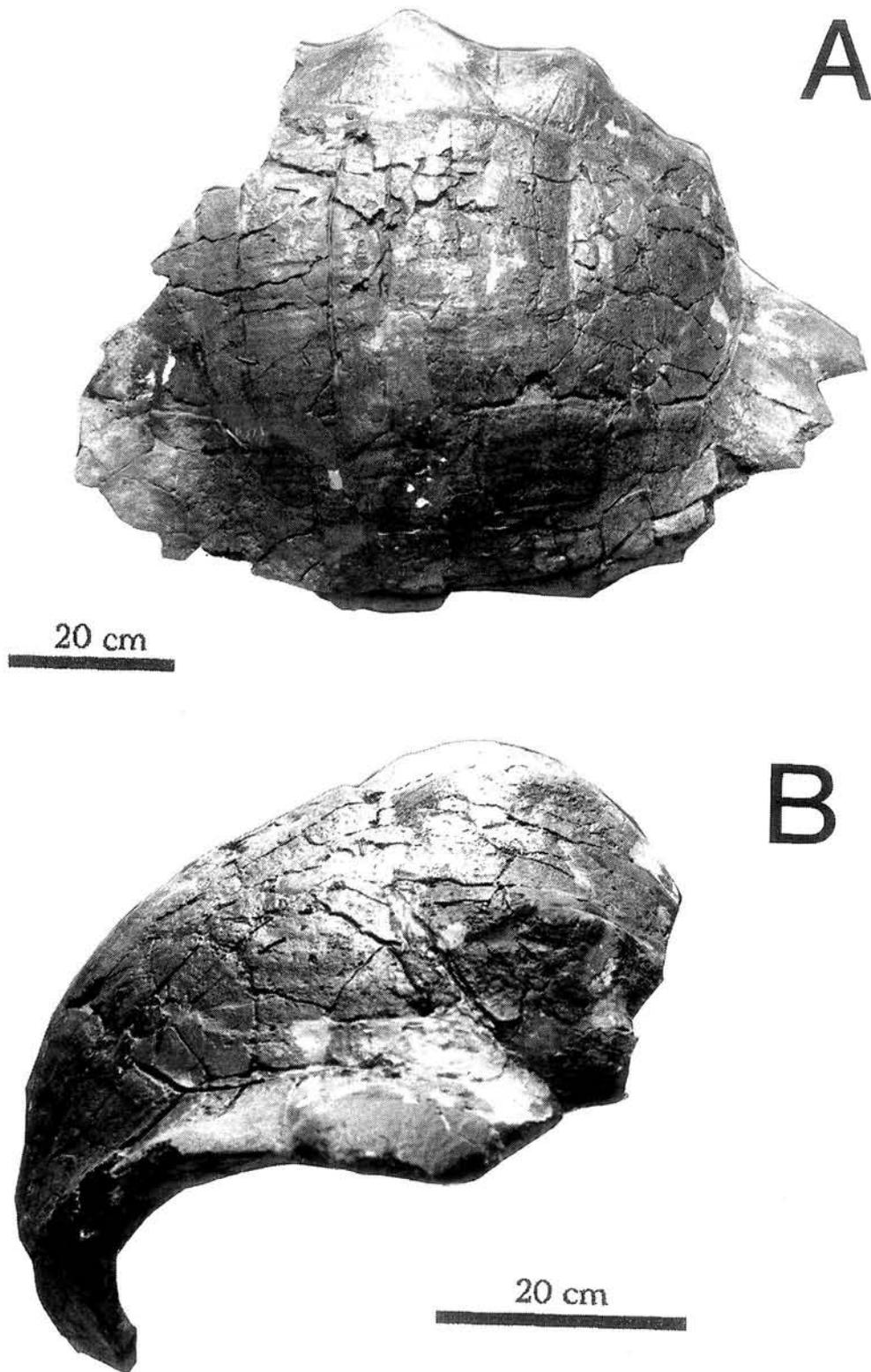


Figura 11: ?*Chelonoidis australis* (MORENO, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (holotipo MLP 26-400), (A) vista lateral derecha y (B) vista anterior del caparazón dorsal.

## DESCRIPCIÓN

**Del espécimen MLP 26-400 (holotipo de *Testudo australis* Moreno, 1889).**

El caparazón dorsal, de gran tamaño y altura, está representado por el 57% de la longitud lineal del caparazón. Se preserva aproximadamente el 70% de la parte derecha del mismo. A partir de la reconstrucción del hemicaparazón izquierdo como una imagen especular del derecho preservado, se puede delinear el contorno general del caparazón. En este sentido el contorno es oval, con bordes laterales convexos (Figs 9 y 10). La forma general en domo del caparazón está expresada por una diferencia de altura del 55 % entre la altura máxima medida en el tope del tercer escudo vertebral y la tomada en el margen proximal de la primera placa periférica, que constituye parte del borde anterior del caparazón dorsal (Figs. 11-12, A y B). Éste es ligeramente más largo que ancho, alcanzando la relación estimada entre el largo y el ancho lineal un valor de 1,1 (Figs. 9 y 10).

El caparazón dorsal, fuertemente curvado, presenta gibosidades vertebrales, aunque sin gibosidades costales como algunas de las posteriores observadas y otras

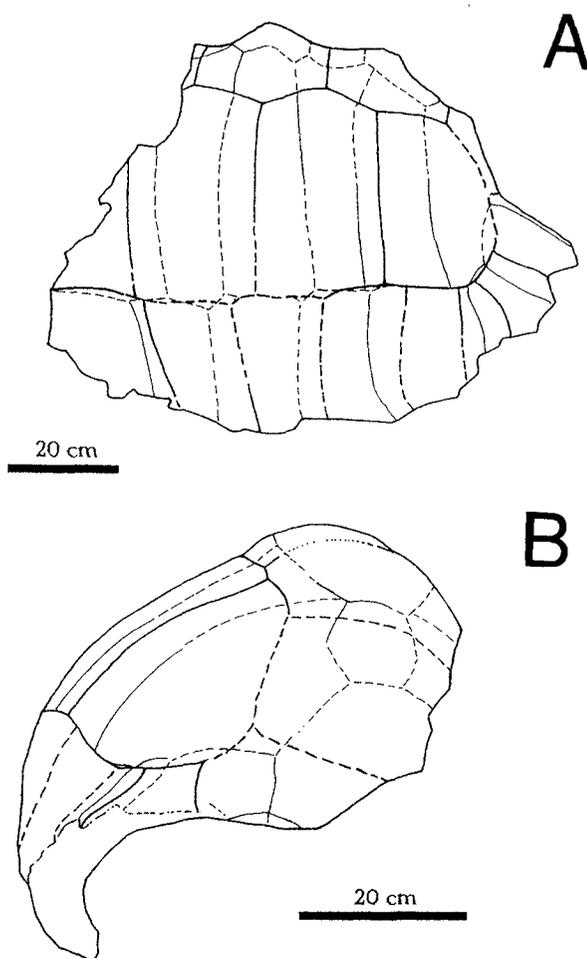


Figura 12: Representación esquemática de *Chelonoidis australis*. Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (holotipo MLP 26-400), (A) vista lateral derecha y (B) vista anterior del caparazón.

reconstruidas en yeso en el holotipo de *Testudo gallardoi* Rovereto. No obstante una quilla roma se extiende sobre los extremos mediales de las placas pleurales.

De la serie impar de placas dérmicas se preservan restos de la placa nugal, mal reconstruida, y fragmentos también en parte reconstruidos de las cinco primeras placas neurales. A pesar de esta circunstancia podría interpretarse que el patrón de la serie neural anterior estaría constituido por una primer neural ovorectangular y una alternancia de placas octogonales y cuadrangulares en las restantes neurales preservadas. Se distinguen tres gibas vertebrales en el sector preservado del caparazón dorsal, advirtiéndose un aumento progresivo en el desarrollo de las gibosidades, desde la primera hasta la tercera. El centro de las neurales segunda y cuarta coincide con el tope de las gibas y la sutura de estas placas con los flancos.

Los extremos mediales de las placas pleurales segunda a sexta presentan el característico estrechamiento y ensanchamiento de los testudininos post-eocenos.

Se han preservado las ocho primeras placas periféricas izquierdas. Las dos primeras placas, que constituyen parte del margen anterior del caparazón dorsal, se caracterizan por un contorno marcadamente sinuoso, formando los márgenes de la primera placa periférica un ángulo de 120°. Sobre la superficie externa de las placas tercera y cuarta se extiende una quilla roma.

#### **(B) Del espécimen MACN 5195 (holotipo de *Testudo praestans* Rovereto, 1914)**

El caparazón dorsal, de gran tamaño y altura, solo preserva parte de la mitad izquierda del mismo (Figs. 14, A, B, C y 15). El caparazón con forma de domo solo presenta gibas vertebrales.

El caparazón dorsal del ejemplar MACN 5195 preserva sólo algunas de las placas ilustradas por ROVERETO (1914: figs. 69 y 70) (ver Fig. 13 A y B). Entre ellas hay restos de la primera neural, en cuya superficie visceral se observan restos de la apófisis neural de la primera vértebra dorsal. Las placas neurales restantes no se han conservado y han sido completamente reconstruidas por ROVERETO (*op.cit.*: 69). Con respecto a dichas placas ROVERETO (*op. cit.*: 176) expresa en un párrafo de la descripción del holotipo de *Testudo praestans* “*Tiene una gran placa nugal romboidal, cuya altura longitudinal, y hasta la super-caudal, quizás nueve placas vertebrales, de las que la tercera y la quinta, y también la séptima, aunque tal vez en grado menor debieron ser un poco gibosas. Tal gibosidad sigue manifestándose levemente a los lados sobre las correspondientes costales*”.

Se conservan restos de las ocho placas pleurales izquierdas. El sector más completo del caparazón dorsal preserva los extremos mediales de las placas pleurales primera, segunda, tercera, cuarta y quinta (Figs. 14 A y 15). Otras placas preservadas corresponden a fragmentos de la primera y segunda placas periféricas del margen anterior del caparazón (Fig. 14 C); a fragmentos de la tercera y cuarta placa periféricas del puente (Fig. 14 B). Sobre la superficie visceral de la tercera periférica se observan los restos del pilar del hioplastrón, que se adhiere por sutura con dicha placa. Con respecto a las placas pleurales, ROVERETO (1914: 176) solo menciona “*las placas costales son ocho de cada lado: de estas la tercera y la*

séptima son más pequeñas pero más angostas. La de mayor tamaño es la cuarta si bien la primera es también grande”.

En lo que respecta a la placa pical, ROVERETO (1914: 177) menciona “La supercaudal debió dividirse en dos partes a saber: una pequeña y superior al surco que media entre marginales y costales, y la otra grande inferior a aquel, descendiente perpendicularmente a manera de cuchara plana, de idéntico modo que *T. argentina*, y no como en la *T. gallardoi*, ni como en *T. tabulata*, en estas la cuchara es más angosta y está encorvada hacia adentro”. Es probable que ROVERETO use el término “supercaudal” para referirse tanto a la pical como a la segunda suprapical, atravesada ésta por el surco que separa el último escudo vertebral del supracaudal. Sin embargo, el holotipo no preserva las placas suprapicales, habiendo sido reconstruido en su totalidad dicho sector. Conserva, en cambio, parte de la placa pical, cuya forma no es posible determinar.

El plastrón es relativamente estrecho y no posee bisagra. El lóbulo anterior es más corto y curvado que el posterior, con una curvatura que se extiende desde la base del mismo (Figs 16-17, A y B).

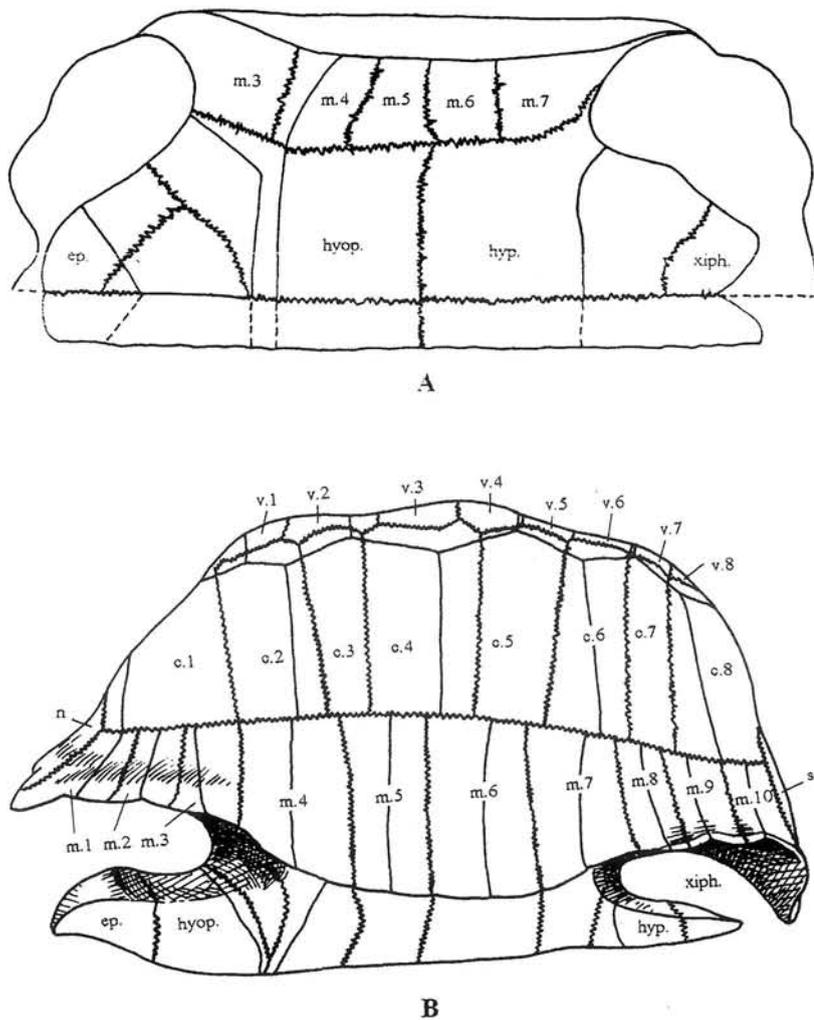


Figura 13: Representación esquemática de *Testudo praestans* Rovereto, 1914 (sinónimo de ?*C. australis*) tomado de ROVERETO (1914), (A) vista ventral del plastrón y (B) vista lateral izquierda del caparazón.

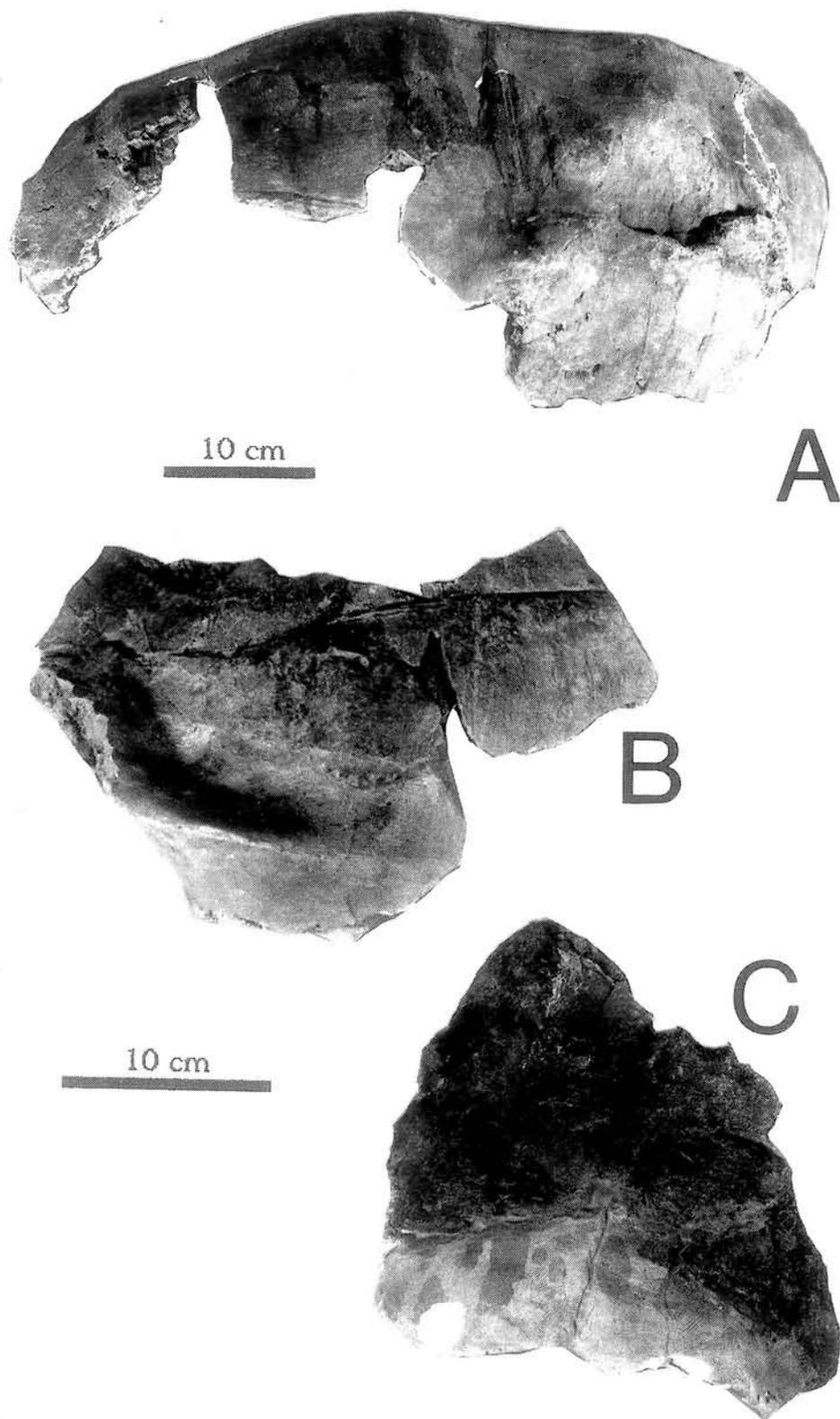


Figura 14: ?*Chelonoidis australis* (MORENO, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (MACN 5195- holotipo de *Testudo praestans*, 1914), (A) vista dorso-lateral del caparazón, (B) fragmentos de placas periféricas izquierdas anteriores del puente y fragmentos de placas periféricas izquierdas del margen anterior del caparazón.

**Tabla 2: Medidas en mm del caparazón de A: ?*Chelonoidis australis* del holotipo (MLP 26-400) y B: ejemplar referido (MACN 5195)**

	A	B		A	B
Longitud recta del caparazón dorsal	958	950	Longitud del surco intergular	...	115
Longitud curva del caparazón dorsal	...	...	Longitud del surco interhumeral	...	118
Anchura del caparazón dorsal	839	...	Longitud del surco interpectoral	...	35
Altura estimada del caparazón	551	571	Longitud del surco interabdominal	...	301
Longitud del plastrón	...	834	Longitud del surco interfemoral	...	153
Longitud del lóbulo anterior del plastrón	...	222	Longitud del surco interanal	...	76
Anchura del lóbulo anterior del plastrón	...	350	Longitud del hioplastrón	...	191
Longitud del lóbulo posterior del plastrón	...	283	Longitud del hipoplastrón	...	220
Anchura del lóbulo posterior del plastrón	...	352	Anchura de la muesca anal	...	96
Longitud de la proyección epiplastral	...	116	Profundidad de la muesca anal	...	67
Espesor de la proyección epiplastral	...	62	Longitud estimada del puente plastral	524	...
Anchura de la proyección epiplastral	...	154			

La proyección epiplastral es proporcionalmente corta, con una escotadura anterior apenas insinuada, sobresaliendo de los márgenes del lóbulo anterior. Tal vez el acortamiento de dicha proyección responda a dimorfismo sexual. La superficie dorsal de la proyección es pronunciadamente convexa. El margen interior-distal de la proyección está rodeado por un marcado reborde. La relación entre la longitud de la proyección y su espesor es de 1,8.

El surco gulo-húmeral atraviesa la parte anterior del entoplastrón, placa de gran tamaño, más ancha que larga, con los bordes anterolaterales rectilíneos y los posterolaterales redondeados. La relación entre el largo del entoplastrón y el largo de los escudos anales es 2,1. El surco húmero-pectoral se contacta con el entoplastrón y atraviesa la línea media del plastrón, por detrás de dicha placa, formando lateralmente un ángulo de 120°.

La relación entre la longitud hio-hipoplastral medida en la línea media alcanza un valor de 1,1. Este valor es estimativo ya que no se puede identificar la posición de la sutura hipo-xifiplastral. Del mismo modo no se puede medir el ancho basal

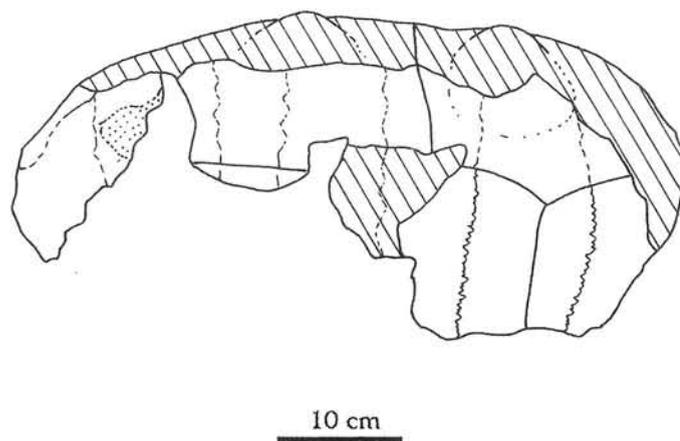


Figura 15: Representación esquemática de ?*Chelonoidis australis* (Moreno, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (MACN 5195- holotipo de *Testudo praestans* Rovereto, 1914), (A) vista dorso-lateral del caparazón dorsal.

del xifiplastrón y su espesor, ni por lo tanto establecer el valor de esta relación. Los escudos pectorales se ensanchan ligeramente en la línea media del plastrón. La fórmula plastral estimada es  $Ab > F > G < H > P < An$ .

Las proyecciones xifiplastales no son tan agudas y no están orientadas hacia arriba como en el holotipo de *?Chelonoidis gallardoi*. Asimismo, la superficie ventral del xifiplastrón, cubierta por los escudos anales, no presenta prominencias redondeadas. La relación entre la amplitud de la muesca anal y su profundidad alcanza un valor de 1,4.



Figura 16: *?Chelonoidis australis* (Moreno, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (MACN 5195- holotipo de *Testudo praestans* Rovereto, 1914), (A) vista ventral y (B) vista visceral del plastrón.

## DISCUSIÓN

Al erigir dos nuevos testudínidos cenozoicos del territorio argentino (*Testudo gallardoi* y *Testudo praestans*) ROVERETO (1914) no hace referencia a MORENO (1889) quien previamente había nominado dos nuevos taxones (*Testudo australis* y *Testudo formosa*). El material tipo sobre el cuál MORENO fundó una de estas especies (*Testudo australis*) fue localizado en las colecciones del Museo de La Plata (MLP 26-400). Esta especie fue brevemente descrita por MORENO (1889) como un nuevo taxón procedente de Monte Hermoso (provincia de Buenos Aires), sobre la base de un caparazón dorsal parcialmente preservado. Desafortunadamente MORENO (*op. cit.*: 29) confundió el extremo anterior del caparazón dorsal por el posterior, tal como se desprende de la lectura del siguiente párrafo de su descripción “La coraza dorsal de esta tortuga ha medido más de un metro. Hemos podido restaurar un tercio de ésta, el posterior” y de la redescrición del ejemplar tipo aquí efectuada. MORENO (1889: 29) también se refirió a algunas de las características más conspicuas reconocibles en el MLP 26-400 tales como a las gibas vertebrales y al contorno de las placas periféricas que constituyen el borde anterior del caparazón. Desafortunadamente el ejemplar sobre el cuál MORENO (1889) erigió *Testudo formosa* no fue hallado entre las colecciones del Museo de La Plata. Esta circunstancia sumada a una mínima caracterización de este taxón,

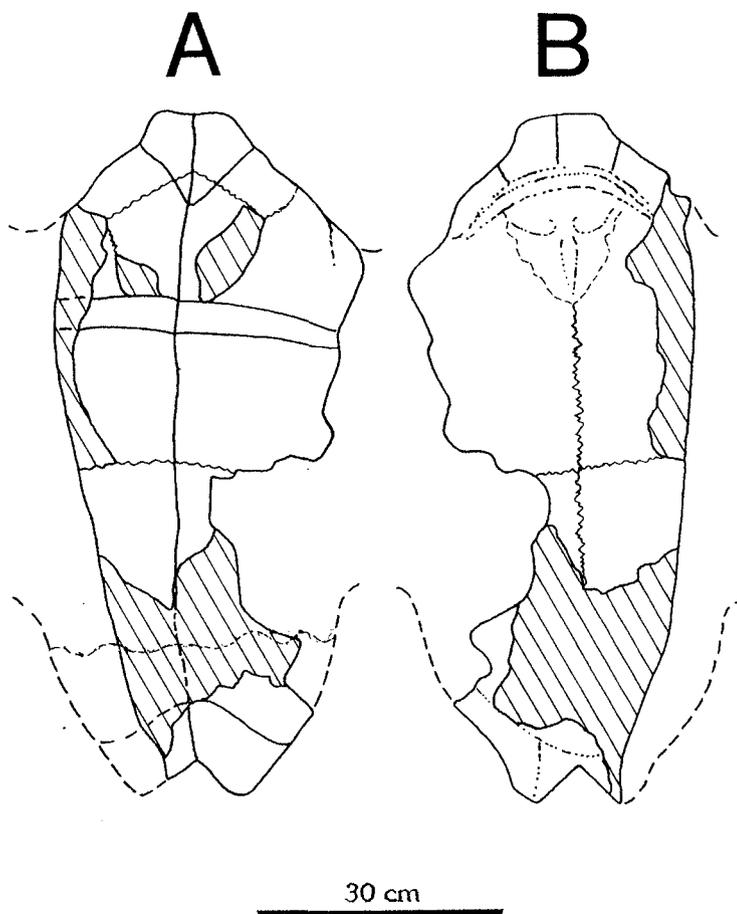


Figura 17. Representación esquemática de *Chelonoidis australis* (Moreno, 1889) Montehermosense de las cercanías de Monte Hermoso (MACN 5195- holotipo de *Testudo praestans* Rovereto, 1914), (A) vista ventral y (B) vista visceral del plastrón.

limitada al tamaño del caparazón posibilita seguir considerando a *Testudo formosa* como *nomen nudum*, tal como fuera propuesto por WILLIAMS (1950) y confirmado por AUFFENBERG (1974).

Como antes fuera mencionado, ROVERETO (1914) dio a conocer dos nuevas especies: *Testudo gallardoi* procedente del "Araucanense" de Andalhualá (provincia de Catamarca) y *T. praestans* proveniente del "Montehermosense" de la localidad homónima (provincia de Buenos Aires), sin hacer referencia a *Testudo australis* Moreno, 1889. A pesar de que ROVERETO (1914: figs. 69-70) esquematizó la mitad izquierda de un caparazón dorsal y el plastrón de *Testudo praestans*, la revisión del holotipo (MACN 5195) en el Museo Argentino de Ciencias Naturales demostró que el grado de preservación del caparazón dorsal era menor que el idealizado por ROVERETO en su ilustración. Sin embargo, ciertos caracteres observados en el caparazón dorsal del ejemplar MACN 5195 (el grado de desarrollo de las gibas vertebrales y una quilla roma extendida sobre los extremos mediales de las pleurales en las proximidades de los surcos costo-vertebrales) se reconocen en el caparazón del holotipo de *Testudo australis*. Los rasgos mencionados, sumados a la similar talla y altura, no justifican una separación específica entre los ejemplares MACN 5195 (holotipo de *T. praestans*) y MLP 26-400 (holotipo de *T. australis*), procedentes ambos de la misma localidad (Monte Hermoso) y de los mismos afloramientos pliocenos de la Formación Monte Hermoso.

Por otra parte, *T. australis* Moreno, 1889, fue considerada por WILLIAMS (1950) como un *nomen nudum*, decisión taxonómica compartida por AUFFENBERG (1974), quien incluyó a *T. australis* en una lista de *nomina nuda* y material no identificable. Sin embargo, cabe aclarar que WILLIAMS (1950) no tuvo oportunidad de ver la descripción original ni el material tipo descrito por MORENO (1889) y AUFFENBERG (1974) no fundamenta su decisión. En este sentido, es interesante destacar que del estudio realizado se desprende que *T. australis* Moreno, 1889 no es un *nomen nudum*, puesto que cumple con los requerimientos de disponibilidad del Código de Nomenclatura Zoológica y precede en 25 años a la descripción de *Testudo praestans* Rovereto, 1914. Se propone, por lo tanto incluir a *T. praestans* en la sinonimia de *T. australis* Moreno, 1889, especie que se refiere tentativamente al género *Chelonoidis* Fitzinger, siguiendo el criterio de BOUR (1980). En el plastrón de la tortuga de Monte Hermoso, se observan algunos de los caracteres reconocidos por WILLIAMS (1950) en la definición de este taxon (*i.e.* gran entoplastrón).

AUFFENBERG (1974) considera a *T. praestans* como un sinónimo de *T. gallardoi* transfiriendo esta especie al género *Geochelone* Fitzinger *sensu* Williams (*in* LOVERIDGE & WILLIAMS, 1957) subgénero *Chelonoidis*. Siguiendo el criterio de revalorización taxonómica, con sentido biogeográfico, propuesto por BOUR (1980) se refiere tentativamente la especie de Andalhualá al género *Chelonoidis* Fitzinger. Como AUFFENBERG (1974) consideró sin probarlo a la tortuga de Montehermoso como un sinónimo de la especie de Andalhualá en la Tabla n° 3 se efectúa una contrastación de los principales caracteres del caparazón entre ?*C. gallardoi* y ?*C. australis* (= *T. praestans*).

**Tabla 3: Cuadro comparativo entre los caparazones de ?*Chelonoidis gallardoi* (holotipo MACN 5206) y ?*C. australis* (holotipo MLP 26-400 y el ejemplar MACN 5195)**

CARACTERES	? <i>C.gallardoi</i>	? <i>C.australis</i>
Forma y contorno del caparazón dorsal	domo elongado	domo oval
Relación estimada entre la longitud y el ancho recto del caparazón dorsal	1,5	1,1
Gibas	vertebrales y costales?	Vertebrales
Quillas costales	ausentes	presentes
Superficie ventral del plastrón comprendido entre el sector cubierto por los escudos humerales y femorales	cóncava	plana
Proyecciones epiplastrales	muy bien desarrolladas y ligeramente bifida en su extremo anterior	ligeramente desarrollada y truncada en su extremo proximal
Relación entre la proyección epiplastral y su espesor	2,3	1,8
Posición del surco femoro-anal	transverso	oblicuo
Relación entre el lóbulo posterior y el anterior del plastrón	Lóbulo posterior más estrecho que el anterior ?	subiguales
Proyecciones xifiplastrales	conspicuas, con márgenes postero-mediales curvos terminados en extremos agudos orientados hacia arriba	bien desarrolladas, con márgenes postero-mediales rectilíneos, terminado en extremos romos
Muesca anal	muy amplia y profunda	bien insinuada y con forma de V invertida
Escotadura femoro-anal	bien marcada	ligeramente insinuada
Relación entre el ancho y la profundidad de la muesca anal	1,7	1,4
Tumefacciones anales	presentes	ausentes

Algunas de las características anatómicas comparadas en la Tabla n° 3 tales como la morfología de la proyección epiplastral y del lóbulo anterior del plastrón han sido consideradas de gran importancia taxonómica por diferentes autores (AUFFENBERG, 1971; BROIN, 1977). Otros caracteres contrastados (posición del surco anal y el grado de desarrollo de la escotadura anal) fueron empleados por AUFFENBERG (1967) para diferenciar tortugas terrestres de las Antillas. Por otra parte otros atributos enumerados en la Tabla n° 3, que también permiten separar ambos taxones (característica de la superficie ventral de plastrón y la presencia o ausencia de tumefacciones anales), están sujetas a dimorfismo sexual en testudínidos actuales (ver VAN DENBURGH, 1914; LEGLER, 1963; CASTAÑO & LUGO, 1981; PRITCHARD & TREBBAU, 1984).

Cabe nuevamente señalar que las diferencias más significativas entre ambos taxones corresponde a caracteres a los que se les atribuye importancia taxonomica. Entre éstos es interesante destacar que a pesar del grado de reconstrucción de uno de los caparazones (?*C. gallardoi*) y que los caparazones de ambos taxones presentan forma de domo, en vista dorsal el contorno es más elongado en ?*C. gallardoi* en comparación con ?*C. australis*.

Es interesante destacar que algunos de los rasgos considerados están sujetos a variación individual o responden a dimorfismo sexual. En tal sentido, es posible

estimar que el holotipo de ?*C. gallardoi* podría corresponder a un macho adulto. Por otra parte, es imprescindible disponer de material adicional y más completo para efectuar una caracterización más adecuada de estas tortugas. De tal manera, contar con un conocimiento más detallado de la forma y disposición de las placas óseas y los escudos epidérmicos, así como de la fórmula plastral, entre otros caracteres de gran significación taxonómica, es indispensable para lograr este objetivo.

De todos modos, el conjunto de caracteres anteriormente apuntados permiten discriminar a ?*C. gallardoi* y *C. australis* como dos diferentes taxones. Decisión taxonómica que se contrapone con la propuesta de AUFFENBERG (1974).

### COMPARACIÓN ENTRE LAS TORTUGAS MIOCENAS-PLIOCENAS DEL TERRITORIO ARGENTINO Y OTROS TESTUDÍNIDOS EXTINGUIDOS DE AMÉRICA DEL SUR

Las tortugas del Mioceno tardío-Plioceno del territorio argentino se corresponden con el morfotipo que PRITCHARD & TREBBAU (1984) denominaran "Thick-shelled giant tortoises". El mismo está representado por formas con caparazones con longitudes no mayores a 120 cm, placas óseas de considerable espesor y plastrones no reducidos. Estas características le otorgaron mayor resistencia a la acción de los predadores y favorecieron su amplia distribución mundial.

En América del Sur distintos taxones nominados y no nominados que representan al morfotipo descrito por PRITCHARD & TREBBAU (1984) son asignables al género *Chelonoides* Fitzinger. Entre éstos podemos mencionar testudínidos gigantes miocénicos (santacruceses y colloncurenses) de La Venta (Colombia) (BROIN, 1991; SÁNCHEZ VILLAGRA, 1993; WOOD, 1997), santacruceses de Ecuador (HOFFSTETTER, 1970), huayquerienses de distintas localidades Amazónicas (BOCQUENTIN VILLANUEVA & RANCY, 1987; RANCY & BOCQUENTIN VILLANUEVA, 1987) y de sedimentitas del "Colloncurensis" de Cushamen (provincia del Chubut, Argentina). Otras formas proceden de yacimientos pleistocénicos de Olivos, Carcarañá y Perucho Verna (Argentina) (DE LA FUENTE, 1988; BROIN & DE LA FUENTE, 1993), Dep. Paysandú, Dep. Río Negro (Uruguay) (WEISS, 1830, PAULA COUTO, 1948; MONES, 1986; ACHAVAL, *com. per.*), "Hoya Amazonica" (Brasil) (GERVAIS, 1877).

La especie *Chelonoidis gringorum* (Simpson, 1942), que representa a una tortuga de moderado tamaño con caparazón dorsal en forma de domo, procede de sedimentitas del Mioceno inferior (términos superiores de la Fm. Sarmiento y Fm. Gaiman) del área del Valle del río Chubut, provincia del Chubut, Argentina. El holotipo de esta especie según SIMPSON (1942) es una forma estrechamente relacionada con el ejemplar tipo de *Testudo praestans* Rovereto, 1914, proponiendo el autor antes mencionado una relación ancestro-descendiente entre ambas especies. SIMPSON (1942) no menciona a *Testudo australis* en su trabajo y considera

que el holotipo del testudínido patagónico se diferencia del ejemplar tipo de *T. praestans* por el grado de desarrollo de la proyección epiplastral y el más o menos bifido borde epiplastral proximal. Otras obvias características que diferencian a *Chelonoidis gringorum* de ?*Chelonoidis australis* y ?*C. gallardoi* son la diferencia de dimensiones y la presencia o ausencia de gibas vertebrales. Un carácter derivado de *C. gringorum* es la extrema reducción del escudo inguinal (no visible en la superficie ventral del hipoplastrón)(ver DE LA FUENTE, 1988, 1994; BROIN, 1991). La ausencia del escudo inguinal sobre la superficie ventral del hipoplastron en ?*C. australis* y ?*C. gallardoi* no prueba la reducción del escudo inguinal en estas especies debido que por defectos de preservación no se distinguen las trazas de este escudo.

Según AUFFENBERG (1971) *Chelonoidis hesterna* (Auffenberg, 1971) del Mioceno de Villavieja (Colombia) (Fauna de La Venta) es una especie estructuralmente intermedia entre las especies actuales *C. carbonaria* y *C. denticulata*. Se diferencia claramente de *C. australis* por la forma "cilindroide" del caparazón dorsal, ausencia de gibas vertebrales y el menor tamaño de la especie colombiana. Si bien el caparazón es elongado en *C. gallardoi*, *C. hesterna* se diferencia de la especie de Catamarca por la forma del caparazón, el menor tamaño, la reducida muesca femoro-anal del plastrón y la ausencia de gibas vertebrales. Es necesario destacar que el espécimen tipo de *C. hesterna* consiste en un caparazón completo algo aplastado y deformado correspondiente a un macho adulto (UCMP 40200) de 27,8 cm de longitud lineal. Un cráneo asociado a este caparazón ha sido mencionado pero no descrito por AUFFENBERG (1971). Un segundo espécimen representado por un cráneo de grandes dimensiones fue también referido por AUFFENBERG a *C. hesterna*. Según WOOD (1997) la longitud del cráneo de este ejemplar adicional es equivalente a la mitad de la longitud del caparazón dorsal del holotipo de *C. hesterna*. Esta desproporción entre un cráneo y un caparazón de especímenes adultos imposibilitarían su asignación a una misma especie. Por otra parte, contrariamente a lo sostenido por AUFFENBERG (1971), el holotipo de *C. hesterna* y el segundo ejemplar asignado a esta especie por W. AUFFENBERG, en la opinión de WOOD (1997), no proceden de la misma localidad. Estas circunstancias llevan a WOOD (*op. cit.*) a considerar que el segundo cráneo no sólo no es referible a *C. hesterna* sino que probablemente pertenezca a una diferente tortuga terrestre gigante. Esta nueva forma está representada por sólo parte de los márgenes del caparazón dorsal y por un plastrón completo figurado por WOOD (1997: fig. 9.7, A,B,C), así como por restos del esqueleto apendicular no ilustrado. El caparazón dorsal (950 mm de longitud lineal) y el plastrón (755 mm de longitud lineal) de este espécimen procede de "Villavieja" y está ilustrado en vista lateral izquierda, dorsal y antero-dorsal. La vista ventral del plastrón no pudo ser observada por R. WOOD por estar fijada a un pedestal de madera. El contorno del caparazón dorsal de esta nueva tortuga terrestre (WOOD, 1997: Fig. 9.7, B) se diferencia del de ?*C. australis* por su manifiesta elongación. De la comparación entre el plastrón figurado por WOOD (1997: Fig. 9.7 B y C) y el correspondiente a ?*C. australis* (Fig. 17: A y B) se desprende que en la tortuga gigante de Villavieja el lóbulo plastral anterior es más estrecho que el posterior, la proyección epiplastral está más desarrollada y presenta una muesca anal con forma de U invertida. El espécimen gigante de

Villavieja como el holotipo de ?*C. gallardoi* presentan caparazones elongados. Desafortunadamente en el espécimen colombiano no se conoce nada de la mayor parte del caparazón dorsal y no es posible estimar la relación entre la longitud y la altura del caparazón dorsal. A partir de la estimación de esta relación se desprende que la forma del caparazón de ?*C. gallardoi* es un domo elongado de gran altura y no "cylindroïde" como se observa en las formas del Grupo *carbonaria* (*C. carbonaria*, *C. denticulata*, *C. hesterna*) al cual el espécimen gigante de Villavieja podría pertenecer. Ciertos rasgos diferenciales entre el ejemplar gigante de Villavieja y ?*C. gallardoi* se expresan en la diferente extensión del plastrón con respecto al caparazón dorsal, el grado de desarrollo de las proyecciones epiplastrales, la forma de la muesca anal y las proyecciones xifiplastrales, así como en el desarrollo de una escotadura femoro-anal. A pesar de que BROIN (1991) sugirió que ?*C. gallardoi* y ?*C. australis* podrían pertenecer al Grupo *carbonaria*, sobre las descripciones de estas especies efectuadas por DE LA FUENTE (1988), las relaciones entre la longitud y la altura del caparazón dorsal de estos taxones impiden sostener esta sugerencia.

Tortugas de gran tamaño que representan al morfotipo antes mencionado considerado por PRITCHARD & TREBBAU (1984) son pleistocenas y fueron descritas en su mayor parte sobre material fragmentario. Algunas de ellas fueron nominadas en el siglo pasado [?*C. sellowi* (Weiss, 1830) y ?*C. elata* (Gervais, 1877)], mientras que otras como las representadas por los testudínidos del Carcarañá (Santa Fe, Argentina), Perucho Verna (Entre Ríos, Argentina), Olivos (Buenos Aires, Argentina), Ñuapua (Chuquisaca, Bolivia) no han sido erigidas (ver DE LA FUENTE, 1988; BROIN, 1991).

El holotipo de ?*C. sellowi* colectado por el naturalista alemán FRIEDRICH VON SELLOW en Paso del Catalán (río Quequay, Departamento de Paysandú, Uruguay), está representado por ocho placas fragmentarias, de las cuales la más completa es la décima placa periférica. Los ángulos que forman el borde externo de la décima placa periférica que se observan en la ilustración del holotipo de ?*C. sellowi* efectuada por WEISS (1830: lám V, fig. 6) y en la reproducción de la misma realizada por PAULA COUTO (1948: lám. IX), son diferentes a los observados en ?*C. gallardoi*. Con otras de las placas preservadas en ?*C. sellowi*, se puede efectuar una comparación del xifiplastrón. En el ejemplar tipo de ?*C. gallardoi* las proyecciones son más agudas, las secciones son subtriangulares y en la superficie ventral presentan callosidades a diferencia del fragmento xifiplastral figurado por WEISS (1830: lám. V, figs. 7 y 8)

Recientemente, ACHAVAL (M.S.) describió nuevos restos de una tortuga terrestre de gran tamaño, un caparazón dorsal prácticamente completo y fragmentos del plastron, procedente de los sedimentos pleistocénicos de la Formación Libertad, expuestos en el arroyo Nañez, afluente del río Negro (Departamento de Río Negro, Uruguay) y los asignó a *Chelonoidis* sp. (con categoría subgenérica en su trabajo). ACHAVAL considera en su trabajo que el espécimen por el descrito se asemeja a ?*C. gallardoi* por el gran tamaño y altura del caparazón y se diferencia por la posición de las gibas con respecto a las placas neurales y por el ancho de la cuarta placa pleural. En lo que respecta a la posición de las gibas vertebrales ACHAVAL (M.S.) menciona que en la tortuga de Arroyo Nañez las suturas de las placas

neurales no coinciden con la parte más elevada de las gibosidades y que se corresponden con el centro de las placas neurales.

Sin embargo, como ya fuera mencionado en la redescipción del ejemplar tipo de *?C. gallardoi* los únicos contactos visibles son los surcos que separan a los escudos vertebrales. Asimismo, las suturas entre las placas neurales contiguas no se diferencian en *?C. gallardoi*, por lo cual es difícil establecer, con certeza, la ubicación de las gibas con respecto a las placas neurales. De todas maneras, como se observa en el holotipo de *?C. australis* y en testudínidos con gibas revisados (DE LA FUENTE, 1988) la condición generalizada es el desarrollo de una giba en relación a una gran placa neural. Cabe destacar que ACHAVAL (M.S.) también considera que se observan diferencias marcadas en el ancho de la cuarta placa y el perfil lateral de las gibas vertebrales. En cuanto a este último carácter ACHAVAL también señala que tampoco es coincidente. En este sentido, ACHAVAL considera que las gibas que se distinguen en *?C. gallardoi* son mucho más convexas que las correspondientes a la tortuga pleistocena de arroyo Nañez. Por otra parte, en cuanto al primer carácter mencionado, es interesante señalar que en el holotipo de *?C. gallardoi* la mala preservación de dicha placa no permite efectuar una precisa comparación con el ejemplar descrito por ACHAVAL.

*?C. elata* (Gervais, 1877) es una especie de gran tamaño del Pleistoceno de Brasil, de la "Hoyada Amazónica", descrita por GERVAIS sobre la base de parte del dentario, los extremos proximales de una ulna y un radio y un fragmento del plastrón. La naturaleza fragmentaria de este último hace imposible una comparación con *?C. gallardoi* o *?C. australis*. AUFFENBERG (1974) sugiere que *?C. elata* es un sinónimo de *?C. sellowi*, aunque no lo demuestra en su obra.

En la actualidad las tortugas terrestres de grandes dimensiones son insulares. Las islas Galápagos, próximas a la costa sudamericana son habitadas por una decena de subespecies referidas a *Chelonoidis nigra* (Quoy & Gaimard, 1824) (ver PRITCHARD, 1979; 1996). Como lo han mencionado BOUR (1984) y PRITCHARD & TREBBAU (1984) el gran tamaño del caparazón de estas tortugas está asociado a una serie de caracteres singulares resultantes de la insularidad. Entre estos se pueden mencionar ciertos rasgos que indican una tendencia hacia la reducción de la armadura ósea (placas óseas de poco espesor, reducción del plastrón, agrandamiento de la aperturas del caparazón y la falta de espesamiento de la proyección epiplastral). Estas características no están presentes en *?C. gallardoi* y *?C. australis*, dos tortugas gigantes continentales.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. JOSE F. BONAPARTE por permitirme la consulta del material fósil depositado en el Museo Argentino de Ciencias Naturales de Buenos Aires y al Sr. JORGE GONZÁLEZ por las ilustraciones presentadas. También al Dr. E. JIMÉNEZ FUENTES por su revisión de este artículo

**BIBLIOGRAFÍA**

- AMEGHINO, F. (1898): Sinopsis geológica-paleontológica de la Argentina. En “*Segundo Censo de la República Argentina*”, **1**: 112-255.
- AUFFENBERG, W. (1967): Notes on West Indian Tortoises. *Herpetologica*, **23** (1): 34-44. Chicago.
- AUFFENBERG, W. (1971): A new Fossil Tortoise, with remarks on the origin of South American Testudinines. *Copeia*, **1**: 106-117. New York
- AUFFENBERG, W. (1974): Checklist of Fossil Land Tortoises (Testudinidae). *Bull. Florida State Museum, Biol. Sci.*, **18** (3): 121-251
- BÁEZ, A. M. & GASPARINI, Z. B. (1977): Orígenes y evolución de los anfibios y reptiles del Cenozoico de América del Sur. *Acta Geológica Lilloana*, **14**: 149-232.
- BÁEZ, A. M. & GASPARINI, Z. B. (1979): The South American Herpetofauna: An evaluation of the fossil record, 2: 29-54. In *The South American Herpetofauna: its origin, evolution, and dispersal*. W. E. DUELLMAN, ed., Mus. Nat. Hist., Univ. Kansas, **Monograph 7**.
- BOCQUENTIN VILLANUEVA, J. & RANCY, A. (1987): Presencia de *Chelus lewisi* WOOD, 1976 (Testudinata, Pleurodira) no Neogeno do Estado do Acre, Brasil. *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Bolivia (1987) **1**: 566-573. La Paz.
- BOSSI, G. E. & PALMA, R.M. (1982): Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*, **1**: 155-172. Buenos Aires.
- BOUR, R. (1980): Essai sur la taxonomie des Testudinidae actuels (Reptilia: Chelonii). *Bull. Mus. nation. d'Hist. nat.*, (4) **A** (2): 541-546. Paris.
- BOUR, R. (1984): Les tortues terrestres géantes des îles de l'Océan Indien Occidental: données géographiques, taxinomiques et phylogénétiques. *Studia Geológica Salmanticensis. Vol. Sp. 1, Studia Palaeocheloniologica*, **1**: 77-86. Salamanca.
- BROIN, F. de (1977): Contribution à l'étude des Cheloniens. Chéloniens du Crétacé et du Tertiaire de France. *Mem. Mus. nation. d'Hist. nat.*, **C**, **38**: 1-366. Paris
- BROIN, F. de (1991): *Fossil Turtles from Bolivia*. In: SUAREZ-SORUCO, R. Ed. Fossiles y Facies de Bolivia Vol. I Vertebrados. Revista Técnica de YPF, **12** (3-4): 509-527. Santa Cruz.
- BROIN, F. de & DE LA FUENTE, M. S. (1993): Les tortues fossiles d'Argentine: Synthèse. *Ann. Paléont.*, **79** (3): 169-132. Paris.
- CASTAÑO, O. & LUGO, M. (1981): Estudio comparativo del comportamiento de dos especies de morrocoy: *Geochelone carbonaria* y *Geochelone denticulata* y aspectos comparables de su morfología externa. *Cespedesia*, **10**: 55-122.
- CRUMLY, C. R. (1984): *The evolution of land tortoises (Testudinidae)*. Unpublished Ph. D. dissertation, Rutgers. The State University. Newark.
- DE LA FUENTE, M. S. (1988): *Las tortugas Chelidae (Pleurodira) y Testudinidae (Cryptodira) del Cenozoico argentino*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 1-270, Atlas 64 pl. Inédita.
- DE LA FUENTE, M. S. (1994): Descripción de nuevos especímenes y relaciones filogenéticas de *Chelonoidis gringorum* (SIMPSON, 1942)(Chelonii: Testudinidae) del Mioceno

temprano de Patagonia Central, Argentina. *Studia Geol. Salmanticensis*, **30**: 107-131. Salamanca.

- ESTES, R. & BÁEZ, A. M. (1985): Herpetofaunas of North and South America during the Late Cretaceous and Cenozoic: Evidence for interchange? In: F.G STAHLI & S. D. WEBB, *The Great American Biotic Interchange*. Plenum Press, New York and London, Ch. **6**: 139-197.
- GASPARINI, Z. B. de, DE LA FUENTE, M. S. & DONADIO, O. (1986): Los reptiles cenozoicos de la Argentina: implicancias paleoambientales y evolución biogeográfica. *Actas IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, **2**: 119-130. Mendoza.
- GERVAIS, P. (1877): Tortue gigantesque fossil au Brasil. *Jour. Zool.*, **6**: 283-285.
- HOFFSTETTER, R. (1970): Vertebrados Cenozoicos del Ecuador. *Actas V Congreso Latinoamericano de Zoología*, **2**: 955-969. Caracas.
- LEGLER, J. (1963): Tortoises (*Geochelone carbonaria*) in Panama: Distribution and variation. *American Midl. Naturalist*, **70** (2): 490-503.
- LOVERIDGE, A. & WILLIAMS, E. (1957): Revision of the African tortoises and turtles of the suborder Cryptodira. *Bull. Mus. Comp. Zool.*, **115** (6): 163-557. Cambridge, Mass., USA.
- MARSHALL, L. G. & PATTERSON, B. (1981): Geology and Geochronology of the mammal bearing Tertiary of the Valley of Santa María and Río Corral Quemado, Catamarca Province, Argentina. *Fieldiana Geology*, **9**: 1-80. Chicago.
- MARSHALL, L. G., HOFFSTETTER, R. & PASCUAL, R. (1983): Mammals and Stratigraphy: Geochronology of the Continental Mammal-Bearing Tertiary of South America. *Palaeovertebrata*, **Mém. Extr.**: 1-93. Montpellier.
- MARSHALL, L. G. & SEMPERE, T. (1991): The Eocene to Pleistocene Vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a Review. In SUAREZ-SORUCO R. (ed.) *Fosiles y Facies de Bolivia*, Vol. 1: Vertebrados. Revista Técnica YPBF. Santa Cruz.
- MONES, A. (1986): Palaeovertebrata Sudamericana. Catálogo sistemático de los Vertebrados fósiles de América del Sur. Part. 1: Lista Preliminar y Bibliografía. *Cour. Forsch. Senckenberg*, Frankfurt am Main, **82**: 1-50.
- MORENO, F. (1889): Breve reseña de los progresos del Museo de la Plata durante el segundo semestre de 1888. *Bol Mus. La Plata*, **2**: 1-44.
- PASCUAL, R., CATTOI, N., FRANCIS, J., GONDAR, D., ORTEGA HINOJOSA, E., TONNI, E., PISANO, J., RINGUELET, A. B. DE & ZETTI, J. (1966): *Paleontografía Bonaerense*. (BORRELLO, A.V., ed.) **Fascículo IV**. Comisión Investigaciones Científicas, provincia de Buenos Aires, pp. 1-202. La Plata.
- PAULA COUTO, C. (1948): Sobre os vertebrados fosseis da colecao Sellow do Uruguai. *Bol. Div. Geol. e Mineral.*, **125**: 1-14. Río de Janeiro.
- PRITCHARD, P. C. H. (1979): *Encyclopedia of Turtles*: 1-895 pp. T. F. H. Pub. Inc., Neptune, N.J.
- PRITCHARD, P. C. H. (1996): The Galápagos Tortoises. Nomenclatural and survival status. *Chelonian Research Monographs*, **1**: 7-85.
- PRITCHARD, P. C. H. & TREBBAU, P. (1984): *The Turtles of Venezuela*. Cont. Herpetology, **12**: 1-403. Soc. Stud. Amph. Rept., pub. Miami.

- RANCY, A. & BOCQUENTIN VILLANUEVA (1987): Dois Quelônios do Neogeno de Acre, Brasil. *Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia*: 181-187. Río de Janeiro.
- RIGGS, E. & PATTERSON, B. (1939): Stratigraphy of the Late Miocene deposits of the province of Catamarca (Argentina) with notes on the faunae. *Physis*, **14**: 143-162. Buenos Aires.
- ROVERETO, C. (1914): Los Estratos Araucanos y sus fósiles. *An. Nac. Hist. Nat. Buenos Aires*, **25**: 1-24.
- SÁNCHEZ VILLAGRA, M. (1993): A new tortoise from the middle Miocene of Colombia. *Ameghiniana*, **30** (3): 338. Buenos Aires.
- SIMPSON, G. G. (1942): A Miocene tortoise from Patagonia. *Amer. Mus. Novitates*, **1209**: 1-6. New York.
- VAN DENBURGH, J. (1914): Expedition of the California Academy of Sciences to the Galápagos Islands. 1905-1906. X. The gigantic land tortoises of the Los Galápagos Archipiélago. *Proceedings California Acad. of Sciences*, **Ser. 4, 2** (1): 203-374.
- WEISS, C. (1830): Über das südliche Ende des gebirgszuges von Brasilien in der Provinz S. Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staate von Montevideo: nach den Sammlungen des herrn Fr. Sellow. *Abhandl. Physikal. Klasse Konigl. Akad. Wissen.*: 217-293. Berlin.
- WILLIAMS, E. (1950): *Testudo cubensis* and the Evolution of Western hemisphere tortoises. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, **95** (1): 1-36. New York.
- WOOD, R. C. (1997): Turtles. In *Vertebrate Paleontology in the Neotropics. The Miocene Fauna of La Venta*. Ed. R. KAY, R. MADDEN, R. CIFELLI & J. FLYNN. Smithsonian Institution Press, **9**: 155-170.
-

# LA ESTRUCTURA DEL ANTIFORME DEL NARCEA Y SU RELACIÓN CON LOS MANTOS OCCIDENTALES DE LA ZONA CANTÁBRICA. PARTE II: EL SECTOR ORIENTAL

GABRIEL GUTIÉRREZ-ALONSO (\*)

GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental. [**The Narcea Antiform Structure and its relation to the Western Cantabrian Zone thrust sheets. Part II: The Eastern Sector.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 121-175. Salamanca.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1997-10-14) (FECHA DE ADMISIÓN: 1997-11-07) (ÚLTIMA REVISIÓN: 97-11-24)

**RESUMEN:** En el sector oriental del Antiforme del Narcea, denominado Ventana Tectónica del Narcea, existe una foliación que es de plano axial de pliegues con ejes verticales. Esta foliación no se continúa en la formación suprayacente, la Formación Herrería

El contacto entre estas dos formaciones es un despegue que discurre por el plano de discordancia y que puede producir foliación espaciada en la parte baja de la Formación Herrería, formando un elevado ángulo con la foliación existente en las rocas precámbricas. Tanto el despegue como las foliaciones en este sector, están asociadas a

---

(\*): Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.  
E-mail: [gabi@gugu.usal.es](mailto:gabi@gugu.usal.es)

una deformación varisca que pone de manifiesto el contraste de competencias y la diferente orientación original entre las rocas implicadas.

La Unidad de Somiedo es la más occidental de las unidades alóctonas de la Zona Cantábrica, y se conoce desde los años 50. Está formada por cuatro escamas principales, emplazadas durante la denominada primera generación de cabalgamientos, que tienen una geometría en escalera el cabalgamiento basal se encuentra por debajo de la Formación Láncara, excepto en el sector más occidental, donde profundiza hasta las rocas precámbricas, siendo el único lugar de la ZC donde se observa el enraizamiento de estas unidades. Esta rampa produce una culminación y es la causa del Antiforme. Se observa otra generación de cabalgamientos, que corta a los previos y afecta no sólo a la Unidad de Somiedo, sino también a su autóctono aflorante en la Ventana Tectónica del Narcea. Estos cabalgamientos no muestran trayectorias en escalera, sino geometrías lítricas, tienen desplazamientos pequeños, y modifican el patrón generado durante la primera fase de deformación y amplifican el Antiforme del Narcea.

Las relaciones entre todas las unidades son complejas; se ha realizado una correlación interpretativa entre las dos fases de deformación de la ZAOL y la primera fase de cabalgamientos de la ZC. La segunda fase de deformación sería la responsable de la disposición final de las estructuras de la ZC y la ZAOL.

**Palabras clave: Cadena Varisca, Macizo Ibérico, antiforme del Narcea, Unidad de Somiedo, cabalgamientos, rampas laterales, despegues, duplexes.**

**ABSTRACT:** In the eastern part of the Narcea Antiform, the Narcea Tectonic Window, only one cleavage develops, which is axial plane to vertical hinge folds. This foliation does not continue into the overlying unconformable Herrería Formation, Cambrian in age. The contact between these two formations is a fault running along the unconformity plane, which may produce spaced foliations in the hangingwall rocks at high angle with precambrian rocks cleavage. Both, fault and cleavage are due to a variscan deformation event, partition of the deformation occurs at the unconformity, revealing different rheological behaviours and different original orientations. The limit between these western and the eastern units is a major thrust.

The Somiedo Unit, the westernmost of the allochthon ones in the Cantabrian Zone, has been known for long. It is formed by four main units, developed during the so called first thrust generation, which has a basal thrust, showing staircase trajectories, below the Láncara formation, except in the westernmost part of the unit where it deepens into the precambrian rocks, being the only part of the Cantabrian Zone where the rooting of this units can be seen. This ramp produces a culmination over it and causes the antiform. Another generation of thrusts can be seen, the second one, which crosscuts the first ones and affects not only Somiedo Unit but Narcea Antiform as well. The second generation ones do not depict staircase trajectories, listric ones are common, and have much less displacement than the first generation ones. These listric reverse faults modify the first generation pattern, and causes Narcea Antiform re-folding.

The relations between all these units are complex, and a tentative correlation between the two deformation phases at the WALZ, and the first thrust generation, at the CZ, has been done. The second thrusting stage is responsible for the final disposition of structures at the CZ and the WALZ.

**Key words: Variscan Belt, Iberian Massif, Narcea antiform, Somiedo Unit, thrusts, decollements, lateral ramps, duplexes.**

## INTRODUCCIÓN

Este trabajo, constituye la segunda parte del publicado por el mismo autor en 1996 en esta misma revista (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1996). Por ello, la numeración de las figuras y capítulos se mantiene correlativa con el mencionado artículo, para una mayor facilidad de lectura.

## 5. LAS UNIDADES OCCIDENTALES DE LA ZONA CANTÁBRICA

La Zona Cantábrica esta constituida como un “cinturón externo de pliegues y cabalgamientos”, con una disposición curvada que hace que posea unas características poco comunes a otras regiones de características similares en otros cinturones orogénicos. Su estructura se describe como de tipo epidérmica (*thin-skinned*) y las estructuras más relevantes que conforman la cartografía observable actualmente son los cabalgamientos y mantos de despegue así como dos conjuntos de pliegues denominados “longitudinales” y “transversales o radiales” (JULIVERT, 1971 a, b, y JULIVERT & MARCOS, 1973). En su extremo occidental, afloran las Pizarras del Narcea, de edad Proterozoico superior en la Ventana Tectónica del Narcea. Estas rocas son las más antiguas de las que aparecen en la Zona Cantábrica y afloran debido al enraizamiento de los cabalgamientos basales de las unidades occidentales de esta Zona, concretamente de la Unidad de Somiedo.

En la Zona Cantábrica destacan como rasgos más importantes la existencia de cabalgamientos que, si bien suelen ser en general paralelos a la estratificación, presentan irregularidades que producen una geometría en escalera (*staircase*). Esta geometría irregular no sólo se manifiesta en la dirección de avance de los cabalgamientos, sino en dirección perpendicular a ella como ha sido puesto de manifiesto en diversos trabajos recientemente realizados en la Zona Cantábrica (BASTIDA *et al.*, 1984; ALONSO, 1987; GUTIÉRREZ, 1987, BASTIDA & CASTRO, 1988; ALVAREZ MARRÓN, 1989, TOYOS, 1989; etc.). Además, estos cabalgamientos son cortados generalmente por otros posteriores, generados fuera de secuencia, que habitualmente muestran un ángulo más elevado respecto a la estratificación.

El análisis de la cartografía permite observar que existen variaciones laterales en los niveles de erosión a lo largo de la Unidad de Somiedo que hacen pensar en una serie de estructuras laterales ligadas a los cabalgamientos, tanto en los alóctonos como en sus autóctonos relativos. Una interesante cuestión conocida desde antiguo pero aún no resuelta es la relación entre las estructuras observables en las rocas precámbricas del Antiforme del Narcea (en su sector más oriental), y que han sido incluidas en la Unidad de Somiedo en algún trabajo previo (GUTIÉRREZ, 1987), y las estructuras existentes en las rocas paleozoicas suprayacentes.

## 6. LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA

Es la unidad con rocas precámbricas más oriental del orógeno Varisco del Noroeste peninsular. Esta unidad está compuesta por rocas de la Formación Pizarras del Narcea y de la Formación Cándana-Herrería. La estratigrafía de ambas formaciones presenta ligeras diferencias con respecto a la unidad precedente, descrita por GUTIÉRREZ-ALONSO (1996).

El límite occidental de la Ventana es el Cabalgamiento de la Espina, ya descrito, que mantiene un trazado regular, siguiendo la curvatura del arco astúrico, solamente interferido por la existencia de fallas de escaso desplazamiento. El límite oriental es, por el contrario, muy irregular y se ha situado en el despegue de la base de la Formación Láncara, despegue que separa dos estilos de deformación diferente. Por debajo del mismo, existen pliegues con foliación de plano axial y cabalgamientos que cortan con elevado ángulo a la estratificación, mientras que por encima, en las unidades que se describirán posteriormente, las estructuras más destacables son la existencia de cabalgamientos con trayectorias en escalera y pliegues claramente relacionados con los mismos.

Esta unidad se encuentra parcialmente recubierta discordantemente por rocas estefanienses ligeramente deformadas por los últimos estadios de la Orogenia Varisca y por rocas terciarias que deben responder a las manifestaciones de la Orogenia Alpina en este sector.

El hecho más destacable que se observa en esta unidad es la existencia de una foliación en las Pizarras del Narcea que no se propaga hacia la Formación Cándana-Herrería, excepto localmente y no más que unas decenas de metros. Otras estructuras importantes que se observan en este área son cabalgamientos, que son especialmente bien visibles en el sector Nororiental donde existen repeticiones de las Pizarras del Narcea sobre la Formación Herrería.

La estructura de la Ventana, como ya se ha apuntado, es muy compleja. Se reconocen pliegues en las rocas precámbricas con los ejes y planos axiales mostrando una disposición subvertical, y una serie de cabalgamientos en la Formación Cándana-Herrería, todo ello muy trastocado por la existencia de gran cantidad de fallas tardías. El contacto entre esta última formación y las Pizarras del Narcea es un despegue que aprovecha la superficie de discordancia previa y que es de gran importancia para poder entender la estructura general de la zona.

La deformación interna de las rocas es poco importante aquí, manifestándose por el desarrollo de una foliación (en todos los casos grosera) generalizada en las rocas precámbricas y local en las de la Formación Cándana-Herrería.

Como se puede observar en la figura 21, la estructura general está constituida por un suave antiforme de gran amplitud. Este antiforme se interpreta como originado por una serie de cabalgamientos que no afloran más que de manera local en los sectores más septentrionales y meridionales. Es posible que existan, en el sector central, más cabalgamientos que superpongan Pizarras del Narcea sobre sí mismas. Toda esta estructura está cortada por fallas posteriores verticales en superficie.

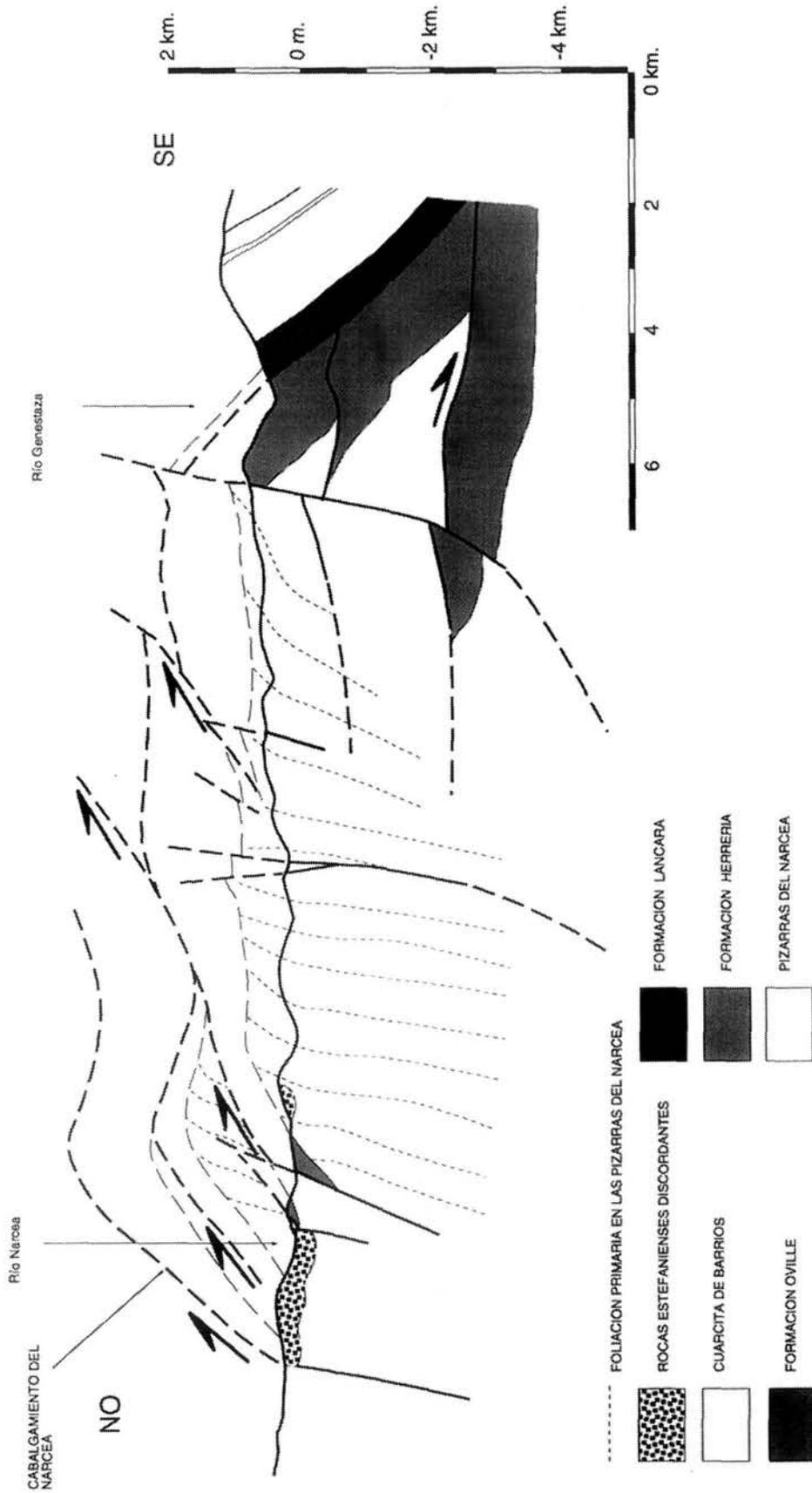


Figura 21: Corte geológico de la Ventana Tectónica del Narcea. Se corresponde con parte del corte 6-6' del Anexo II

Este gran antiforme, se reconoce en el contacto entre las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería, sobre todo en el sector Norte donde dicha formación dibuja en la cartografía una terminación periclinal muy amplia. La geometría del antiforme en la Formación Herrería se complica por la existencia de una serie de cabalgamientos imbricados con desplazamientos variables que van disminuyendo de Oeste a Este. En los cabalgamientos más occidentales se observa cómo éstos involucran a las Pizarras del Narcea, mientras que en los orientales este hecho no es tan claro debido a que no existe superposición de estas rocas sobre la Formación Herrería. Este hecho indica la existencia de cabalgamientos con desplazamientos menores que la longitud de los rellanos existentes entre rampas. Una descripción más detallada de las estructuras a nivel de la Formación Herrería se puede encontrar en GUTIÉRREZ (1987).

Hacia el Sur, esta unidad presenta complicaciones importantes, al haber sido involucrada posteriormente en cabalgamientos que cortan a los que generan el antiforme. De todas maneras se puede observar, en alguna de las unidades limitadas por los cabalgamientos tardíos, cómo las Pizarras del Narcea están cabalgando sobre rocas de la Formación Barrios de la unidad situada por delante (Unidad de Somiedo). La estructura detallada de este sector está ampliamente descrita en HEREDIA (1984).

El despegue de la Formación Láncara sobre la Formación Herrería está evidenciado tanto por aspectos de campo (presencia de rocas cataclásticas, con mineralizaciones de sulfuros asociadas, en el contacto entre ambas), como por la existencia de imbricados (imbricado de La Barca, GUTIÉRREZ, 1987) y dúplexes (dúplex de Tuña) que no afectan a la Formación Herrería y que, sin embargo, son cortados por los cabalgamientos que atraviesan esta formación. Por esta causa, se separa la ventana tectónica del Narcea de la unidad suprayacente (la unidad de Somiedo), conformando esta unidad una verdadera ventana tectónica, al estar rodeada completamente por el despegue situado en la base de la Formación Láncara.

Uno de los hechos más destacables que se observa en la Ventana Tectónica del Narcea, concretamente en su sector más septentrional, es la particular geometría de las trazas axiales de los pliegues que se observan en el sector Norte, las cuales se ven cortadas por los cabalgamientos existentes, apareciendo en posiciones más adelantadas en cada una de las distintas escamas, lo que indicaría una relación de dichos pliegues con los cabalgamientos, o un plegamiento posterior a la génesis de los mismos, al plegarse superficies oblicuas.

Las fallas que cortan a esta estructura son posteriores a la génesis del antiforme aunque sin duda producen una amplificación del mismo ya que presentan su labio levantado generalmente hacia el Oeste. Una particularidad de estas fallas es que afectan a rocas de edad Estefaniense, cobijando en ocasiones rocas de esta edad. En el corte (Fig. 21) se han interpretado como fallas que, pese a ser verticales en superficie se horizontalizan en profundidad hacia un nivel de despegue, constituyendo los últimos episodios de deformación y reactivación de estructuras previas durante la orogenia varisca en el área de estudio.

El metamorfismo en esta unidad es de grado bajo y ha sido determinado utilizando índices de cristalinidad de las micas blancas. Según este método toda la unidad estaría en condiciones epizonales, tanto las rocas precámbricas como las de la Formación Herrería; sin embargo, no se reconocen al microscopio paragénesis claras de la epizona, no observándose blastesis de clorita ni un recrecimiento importante de las micas blancas.

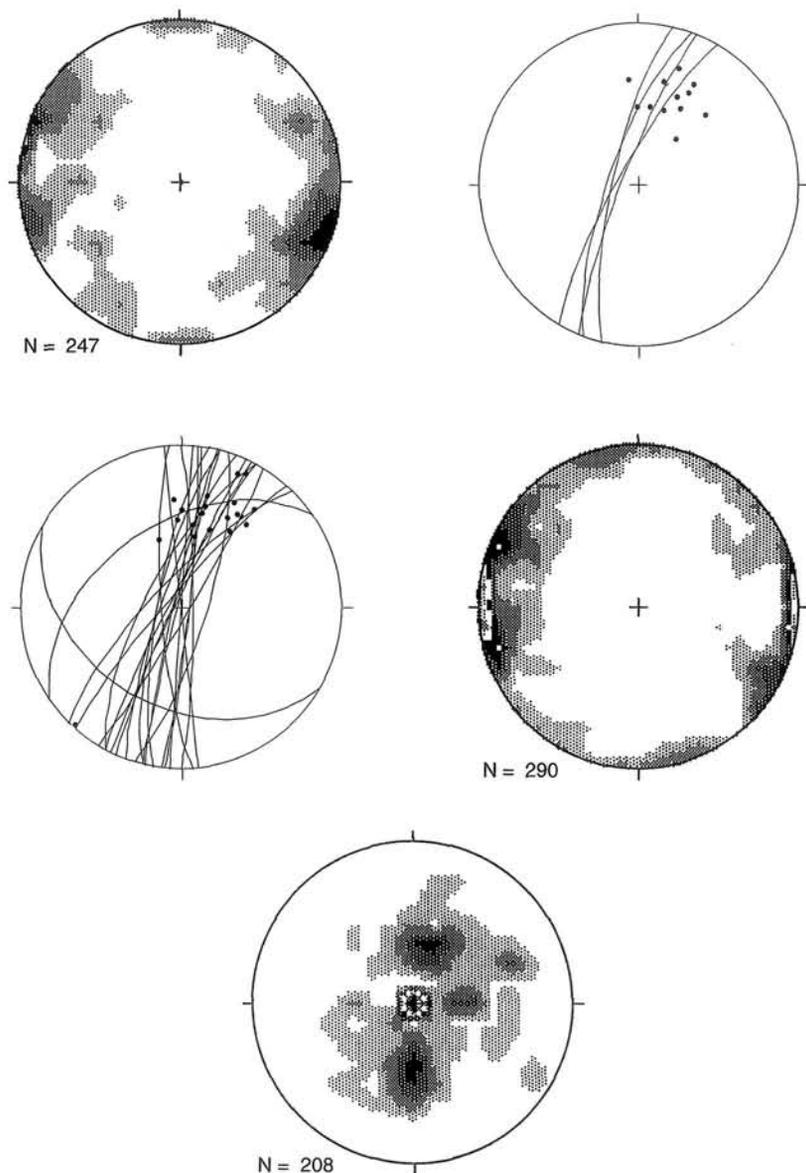


Figura 22: a.-Proyección estereográfica de la orientación de la estratificación en las rocas de la formación Pizarras del Narcea en toda la Ventana Tectónica del Narcea. b.-orientación de los elementos geométricos de los pliegues que afectan a la foliación de las pizarras del Narcea. Puntos: Ejes, Círculos Máximos: planos Axiales. c.-elementos geométricos de los pliegues en las capas basales de la Formación Herrería. Plantilla Schmidt, Hemisferio Inferior. Puntos: Ejes, Círculos Máximos: planos Axiales. d.-Proyección estereográfica de la orientación de la foliación primaria en las Pizarras del Narcea en la Ventana Tectónica del Narcea. e.-Proyección estereográfica de la orientación de la lineación de intersección de la foliación primaria con la estratificación en las Pizarras del Narcea en la Ventana Tectónica del Narcea.

Lo primero que llama la atención cuando se trabaja en este sector es la dificultad que existe para reconocer estructuras resultantes de las deformaciones sufridas por las Pizarras del Narcea. Solamente en escasos cortes: Carretera de Onón, Pista a Mieldes, Carretera a Parada la Vieja, etc, se pueden observar pliegues, con el eje generalmente próximo a la vertical, tanto de escala mesoscópica como de escala cartográfica, relacionados con la foliación generalizada de la unidad.

Localmente, en las proximidades de La Prohida y de La Nisal existen pliegues posteriores, métricos, que afectan a esta foliación. Estas localidades están siempre próximas a fracturas o cabalgamientos.

Aparte de estos pliegues, las estructuras más notables que se observan responden a episodios de fracturación que provocan la existencia de rocas cataclásticas de carácter frágil en el entorno de las fallas que atraviesan la ventana tectónica del Narcea y el sector más oriental de la misma, donde se observa la existencia de una densa red de fracturación a escala de afloramiento que se discutirá más adelante.

Por último, sin entrar en relaciones temporales, existen una gran cantidad de *kink-bands* que generalmente son subhorizontales y se desarrollan en las zonas donde la foliación es más penetrativa, interpretándose como el resultado de un acortamiento vertical (MATTE, 1967).

Las relaciones entre la estratificación y la foliación apoyadas por el uso de criterios de polaridad estratigráfica han permitido reconstruir algunos pliegues en las Pizarras del Narcea.

Con los datos recogidos de estratificación (Fig. 22a) y de foliación, se ha realizado una reconstrucción teórica simplificada de los posibles pliegues que existen en esta zona. El resultado de dicha reconstrucción (Anexo I) es sólo una aproximación, debido a la dispersión de datos y la alta carga interpretativa que tiene la propia reconstrucción.

Un hecho que llama la atención en esta reconstrucción es que no se han reconocido pliegues plegados que permitan detectar la deformación precámbrica que ha originado la discordancia de la base de la Formación Herrería. Este hecho viene impuesto por el propio tipo de interpretación realizada, que no permite discriminar este tipo de estructuras. Un estudio detallado de los criterios de polaridad sedimentarios en este sector en trabajos posteriores podría ayudar a reconocer la existencia este tipo de pliegues.

Como se ha descrito, aparecen localmente pliegues que doblan a la foliación previa. Aunque no se reconocen en ningún lugar charnelas plegadas, sí se observa un claro plegamiento de la foliación ligada a la génesis de los pliegues previos. Este hecho es particularmente visible en dos sectores determinados, en el sector próximo a La Prohida y en el sector próximo a La Nisal.

Contrariamente a los pliegues descritos con anterioridad, la orientación de los ejes de estos pliegues no es subvertical, sino que por el contrario es subhorizontal con ligero cabeceo hacia el Nordeste, entre 10° y 29°. Los planos axiales son

subverticales o con una inclinación muy acusada hacia el Noroeste. Las orientaciones de los elementos geométricos de estos pliegues pueden observarse en la figura 22b.

Además de los pliegues descritos en las Pizarras del Narcea, existe una gran cantidad de pliegues en la Formación Herrería, sobre todo en las capas basales, en torno a los primeros 200 m. Estos pliegues no se reconocen en el plano de discordancia ni en niveles más altos de la Formación Herrería. La orientación de sus ejes es aproximadamente  $30^{\circ}/30^{\circ}$  en el sector Norte de la Ventana Tectónica del Narcea, que es donde mejor se reconocen (Fig. 22c). Los planos axiales de estos pliegues presentan una orientación aproximada  $120^{\circ}/90^{\circ}$ . Esta orientación es subparalela a la de la foliación existente en las Pizarras del Narcea en este mismo sector.

Es particularmente patente en los sectores tanto Norte como Sur de la Ventana Tectónica del Narcea la existencia de cabalgamientos que superponen las Pizarras del Narcea sobre la Formación Herrería en el sector Norte y sobre rocas del Paleozoico Inferior en el sector Sur. Además de esta superposición se observa, sobre todo en el sector Sur, cómo estos cabalgamientos están cortados por otros posteriores, que presentan una inclinación más acusada y que fueron descritos minuciosamente por BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984) en dicho sector Sur, quienes los denominaron fallas inversas de alto ángulo, y por GUTIÉRREZ (1987) en el sector Norte. La geometría de estos cabalgamientos puede observarse en los cortes geológicos 4-4', 5-5', 8-8' y 9-9' (Anexo II). En ellos se observa cómo estos cabalgamientos deben de tener geometrías lítricas más que geometrías en escalera, sin que se identifiquen claramente rampas y rellanos, aunque en el sector Norte esto puede estar enmascarado por el hecho de que afecten solamente a rocas de la Formación Herrería, lo que hace difícil la identificación de los elementos geométricos de estos cabalgamientos.

Algunos de los cabalgamientos que se observan en el sector Norte, donde puede hacerse un mejor análisis de la geometría, sí presentan a veces una geometría escalonada con rampas y rellanos, aprovechando, en ocasiones, las de cabalgamientos previos.

Como puede observarse en los cortes, se ha interpretado la presencia de cabalgamientos en profundidad que son los que provocan la propia existencia del Antiforme. Estos cabalgamientos no afloraron en superficie en el sector central, pero en el sector Sur, se puede observar cómo existen rocas precámbricas que cabalgan a rocas de las formaciones Herrería, Láncara, Oville y Barrios, en los alrededores de Genestoso, lo que prueba la existencia de los mismos. El hecho de que sólo sean visibles en este sector se debe a que estos cabalgamientos se encuentran cortados por los de segunda generación que en el sector Sur tienen especial importancia.

Como se ha descrito anteriormente y en todos los trabajos sobre el varisco del Noroeste peninsular y de la Zona Cantábrica, la principal característica de esta zona es el carácter epidérmico o superficial de la deformación en la que, sólo esporádicamente y en pequeñas áreas, aparece la foliación que acompaña a un

ligero metamorfismo, concretamente en la región del Pisuerga-Carrión (SAVAGE, 1967; LOBATO, 1977), en el Cabo Peñas (JULIVERT, 1976, BRIME & PÉREZ-ESTAÚN, 1980) y en un sector de la Cuenca Carbonífera Central (ALLER, 1981, 1986); el origen de estas foliaciones responde a diversas situaciones sin relación aparente de unas con otras. En el trabajo realizado sobre la foliación en la Cuenca Carbonífera Central (ALLER, op. cit.) se concluye que ha sido generada con posterioridad a los pliegues longitudinales y transversales existentes en la zona y es debida a un evento térmico tardío dentro de la sucesión de estructuras variscas de ese área.

El hecho más relevante que se aprecia en la Ventana Tectónica del Narcea es la existencia de una foliación en las Pizarras del Narcea, que no se propaga a las rocas suprayacentes más que localmente. Este hecho plantea problemas a la hora de establecer la edad de la foliación como se discutirá con posterioridad. El estudio de esta foliación es muy complejo debido a los siguientes motivos: ausencia de afloramientos de calidad y extensión suficientes, monotonía litológica e inexistencia de niveles estratigráficos cartografiables que permitan observar claramente la relación de la foliación con los pliegues a gran escala y la importancia de las deformaciones sufridas por las rocas después de la génesis de la misma. Es por estas razones fundamentalmente, por lo que se ha debido utilizar un método de estudio del área basado en gran cantidad de medidas de foliación y estratificación, para poder establecer la geometría de dichos planos, su relación con otras estructuras geológicas y la posible génesis de la foliación.

La orientación de la foliación y de la lineación de intersección con la estratificación ( $L_0/L_1$ ) se puede observar en las figuras 22d y 22e. A partir de estos datos, se han representado las trazas de la foliación en el mapa geológico (Anexo I). En él se observa que tienen un trazado de dirección general, en el sector septentrional Nordeste-Suroeste, en el sector central Norte-Sur y en el sector meridional Noroeste-Sureste y que presenta una inflexión en su parte media y una fuerte inflexión en el sector centro-oriental donde tiene una orientación próxima a Este-Oeste. Por lo general esta foliación es subvertical, excepto en algunas zonas del sector central donde mantiene una disposición más tendida, buzando en general hacia el Norte. Un hecho destacable es que la orientación de la foliación forma ángulos bastante elevados con el contacto con la Formación Herrería, aunque ocasionalmente este ángulo es pequeño. También puede observarse en la misma figura (Anexo I) cómo el trazado de la foliación es ligeramente oblicuo al cabalgamiento de La Espina-Cangas del Narcea.

La foliación en el campo es un clivaje penetrativo que se dispone oblicuo a la estratificación, siendo este ángulo variable en función del tamaño de grano de las rocas afectadas y de la situación estructural. Así, en las rocas de menor tamaño de grano, pelitas y limolitas, la foliación es casi paralela a la estratificación, mientras que en las de mayor tamaño de grano, areniscas y grauvacas, ésta forma un ángulo mayor existiendo siempre refracciones de la foliación muy claras.

Microscópicamente se observa una foliación definida en las rocas pelíticas por mica blanca y clorita, de pequeño tamaño. En todos los casos se observa la existencia de micas de mayor tamaño que pueden estar alineadas con la foliación, pero que en muchos casos son oblicuas a la misma, estas micas de mayor tamaño se

consideran micas detríticas. Este hecho es particularmente observable en las rocas con un tamaño de grano mayor, donde las micas detríticas son mayores y en ocasiones se las puede observar plegadas.

En rocas de mayor tamaño de grano, la foliación se presenta como una foliación espaciada, en ocasiones prácticamente inexistente, donde los planos de foliación pueden estar separados incluso varios centímetros, sobre todo en el sector más oriental, aunque por lo común este espaciado es milimétrico o submilimétrico.

En general, sólo de manera muy local y en litologías muy determinadas, con un tamaño de grano muy fino y homogéneo, se desarrolla un verdadero clivaje pizarroso. El tipo de foliación predominante es el clivaje pizarroso grosero y la foliación grosera, en la que sólo una parte de los componentes de las rocas definen la orientación de los planos de clivaje. La morfología de la foliación grosera es por lo general anastomosada y está condicionada por la presencia de los elementos de mayor tamaño que constituyen la roca. Los planos de foliación vienen marcados muchas veces por la presencia de óxidos de hierro, sin que se reconozca la presencia de filosilicatos, ni siquiera de pequeño tamaño. En ocasiones esta foliación afecta a rocas de tamaño de grano pequeño finamente laminadas provocando la existencia de aparentes clivajes de crenulación donde la propia laminación sedimentaria define los micropliegues.

El clivaje pizarroso grosero se produce en rocas de tamaño de grano fino y muy fino, en donde una gran parte de los elementos constitutivos de la roca presentan una orientación similar que es la que define el clivaje. Los mecanismos de formación de este clivaje son similares a los ya descritos para la formación de la  $S_1$  en la parte occidental del Antiforme del Narcea.

Además de la foliación generalizada existente en las Pizarras del Narcea, existen foliaciones locales en la parte basal de la Formación Herrería que en ocasiones llega a ser perpendicular a la existente en las rocas precámbricas. Esta foliación se desarrolla predominantemente en los niveles de menor tamaño de grano y tiene una disposición subparalela a la estratificación en los niveles más bajos, haciéndose cada vez más oblicua a medida que se asciende en la serie. Esta foliación es una foliación grosera que tiene una mayor penetratividad a medida que nos acercamos al contacto inferior de esta formación. En los conglomerados basales puede llegar a ser relativamente intensa.

El significado de esta foliación se ha interpretado como debido a la existencia de un despegue generalizado en la base de la Formación Herrería, correspondiente al mismo evento que la deformación existente en las Pizarras del Narcea, aunque con diferente tipo de deformación. Este despegue se ve apoyado por la existencia general en la base de esta formación de rocas afectadas por una cataclisis que produce la existencia de numerosas grietas de tensión y venas de cuarzo que en ocasiones confieren a la roca un aspecto brechoide.

### 6.1. INTERPRETACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS OBSERVADAS EN LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA: EL CONTRASTE DE DEFORMACIÓN ENTRE EL PALEOZOICO Y EL PRECÁMBRICO

De lo expuesto hasta este momento se pueden realizar varias interpretaciones de la estructura y evolución de la Ventana Tectónica del Narcea durante su deformación en tiempos Variscos.

La primera interpretación posible es la de postular la existencia de una deformación precámbrica que originó pliegues que tienen asociada una foliación de plano axial, por lo que la foliación que observamos sería precámbrica. Esta hipótesis estaría apoyada por la distribución de la foliación en el sector estudiado, ya que la misma no afecta, salvo excepciones, a las rocas situadas inmediatamente por encima. Esta interpretación asumiría que las directrices de la deformación precámbrica serían muy similares a las de la deformación varisca, como se ha visto teniendo en cuenta la orientación general de la foliación y los gradientes de metamorfismo y de deformación interna observados en las rocas precámbricas. El hecho de que los ejes de pliegues en estas rocas, así como la lineación de intersección  $S_0$ - $S_1$ , sean siempre subverticales indicaría, además, la existencia de otra deformación de edad precámbrica, previa a la que originaría dicha foliación, hecho que es difícil de asumir.

Otra posible interpretación es la de considerar los pliegues y la foliación que se observan como originados durante la Orogenia Varisca. Esta hipótesis supone la actuación de mecanismos distintos por encima y por debajo de la discordancia o una respuesta distinta a la actuación de procesos similares. Esta hipótesis se encuentra avalada por una serie de argumentos que se exponen a continuación.

El principal argumento para asignar a esta deformación una edad varisca es la continuidad que a veces presenta la foliación, pasando de las rocas precámbricas a las paleozoicas. Tanto en la carretera de Calleras a Bustoburniego (ALLER *et al.*, 1989), en el extremo Norte del Sector occidental del Antiforme como en el sector de Barrios de Luna, fuera del área de estudio, se observa cómo la foliación existente en las rocas precámbricas se continúa en las rocas de la Formación Herrería.

Además de este argumento, existen una serie de hechos que apoyan esta interpretación, como pueden ser la coincidencia de las direcciones estructurales tanto por encima como por debajo de la discordancia, los gradientes de deformación interna y de metamorfismo y la existencia de un despegue en el plano de discordancia. Estos hechos permiten la interpretación de la estructura de la manera que a continuación se expone.

El nivel de despegue general en la Zona Cantábrica, que se continúa durante una gran extensión desde el oriente de Asturias hasta el área de estudio, se sitúa en la base de la Formación Láncara, como puede evidenciarse mediante el estudio de los mapas geológicos de la región, donde dicha formación discurre de forma paralela a la mayoría de cabalgamientos importantes, situándose los mismos en la base de estas calizas. En las proximidades de la Ventana Tectónica del Narcea se identifican otros despegues por debajo del situado en la base de la Formación

Láncara, concretamente uno en la base de la Formación Herrería, aprovechando la existencia de un plano que separa rocas con fuerte contraste de competencia, que es la superficie de discordancia entre esta formación y las Pizarras del Narcea. La existencia de este despegue no supondría una ausencia de acortamiento por debajo del mismo, debido a la compresión producida por el desarrollo de estructuras inmediatamente al Oeste, donde se desarrollaron en condiciones más profundas. El resultado de este hecho sería la génesis de pliegues que compensarían, de manera parcial, el acortamiento producido en las rocas suprayacentes. Debido a la orientación original de la estratificación en las Pizarras del Narcea, formando generalmente un elevado ángulo con el plano de discordancia-despegue, los pliegues resultantes tienen los ejes y los planos axiales subverticales. Las relaciones existentes entre las distintas estructuras descritas en este sector se encuentran sintetizadas en la figura 23.

Esta interpretación asume para las Pizarras del Narcea un comportamiento similar al acortamiento paralelo a las capas (*Layer Parallel Shortening*, GEISER, 1988 a y b), con la particularidad de que las Pizarras del Narcea presentaban originalmente una disposición oblicua al acortamiento que es la que hace que existan los pliegues que se han descrito; por esto el término de acortamiento paralelo a las capas no es estrictamente adecuado ya que sólo sería paralelo a las capas situadas por encima del despegue entre las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería. Por este hecho denominaremos como acortamiento heterogéneo el mecanismo que explica las estructuras que se observan en la Ventana Tectónica del Narcea. Este mecanismo ha sido descrito en otras partes del mundo, en situaciones similares. Un ejemplo muy bien constatado se presenta en el *Plateau* de los Apalaches y en el *Valley and Ridge* de Nueva York y Pennsylvania (ENGELDER & ENGELDER, 1977; ENGELDER & GEISER, 1979,1980 y GEISER & ENGELDER, 1983); las fábricas desarrolladas en algunos niveles rocosos en las zonas descritas en estos trabajos, corresponden a un acortamiento por encima de un nivel

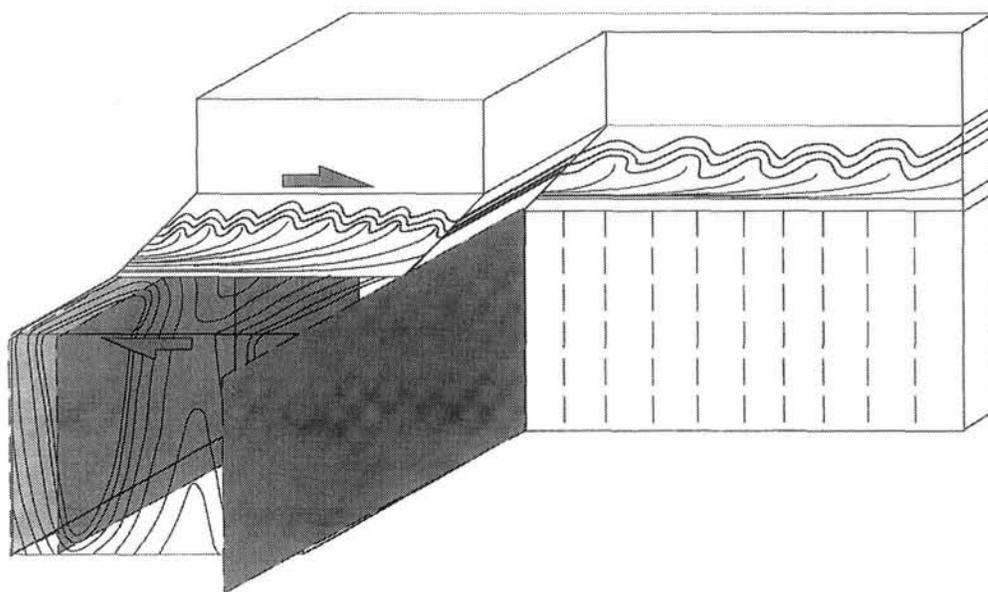


Figura 23: Bloque diagrama donde se observan las relaciones entre la estratificación, las foliaciones y los mecanismos de deformación de las Pizarras del Narcea y la formación Herrería en la Ventana Tectónica del Narcea. Este bloque diagrama ilustra el mecanismo de deformación heterogénea que se describe en el texto.

de despegue que se refleja fundamentalmente en una foliación desarrollada con una orientación perpendicular a dicho acortamiento y donde se observa un claro gradiente de deformación interna que disminuye en la dirección y sentido de desplazamiento de los despegues y cabalgamientos. Así mismo, hemos encontrado una correlación directa entre la deformación interna y el grado metamórfico en las condiciones de bajo grado, el más propicio para la deformación heterogénea..

La foliación que se observa en la parte baja de la Formación Herrería se interpreta como asociada al despegue que existe entre esta formación y las Pizarras del Narcea; de esta manera, la foliación es paralela al mismo en sus proximidades y se va haciendo más oblicua a medida que ascendemos en la parte baja de la Formación Herrería (Fig. 23) y se sitúa en el plano axial de los pliegues relacionados con este despegue.

Esta hipótesis permite explicar la existencia de las estructuras observadas y enmarcarlas en una historia evolutiva común sin tener que buscar soluciones que impliquen diferencias temporales en la génesis de las estructuras. Así, la foliación que se observa en las Pizarras del Narcea, claramente asociada a la génesis de pliegues y el despegue que se observa en la base de la Formación Herrería pueden corresponder a un episodio simultáneo de deformación donde se suceden, desde niveles estratigráficos más bajos a más altos, cizalla pura, cizalla simple y ausencia de deformación interna, lo que revierte en la génesis de pliegues por mecanismos de acortamiento heterogéneo, despegues y pliegues y cabalgamientos respectivamente, tal y como se puede observar en la figura 23.

El estudio de los criterios cinemáticos en zonas donde la deformación presenta características muy superficiales se basa en el análisis geométrico de diversas estructuras relacionadas con los cabalgamientos. Estos elementos estructurales son sobre todo líneas de corte (*Cut-off lines*), líneas de bifurcación (*Branch lines*) y ejes de pliegues, mayores y menores, relacionados con cabalgamientos. Estos elementos, escasos en esta unidad, han sido observados y medidos en la Formación Herrería, el sector septentrional de la Ventana tectónica del Narcea, obteniéndose la distribución que se muestra en la figuras 24.

Partiendo de estos datos, es posible deducir las direcciones de transporte tectónico, manteniendo la precaución impuesta por la escasez de los mismos, que sería hacia el Sureste en el Norte y hacia el Este en el sector central. Las direcciones de emplazamiento de distintas unidades obtenidas en la Zona Cantábrica presentan generalmente esta variación, hecho que se interpretará para el área de estudio cuando se hayan descrito los resultados obtenidos en las demás unidades existentes en este área.

## 7. LOS MANTOS OCCIDENTALES DE LA ZONA CANTÁBRICA. EL MANTO DE SOMIEDO

Las unidades alóctonas más occidentales de la Zona Cantábrica, y concretamente la Unidad de Somiedo, se hallan en la rama Norte del sector descrito por JULIVERT (1971) como Región de Pliegues y Mantos.

La Unidad de Somiedo constituye, en conjunto, un gran manto de despegue que cabalga hacia el Este sobre la unidad de La Sobia, llegando a superponer rocas de la Formación Láncara sobre rocas carboníferas de la Formación San Emiliano. La

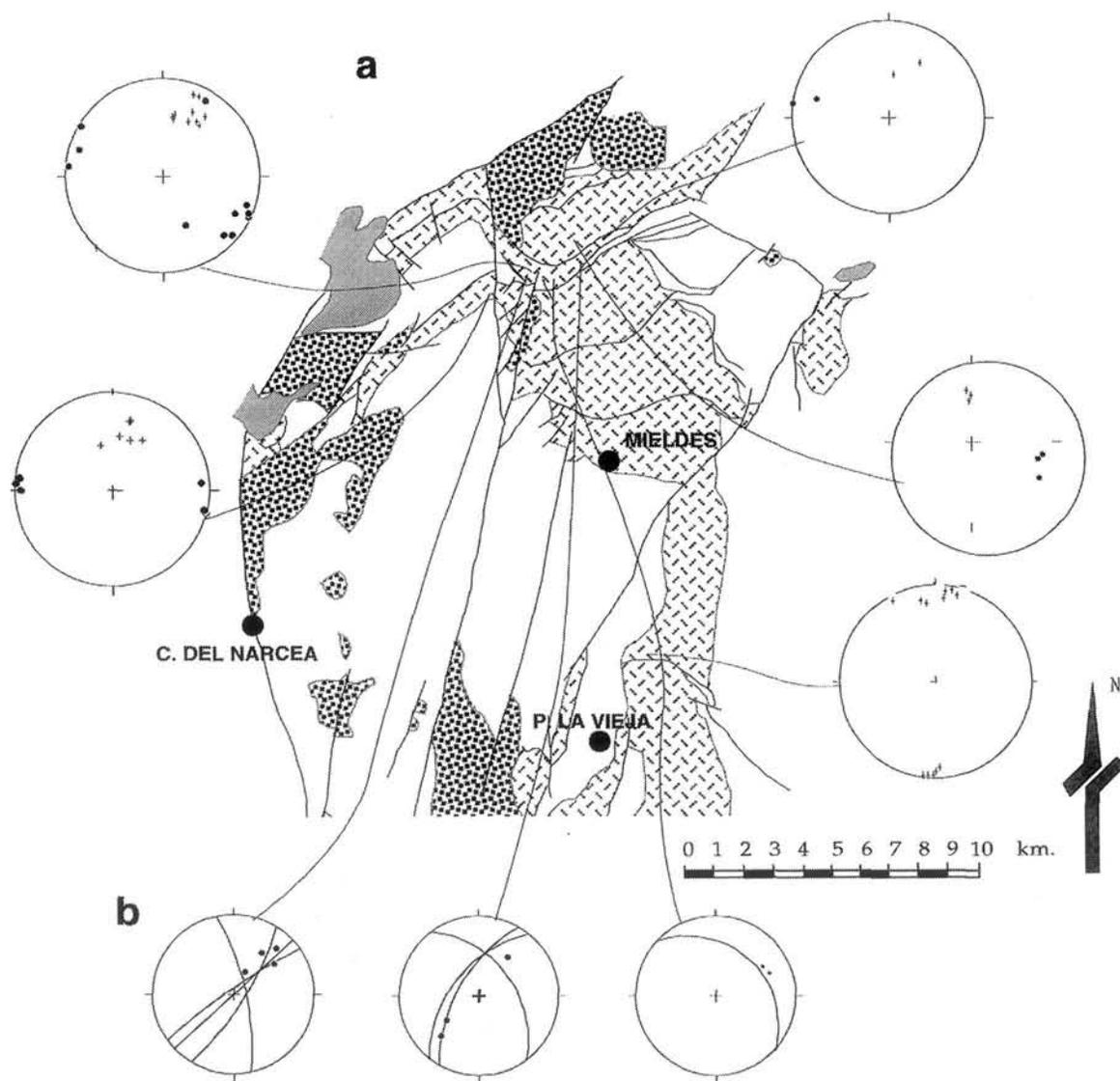


Figura 24: a.-Orientación de los ejes de pliegues de la Formación Herrería en los secores Norte y Central de la Ventana Tectónica del Narcea. Cruces: Ejes; Puntos: Polos de planos axiales.

b.-Orientación de los elementos lineares y planares de pequeña cabalgamientos, en la Formación Herrería, en el sector Norte de la Ventana Tectónica del Narcea. Puntos: Líneas de corte; Círculos máximos: Planos de cabalgamiento.

estructura interna de la unidad es a grandes rasgos un gran sinclinal complicado en diversos sectores por la presencia de pliegues y escamas, tal y como se puede observar en la cartografía. La extensión de esta unidad así como la distribución de las láminas mayores que la integran se puede observar en la figura 25.

El límite occidental del Manto de Somiedo lo constituye, en el sector central y Sur del área estudiada el despegue de la Formación Láncara sobre la Formación Herrería, mientras que en el sector septentrional lo constituye el cabalgamiento de La Espina.

Existen gran cantidad de trabajos realizados en este sector en relación con la estructura del mismo, principalmente centrados en el sector más meridional. Los trabajos de índole estructural en la unidad de Somiedo comienzan con GARCÍA FUENTE (1952, 1953), quien pone de manifiesto la existencia de cabalgamientos en este sector de la Zona Cantábrica («cobijaduras» en la terminología utilizada por este autor), cartografiando con precisión el frente de la unidad de Somiedo. JULIVERT *et al.* (1968) realizan la primera cartografía geológica completa del sector meridional de la unidad y los cortes geológicos, en los que ponen de manifiesto la estructura general con grandes cabalgamientos, cuya superficie de despegue se sitúa en la base de la Formación Láncara y que están plegados. La geometría de los pliegues existentes en este área es estudiada por JULIVERT & MARCOS (1973), proponiendo un modelo de interferencia entre dos grupos de pliegues, longitudinales y radiales.

No es hasta mediados de la década de los 80 cuando este área recibe un renovado interés y se realizan trabajos de cartografía geológica detallada y los primeros cortes balanceados (BASTIDA *et al.*, 1984; HEREDIA, 1984; SUÁREZ *et al.*, 1990).

El conocimiento geológico del sector septentrional de la unidad comenzó con la realización de los Mapas Geológicos Nacionales de este sector, las Hojas de Belmonte (JULIVERT *et al.*, 1977), Proaza (PELLO, 1974), Tineo (JULIVERT *et al.*, 1977) y La Plaza (MARCOS *et al.*, 1980). Además, recientemente este sector ha comenzado a ser estudiado de nuevo desde el punto de vista de la cartografía geológica y de la estructura (BASTIDA & CASTRO, 1988; GUTIÉRREZ, 1987; BASTIDA & GUTIÉRREZ, 1989; ALONSO *et al.*, 1991).

El sector Norte de la Unidad de Somiedo se ha descrito clásicamente como atípico dentro de esta región, ya que en él no se reconocen mantos de despegue tan claramente abundantes como en los sectores más meridionales, y se reconoce una estructura donde los pliegues juegan un papel más relevante. La naturaleza de este cambio estructural ha sido descrita por SOLER (1967), BEROIZ, (1968), PELLO (1972), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1978), JULIVERT & ARBOLEYA (1984), BASTIDA & CASTRO (1988) y ALONSO *et al.* (1991). Esta variación estructural llega a su extremo cuando se comparan las estructuras del sector sur del área de estudio con las existentes en los afloramientos más septentrionales de esta unidad, en el Cabo Peñas, donde los pliegues parecen ser previos a la génesis de los cabalgamientos (JULIVERT, 1976).

En la cartografía de esta unidad se aprecian como hechos generales más relevantes, la existencia de cabalgamientos y pliegues. Los cabalgamientos presentan un trazado generalmente paralelo a la estratificación pudiéndose distinguir dos generaciones. El cabalgamiento basal de esta unidad describe, en términos generales, una forma arqueada (Fig. 25).

Cada uno de los dos grupos de cabalgamientos, representados con diferentes símbolos en la figura 26, presenta una serie de características geométricas propias. Así, los asociados a la primera generación tienen trazados continuos, sólomente

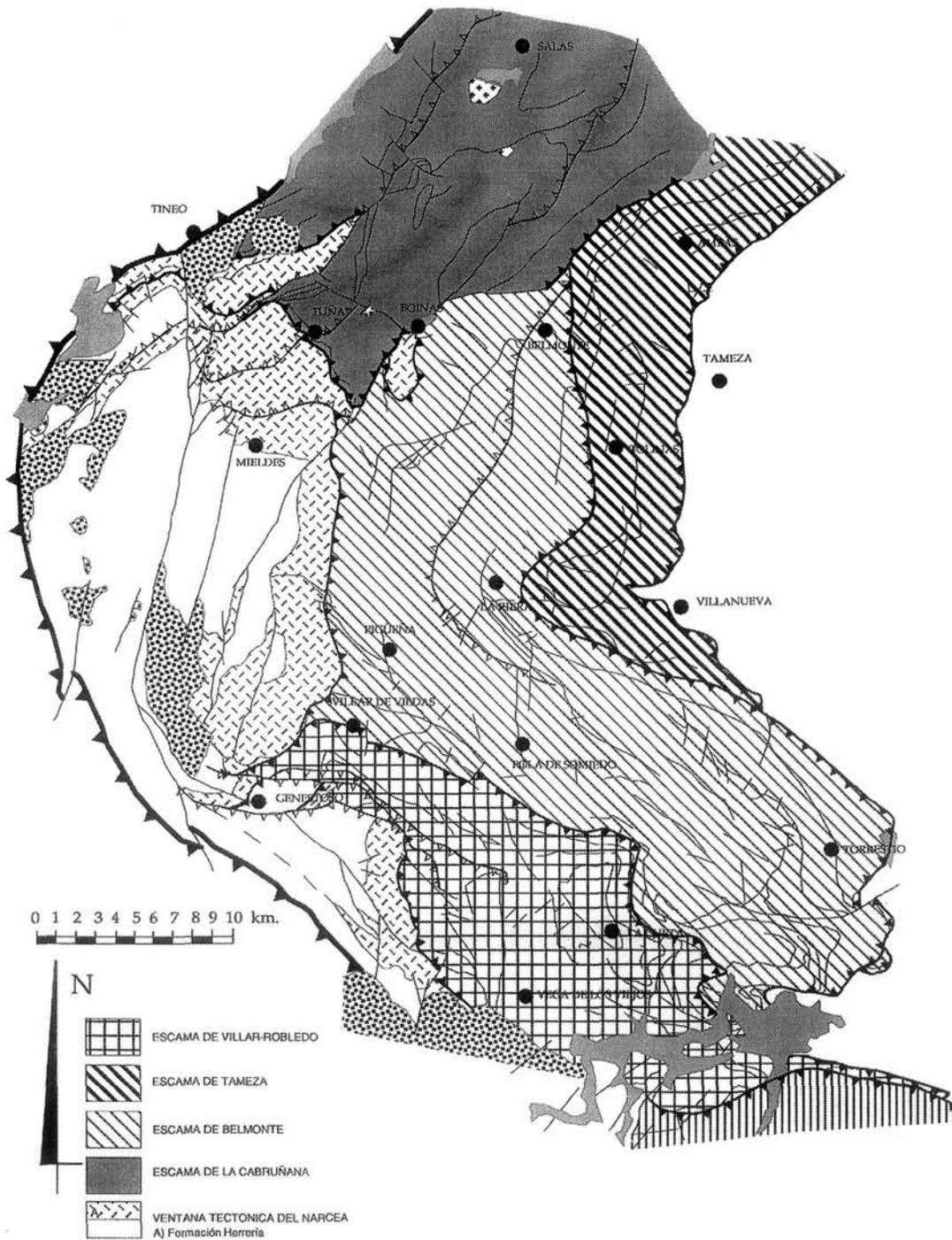


Figura 25: Distribución de escamas dentro de la Unidad de Somiedo. Modificado de Julivert y otros (1968)

interrumpidos por los de la segunda generación; son generalmente muy paralelos a la estratificación, presentan geometrías en escalera propias de este tipo de estructuras con rampas y rellanos y suponen desplazamientos relativamente importantes. Los de la segunda generación están caracterizados, aparte de cortar a los de la primera, por poseer trazados menos continuos, desplazamientos pequeños, y una geometría, en general lítrica, en la que no se identifican rampas ni rellanos.

Los pliegues mayores existentes en esta unidad se disponen en dos grupos, uno de ellos paralelo a los cabalgamientos y al trazado general de la estratificación, y otro con un trazado aproximadamente perpendicular a los mismos; estos dos grupos

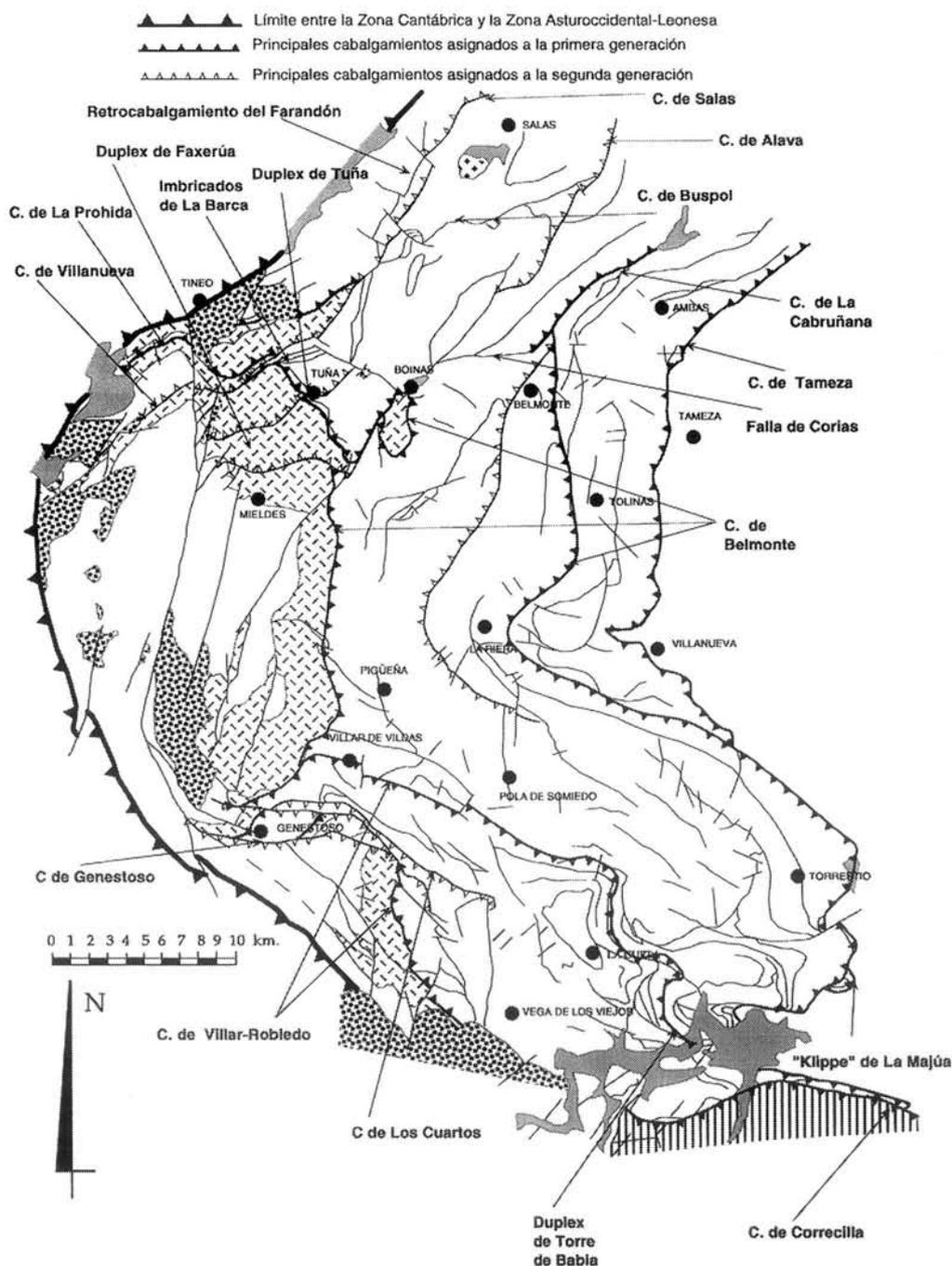


Figura 26: Distribución y nomenclatura de los principales cabalgamientos existentes en la Unidad de Somiedo.

de pliegues se han denominado clásicamente pliegues longitudinales y radiales respectivamente. Las trazas axiales de los pliegues mayores que se identifican en la Unidad de Somiedo están representados en la figura 27, así como la nomenclatura que reciben. Se puede observar, en esta figura, cómo los pliegues longitudinales son más abundantes que los radiales y poseen un trazado más continuo.

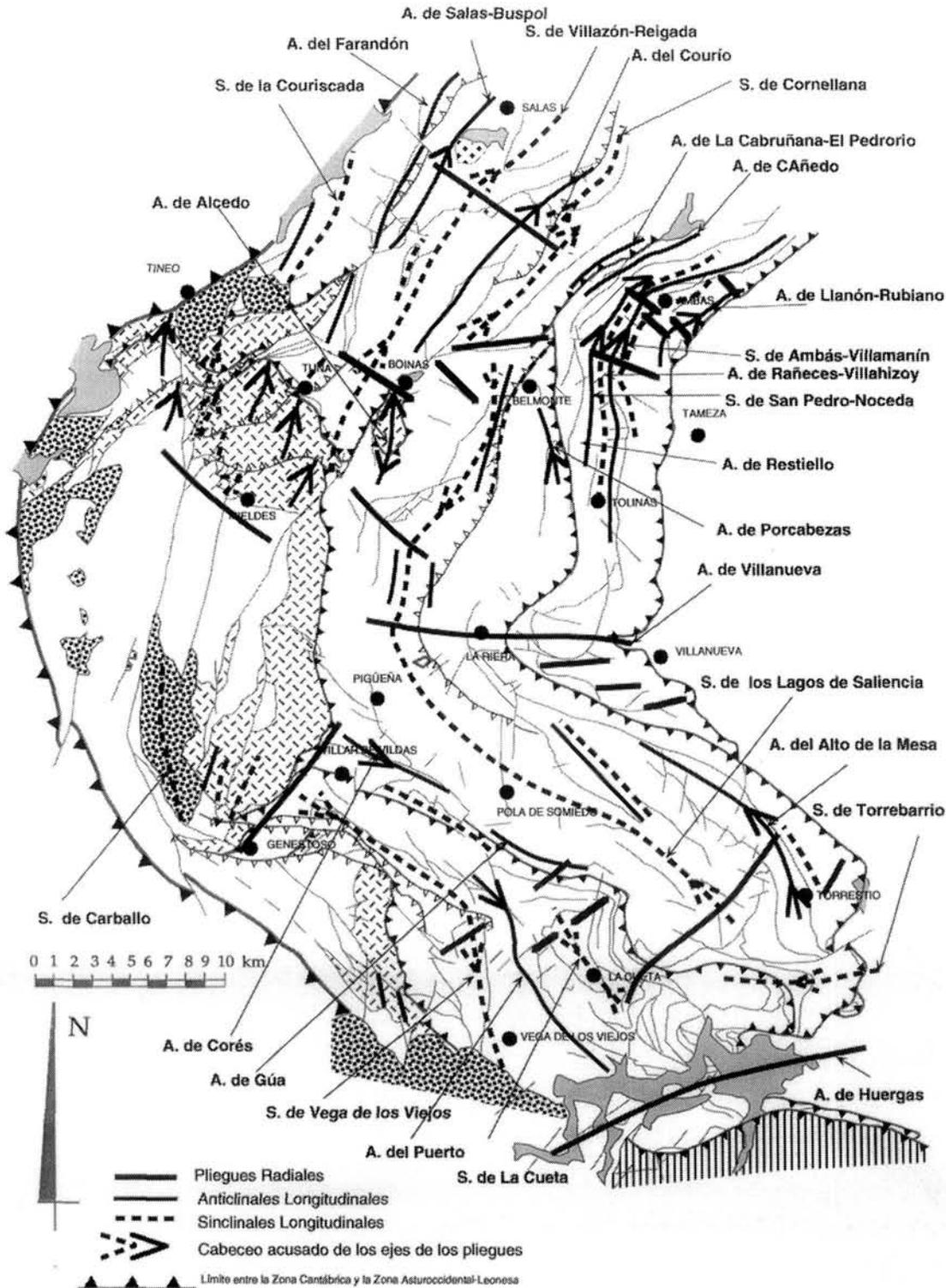


Figura 27: Distribución y nomenclatura de los pliegues existentes en la unidad de Somiedo con indicación del cabeceo de los ejes de los pliegues.

En el presente estudio se mantiene en lo posible la división en escamas que se utilizó en trabajos precedentes, concretamente en el trabajo de JULIVERT *et al.* (1968) (Fig. 25). Así se distinguen las escamas, de Este a Oeste, de Tameza, Belmonte y Villar-Robledo, descritas originalmente por JULIVERT *et al.* (1968) y estudiadas posteriormente con más detalle por BASTIDA & CASTRO (1987), BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984), respectivamente. En el sector septentrional se ha descrito la unidad de La Cabruñana (GUTIÉRREZ, 1987; ALONSO *et al.*, 1991), cuyos límites no se conocían con precisión y que es la prolongación hacia el Norte de la Ventana Tectónica del Narcea.

Esta última escama, la de La Cabruñana, ha sido estudiada con un mayor detalle, tanto desde el punto de vista cartográfico como desde el de su análisis estructural. El mayor hincapié realizado en esta escama se debe al menor grado de conocimiento que presentaba al inicio de este trabajo, a la dificultad de continuar el trazado de las estructuras existentes dentro de la parte meridional de la Unidad de Somiedo hacia el Norte y al particular patrón cartográfico que presenta el sector estudiado, distinto del que se observa en las escamas adyacentes y, sobre todo, por ser la escama que constituye la prolongación hacia el Norte de la Ventana Tectónica del Narcea, y la única en la que, por lo tanto, se pueden establecer claramente las relaciones existentes entre esta unidad y la Unidad de Somiedo.

### 7.1. LA ESCAMA DE LA CABRUÑANA

La escama de La Cabruñana (Fig. 25) está limitada al Este por el cabalgamiento de La Cabruñana, que superpone rocas de la Formación Láncara a rocas de edad Devonico Superior y Carbonífero Inferior de la escama de Tameza. Únicamente en la Sierra del Pedrorio, se observa cómo el cabalgamiento basal asciende hasta la Formación Formigoso. Su prolongación hacia el Norte no se observa, al perderse bajo las rocas terciarias de la Cuenca de Grado. Más al Norte de esta cuenca, la escama se puede continuar presentando en este caso su cabalgamiento basal en la Formación Barrios, y bifurcándose al Norte del río Nalón (ALONSO *et al.*, 1991). El límite occidental de esta escama lo constituye el cabalgamiento de la Espina, límite con la Zona Asturoccidental-Leonesa. Su límite meridional es una fractura de trazado irregular que va desde Corias (Belmonte) hasta Boínás, donde pasa a ser un despegue entre la Formación Láncara y la Formación Herrería, que no produce superposición tectónica más que localmente, como en el caso del Imbricado de La Barca o del Dúplex de Tuña (Fig. 26). Este límite meridional es el que presenta una mayor problemática ya que su trazado, en su parte más oriental, es oblicuo al trazado general de las estructuras y las estructuras existentes en esta unidad no se pueden correlacionar con las que existen inmediatamente al Sur de la falla de Corias, situadas en la escama de Belmonte. Una particularidad estratigráfica de esta escama en el sector estudiado respecto a las adyacentes es que el espesor de las formaciones Oville y Barrios es mayor. Además es la única escama en la que se han reconocido rocas volcánicas intercaladas en la Formación Oville.

Las estructuras más destacables que se observan en esta escama son cabalgamientos, que tienen un trazado de dirección aproximada Nordeste-Suroeste.

Pertencen a la primera generación de cabalgamientos, el cabalgamiento basal de la Cabruñana, los que repiten parte de la sucesión devónica de los núcleos de los sinclinales de Cornellana y Villazón, el despegue situado entre la Formación Láncara y la Formación Herrería, el cabalgamiento de La Prohida, el de Buspol y el de Begega. Estos cabalgamientos discurren paralelos a la estratificación, sobre todo a la base de la Formación Láncara, con excepción del de La Prohida; suponen acortamientos importantes en general, y suelen ser cortados por los cabalgamientos de la segunda generación. Entre estos últimos se identifican el de Salas, el retrocabalgamiento del Farandón, los cabalgamientos cuyo trazado cartográfico se continua hacia el Suroeste y afectan a la Ventana Tectónica del Narcea que son el de Villanueva, los que constituyen el dúplex de Faxerúa y el de Alava.

Al observar el mapa geológico, se puede apreciar que el patrón cartográfico de esta unidad es diferente a las adyacentes, mostrando un nivel de erosión bastante continuo, situado en la Formación Barrios, en su parte meridional, y un brusco cambio del mismo en la parte Norte, donde el patrón cartográfico responde a unas características más acordes con las que se observan en el resto de la Unidad de Somiedo.

Además de cabalgamientos, existen en esta escama un buen número de pliegues mayores, que corresponden mayoritariamente al grupo de pliegues longitudinales de JULIVERT & MARCOS (1973), aunque existen también algunos radiales. De los pliegues longitudinales, los sinclinales son relativamente abiertos, con los planos axiales subverticales, mientras los anticlinales por lo general son más apretados, presentando una inmersión de sus ejes hacia el Norte, en algunos sectores, mientras que en otros los ejes son subhorizontales. La dirección de los ejes en toda la escama es muy constante. De Este a Oeste, estos pliegues son: Anticlinal de la Cabruñana, Sinclinal de Cornellana, Anticlinal del Courío, Sinclinal de Villazón-Reigada, Anticlinal de Salas-Buspol y Sinclinal de la Couriscada (Fig. 27).

En los cortes 1-1', 2-2', 3-3' y 4-4' (Anexo 2), se puede observar una variación en las estructuras de Norte a Sur. En el Norte, donde esta escama presenta una mayor extensión, se pueden observar dos sinclinales en los que en su núcleo llegan a aflorar rocas devónicas; en este corte el cabalgamiento basal se encuentra a una profundidad de 4 km. Hacia el Sur, la extensión de esta unidad se va haciendo menor, aparecen rocas más antiguas en los núcleos de los sinclinales y la profundidad del despegue basal va disminuyendo hasta llegar a aflorar en superficie.

Con relación a los cabalgamientos asignados a la primera generación, se pueden distinguir dos sectores para su descripción. Por un lado, el sector frontal de la escama, caracterizado por presentar una geometría imbricada con las superficies de cabalgamiento siguiendo trayectorias en escalera, y por otro, la parte más atrasada de la escama, en donde se puede apreciar un despegue de esta unidad sobre la Ventana Tectónica del Narcea y se aprecian pequeños cabalgamientos con geometrías imbricadas y de dúplex afectando generalmente a las formaciones Láncara y Oville. Por último, en el extremo más occidental de esta escama se observa una profundización del despegue basal, lo que supone un enraizamiento de la escama al involucrar rocas de la Formación Herrería y de las Pizarras del Narcea.

En el sector frontal de esta escama, se encuentran los cabalgamientos de La Cabruñana y de Begega. El primero es el más importante y superpone rocas de la Formación Láncara sobre rocas carboníferas de la escama de Tameza (Figs. 25 y 26). La geometría de este cabalgamiento es la de un rellano cabalgante sobre una rampa cabalgada de la escama de Tameza. En el sector Norte se observa un pliegue, el Anticlinal de La Cabruñana-El Pedrorio, en donde el cabalgamiento asciende en la sucesión estratigráfica hasta la Formación San Pedro, reflejando una rampa cabalgante de la que el pliegue mencionado sería su culminación frontal.

El Cabalgamiento de Begega, que presenta un desplazamiento menor que el anterior, se desarrolla en el núcleo de un anticlinal, el cual constituye un pliegue de propagación de falla cuyo flanco oriental se encuentra cortado por el propio cabalgamiento en los niveles inferiores de la sucesión estratigráfica (Cortes 2-2' y 3-3'). Este pliegue es es Anticlinal del Courío, que responde a una geometría de tipo pliegue en oreja de conejo (*Rabbit-ear fold*).

En el sector de la escama de La Cabruñana, donde el acortamiento se produce por la existencia de un despegue, éste se resuelve con un despegue asociado a sistemas imbricados y dúplexes, además de la existencia de rocas cataclásticas, usualmente acompañadas por sulfuros, en el contacto entre la Formación Láncara y la Formación Herrería, y la necesidad de transferir el desplazamiento del cabalgamiento de La Prohida hacia el Este. Este despegue sólo se observa en el sector meridional de la escama de La Cabruñana y su geometría más al Norte sólo puede ser interpretada partiendo de los pliegues que se observan en superficie. Así, en el sector más occidental de la escama de La Cabruñana, hay una serie de pliegues, entre los que destaca el Sinclinal de La Couriscada, que se observan en el contacto entre las Formaciones Oville y Barrios y que se interpreta que acomodan, al menos parcialmente, el desplazamiento producido por un pequeño abanico imbricado existente en la Formación Láncara.

El acortamiento producido por las pequeñas repeticiones de las formaciones Láncara y Herrería se transfiere hacia un cabalgamiento que posee escaso desplazamiento, denominado cabalgamiento de Buspol (Fig. 26) y que es el responsable de la duplicación parcial de la Formación Barrios, que se observa en el núcleo del Sinclinal de Viyazón y que se prosigue hacia el Norte hasta ser cortado por un cabalgamiento de segunda generación. Este cabalgamiento es el de techo de un pequeño dúplex que afecta al límite entre las formaciones Oville y Barrios que se observa en el núcleo del Anticlinal de Salas-Buspol.

El cabalgamiento de La Prohida es el más occidental de los de esta escama y supone una variación respecto de los que se han venido describiendo hasta este momento, ya que afecta a la Formación Herrería y a las Pizarras del Narcea. Este cabalgamiento se continuaría en el despegue entre la Formación Herrería y la Formación Láncara descrito previamente, aunque dicha continuación no se encuentra reflejada en el mapa geológico, debido a que está desplazada por un cabalgamiento asignado a la segunda generación. El significado de este cabalgamiento se interpreta como el enraizamiento de la escama de La Cabruñana hacia un nivel más profundo.

Existen otros cabalgamientos que se observan en los núcleos de los sinclinales de Viyazón y de Cornellana, afectando a las rocas devónicas; su trazado cartográfico queda reducido a dichos sinclinales, aflorando paralelos a la estratificación sin que se aprecien rampas que permitan prolongar el cabalgamiento en profundidad. Sólo se observa una pequeña rampa dentro del Grupo Rañeces-La Vid correspondiente a un pequeño cabalgamiento relacionado con un despegue dentro este grupo que suele ir acompañado por la presencia de abundantes pliegues.

En la escama de La Cabruñana, tal como se refleja en el mapa geológico, resalta un cambio en el nivel de erosión de Norte a Sur observándose cómo el nivel de erosión varía desde la Formación Barrios en el núcleo del Sinclinal de Viyazón-Reigada, en su sector más meridional, a la Caliza de Montaña en el sector septentrional de este mismo sinclinal. Esto refleja la existencia de una rampa lateral alóctona (rampa lateral del Courío) inclinada hacia el Sur, que cabalgaría a un rellano.

El límite de esta escama con la de Belmonte, la falla de Corias, es un caso particular de estructura lateral entre estas dos escamas. Esta falla presenta un trazado aproximado Este Oeste y enlaza hacia el Este con la terminación Sur del cabalgamiento basal de la escama de La Cabruñana, al Norte de Belmonte (Fig. 25). Hacia el Oeste, dicha estructura se continúa por las proximidades del Alto de las Estacas, por el Norte de Boinás, limitando por el Norte la ventana tectónica de Alcedo, y desde ahí hasta el valle del río Narcea donde choca contra la escama de Salas sin afectarla. En el mapa geológico no se pueden correlacionar estructuras a un lado y otro de dicha falla, con excepción del sinclinal de Viyazón-Reigada, que se continúa al otro lado de esta falla en dos sinclinales. Esta falla ha sufrido juegos posteriores que han hecho levantar el labio Sur por lo que su disposición original se encuentra modificada. Esta falla se interpreta como una rampa lateral cortada por el nivel de erosión actual, no observándose los pliegues de revestimiento, como en el caso de las rampas laterales descritas hasta este momento, sino la traza de la propia rampa lateral a nivel de las formaciones Láncara, Oville y Barrios.

Como se ha mencionado anteriormente, una característica de esta zona, compartida con otros sectores de la Zona Cantábrica, es la existencia de cabalgamientos que cortan a otros cabalgamientos, lo que supone una gran complejidad a la hora del análisis geométrico y del cinemático. En los cabalgamientos de la segunda generación no se reconocen estructuras que acompañan el desarrollo de cabalgamientos con geometrías en escalera, es decir culminaciones y pliegues asociados con la geometría de la superficie de cabalgamiento. Un hecho que se observa es que pueden producir reapretamiento y amplificación de los pliegues relacionados con la primera generación de cabalgamientos.

Una importante característica de la segunda generación de cabalgamientos es el hecho de que afecten a la unidad infrayacente, la Ventana Tectónica del Narcea, cortando el límite entre esta unidad y la Unidad de Somiedo, o aprovechando el despegue que marca este límite para transferir su desplazamiento (cortes geológicos del Anexo II). Este hecho indica la presencia de un cabalgamiento basal que se

sitúa por debajo del que da lugar a la primera generación de cabalgamientos en este sector. En la escama de La Cabruñana, existen tres cabalgamientos interpretados como pertenecientes a la segunda generación. Estos cabalgamientos son los denominados cabalgamiento de Selviella, Alava y Salas (ALONSO *et al.*, 1991) y un retrocabalgamiento, el del Farandón (GUTIÉRREZ, 1987).

En la escama de La Cabruñana, el cabalgamiento más oriental de la segunda generación es el cabalgamiento de Selviella, que produce una duplicación parcial de la Formación Barrios y que hacia arriba se traduce en un despegue dentro de la Formación Formigoso. Este cabalgamiento está situado en la culminación trasera del cabalgamiento de primera generación del Pedrorio-La Cabruñana. Hacia el Oeste, aparece otro cabalgamiento de la segunda generación, el Cabalgamiento de Alava, que corta al cabalgamiento que se sitúa en el núcleo del sinclinal de Cornellana. El cabalgamiento de Salas delimita por el Este la escama más occidental de las que aparecen en la escama de la Cabruñana dentro del área de estudio. Este cabalgamiento se enraza en las rocas precámbricas, cortando las culminaciones que se generan durante la primera generación de cabalgamientos y el despegue basal de la Escama de la Cabruñana.

El retrocabalgamiento del Farandón está situado en el sector occidental de esta escama y superpone la Formación Oville sobre la Formación Barrios. Este retrocabalgamiento se interpreta como un cabalgamiento pasivo de techo de dúplex (*Passive duplex roof thrust*, BANKS & WARBURTON, 1986), en el que las rocas situadas por encima no han sido desplazadas, mientras que por debajo se ha generado un dúplex que afecta a la Formación Herrería en la Ventana Tectónica del Narcea, el dúplex de Faxerúa (Cortes 2-2', 3-3' y 4-4'). El retrocabalgamiento del Farandón corta al cabalgamiento de segunda generación de Salas, lo que le permite datarlo como posterior dicho cabalgamiento.

En la escama de la Cabruñana, aunque afectando también a la Ventana Tectónica del Narcea, se observa otro cambio en los niveles de erosión, variando de Suroeste a Nordeste desde las Pizarras del Narcea a la Formación Barrios. En este caso se trata del reflejo cartográfico de dos rampas laterales alóctonas que estarían inclinadas hacia el Sur, próximas entre sí, que se denominan rampa de Boinás y rampa de Tuña, cuya geometría tridimensional se puede observar en GUTIÉRREZ (1987). Esta rampa lateral supone una excepción dentro de las rampas laterales de esta escama ya que responde a la geometría de cabalgamientos de la segunda generación.

Los pliegues mayores que se reconocen en esta escama, algunos de los cuales ya han sido citados, son los del Pedrorio, Cornellana, Courío, Villazón-Reigada, Salas-Buspol, Farandón y Couriscada (Fig. 27). Estos pliegues responden a la geometría de los cabalgamientos que se desarrollan en dicha unidad, y concretamente a los cabalgamientos desarrollados durante la primera generación, pudiéndose encontrar reaplastados y amplificados por efecto de la segunda generación.

Los pliegues del Pedrorio, Courío, Salas-Buspol y del Farandón (Fig. 27), todos ellos anticlinales, han sido interpretados como culminaciones frontales de cabalgamientos, ya sean pliegues de acomodación de rampas frontales alóctonas,

como anticlinales originados por propagación de falla. Los pliegues de Cornellana, Villazón-Reigada y Couriscada (Fig. 27), sinclinales, son el reflejo de rellanos cabalgados o de sinclinales que se desarrollan por delante de los anticlinales generados como pliegues de propagación de falla.

Dentro de estos pliegues, conviene destacar el conjunto formado por el anticlinal del Courío y el Sinclinal de Villazón-Reigada. El anticlinal del Courío ya ha sido descrito con anterioridad. El Sinclinal de Villazón-Reigada tiene un trazado muy continuo, pudiéndose seguir desde el límite Sur de la escama de La Cabruñana, en los alrededores de Puentecastro hasta la falla de Casafría en el Norte, fuera del área de estudio (ALONSO *et al.*, 1991). Ambos pliegues muestran dos sectores donde sus charnelas presentan cabeceos importantes (Fig. 27). Entre el Alto de Reigada y el Valle del Narcea existe un pequeño pliegue radial y una fractura que hacen que los ejes del sinclinal presenten un cabeceo hacia el Sur, en el flanco Sur de dicho pliegue radial, y hacia el Norte, en el flanco con esa orientación. Entre el el Valle del Narcea y Viyazón, tanto el anticlinal como el sinclinal tienen ejes con fuertes cabeceos hacia el Norte que hacen variar el nivel de erosión de manera notable, cambiando el mismo desde la Formación Barrios a la Caliza de Montaña.

Todos los pliegues descritos tienen asociados pliegues menores que aparecen predominantemente en las formaciones Oville, Furada-San Pedro y Rañeces-La Vid, donde existen alternancias de rocas competentes e incompetentes que favorecen la génesis de los mismos. La orientación de los ejes es paralela a la de los pliegues mayores (Fig. 28). La mayoría de los ejes medidos presentan un cabeceo hacia el Nordeste acorde con las observaciones a escala cartográfica. Se puede observar asimismo cómo los pliegues con fuertes cabeceos se distribuyen en sectores transversales al trazado general de las estructuras; este hecho esta de acuerdo con las observaciones que se realizan en ALONSO *et al.* (1991).

La génesis de estos pliegues responde generalmente a mecanismos de flexión por deslizamiento (*flexural-slip*) como se desprende de la observación, en gran cantidad de casos, de estrías en la superficie de las capas que tienen orientaciones perpendiculares al eje de los pliegues y que muestran criterios de movimiento

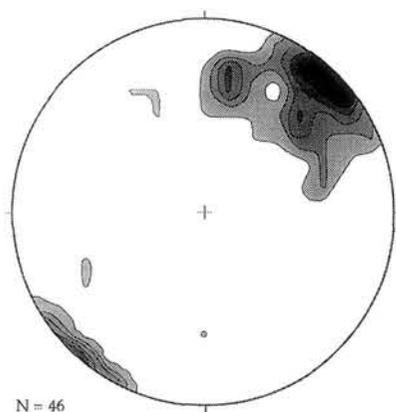


Figura 28: Proyección estereográfica (Falsilla Schmidt, Hemisferio inferior, intervalos del 2%) de las orientaciones de los ejes de los pliegues menores en la escama de La Cabruñana.

opuestos en cada uno de los flancos, coherentes con los desplazamientos asociados a este tipo de deformación. Localmente estos criterios indican el mismo sentido en ambos flancos, habiéndose observado direcciones de movimiento tanto hacia el Este como hacia el Oeste, hecho que se puede atribuir a dos factores, la existencia de cabalgamientos paralelos a la estratificación (despegues), que han sido plegados, o la existencia de mecanismos de migración de charnela durante la génesis de los pliegues.

## 7.2. LA ESCAMA DE TAMEZA

Es la escama más oriental de las que integran la unidad de Somiedo y constituye el frente de la misma en el sector más septentrional (Fig. 25). Esta escama presenta una geometría arqueada como puede observarse en el mapa geológico. En la parte meridional esta escama se une al cabalgamiento basal de la escama situada inmediatamente al Oeste. El límite occidental de esta escama lo constituye el cabalgamiento de La Cabruñana, al Norte, y el cabalgamiento de Belmonte, al Sur. En la figuras 26 y 27 se observa la disposición y nomenclatura de los pliegues y cabalgamientos de esta unidad.

La geometría de esta unidad, en su sector más septentrional, está descrita por BASTIDA & CASTRO (1988). El sector más meridional presenta ligeras diferencias con respecto al septentrional, ya que en él, el cabalgamiento basal de la escama se encuentra bajo rocas de la Formación Láncara, mientras que en el sector más septentrional del área estudiada, el cabalgamiento basal se sitúa bajo rocas de edad devónica. Este hecho es debido a la existencia de una rampa lateral alóctona (BASTIDA & CASTRO, 1988).

En esta escama existen importantes pliegues radiales, sobre todo en su extremo Sur, justo antes de unirse a la escama de Belmonte. Los cabalgamientos presentan una geometría imbricada, tal como se puede observar en los cortes geológicos 1-1', al 9-9'. En ellos se muestra cómo en esta escama el cabalgamiento basal, se sitúa más cerca de la superficie topográfica que en las escamas más occidentales.

En la escama de Tameza, la rampa lateral más visible de todas es la de Vigaña y Ambás, descrita por BASTIDA & CASTRO (1988). Se trata en este caso, al igual que las descritas para la escama de La Cabruñana, de una rampa alóctona cabalgante, inclinada hacia el Sur, con geometría escalonada, sobre un rellano. En el caso de esta rampa lateral el nivel de erosión varía, de Sur a Norte, desde el Grupo Rañeces-La Vid hasta la Caliza de Montaña.

Un tipo particular de estructura lateral es el que se puede interpretar como existente en el sector donde se unen los cabalgamientos basales de las escamas de Tameza y Belmonte, que podría responder a un relevo de escamas *en echelon* (*transfer zones*). Este tipo de estructuras fué descrito por DAHLSTROM (1970). Se caracteriza por el relevo lateral de escamas de forma progresiva, transfiriendo los desplazamientos de una de ellas al cabalgamiento basal de la otra. En el sector donde se produce el relevo se precisan ajustes de los desplazamientos que se suelen resolver con la generación de anticlinales de propagación de fallas, con orientaciones de los ejes ligeramente oblicuas al frente del cabalgamiento.

En el mapa geológico se observa cómo el frente de las unidades de Tameza y Belmonte convergen. La escama de Belmonte, pese a estar retocada por fallas posteriores, pierde desplazamiento hacia el Norte, ascendiendo el cabalgamiento basal en la sucesión estratigráfica, que llega a situarse en la Formación Moniello-Santa Lucía. En la escama de Tameza, los pliegues de dirección Norte-Sur, dibujados por las rocas del Grupo Rañeces-La Vid pueden interpretarse como pliegues de propagación de falla. Según este modelo, el cabalgamiento basal de la escama de Belmonte debería finalizar en una línea terminal (*tip line*) en el núcleo de un pliegue de propagación de falla. Dos posibles explicaciones son: la posibilidad de que dicha línea terminal se encuentre erosionada, hecho sugerido por la pérdida de desplazamiento hacia niveles estratigráficos más altos en el sector meridional de la escama y, la existencia de otros accidentes laterales de distinta naturaleza que impiden observar la evolución completa de la escama de Belmonte hacia el Norte.

### 7.3. LA ESCAMA DE BELMONTE

La escama de Belmonte (Fig. 25) es la más extensa de las que aparecen en el área de estudio. Su cabalgamiento basal superpone esta escama sobre la de Tameza en el sector más septentrional y sobre la unidad de La Sobia en el sector más meridional. Hacia el Oeste, el límite es el cabalgamiento de Villar-Robledo en el Sur, mientras que hacia el Norte es un despegue que separa las formaciones Herrería y Láncara. Por último, su límite septentrional es una falla, la falla de Corias, que la separa de la Unidad de La Cabruñana.

Como se puede observar en los cortes geológicos 4-4', 5-5', 6-6', 7-7', 8-8' y 9-9', la estructura de esta escama es relativamente simple, siendo a grandes rasgos un sinclinal, el Sinclinal de los Lagos de Saliencia (Fig. 26) que presenta geometrías que varían de Norte a Sur. Este pliegue es bastante cerrado en el Norte, con una charnela angulosa. En el sector meridional tiene la geometría de un sinclinal con el fondo plano (Corte 9-9').

Este sinclinal está afectado por cabalgamientos de primera generación, que pueden ser más o menos paralelos a la estratificación, siguiendo el trazado del sinclinal, o bien por cabalgamientos de segunda generación que la cortan con ángulos relativamente elevados.

El cabalgamiento basal de esta escama se encuentra en la base de la Formación Láncara, siguiéndose a lo largo de todos los límites de esta unidad excepto en el sector nororiental donde el cabalgamiento basal se sitúa en niveles estratigráficos más altos, llegando a estar en la base de la formación Moniello-Santa Lucía. Esta ascensión del cabalgamiento basal es debida a la existencia de rampas laterales alóctonas.

El Sinclinal de los Lagos de Saliencia está flanqueado por dos anticlinales, el Anticlinal de Gúa al Oeste y el Anticlinal de Saliencia al Este. El Anticlinal de Gúa tiene en su núcleo un cabalgamiento, correspondiente a la escama de Corés en los niveles estratigráficos más bajos, que se atenúa antes de llegar al nivel de la

formación Moniello-Santa Lucía, pudiendo interpretarse como un pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*). Este pliegue está descrito por HEREDIA (1984), quien lo incluye en la unidad de Villar Robledo; en el presente trabajo se considera que el cabalgamiento de Corés y este anticlinal forman parte de la escama de Belmonte, al estar por debajo de la escama de Villar-Robledo. El Anticlinal de Saliencia, podría corresponder también a un pliegue de propagación de falla desarrollado en profundidad, pero no se observa en su núcleo evidencia alguna de dicho hecho.

Otro importante pliegue que se observa en esta escama es el Anticlinal de Alcedo (Fig. 27), en cuyo núcleo aparecen rocas de la Formación Herrería, pertenecientes a la Ventana Tectónica del Narcea, configurando una pequeña ventana tectónica en el entorno de la localidad de Alcedo.

De la cartografía se deduce la presencia de un dúplex en esta escama, observable en su terminación Sur, que afecta al conjunto rocoso comprendido entre la Formación Láncara y la parte alta del Grupo Rañeces-La Vid. Este dúplex está compuesto por tres *horses* y se encuentra descrito en BASTIDA *et al.* (1984); su geometría se puede observar en los cortes 9-9' y 10-10'.

Esta escama se encuentra afectada por pliegues radiales, cuya distribución se puede observar en la figura 27. Entre estos pliegues cabe destacar el Anticlinal de Villanueva, que afecta también a la escama de Tameza, y el de Hurgas que pliega también a la escama de Villar-Robledo (Fig. 27). Es notable la amortiguación que sufren estos pliegues hacia el Oeste, hecho especialmente patente en el Anticlinal de Villanueva. Esta geometría cónica, con el eje inclinado al Oeste, y el hecho de que los pliegues radiales sean en su mayoría anticlinales, es una característica propia de los mismos en este sector.

En la escama de Belmonte existe la rampa lateral de Porcabezas (figura 27). En esta rampa lateral, inclinada hacia el Sur al igual que las anteriores, el cambio en los niveles de erosión no es tan patente, aunque dicha rampa es la responsable de la terminación periclinal del sinclinal de los Lagos de Saliencia por el Norte. En este caso se observa tanto el reflejo de una rampa lateral alóctona situada sobre un rellano, como el revestimiento de un rellano sobre la rampa autóctona. Estas rampas se reconocen por las variaciones en el cabeceo de los ejes de los pliegues que aparecen en este sector. El anticlinal de Porcabezas, situado en las proximidades del frente de esta escama (Fig. 27), presenta un fuerte cabeceo hacia el Noroeste, interpretándose como un pliegue de tipo X de la clasificación propuesta por ALVAREZ-MARRÓN (1989), es decir la interferencia existente entre una rampa frontal y una rampa lateral alóctona. La terminación periclinal del sinclinal de los Lagos de Saliencia a nivel de la Caliza de Montaña, presenta asimismo un fuerte cabeceo, siendo su inclinación en este caso hacia el Sur; este cabeceo es local ya que inmediatamente al Norte y al Sur de dicha terminación periclinal, el eje de este pliegue es horizontal. Este cabeceo se puede explicar en función de la existencia de una interferencia entre una rampa lateral autóctona y una rampa frontal autóctona, es decir un pliegue de tipo Y de los descritos por ALVAREZ-MARRÓN (1989).

Por último, cabe destacar la existencia de una rampa lateral que se refleja en el trazado de la terminación periclinal Sur del Sinclinal de los Lagos de Saliencia. Dicha rampa lateral correspondería a una rampa lateral autóctona, inclinada hacia el Norte, que posiblemente sea algo oblicua a la dirección de traslación de la escama de Belmonte. La geometría de esta rampa lateral está modificada por un importante pliegue radial.

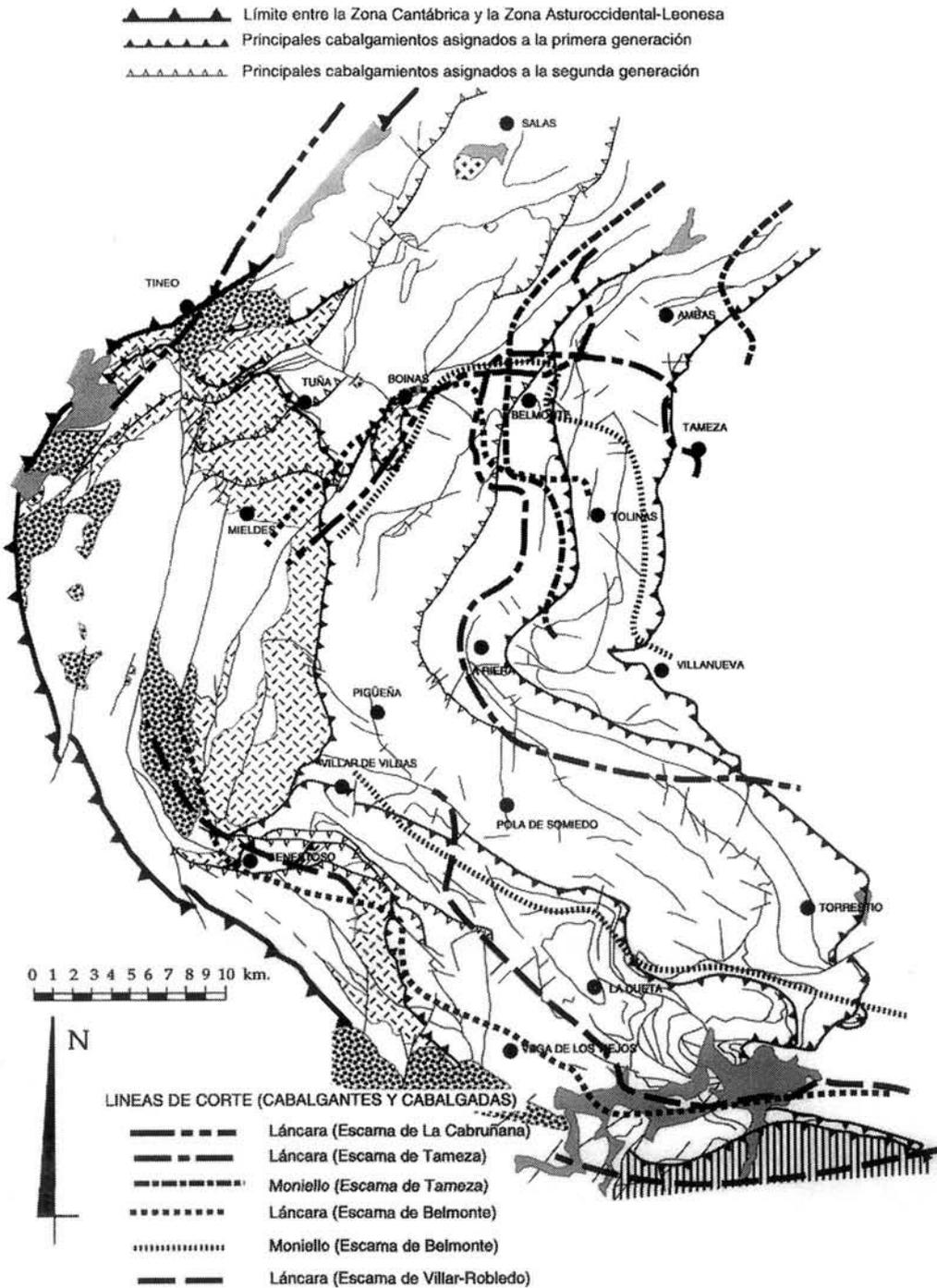


Figura 29: Mapa de las líneas de corte de la Unidad de Somiedo. Algunas de las inflexiones que se observan responden al plegamiento de las mismas por los pliegues radiales y no son debidas a la existencia de rampas laterales.

#### 7.4. LA ESCAMA DE VILLAR-ROBLEDO

Esta escama es la más occidental de la unidad de Somiedo y su geometría (Fig. 25) se encuentra descrita en JULIVERT *et al.* (1968), BASTIDA *et al.* (1984), HEREDIA (1984) y SUAREZ *et al.* (1990).

Los límites septentrional y occidental están constituidos por el despegue de la formación Láncara sobre la Formación Herrería, aunque están muy modificados por la existencia de cabalgamientos posteriores que lo cortan. El límite oriental es el cabalgamiento basal, que se sitúa, de Norte a Sur, en la base de las formaciones Láncara, Santa Lucía y Láncara de nuevo, por el efecto de rampas laterales existentes en esta escama. El límite meridional es el cabalgamiento basal de la unidad situada por encima, la Unidad de Correcillas. El cabalgamiento principal tiene asociado otros imbricados y está cortado claramente por cabalgamientos de la segunda generación (Cortes 8-8', 9-9' y 10-10'). El acortamiento producido por estos últimos cabalgamientos permite observar la estructura más profunda y atrasada de esta escama, y debido a ello, existe evidencia cartográfica de que las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería están involucradas en la primera generación de cabalgamientos, constituyendo el enraizamiento de la Unidad de Somiedo en este sector.

La variación lateral de estructuras en esta unidad se hace especialmente patente al observar la disposición de los pliegues. En el sector noroccidental, toda la unidad es un sinclinal, el Sinclinal del Páramo, muy trastocado por los cabalgamientos de segunda generación, en donde llega a aparecer la Formación Láncara en ambos flancos, despegada sobre la Formación Herrería en el Flanco Suroeste y cabalgando sobre la Formación Naranco-Huergas en el flanco Noroeste, constituyendo el cabalgamiento basal de esta escama. Hacia el Sureste se reconocen dos sinclinales sucesivos separados por un anticlinal; de Este a Oeste, Sinclinal de La Cueta, Anticlinal del Puerto y Sinclinal de Vega de los Viejos. En este sector, el cabalgamiento basal se sitúa en el frente de la unidad, en la base de la Formación Moniello-Santa Lucía. Por último en el sector más septentrional de esta escama, se observan los mismos pliegues en un nivel de erosión más profundo debido a la existencia de pliegues radiales. Se reconoce también en esta zona la existencia de dúplexes que involucran a las formaciones Láncara, Oville, Barrios y al Grupo Rañeces-La Vid.

Entre los pliegues radiales de esta escama, destaca el Anticlinal de Huergas, que provoca la existencia de una acusada inflexión en el trazado cartográfico del frente de esta unidad en su extremo suroriental. Además de este pliegue se reconocen otros pliegues radiales, de trazado corto y en general curvilíneo, que limitan por el Norte los sinclinales de La Cueta y de Vega de los Viejos y otro que provoca la terminación cartográfica de esta unidad hacia el Norte.

En la escama de Villar-Robledo se identifican dos pequeñas rampas laterales alóctonas, con buzamientos contrarios. Estas rampas laterales vienen reflejadas cartográficamente por las terminaciones periclinales del Sinclinal de La Cueta, donde se observan fuertes cabeceos, y por las variaciones en el trazado del cabalgamiento frontal de esta escama. Además, la terminación septentrional de esta unidad se interpreta que debe de responder a una rampa lateral, inclinada hacia el

Sur, ligada a la primera generación de cabalgamientos que produce la terminación cartográfica de esta unidad y la existencia de fuertes cabaceos en los pliegues hacia el Sureste.

### 7.5. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA GEOMETRÍA TRIDIMENSIONAL DEL MANTO DE SOMIEDO.

Como ya se ha apuntado en las descripciones de la Ventana Tectónica del Narcea y de las distintas escamas que integran el Manto de Somiedo existen gran cantidad de estructuras laterales que confieren a cada una de las escamas una geometría particular y que acomodan las diferencias de desplazamientos entre una escama y otra. Las estructuras asociadas a estas rampas laterales se encuentran modificadas por el reapretamiento sufrido posteriormente a su formación, hecho común en la Zona Cantábrica (ALONSO, 1987; ALVAREZ MARRÓN, 1989; HEREDIA 1991).

Para la caracterización de las distintas estructuras laterales se ha realizado un mapa de líneas de corte (*cutoff lines*), tanto cabalgantes como cabalgadas, de los principales cabalgamientos del área, con el techo de la Formación Láncara y, para alguna escama, con el contacto entre las formaciones Moniello-Santa Lucía y Naranco-Huergas. Este mapa se ha realizado basado en las líneas de corte que se observan en la cartografía y de las que se interpretan en la construcción de los cortes geológicos (Fig. 29). Las líneas de corte presentan un trazado generalmente

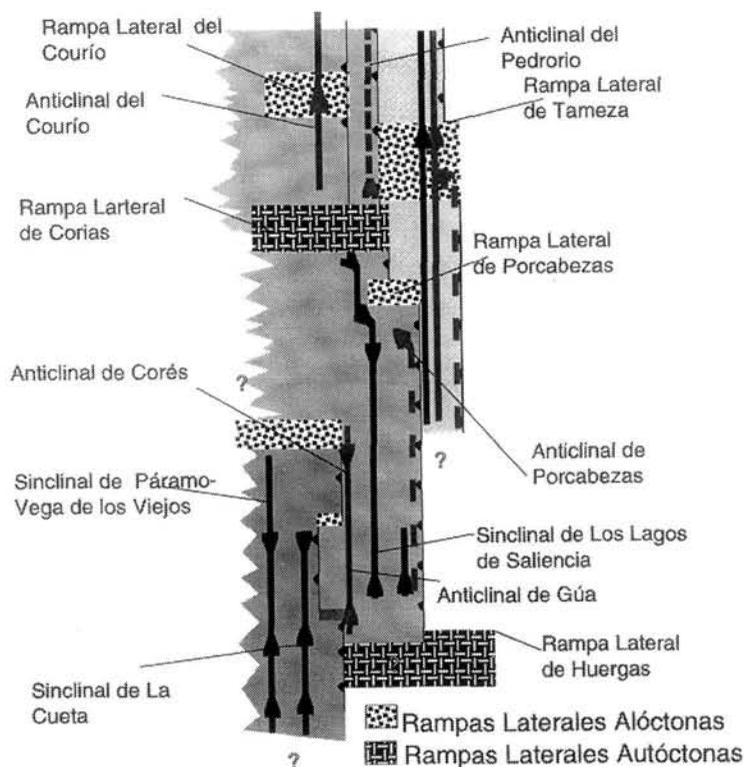


Figura 30: Esquema de la posición y tipo de rampas laterales de la Unidad de Somiedo una vez deshecha la forma arqueada de la misma.

paralelo al de los cabalgamientos aunque en los sectores donde existen accidentes laterales se disponen subperpendiculares al trazado de los mismos. Las líneas de corte se encuentran plegadas por los pliegues radiales.

En la Ventana Tectónica del Narcea y el Manto de Somiedo se pueden distinguir en general dos tipos fundamentales de estructuras laterales:

-Rampas laterales.

-Relevos de escamas *en echelon* (*Transfer Zone*).

La disposición espacial de las estructuras relacionadas con rampas frontales y/o laterales, una vez deshechos los pliegues radiales, y la nomenclatura a utilizar se puede observar en la figura 30. En los cortes geológicos paralelos a la estructura general del área, cortes 11-11' y 12-12', se puede observar la geometría de las distintas estructuras laterales en diversos sectores del área estudiada.

Las rampas laterales que se observan en la unidad de Somiedo, presentan una serie de características que, salvo excepciones, pueden integrarse en un modelo con las siguientes características:

- Casi todas las rampas laterales que se reconocen son rampas alóctonas cabalgando rellanos excepto las existentes en los límites Norte y Sur de la escama de Belmonte y en el límite Noroccidental de la de Villar-Robledo.

- Las rampas laterales tienen pliegues asociados, pertenecientes al grupo de pliegues radiales, como son los pliegues de Hurgas, o los pliegues radiales que se observan en las escamas más septentrionales.

- Estas rampas dan lugar a variaciones en los niveles de erosión, apareciendo los más profundos sobre el bloque cabalgante, donde el nivel de despegue está en posiciones estratigráficas más bajas, o cuando se colocan sobre la parte superior de las rampas autóctonas. Un ejemplo puede observarse en el progresivo ascenso del nivel de erosión hacia el Norte en la escama de La Cabruñana.

- Los pliegues relacionados con estructuras frontales se ven modificados por la presencia de las rampas laterales, produciendo fuertes cabeceos de las charnelas que, en ocasiones, dan lugar a orientaciones de las mismas oblicuas al trazado de las estructuras, configurándose como pliegues esquina, tipos X o Y (ALVAREZ-MARRÓN, 1989). Como ejemplos de las fuertes inmersiones producidas en las charnelas señalamos en el Anticlinal del Courío y de pliegues esquina el Anticlinal de Porcabezas.

- La inmersión de los ejes de los pliegues se produce generalmente hacia el Norte, excepto en el sector Norte de las escamas de Belmonte y Villar-Robledo, donde es hacia el Sur, ya que son el reflejo de rampas laterales autóctonas

inclinadas hacia el Sur. Hacia el Norte se inclinan los ejes de los pliegues en las rampas laterales de las escamas de La Cabruñana y de Belmonte por ejemplo.

- Todas las rampas laterales que se han identificado están inclinadas hacia el Sur, excepto la rampa autóctona que provoca el levantamiento de la terminación periclinal del Sinclinal de los Lagos de Saliencia, por el Sur, que estaría inclinada hacia el Norte. En los cortes 11-11' y 12-12' se aprecian las inclinaciones de las rampas laterales.

- Las rampas laterales condicionan las inflexiones que se producen con posterioridad a su génesis, motivadas por el arqueamiento de este sector de la Zona Cantábrica, como se describirá más adelante.

## 7.6. CINEMÁTICA DE LAS ESCAMAS EXISTENTES EN EL MANTO DE SOMIEDO

Para el estudio de la cinemática de estas escamas se han realizado medidas de los ejes y planos axiales de pliegues menores (Fig. 31) y de los elementos lineares y planos de cabalgamientos a escala de afloramiento (Fig. 32) en diversos sectores de esta unidad.

Partiendo de estos datos se ha construido la figura 33 donde se muestra la proyección horizontal de las direcciones de emplazamiento de las distintas láminas que integran esta unidad.

Tomando como base los resultados expuestos en las figuras precedentes, a los que hay que añadir los obtenidos para la Ventana Tectónica del Narcea, se puede hacer notar la fuerte tendencia centrípeta en la disposición de las direcciones de emplazamiento de las distintas láminas e incluso dentro de la misma escama, como sucede claramente en las escamas de Belmonte y Tameza.

En el área estudiada se pueden identificar dos grandes sectores en los que las direcciones de emplazamiento de las estructuras son paralelas; estos sectores se encuentran separados por pliegues radiales de gran importancia. En el sector septentrional, se han realizado medidas en la escama de La Cabruñana, en la de Belmonte y en la de Tameza, obteniéndose una dirección de desplazamiento predominante hacia el Sureste. En el sector meridional, las medidas están realizadas en las escamas de Belmonte, Villar-Robledo y borde Sur de la escama de Tameza, y se observa en todas estas unidades una dirección de emplazamiento hacia el Nordeste.

Existen varios trabajos que interpretan la geometría arqueada de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1971; MATTE & RIBEIRO, 1975; RIES & SHACKLETON, 1976; JULIVERT *et al.*, 1972; JULIVERT & ARBOLEYA, 1984 a, b, 1986, PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1988). Los estudios paleomagnéticos (RIES *et al.*, 1980; PERROUD, 1982, y PERROUD & COBBOLD, 1984) aportan datos muy clarificadores sobre su origen, e indican que

las unidades más occidentales de la Zona Cantábrica fueron rotadas con posterioridad al emplazamiento de las mismas, aunque exista cierta incertidumbre sobre la edad de la magnetización de las rocas.

En el área de estudio existen evidencias geométricas de un plegamiento, al menos parcial, de las estructuras con posterioridad a la formación de las láminas cabalgantes. Estas evidencias son: tanto las foliaciones asociadas a la primera fase

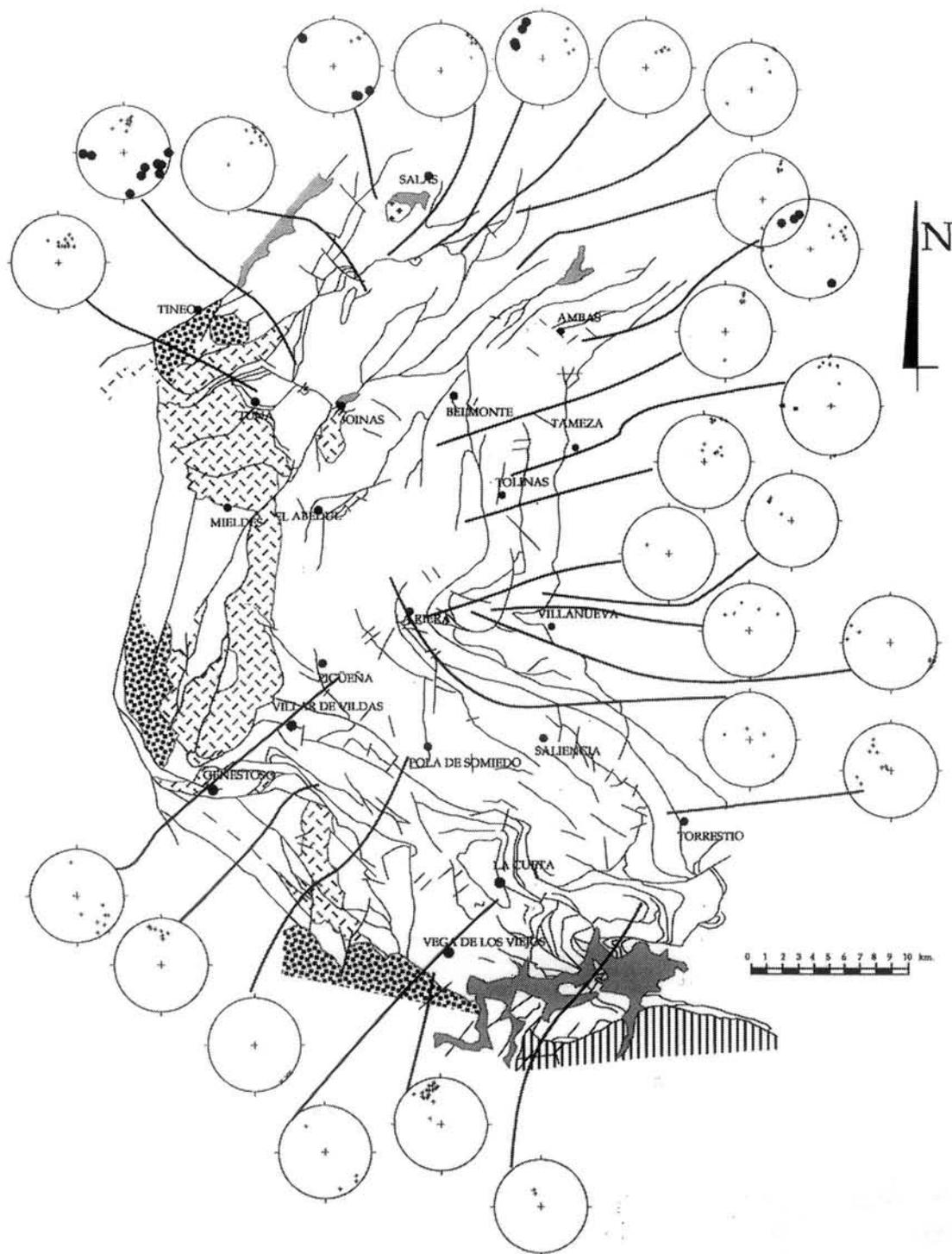


Figura 31: Orientación de los pliegues relacionados con los cabalgamientos en la Unidad de Somiedo. Puntos: Polos de planos axiales. Cruces: ejes.

de deformación como a la segunda, en el sector occidental del Antiforme del Narcea, siguen un trazado paralelo a la forma arqueada, y b) las lineaciones de estiramiento asociadas a las zonas de cizalla de la segunda fase de deformación son perpendiculares al trazado del arco. Otro argumento a favor de una rotación posterior al emplazamiento de las distintas escamas existentes en este sector de la Zona Cantábrica deriva del hecho de la fuerte amplificación que han sufrido los pliegues de revestimiento de las distintas estructuras laterales. Estos son los pliegues radiales más importantes de esta zona y presentan una geometría cónica, con mayor amplitud hacia el Este y una disminución progresiva de la misma, hasta desaparecer completamente hacia el Oeste. Un esquema del origen de la amplificación de estos pliegues radiales se puede observar en la figura 34. La

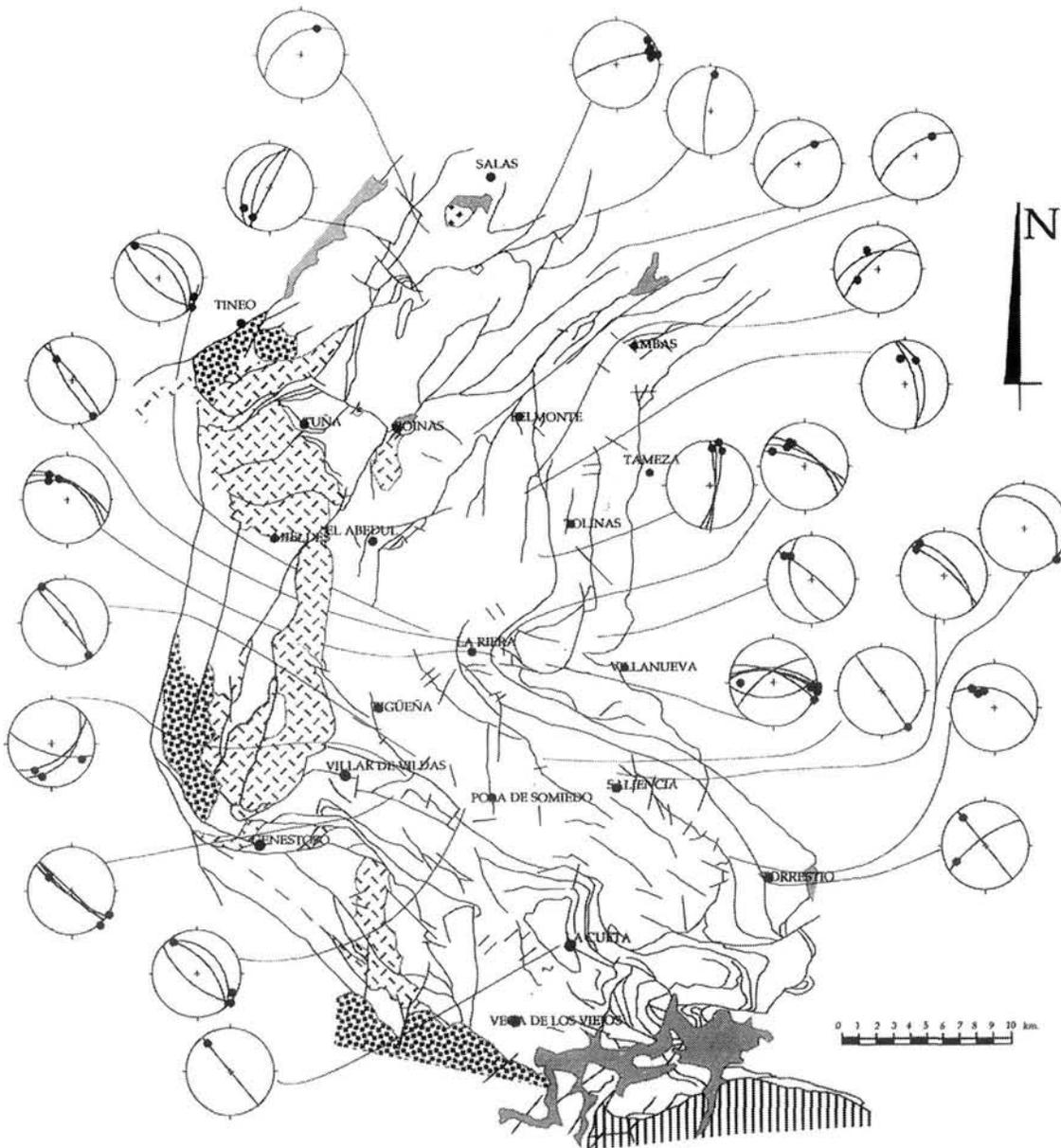


Figura 32: Orientación de los elementos planares y lineales de cabalgamientos a escala de afloramiento en la Unidad de Somiedo. Puntos grandes: Líneas de corte; Círculos máximos: Planos de cabalgamiento.

génesis de estos pliegues correspondería a culminaciones laterales de las distintas escamas, fuertemente amplificadas durante el posterior giro de las estructuras al ser aprovechadas como charnelas secundarias.

### 7.7. EL ACORTAMIENTO Y LA SECUENCIA DE EMPLAZAMIENTO.

Para la evaluación del acortamiento producido por las estructuras existentes en la Unidad Somiedo se han restaurado los cortes 2-2', 5-5' y 9-9' (Apendice 2), que se han considerado como representativos de la variación de las estructuras a lo largo de toda la Unidad. La restauración se ha realizado en dos pasos que responden a la primera y segunda generación de cabalgamientos.

Las restauraciones realizadas poseen una elevada carga interpretativa debido, por una parte, a la existencia de gran número de despegues paralelos a la

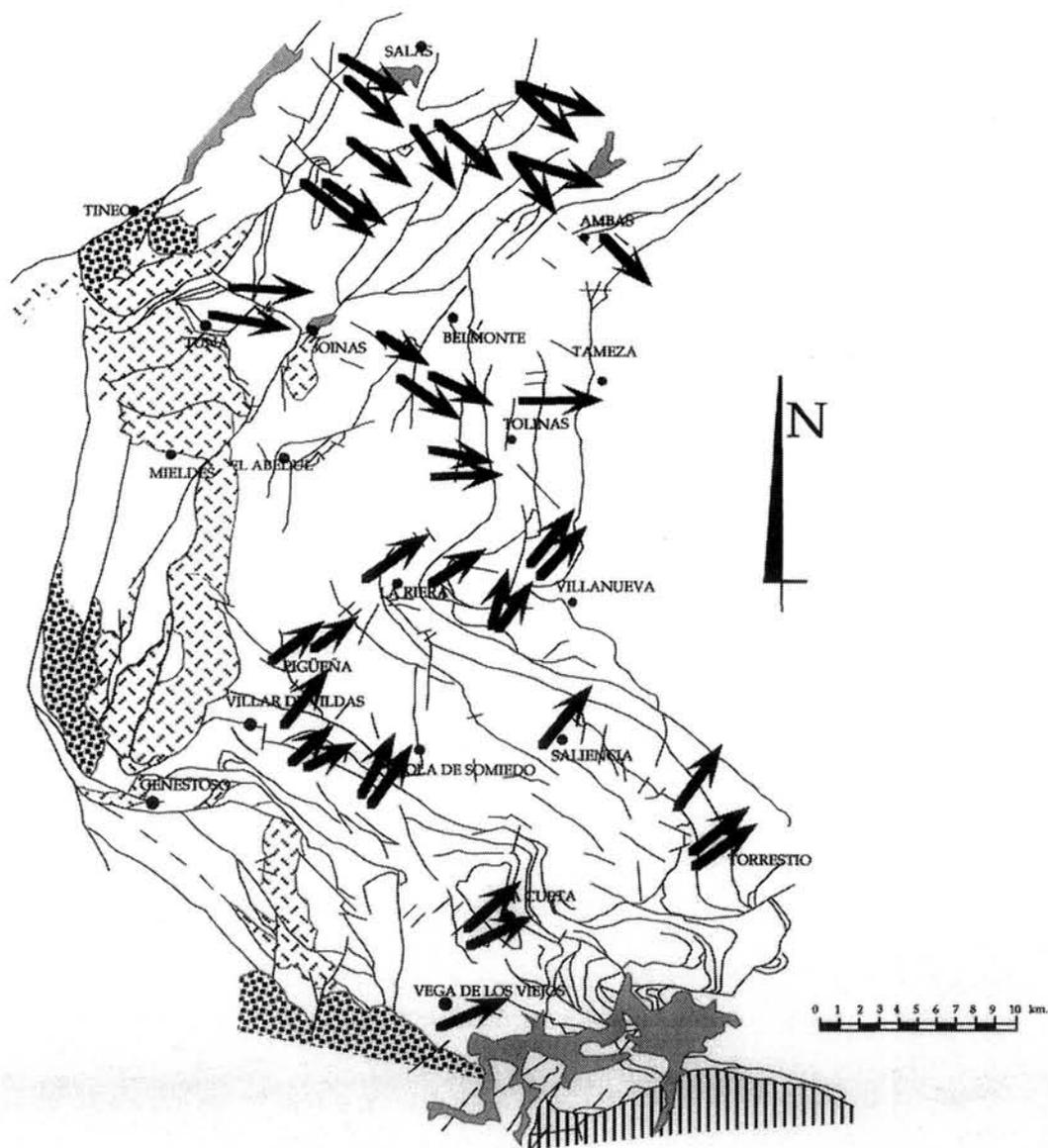


Figura 33: Proyección horizontal de la direcciones de movimiento deducidas a partir de los datos de las figuras 31 y 32.

estratificación (contacto Pizarras del Narcea-Formación Herrería, contacto Formación Herrería-Formación Láncara, despegues en el interior del Grupo Rañeces-La Vid) y por otra a la ausencia de líneas de corte cabalgantes y cabalgadas de muchos de los cabalgamientos, sobre todo de los frontales de esta unidad (el de Belmonte y Tameza). Los desplazamientos de las distintas escamas responden por tanto a los desplazamientos mínimos con los que se puede restaurar el corte.

Las figuras 35, 36 y 37 corresponden a las restauraciones realizadas, en las que se puede observar cómo los desplazamientos importantes se realizan durante la primera generación de cabalgamientos, estadio B de las figuras, mientras que

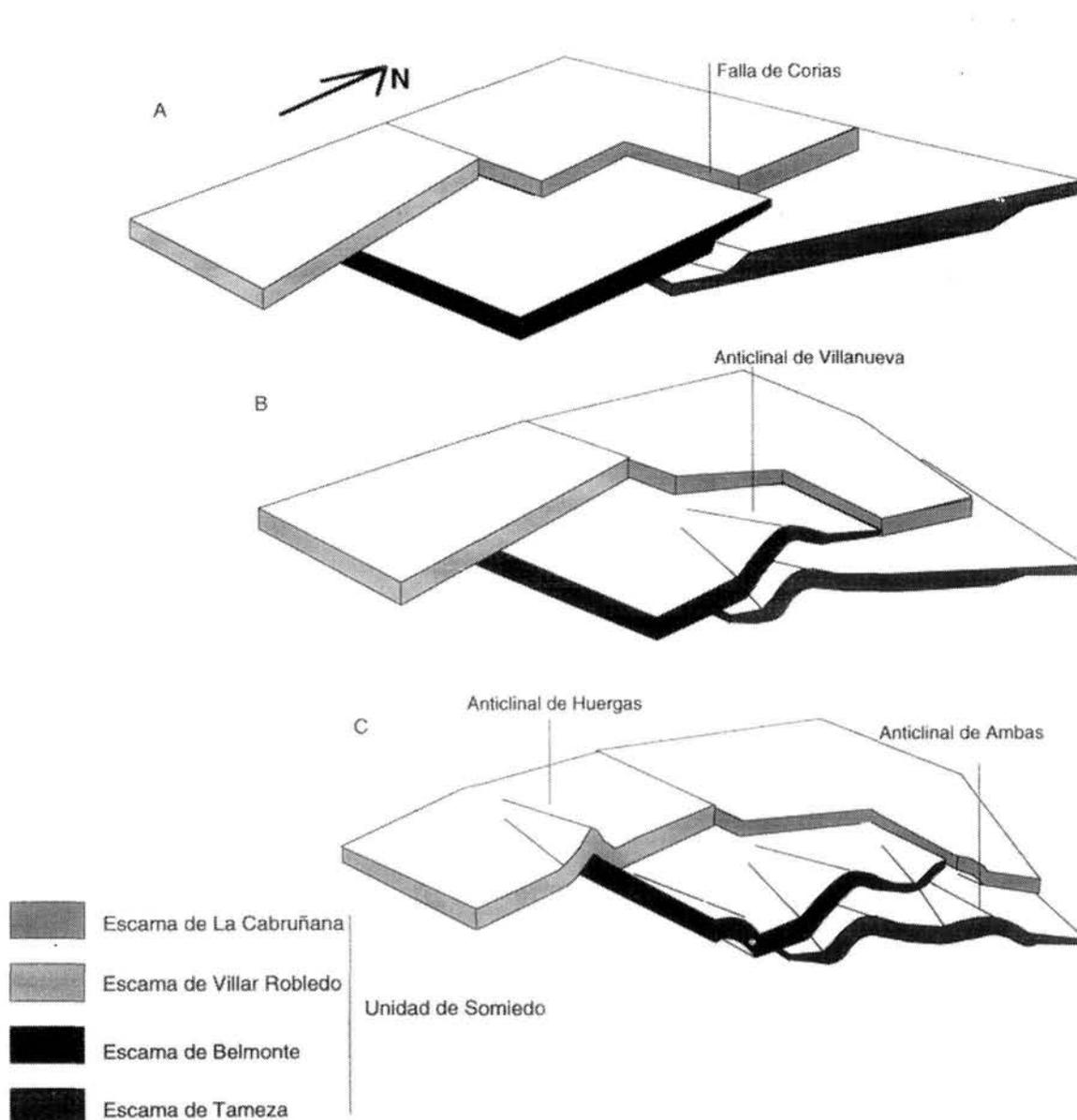


Figura 34: Esquema ilustrando la amplificación de las estructuras relacionadas con algunas de las rampas laterales durante la génesis de la forma arqueada de la Unidad de Somiedo.

durante la segunda generación, los desplazamientos son menores y se produce un reapretamiento de las estructuras previas.

Las magnitudes de los desplazamientos de las diferentes escamas que integran la Unidad de Somiedo durante la primera generación de cabalgamientos varían entre 5 y 12 km.

El acortamiento que se observa en esta unidad se encuentra reflejado en la figura 38 y ha sido obtenido partiendo de las longitudes iniciales y finales en los cortes restaurados; las medidas de dichas longitudes se han realizado en los estadios A, B y C de los cortes restaurados, obteniéndose los valores de acortamiento, expresados en tantos por ciento, para la primera, la segunda generación de cabalgamientos así como para el acortamiento total. Estos valores de acortamiento sólo son válidos para la estructura interna de la Unidad de Somiedo, ya que no se conoce el grado de superposición que muestra esta unidad sobre la Unidad de La Sobia, que debe ser importante por el hecho de encontrarse el frente de la Unidad de Somiedo cabalgando a la Formación San Emiliano prácticamente en toda su longitud. Se puede apreciar que el acortamiento durante la primera generación de cabalgamientos oscila entre valores que van desde 53% al 43%, durante la segunda generación de cabalgamientos entre 10% y el 19% y el acortamiento total en torno al 55%.

En la Unidad de Somiedo el único criterio que permite establecer la secuencia de deformación de las distintas láminas y estructuras es la geometría que muestra la superposición de las mismas. En efecto, como ya se ha mencionado repetidamente,

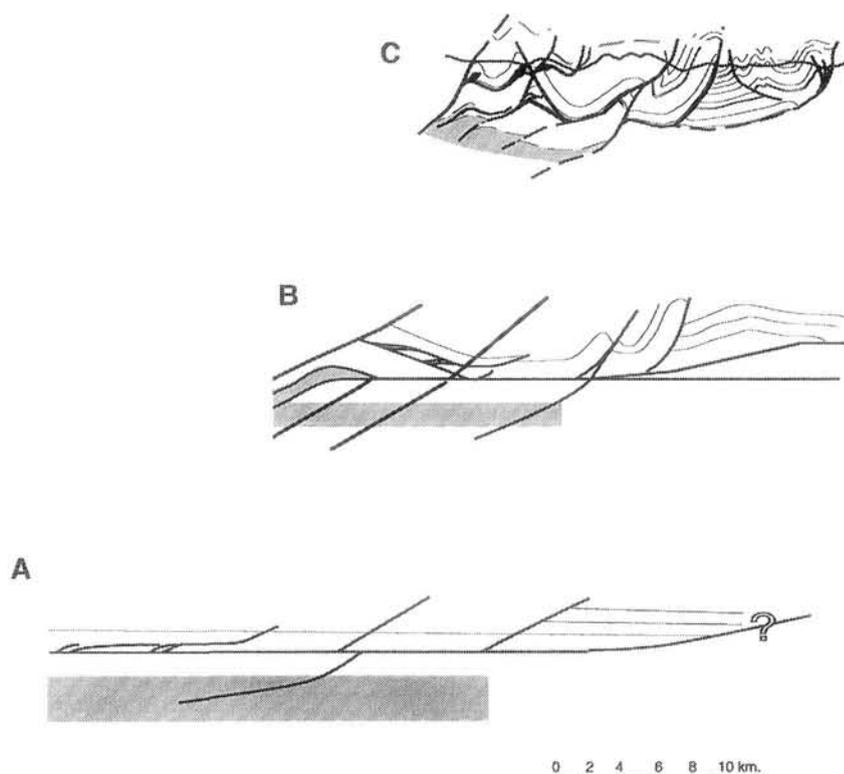


Figura 35: Restauración interpretada del corte 2-2'. A, estado indeformado. B, estado tras la primera generación de cabalgamientos. C, estado final. en este corte el grado de interpretación es muy elevado, ya que los pliegues presentan fuertes cabeceos, por lo que los espesores son proyectados en el estadio final, no coincidiendo con los espesores utilizados para la reconstrucción.

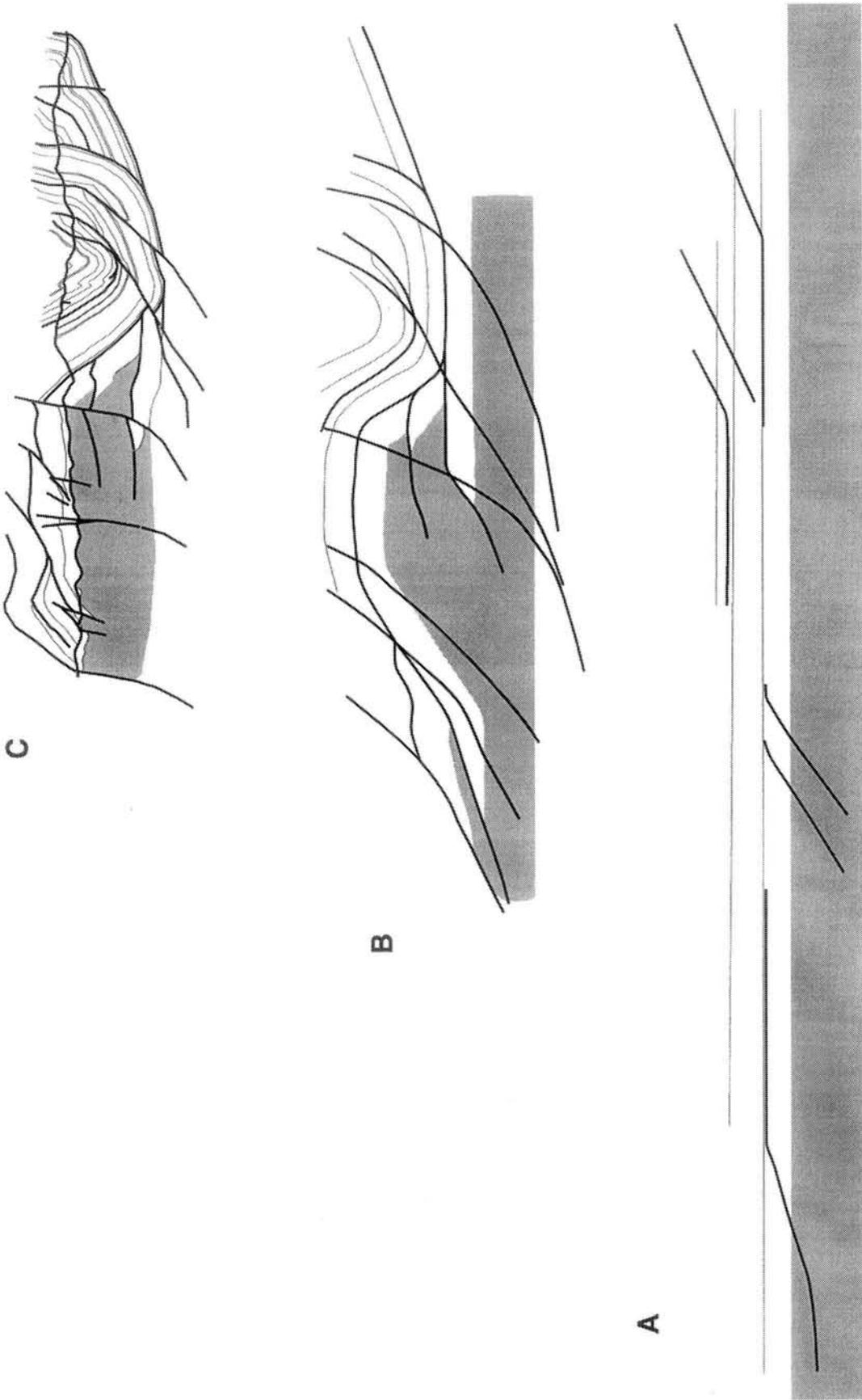


Figura 36: Restauración interpretada del corte 5-5''. A, estado indeformado. B, estado indeformado. B, estado indeformado. C, estado final.

uno de los hechos que llama más la atención sobre este sector es la existencia de cabalgamientos que se cortan y el reapretamiento de estructuras, lo que probablemente indica una separación temporal y un tipo de secuencia de acuerdo con lo descrito por PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (1990) o PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1991), aunque a nivel general de toda la Zona Cantábrica puede ser una secuencia *forward piggy-back* o de bloque inferior (MARCOS & PULGAR, 1982). Además de este hecho, los cabalgamientos de la primera generación sólo afectan a las rocas por encima de la Formación Herrería, excepto en los cabalgamientos más occidentales donde afectan a esta formación y a las Pizarras del Narcea, mientras que los de segunda generación sí que afectan sistemáticamente a todas estas formaciones, por lo que se ha interpretado que es posible que posean un cabalgamiento basal más profundo. En todo caso, la utilización exclusiva de criterios geométricos puede ser discutida, ya que se ha evidenciado la actuación simultánea de distintos cabalgamientos que se cortan entre sí en otros sectores de la Zona Cantábrica (ALONSO, 1985) así como en otras cordilleras, (BOYER, 1991, en las Montañas Rocosas) y mediante la construcción de modelos experimentales (LIU *et al.*, 1991).

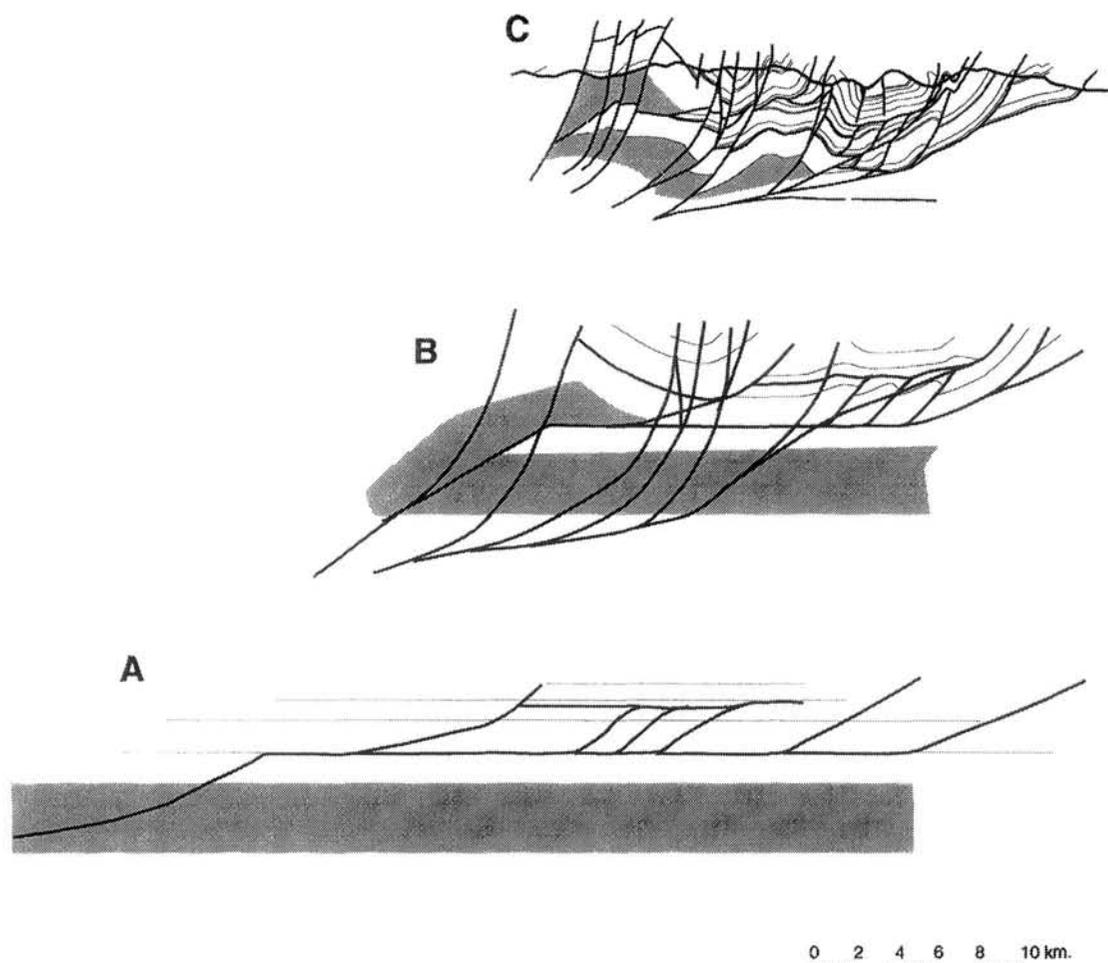


Figura 37: Restauración interpretada del corte 9-9'. A, estado indeformado. B, estado tras la primera generación de cabalgamientos. C, estado final.

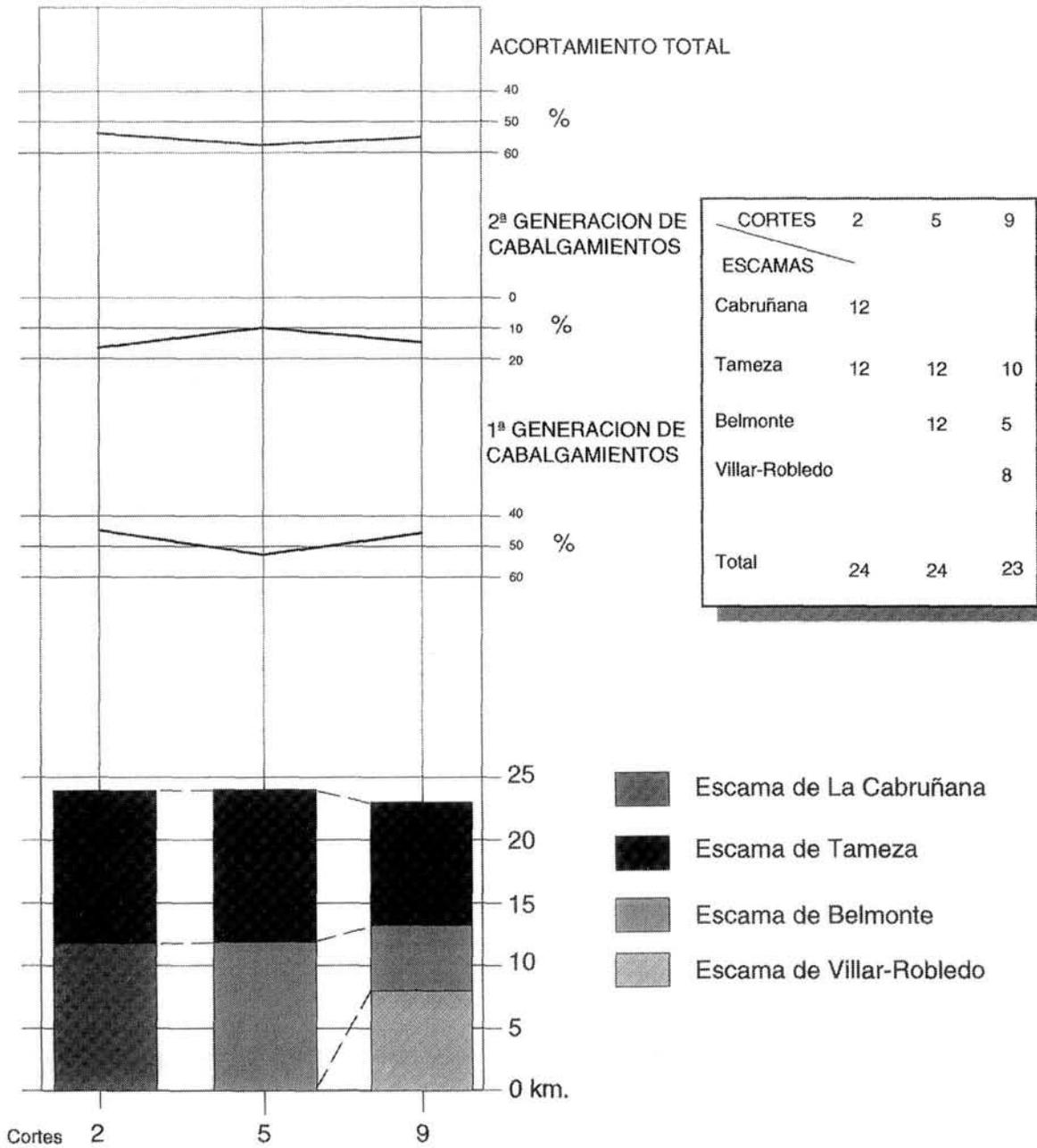


Figura 38: Acortamiento de la Unidad de Somiedo y desplazamientos de sus escamas principales. Datos obtenidos a partir de las restauraciones de las figuras 35, 36 y 37.

## **8. RELACIONES ENTRE EL SECTOR OCCIDENTAL DEL ANTIFORME DEL NARCEA, LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA Y LA UNIDAD DE SOMIEDO. ESTRUCTURA GENERAL DEL AREA ESTUDIADA**

Las relaciones entre las dos unidades mayores descritas en este trabajo dentro de la Zona Cantábrica, la Ventana Tectónica del Narcea y la Unidad de Somiedo, aparece clara en lo que se refiere a las relaciones del sustrato precámbrico (las Pizarras del Narcea) cuando se incorpora a la dinámica de los cabalgamientos existentes en este sector, ya que el trazado de los mismos se puede proseguir en el interior de algunos sectores de la Ventana Tectónica del Narcea. Sin embargo en los estadios previos, durante la génesis de la foliación existente en las rocas precámbricas, así como el despegue de la Formación Herrería, estas relaciones no son evidentes, ya que no hay ningún dato que permita suponer que el acortamiento producido por estos mecanismos tenga un reflejo en las rocas suprayacentes, por lo que la transferencia del acortamiento producido durante este episodio es problemática y meramente interpretativa.

Como se puede observar en los cortes geológicos y en las restituciones interpretativas realizadas, en la unidad de Somiedo los cabalgamientos se enraizan hacia el Oeste en las rocas precámbricas. Este enraizamiento provoca la existencia de una culminación por encima de la rampa, lo que da como resultado la existencia de un antiforme de gran amplitud originado durante la denominada primera generación de cabalgamientos (ver cortes restaurados de las figuras 35, 36 y 37). Esta culminación frontal constituiría los flancos occidentales de los sinclinales de Villazón-Reigada, en la escama de La Cabruñana, de Los Lagos de Saliencia en el sector central de la escama de Belmonte, y de Vega de los Viejos en la escama de Villar-Robledo.

La estructura situada por encima del antiforme originado por la culminación, correspondería a la que se observa actualmente en la escama de la Cabruñana, donde imbricaciones ligadas imbricaciones ligadas con un despegue en la base de la Formación Láncara, cuya relación con el enraizamiento de estas unidades no se observa, ya que dicho despegue se encuentra cortado por el cabalgamiento de La Espina.

Durante la segunda generación de cabalgamientos, la Ventana Tectónica del Narcea y la escama de La Cabruñana permanecen solidarias, siendo afectadas por estos de manera conjunta, produciendo en ocasiones la reactivación de superficies de cabalgamiento previas, amplificando el antiforme y complicando el patrón cartográfico existente. Este reapretamiento produciría en el frente de esta culminación la génesis del retrocabalgamiento del Farandón que daría como resultado la aparición de una zona triangular por encima de dicha culminación como se puede observar en los cortes 2-2', 3-3'

Por último se produciría la rotación y reapretamiento de ambas unidades conjuntamente dibujando la actual configuración en forma de arco mostrada por el trazado general de las estructuras.

Además de las relaciones descritas entre la Ventana Tectónica del Narcea y la Unidad de Somiedo, queda aún por resolver la relación que hay entre la foliación

La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental.

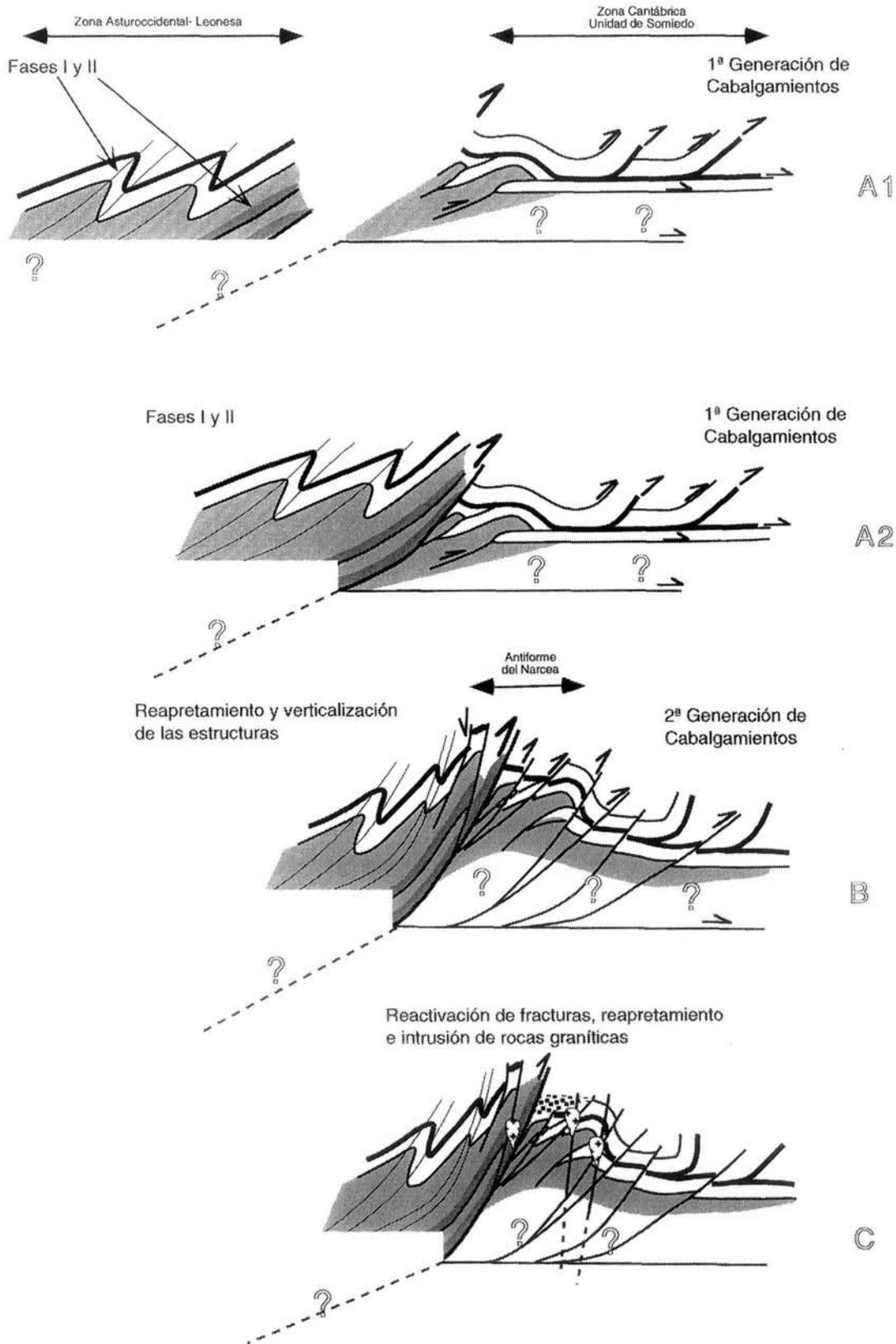


Figura 39: Esquema evolutivo en el que se interpretan las relaciones entre las distintas unidades descritas en el texto y su posible evolución en el tiempo. Explicación en el texto.

existente en las rocas precámbricas y las posibles estructuras generadas en las rocas paleozoicas suprayacentes. Puede suponerse que el acortamiento que generó la foliación en el sustrato se refleja en los despegues existentes en la base y en el interior de la serie paleozoica. Así se puede interpretar, al menos, el despegue existente entre la Formación Herrería y las Pizarras del Narcea, como ya ha sido descrito en el capítulo dedicado a la Ventana Tectónica del Narcea.

Para finalizar el análisis de estas relaciones, se ha realizado una interpretación idealizada de la evolución del conjunto formado por el Antiforme del Narcea y la Unidad de Somiedo, en el que se pretende mostrar las relaciones entre las distintas estructuras de la Zona Cantábrica y de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Fig. 39). Durante la elaboración de este trabajo no se han podido encontrar criterios distintivos para una correlación precisa entre las dos zonas.

El Antiforme del Narcea se sitúa en una posición dentro del orógeno Varisco que supone un importante cambio paleogeográfico; la extensión sufrida durante tiempos Cambro-Ordovícicos condicionaría la particular geometría del Antiforme durante los primeros estadios de la deformación, que probablemente resulta de la inversión de las estructuras extensionales previas.

En el estadio A1 (Fig. 39) se correlacionan las dos primeras fases de deformación en la Zona Asturoccidental-Leonesa y la primera generación de cabalgamientos en la Zona Cantábrica. Durante la propagación de la deformación hacia el Este se alcanzaría la relación propuesta en estadio A2. Durante este episodio el acortamiento en este sector se resuelve de distintas maneras en cada uno de los sectores estudiados. Por un lado, en la Zona Asturoccidental-Leonesa los pliegues de fase I y, sobre todo, las zonas de cizalla de fase II suponen un acortamiento importante que se puede resolver hacia adelante de dos maneras diferentes, bien haciendo emerger el cabalgamiento basal a la superficie, en cuyo caso un gran sector de la Zona Cantábrica se vería cubierto por la Zona Asturoccidental-Leonesa, o bien transfiriendo el desplazamiento a las rocas de la Zona Cantábrica mediante despegues, cabalgamientos y la génesis de foliación en las Pizarras del Narcea. Estas dos interpretaciones no tienen por que ser incompatibles, pudiendo existir una solución mixta.

La transferencia de acortamientos a la Zona Cantábrica presenta varias incertidumbres producidas por la dificultad de observación de las relaciones entre las zonas de cizalla de fase II de la Zona Asturoccidental-Leonesa y los cabalgamientos de la primera generación de la Zona Cantábrica. Partiendo del estudio de la geometría actual de este sector se propone que la transferencia de estos desplazamientos ha sido múltiple: a una serie de despegues del Grupo Rañeces-La Vid; al despegue en la base de la formación Láncara; al despegue situado en la discordancia entre las Pizarras del Narcea y la Formación Herrería; al acortamiento relacionado con la génesis de foliación en las Pizarras del Narcea y a un hipotético cabalgamiento basal en el interior de las Pizarras del Narcea. Estos procesos darían lugar a una situación parecida a la que exponen PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (1990), como primer estadio evolutivo dentro de la Zona Cantábrica.

Posteriormente a la evolución descrita hasta este momento se produce un aumento del acortamiento (Fig. 39 B) mediante la actuación de la segunda

generación de cabalgamientos que posiblemente enraizarían en el cabalgamiento basal inferior, situado en las Pizarras del Narcea; este cambio en el nivel de enraizamiento de los cabalgamientos se produciría por el engrosamiento de la cuña orogénica según el modelo propuesto por PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (op. cit). El acortamiento producido por estos cabalgamientos, configura la disposición actual general que se observa en este sector, provocando la amplificación del Antiforme del Narcea. Estos cabalgamientos llegan a afectar al sector más oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa, provocando, posiblemente, la superposición de sectores más profundos de las zonas de cizalla sobre la Zona Cantábrica y dando lugar a la actual posición verticalizada de las zonas de cizalla y a la terminación septentrional de las mismas como ya ha sido descrito.

Por último se produciría la reactivación de algunas estructuras, después de un período de intensa erosión acompañado por el depósito de rocas estefanienses, así como la génesis de fallas verticales de escaso desplazamiento y la reactivación de cabalgamientos que afectarían a los depósitos estefanienses. En este momento se produciría la intrusión de los pequeños cuerpos graníticos tardíos existentes en este sector (Fig. 39 C). Las deformaciones tardías, descritas en el sector occidental del Antiforme del Narcea, que dan lugar a la aparición de clivajes de crenulación verticales y pliegues de eje subvertical no se han representado en este esquema por suponer movimientos de desgarre de escasa entidad.

## 9. CONCLUSIONES

En este trabajo, junto con la primera parte (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1996), se han estudiado los problemas estructurales que plantea el límite entre las zonas externas e internas del Macizo Varisco del Noroeste de la Península Ibérica (Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa) respectivamente, constituido por un núcleo precámbrico (el Antiforme del Narcea) y el manto más occidental de la Zona Cantábrica (El Manto de Somiedo), que involucra rocas paleozoicas.

En el Antiforme del Narcea se han distinguido dos unidades; la primera, el Sector Occidental, integrada en la Zona Asturoccidental-Leonesa, está constituida por pizarras, areniscas, rocas volcánicas y vulcanosedimentarias y dos cuerpos granitoides prevariscos. La segunda, la Ventana Tectónica del Narcea, incluida en la Zona Cantábrica, está constituida por pizarras y areniscas. Ambas unidades están afectadas por un metamorfismo de bajo grado, aunque algo superior en el Sector Occidental.

En el Sector Occidental se distinguen dos fases de deformación variscas principales. La primera de ellas se caracteriza, en las pizarras del Narcea, por la presencia de pliegues de eje vertical, que evidencian la existencia de una deformación precámbrica, constatada, además, por el carácter discordante del Paleozoico; estos pliegues van acompañados por una foliación de plano axial, de tipo clivaje pizarroso grosero en las rocas más pelíticas y de tipo clivaje grosero en las areniscas. La segunda fase de deformación produce las estructuras más notables, tanto por el acortamiento producido como por el aspecto cartográfico. Estas estructuras son importantes zonas de cizalla dúctil de potencia kilométrica,

limitadas en su base por sendos cabalgamientos. Son las zonas de cizalla de Trones y Cangas del Narcea. Estas zonas de cizalla, muestran una marcada heterogeneidad de la deformación, observándose, no obstante, una tendencia al aumento de la misma hacia el contacto con el cabalgamiento, jugando, además, la litología un papel importante.

Desde las zonas menos deformadas a las más deformadas, se pueden observar crenulaciones, clivajes de crenulación, bandeados tectónicos y rocas de falla de tipo milonítico o filonítico. En esta última se distingue una marcada lineación mineral y, a veces, clivajes de crenulación extensional. Asimismo se observan ocasionalmente pliegues asimétricos, isoclinales, de orden centimétrico a métrico. El análisis de los criterios cinemáticos de las rocas miloníticas y filoníticas, indica un sentido de movimiento hacia el Este. Por otro lado el análisis de los ejes <c> del cuarzo indican que la deformación se desarrolló en condiciones de baja temperatura.

Además de estas deformaciones, se ha descrito una deformación tardía, distribuida en una banda de dirección Norte-Nordeste, que genera pliegues con ejes próximos a la vertical y en ocasiones clivajes de crenulación. La polaridad de los pliegues indicaría, para esta deformación, la existencia de movimientos de desgarre dextros.

El otro sector diferenciado dentro del Antiforme del Narcea es la Ventana Tectónica del Narcea. Se ha puesto de manifiesto la existencia de una foliación en las Pizarras del Narcea, de plano axial de pliegues con ejes verticales, que no se propaga, salvo excepciones, a las rocas suprayacentes. Cuando lo hace, muestra una orientación totalmente diferente en las rocas discordantes del Cámbrico inferior, lo que se ha interpretado como un cambio de mecanismo en la deformación (cizalla paralela a las capas, despegues) de la base de la serie paleozoica. La intensidad de la foliación en las pizarras del Narcea, decrece de Oeste a Este, así como el metamorfismo de grado bajo.

Adyacente al Antiforme del Narcea, en la Zona Cantábrica, se encuentra la Unidad de Somiedo, formada por cuatro escamas principales. Se reconocen dos generaciones de cabalgamientos, que se cortan unos a otros; los de la primera generación presentan geometría en escalera y desplazamientos importantes, mientras que los de la segunda tienen una forma generalmente lítrica, en ocasiones aprovechan cabalgamientos previos y sus desplazamientos son pequeños. Toda la unidad tiene una geometría imbricada, generada durante la primera generación de cabalgamientos, muy modificada por el efecto de la segunda. La geometría de los planos de cabalgamiento es compleja y se han identificado una serie de estructuras laterales que se han descrito integrándolas en un modelo con las siguientes características: la mayoría son rampas alóctonas cabalgando rellanos; poseen pliegues asociados, del grupo de pliegues radiales; dan lugar a variaciones en el nivel de erosión; existen interferencias con pliegues asociados a rampas frontales; producen cabeceos en los pliegues, generalmente hacia el Norte; están inclinadas hacia el Sur, excepto una importante rampa lateral autóctona situada al Sur del sector estudiado; condicionan las inflexiones que se producen con posterioridad. El acortamiento interno mínimo deducido para esta unidad es del orden del 50%, siendo responsable del mismo, en su mayor parte la primera generación de

cabalgamientos, más del 40%, mientras que la segunda sólo produce acortamientos del orden del 10%.

La rotación de esta unidad con posterioridad al emplazamiento de las unidades cabalgantes da lugar a la amplificación y reactivación de estructuras previas, generalmente pliegues radiales y como consecuencia a la forma cartográfica arqueada.

La Ventana Tectónica del Narcea se produce como consecuencia de dos episodios de deformación relacionados con dos generaciones de cabalgamientos; en primer lugar, el enraizamiento de la Unidad de Somiedo en las Pizarras del Narcea provoca un efecto de rampa, dando lugar a una culminación antiformal que es amplificada durante la segunda generación de cabalgamientos.

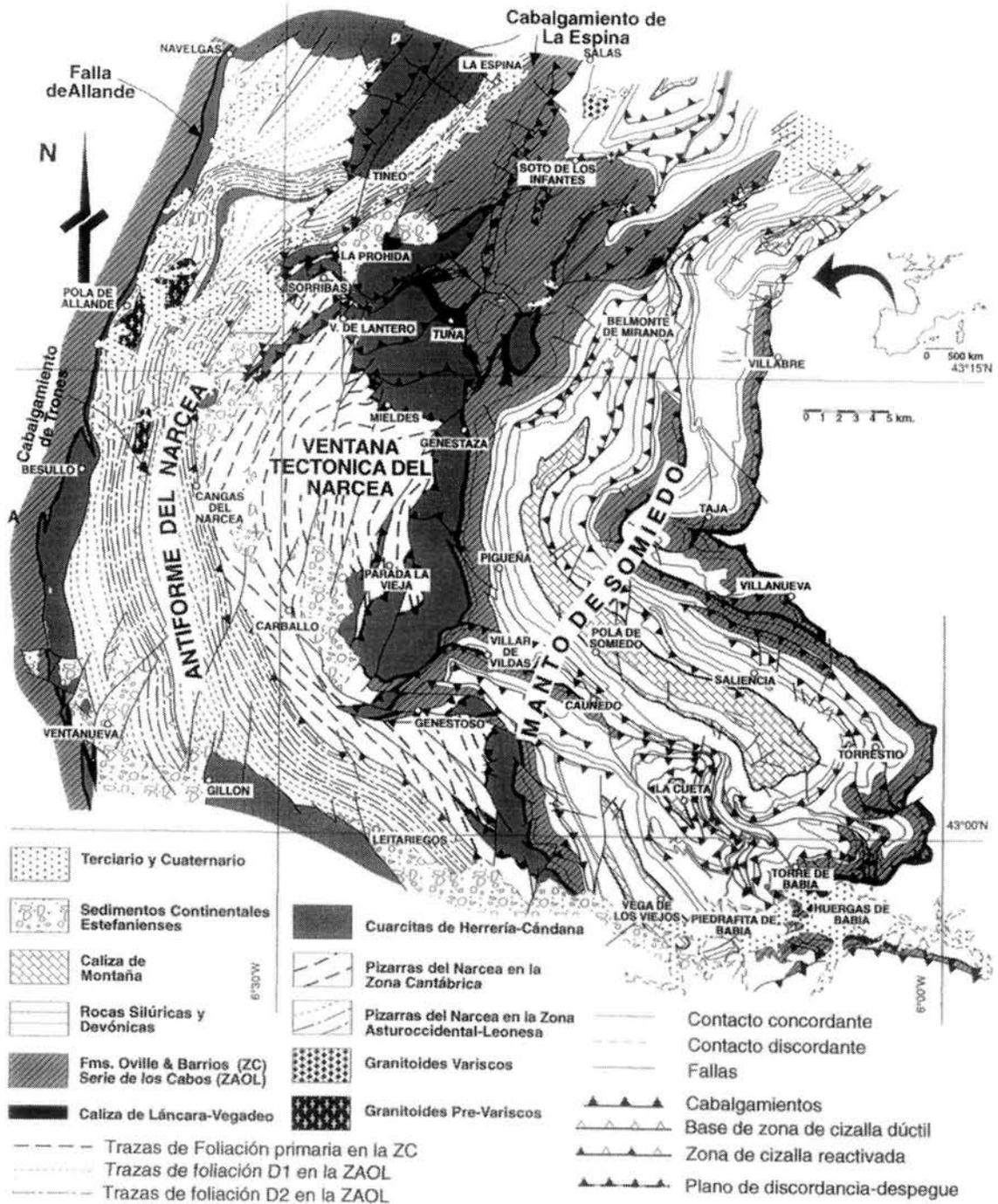
Se propone una relación entre las estructuras de las primera y segunda fases de deformación de la Zona Asturoccidental-Leonesa y la primera generación de cabalgamientos produciéndose una aproximación de dos áreas que originalmente estaban muy separadas. La segunda generación de cabalgamientos actuaría en toda la zona produciendo en el Sector Occidental del Antiforme del Narcea una reactivación de los cabalgamientos previos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el resultado de parte de la Tesis Doctoral defendida por el autor en la Universidad de Oviedo en Diciembre de 1992 y realizada bajo la dirección de los Drs. A. Pérez Estaún y F. Bastida a los cuales quiero expresar mi agradecimiento. La financiación de este trabajo ha corrido a cargo de los siguientes proyectos: CYCIT GEO 89-0372, PB 90-0860-C03-02 y PB 93-1149-C03-02.

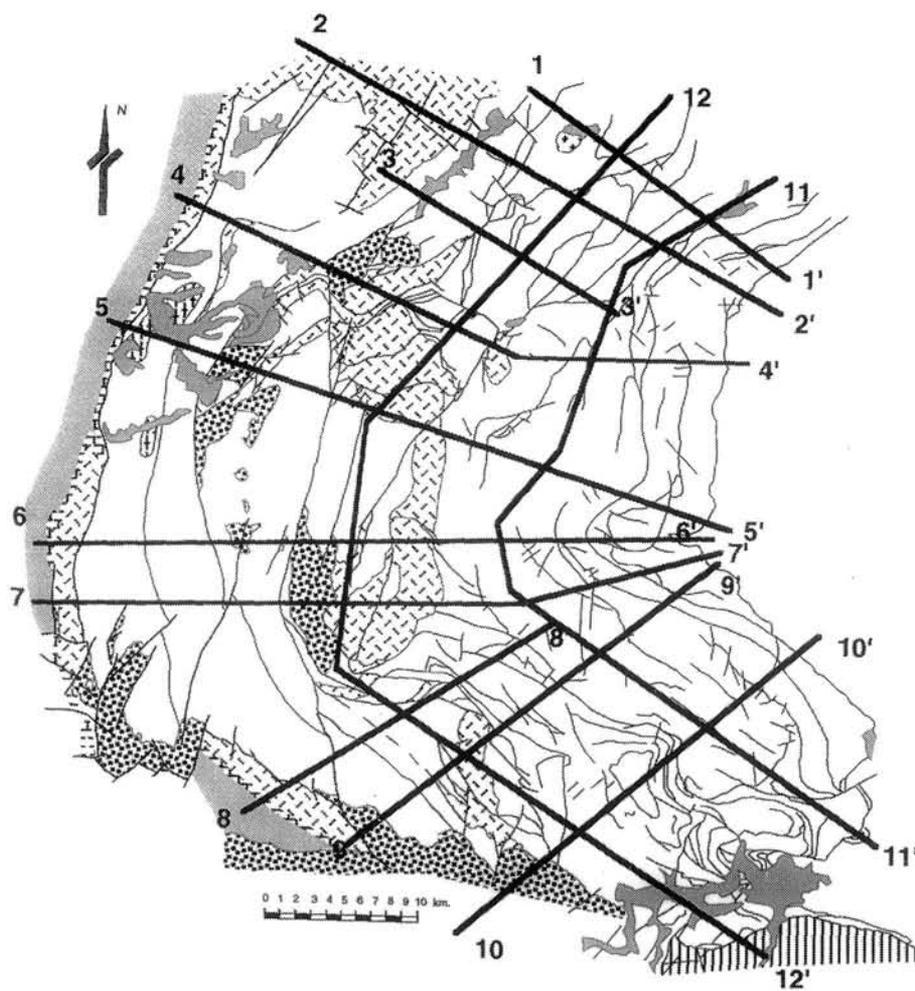
#### BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J.L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Instituc. Fray Bernardino de Sahagún, 276 pp.
- ALONSO, J.L. (1987): Sequences of thrust and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal Structural Geology*, **9** (8), 969-983.
- ALONSO, J.L.; ÁLVAREZ MARRÓN, J. & PULGAR, J.A. (1989): Mapa Geológico de la Parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*. **18**: 127-135.
- ALONSO, J.L.; ALLER, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUÍNEZ, J.; PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1991): *Mapa geológico E 1:200.000 y memoria Nº 2 (Avilés)*. Instituto Tecnológico Geominero de España.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J. (1989): *La estructura geológica de la región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Inédita, Universidad de Oviedo.
- ALLER, J. (1981): La estructura del borde Suroeste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **11**: 3-14.

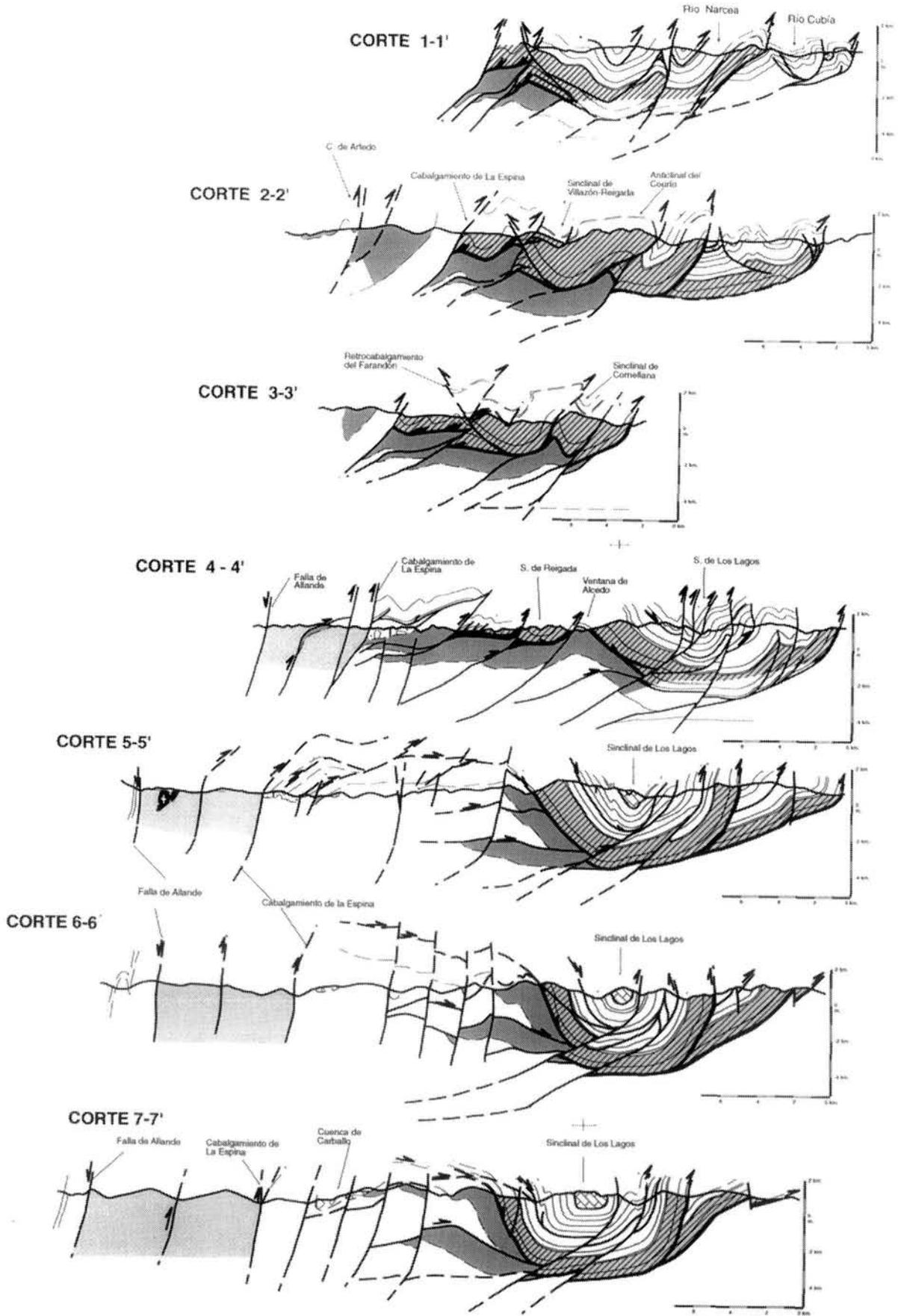


ANEXO I: Mapa geológico del Antiforme del Narcea y unidades adyacentes compuesto en base a datos propios y: Hojas MAGNA a escala 1:50000 de Boal (MARCOS & PULGAR, 1980); Tineo y Belmonte de Miranda (JULIVERT, MARCOS & PULGAR, 1977); Grado (MARTÍNEZ ÁLVAREZ et al., 1975); Cangas del Narcea (MARCOS et al., 1980); Proaza (PELLO, 1976); Naviego (BASTIDA et al., 1980); Pola de Somiedo (CRESPO ZAMORANO, 1986); La Plaza (TRUYOLS et al., 1982); Degaña (MATAS et al., 1982); Villablino (NAVARRO, 1982) y Barrios de Luna (SUÁREZ et al., 1990); y trabajos previos de JULIVERT et al., 1968; MARCOS, 1973; BASTIDA et al., 1984; GUTIÉRREZ-ALONSO, 1987; BASTIDA & CASTRO, 1988; BASTIDA & GUTIÉRREZ-ALONSO, 1989; ALONSO et al., 1989 y GUTIÉRREZ-ALONSO y VILLAR, 1990.

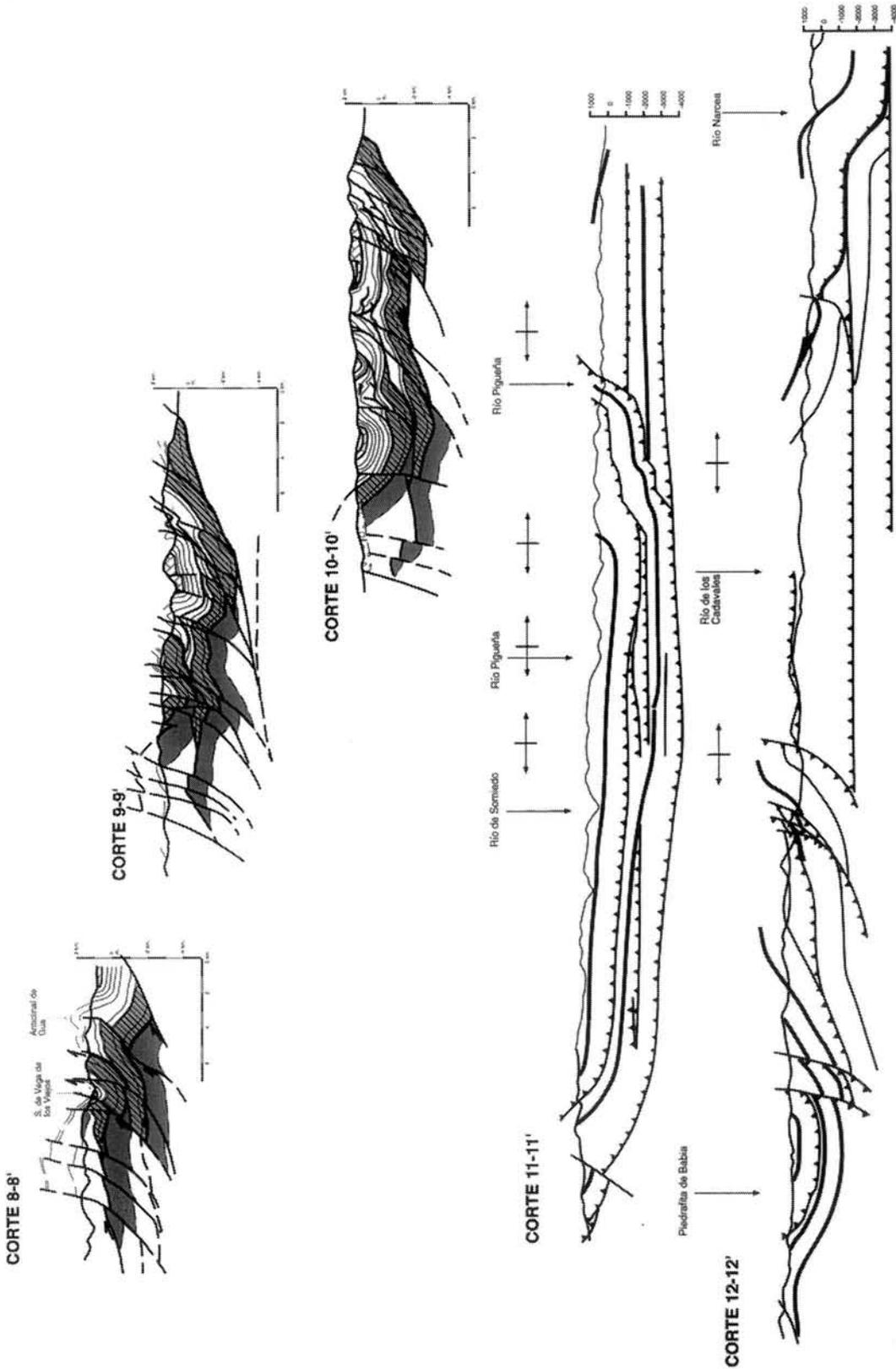
- ALLER, J. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Serv. Publ. Principado de Asturias, 175 pp.
- ALLER, J.; BASTIDA, F.; CABAL, J. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1989): Geología del sector Cabo Vidio-San Juan de la Arena-Tineo (Zona Asturoccidental Leonesa, NO de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **18**.
- BANKS, C.J. & WARBURTON, J. (1986): "Passive roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *Journal Structural Geology*, **8** (3/4): 229-237.
- BASTIDA, F. & CASTRO, S. (1987): Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **17**: 67-85.
- BASTIDA, F. & GUTIÉRREZ, G. (1989): Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **18**: 117-125.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1979): Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica, Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*, **14**: 135-142.



ANEXO II: Situación de los cortes geológicos del área estudiada.



ANEXO II: Cortes geológicos del área estudiada.



ANEXO II: Cortes geológicos del área estudiada.

- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, **95** (6): 517-539.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A.; GALÁN, J. & VARGAS, I. (1980): *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 75 (Naviego)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Hercynian belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191.
- BASTIDA, F. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1990): Cantabrian Zone, Structure. In: DALMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E., *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. 55-69.
- BEROIZ, C. (1968): Nota sobre la prolongación Norte de la Escama de Belmonte (Asturias) y estructuras asociadas *Brev. Geol. Astúrica*, **2** (3): 6-10.
- BOYER, S.E. (1992): Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belt. In: MCCLAY (Ed.) *Thrust Belts*, Chapman & Hall, 377-390.
- BRIME, C. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1980): La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de de Laxe*, **1**: 85-97.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969): Balanced cross sections. *Canadian Journal Earth Sciences*, **6**: 743-757.
- ENGELDER, T. & ENGELDER, R., (1977): Fossil distortion and decollement tectonics on the Appalachian Plateau. *Geology*, **5**: 457-460.
- ENGELDER, T. & GEISER, P.A., (1979): The relationship between pencil cleavage and lateral shortening within the devonian section of the Appalachian Plateau, New York. *Geology*, **7**: 460-464.
- ENGELDER, T. & GEISER, P.A., (1980): On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau. *Journal Geophysical Research*, **85**, 6319-6314.
- GARCÍA FUENTE, S. (1952): Geología del Concejo de Teverga. *Not. Com. Inst. Geol. Minero Esp*, **64**, 345-456.
- GARCÍA FUENTE, S. (1953): Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Not. Com. Inst. Geol. Minero Esp*, **65**: 271-324.
- GEISER, P.A. (1988a): The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross-sections in deformed terranes. In: *Geometries and Mechanisms of thrusting*, Geol. Soc. America Sp. paper, **222**: 47-76.
- GEISER, P.A. (1988b): Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. *Journal Structural Geology*. **10**: 829-845.
- GEISER, P.A. & ENGELDER, T. (1983): The distribution of layer parallel shortening fabrics in the Appalachian foreland of New York and Pennsylvania: evidence for two non-coaxial phases of the Alleghanian orogeny. In: HATCHER, R.D.; WILLIAMS, H. & ZEITZ, I. (Eds.) *Mem. geol. Soc. America*. **158**: 161-175.
- GUTIÉRREZ, G. (1987): *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea*; Seminario de Investigación, Inédito, Universidad de Oviedo.

- GUTIÉRREZ, G. & VILLAR, P. (1989): *El Precámbrico del Antiforme del Narcea*. Informe Inédito, Instituto Tecnológico Geominero de España.
- GUTIÉRREZ, G.; VILLAR, P. & MARTÍN PARRA, L.M. (1990): La estructura del Antiforme del Narcea. *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **15**: 271-279.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la zona Cantábrica. Parte I: El Sector Occidental. *Studia Geologica Salamanticensia*, **32**: 63-128.
- HEREDIA, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **14**: 65-78.
- JULIVERT, M. (1971a): Decollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain. *American Journal Science*, **270** (1): 1-29.
- JULIVERT, M. (1971b): L'évolution structurale de l'arc asturien. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, **2**: I.2-I.20. Institut Francaise du Pétrole, Paris.
- JULIVERT, M. (1976): La estructura de la región de Cabo Peñas. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **8**: 203-309.
- JULIVERT, M. & ARBOLEYA, M.L. (1984): A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: The Cantabrian nappes (Hercynian Chain, NW Spain). *Journal Struc. Geology*, **6**: 499-519.
- JULIVERT, M. & ARBOLEYA, M.L. (1986): Areal balancing and estimate of areal reduction in a thin skinned fold-and-thrust belt (Cantabrian Zone, NW Spain). *Journal Struc. Geology*, **8** (3/4): 407-414.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Nw Spain). *American Journal Science*, **273**: 353-375.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1967): Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, **4**: 77-81.
- JULIVERT, M., FONBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. (1971): *Mapa Geológico de España E 1:200000 2ª Serie, Hoja nº 9 (Cangas del Narcea)*. Instituto Geológico y Minero de España
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977a): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 27 (Tineo)*. Instituto Geológico y Minero de España
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977b): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda)*. Instituto Geológico y Minero de España
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*. **2**: 1-44.
- LIU, H.; McCLAY, K.R. & POWELL, D. (1992): Physical models of thrust wedges. In: McCLAY (Ed.) *Thrust Belts.*, Chapman & Hall, 71-81.
- LOBATO, L. (1977), *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia, SO de Santander)*. Institución "Fray Bernardino de Sahagún". pp.192.

- MARCOS, A. MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M. & PULGAR, J.A., (1980):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 50 (Cangas del Narcea)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A., (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Pallaont.Abh.*, **163** (2), 256-260.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1980): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Luarca (11) 2ª serie (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A., (1980):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 26 (Boal)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- MATTE, P., (1967): Le Precambrienn superieur schisto-gresex de l'Ouest des Asturies. (nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series precambrienes plus internes de l'arc galicien. *C.R. Acad. Sci. Paris* . **264**: 1769-1772.
- MATTE, P. & RIBEIRO, A., (1975): Forme et orientation de l'ellipsoide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la genese de l'arc ibero-armoricain. *C. R. Ac. Sc. Paris*. **280**: 2825-2828.
- PELLO, J., (1972): *Estudio Geológico de la Región Central de Asturias*. Tesis Doctoral Inédita Universidad de Oviedo
- PELLO, J., (1976):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 52 (Proaza)*. Instituto Geológico y Minero de España.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & BASTIDA, F. (1990): Cantabrian Zone Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA (Eds.). Springer-Verlag, 55-68.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J.L., MARQUINEZ, J., ALLER, J.; ALVAREZ MARRÓN, J.; MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1988) A thin skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iberoarmoric Arc). *Tectonics*, **7** (3): 517-537.
- PERROUD, H. (1982): Contribución a l'étude paleomagnetique de l'arc ibero-armoricain. *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, **15** (1): 1-114.
- PERROUD, H. & COBBOLD, P. (1984): L'aimantation remanente comme marqueur de la deformation: Exemple d'un pli a axe incliné dans les series rouges siluro-devoniennes a Cabrillanes, Asturias (Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **26**: 281-288.
- RIES, A.C. & SHACKLETON, R.M. (1976): Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philos. Trans. R. Soc., London*, **283**, 281-288.
- RIES, A.C. RICHARDSON, A. & SHACKLETON, R.M. (1980): Rotation of the Iberian Arc: Palaeomagnetic results from North Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**: 301-310.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1978): La estructura de la prolongación Norte de las unidades de Tameza y La Sobia. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, **10**: 389-394.
- SAVAGE, J.F. (1967): Tectonic analysis of the Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **39**: 195-246.
- SOLER, M. (1967): Evolución estructural del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias). *Acta Geol. Hisp.*, **2**: 82-84.

SUÁREZ, A., HEREDIA, N., LÓPEZ, F., TOYOS, J.M., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. & GUTIÉRREZ, G., (1990):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 102 (Barrios de Luna)*. Instituto Geológico y Minero de España.

TOYOS, J.M., 1988. *Estructura del extremo noroccidental del Manto de Correcilla (Zona Cantábrica, NW España)*. Mem. Sem. Investigación, Universidad de Oviedo, 41 pp.

---



# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

## 33 - 1997

### Resúmenes

NAVARRETE, J.; GUTIÉRREZ MAROTO, A.; FRAILE RAMOS, C. & JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1997): Evolución de los contenidos en elementos traza en los suelos del entorno del río Monegrillo (Embudo de Ariza-Zaragoza). [**Evolution of trace element contents in soils of the Río Monegrillo environment (Embudo de Ariza, Zaragoza, Spain).**]. *Stvd. Geol. Salmant.*, **33**: págs. 3-16. Salamanca.

**RESUMEN:** La existencia de numerosos focos potenciales de contaminación, a partir de escombreras de minas abandonadas llama la atención por su posible impacto ecológico. Éste es el caso de las mineralizaciones del río Monegrillo (Embudo de Ariza, Zaragoza).

Para investigar este posible impacto se han analizado 10 muestras de horizontes superficiales de suelos y otras tantas de aluviones. Los elementos determinados son Cu, Pb y Zn, elementos presentes en las mineralizaciones, habiéndose obtenido, como valores de fondo para el Cu de 12 a 18,3 ppm, para el Pb de 21,4 a 34 ppm y para el Zn de 11,5 a 17,8 ppm. Esto lleva a valorar variables como: carácter aluvional del suelo con lavado constante; bajo contenido de materia orgánica; pH básico a neutro; contenido en carbonatos. Todo ello puede justificar la no acumulación de elementos pesados en estos suelos, a pesar de estar impactados por la dispersión secundaria de mineralizaciones de sulfuros. Así pues, teniendo en cuenta las características edáficas de los suelos se puede valorar la incidencia o no de focos efluentes de este tipo.

Palabras clave: Metales pesados, área minera, suelos, características edáficas, Sistema Ibérico.

---

HENRIKSSON, A.S. & MALMGREN, B.A. (1997): Biogeographic and ecologic patterns in calcareous nannoplankton in the Atlantic and Pacific Oceans during the terminal Cretaceous. [**Modelos biogeográficos y ecológicos en el nanoplancton calcáreo en los océanos Atlántico y Pacífico durante el final del Cretácico.**]. *Stvd. Geol. Salmant.*, **33**: p. 17-40. Salamanca.

**RESUMEN:** Se analiza la biogeografía del nanoplankton calcáreo en el océano Cretácico a partir de su composición floral, en un lapso que comprende la parte superior de la zona de *Micula prinsii* (los últimos 10- 60 ka del Cretácico). Para esta reconstrucción se emplean testigos DSDP (Deep Sea Drilling Project) obtenidos en paleolatitudes bajas y medias (entre 16° y 37°) de ambos hemisferios. El trabajo se fundamenta en la cuantificación relativa de 44 especies en los DSDP Sites 356, 525A y 527 del Atlántico Sur, 384 y 548A del Atlántico Norte y 465A del Océano Pacífico. No se han observado cambios significativos en la nanoflora en ninguno de los testigos analizados durante los últimos 10- 60 ka del Cretácico final, lo sugiere la persistencia de un ambiente estable a lo largo del fin del Cretácico. La causa de la práctica total desaparición de dicha nano-

flora al final del Cretácico se interpreta como consecuencia de un repentino evento catastrófico.

La mayoría de especies de nanoplancton calcáreo del Cretácico parecen ser cosmopolitas, mostrando escasas diferencias biogeográficas. Pueden distinguirse, sin embargo, algunas preferencias paleoecológicas. En base a un análisis de correspondencia se han distinguido dos asociaciones nanoflorísticas principales: una del Tethys y otra Transicional.

La asociación del Tethys domina los testigos 465A, 356, 384 y 548A, y está compuesta por un gran número de taxa. La asociación Transicional domina los testigos 525A y 527 (Walvis Ridge), y se compone de *Micula decussata*, *M. murus*, *Ceratolithoides aculeus*, *C. kamptneri*, *Lithraphidites quadratus* y *Prediscosphaera majungae*.

En la asociación del Tethys se han diferenciado asimismo tres subasociaciones: 1) Subasociación del Tethys de latitudes bajas en el testigo 465A del Pacífico Norte, fundamentalmente dominada por las especies *Watznaueria barnesae*, *Manivitella pemmatoides*, *Loxolithus armilla* y *Cylindralithus serratus*. 2) Subasociación del Tethys cálida, localizada en el testigo 356C en el Atlántico S, con dominio de *Discorhabdus ignotus*, *Corolithion exiguum*, *Zygodiscus erectus*, *Z. crux*, *Microrhabdulus undosus*, *Rhagodiscus asper*, *R. angustus*, *R. reniformes* y *R. splendens*. 3) Subasociación del Tethys somera y fría, identificada en el testigo 548A del Atlántico Norte, con dominio de *Nephrolithus frequens*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Ahmullerella octoradiata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cretarhabdus surirellus* y *Prediscosphaera majungae*.

Palabras clave: Cretácico, Maastrichtense, Nanoplancton calcáreo, Cocolitos, Biogeografía.

---

SUÁREZ, E., FERNÁNDEZ. AMIGOT, J.A., MORO, M<sup>a</sup>.C. & BOTAS, J. (1997): Algunas respuestas radiométricas de las formaciones geológicas del Macizo Hespérico. [**Some radiometric answers of the geological formations of the Spanish Hercynian Belt.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 41-58. Salamanca.

**RESUMEN:** Se analiza, en una superficie de 80.000 km<sup>2</sup> del Macizo Hespérico, algunas de las correlaciones entre actividad y geología.

Aproximadamente un 90% de la zona estudiada ha sido cubierta por prospecciones radiométricas aéreas con una red de 1 km de malla usando espectrómetros multicanales para la discriminación de Uranio, Torio y Potasio. Los registros de gammas totales han sido convertidos a microRoentgen/hora a nivel del suelo, utilizando las correlaciones tierra-aire obtenidas por un procedimiento empírico

Palabras clave: Radiometría, Prospección aérea, Formaciones geológicas, Macizo Hespérico, España.

---

TORCIDA, F.; FUENTES, C.; IZQUIERDO, I.A; MONTERO, D. & URIÉN, V. (1997): Dientes de Dinosaurios Terópodos (cf. *Baryonyx*) en el Weald de Burgos (España) [**Teeth of Dinosaur Theropods (cf. *Baryonyx*) in the Weald of the Burgos province (Spain).**]. *Stvd.Geol. Salmant.*, **33**: págs. 59-65. Salamanca.

**RESUMEN:** Se presentan cuatro dientes de dinosaurios terópodos hallados en la provincia de Burgos, en facies Weald, Cretácico Inferior. A diferencia de otros dientes de terópodos, los estudiados aquí poseen simultáneamente una sección subcircular, y aristas longitudinales en las caras laterales de su corona. Su mayor semejanza se establece con dientes del género *Baryonyx*.

Palabras clave: Terópodos, Weald, Burgos, España.

---

FUENTE, M. S. DE LA (1997): Las tortugas pleistocenas del extremo meridional de la Provincia de Santa Fe, Argentina [**The turtles of the Pleistocene of the southern Santa Fe Province, Argentina.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 67-90. Salamanca.

**RESUMEN:** Una variada quelonofauna se ha encontrado en los afloramientos del Pleistoceno tardío expuestos en las riberas de los ríos Carcarañá y Coronda, en el extremo meridional de la provincia de Santa Fe, Argentina. Se describen los restos desarticulados de un quelido decorado (cf. *Phrynops* sp.), un testudinino de pequeño tamaño (*Chelonoidis chilensis*), un testudinino gigante (*Chelonoidis* sp.) (río Carcaraña) y un emídido (cf. *Trachemys* sp.) (río Coronda)

Palabras clave: Chelonii, Chelidae, Emydidae, Testudinidae, Pleistoceno tardío, río Carcarañá, río Coronda, Santa Fe, Argentina.

---

FUENTE, M. S. DE LA (1997): Las tortugas terrestres gigantes (Chelonii: Testudinidae) del Mioceno tardío - Plioceno del territorio argentino. [**The giant land tortoises of the Late Miocene - Pliocene of Argentina.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 91-120. Salamanca.

**RESUMEN:** Se redescriben los holotipos de ?*Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914) procedente del Araucanense s.s., Hayqueriense (Mioceno tardío) de Andalhualá (provincia de Catamarca, Argentina) y ?*C. australis* (Moreno, 1889) del Montehermosense (Plioceno temprano) de Monte Hermoso (provincia de Buenos Aires, Argentina). En ambos holotipos se reconocen diferencias morfológicas y de proporciones que sugieren diferencias específicas. Se considera a *Testudo praestans* Rovereto, 1914 como un sinónimo de ?*Chelonoidis australis*.

Palabras clave: Chelonii, Testudinidae, Mioceno, Plioceno, Andalhual, Monte Hermoso, Argentina.

---

GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental. [**The Narcea Antiform Structure and its relation to the Western Cantabrian Zone thrust sheets. Part II: The Eastern Sector.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 121-175. Salamanca.

**RESUMEN:** En el sector oriental del Antiforme del Narcea, denominado Ventana Tectónica del Narcea, existe una foliación que es de plano axial de pliegues con ejes verticales. Esta foliación no se continúa en la formación suprayacente, la Formación Herrería

El contacto entre estas dos formaciones es un despegue que discurre por el plano de discordancia y que puede producir foliación espaciada en la parte baja de la Formación Herrería, formando un elevado ángulo con la foliación existente en las rocas precámbricas. Tanto el despegue como las foliaciones en este sector, están asociadas a una deformación varisca que pone de manifiesto el contraste de competencias y la diferente orientación original entre las rocas implicadas.

La Unidad de Somiedo es la más occidental de las unidades alóctonas de la Zona Cantábrica, y se conoce desde los años 50. Está formada por cuatro escamas principales, emplazadas durante la denominada primera generación de cabalgamientos, que tienen una geometría en escalera el cabalgamiento basal se encuentra por debajo de la Formación Láncara, excepto en el sector más occidental, donde profundiza hasta las rocas precámbricas, siendo el único lugar de la ZC donde se observa el enraizamiento de estas unidades. Esta rampa produce una culminación y es la causa del Antiforme. Se observa otra generación de cabalgamientos, que corta a los previos y afecta no sólo a la Unidad de Somiedo, sino también a su autóctono aflorante en la Ventana Tectónica del Narcea. Estos cabalgamientos no muestran trayectorias en escalera, sino geometrías lístricas, tienen desplazamientos pequeños, y modifican el patrón generado durante la primera fase de deformación y amplifican el Antiforme del Narcea.

Las relaciones entre todas las unidades son complejas; se ha realizado una correlación interpretativa entre las dos fases de deformación de la ZAOL y la primera fase de cabalgamientos de la ZC. La segunda fase de deformación sería la responsable de la disposición final de las estructuras de la ZC y la ZAOL.

Palabras clave: Cadena Varisca, Macizo Ibérico, antiforme del Narcea, Unidad de Somiedo, cabalgamientos, rampas laterales, despegues, duplexes.

-----

# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

## 33 - 1997

### Abstracts

NAVARRETE, J.; GUTIÉRREZ MAROTO, A.; FRAILE RAMOS, C. & JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1997): Evolución de los contenidos en elementos traza en los suelos del entorno del río Monegrillo (Embudo de Ariza-Zaragoza). [**Evolution of trace element contents in soils of the Río Monegrillo environment (Embudo de Ariza, Zaragoza, Spain).**]. *Stvd. Geol. Salmant.*, 33: págs. 3-16. Salamanca.

**ABSTRACT:** The existence of numerous potential foci of pollution by dumpings from abandoned mines is of important environmental concern. This is the case of the River Monegrillo mineralizations (Embudo de Ariza, Zaragoza, Spain).

To investigate the possible impact of such pollution, 10 samples of surface horizons of soils and alluvions have been analyzed. The elements determined were Cu, Pb and Zn, all of them presents in the mineralizations. For Cu, background values of 12-18.3 ppm were obtained while for Pb and Zn these values were 21.4-34 ppm and 11.5-17.8 ppm, respectively. This prompted the evaluation of variables such as the alluvional character of the soil with constant washing; low organic matter content; basic-neutral pH; carbonate contents. The foregoing can explain the failure of heavy elements to accumulate in these soils even though they are affected by secondary dispersion of sulfide mineralizations. Thus, taking into account the edaphic characteristics of the soils it is possible to evaluate the incidence or not of effluent foci of this type.

Key words: Heavy metals, mining área, soils, Iberian system.

---

HENRIKSSON, A.S. & MALMGREN, B.A. (1997): Biogeographic and ecologic patterns in calcareous nannoplankton in the Atlantic and Pacific Oceans during the terminal Cretaceous. [**Modelos biogeográficos y ecológicos en el nanoplancton calcáreo en los océanos Atlántico y Pacífico durante el final del Cretácico.**]. *Stvd. Geol. Salmant.*, 33: p. 17-40. Salamanca.

**ABSTRACT:** Calcareous nannoplankton biogeography in the Cretaceous ocean has been analyzed from their floral composition at a time-slice spanning the upper parts of the *Micula prinsii* Zone (approximately the latest 10-60 kyr of the Cretaceous) at DSDP (Deep Sea Drilling Project) sites from low (16°) through middle (37°) paleolatitudes in both the Northern and the Southern Hemisphere. The study is based on relative abundance data of 44 species at Sites 356, 525A, and 527 from the South Atlantic, Sites 384 and 548A from the North Atlantic, and Site 465A from the Pacific Ocean.

No significant changes occurred in the nannoplankton flora at any of the sites during the terminal 10-60 kyr of the Maastrichtian. This suggests that a stable environment persisted through the end of the Cretaceous and that a sudden catastrophic event that affected the calcareous nannoplankton was the cause of their nearly total extinction at the end of the Cretaceous.

Most species of late Cretaceous calcareous nannoplankton are believed to be cosmopolitan and therefore to exhibit only minor biogeographical differences. Ecologic preferences could, however, be distinguished for various species. On the basis of a correspondence analysis two major floral assemblages were distinguished: one Tethyan and one Transitional assemblage. The Tethyan assemblage, dominating at Sites 465A, 356, 384, and 548A, was composed of a large group of almost all taxa encountered. The Transitional assemblage, dominating at Sites 525A and 527 (Walvis Ridge), was composed of *Micula decussata*, *M. murus*, *Ceratolithoides aculeus*, *C. kamptneri*, *Lithraphidites quadratus*, and *Prediscosphaera majungae*.

In addition, three subassemblages could be distinguished within the Tethyan assemblage. A Tethyan low-latitude subassemblage was distinguished at the North Pacific Site 465A due to enhanced abundances of four species, *Watznaueria barnesae*, *Manivitella pemmatoidea*, *Loxolithus armilla*, and *Cylindralithus serratus*. A warm Tethyan subassemblage was found at Site 356 in the South Atlantic with enhanced abundances of *Discorhabdus ignotus*, *Corollithion exiguum*, *Zygodiscus erectus*, *Z. crux*, *Microrhabdulus undosus*, *Rhagodiscus asper*, *R. angustus*, *R. reniformes*, and *R. splendens*. A shallow and cool Tethyan subassemblage was encountered at the North Atlantic Site 548A which had greater relative abundances of *Nephrolithus frequens*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cretarhabdus surirellus*, and *Prediscosphaera majungae*.

Key words: Cretaceous, Maastrichtian, Calcareous nannoplankton, Coccoliths, Biogeography.

---

SUÁREZ, E., FERNÁNDEZ, AMIGOT, J.A., MORO, M<sup>a</sup>.C. & BOTAS, J. (1997): Algunas respuestas radiométricas de las formaciones geológicas del Macizo Hespérico. [**Some radiometric answers of the geological formations of the Spanish Hercynian Belt.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 41-58. Salamanca.

**ABSTRACT:** The purpose of this work is to analyze in a surface of about 80.000 km<sup>2</sup> of the Spanish Hercynian Belt some of the existing correlations between activity and geology.

Approximately a 90% of the studied zone has been covered by radiometric airborne surveys with a grid of 1km using multichannel spectrometers for the Uranium, Thorium and Potassium discrimination. The total gamma accounts records have been translated to microRoentgen/hour at the soil level, using the air-land correlations obtained by empirical procedures.

Key words: Radiometrie, Airborne surveys, Geological Formations, Spanish Hercynian Belt, Spain.

---

TORCIDA, F.; FUENTES, C.; IZQUIERDO, I.A.; MONTERO, D. & URIÉN, V. (1997): Dientes de Dinosaurios Terópodos (cf. *Baryonyx*) en el Weald de Burgos (España) [**Teeth of Dinosaur Theropods (cf. *Baryonyx*) in the Weald of the Burgos province (Spain).**]. *Stvd.Geol. Salmant.*, **33**: págs. 59-65. Salamanca.

**ABSTRACT:** We present four different teeth of dinosaur theropods found in the province of Burgos, in facies Weald, Lower Cretaceous. The main difference whit other teeth of theropods is that these studied here have a simultaneous subcircular section and

they have longitudinal crest in the lateral surfaces of their crown. The first similarity can be established whit teeth of genus *Baryonyx*.

Key words: Theropods, Weald, Burgos province, Spain.

---

FUENTE, M. S. DE LA (1997): Las tortugas pleistocenas del extremo meridional de la Provincia de Santa Fe, Argentina [**The turtles of the Pleistocene of the southern Santa Fe Province, Argentina.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 67-90. Salamanca.

**ABSTRACT:** The Late Pleistocene outcrops from Carcarañá and Coronda rivers, southern Santa Fe Province, Argentina, yielded a diverse fauna of turtles. A decorated chelid turtle (*cf. Phrynops* sp.), a small tortoise (*Chelonoidis chilensis*), a giant tortoise (*Chelonoidis* sp.) (Carcarañá river) and an emydid turtle (*cf. Trachemys* sp.) (Coronda, river) are described.

Key words: Chelonii, Chelidae, Emydidae, Testudinidae, Late Pleistocene, Carcarañá river, Coronda river, Santa Fe, Argentina.

---

FUENTE, M. S. DE LA (1997): Las tortugas terrestres gigantes (Chelonii: Testudinidae) del Mioceno tardío - Plioceno del territorio argentino. [**The giant land tortoises of the Late Miocene - Pliocene of Argentina.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 91-120. Salamanca.

**ABSTRACT:** The holotypes of *?Chelonoidis gallardoi* (Rovereto, 1914) from the Araucanian s.s., Huayquerian (Late Miocene) at Andalhualá (Catamarca Province, Argentina) and *?C.australis* (Moreno, 1889), from the Montehermosan (Early Pliocene) at Monte Hermoso (Buenos Aires, Province, Argentina) are described. Differential morphological traits between both specimens suggested specific differentiation. *T. praestans* Rovereto, 1914 is proposed as a synonym of *?Chelonoidis australis*.

Key words: Chelonii, Testudinidae, Miocene, Pliocene, Andalhual, Monte Hermoso, Argentina.

---

GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental. [**The Narcea Antiform Structure and its relation to the Western Cantabrian Zone thrust sheets. Part II: The Eastern Sector.**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **33**: p. 121-175. Salamanca.

**ABSTRACT:** In the eastern part of the Narcea Antiform, the Narcea Tectonic Window, only one cleavage develops, which is axial plane to vertical hinge folds. This foliation does not continue into the overlying unconformable Herrería Formation, Cambrian in age. The contact between these two formations is a fault running along the unconformity plane, which may produce spaced foliations in the hangingwall rocks at high angle with precambrian rocks cleavage. Both, fault and cleavage are due to a variscan deformation event, partition of the deformation occurs at the unconformity, revealing diffe-

rent rheological behaviours and different original orientations. The limit between these western and the eastern units is a major thrust.

The Somiedo Unit, the westernmost of the allochthon ones in the Cantabrian Zone, has been known for long. It is formed by four main units, developed during the so called first thrust generation, which has a basal thrust, showing staircase trajectories, below the Láncara formation, except in the westernmost part of the unit where it deepens into the Precambrian rocks, being the only part of the Cantabrian Zone where the rooting of this unit can be seen. This ramp produces a culmination over it and causes the antiform. Another generation of thrusts can be seen, the second one, which crosscuts the first ones and affects not only Somiedo Unit but Narcea Antiform as well. The second generation ones do not depict staircase trajectories, listric ones are common, and have much less displacement than the first generation ones. These listric reverse faults modify the first generation pattern, and causes Narcea Antiform re-folding.

The relations between all these units are complex, and a tentative correlation between the two deformation phases at the WALZ, and the first thrust generation, at the CZ, has been done. The second thrusting stage is responsible for the final disposition of structures at the CZ and the WALZ.

**Key words:** Variscan Belt, Iberian Massif, Narcea antiform, Somiedo Unit, thrusts, decollements, lateral ramps, duplexes.

---

	<b>BOLETÍN DE INTERCAMBIO</b>	
--	-------------------------------	--

<b>ACADEMIC JOURNAL EXCHANGE ORDER</b>
--

Deseamos iniciar y mantener intercambio con la Revista STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA, de la que deseamos recibir \_\_\_\_\_ volumen(es) anual(es) a partir del número \_\_\_\_\_, y que, salvo aviso en contrario, renueven automáticamente el intercambio para cada período.

NOMBRE \_\_\_\_\_

UNIVERSIDAD/ORGANISMO \_\_\_\_\_

DNI / CIF \_\_\_\_\_ TELÉFONO ( \_\_\_\_\_ ) \_\_\_\_\_

DIRECCIÓN \_\_\_\_\_

POBLACIÓN \_\_\_\_\_ C.P. \_\_\_\_\_ PAÍS \_\_\_\_\_

A cambio, les remitiremos automáticamente \_\_\_\_\_ volumen(es) anual(es) de la Revista \_\_\_\_\_, que se publica trimestral/semestral/anualmente (táchese lo que no proceda), a partir del número \_\_\_\_\_, para lo que les enviamos junto con este Boletín un ejemplar gratuito de muestra. Renovaremos el intercambio para cada nuevo volumen mientras Vds. no den orden en contrario.

La propuesta de intercambio que aquí les solicitamos estará sometida a la aprobación del Consejo de Redacción de la Revista STVDIA GEOLOGIA SALMANTICENSIA.

Enviar a: EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
Departamento de Intercambio  
Apartado 325  
E-37080 Salamanca (España)

Correo-E: eus@gugu.usal.es

Este Boletín de Intercambio puede fotocoparse para pedidos adicionales.

BOLETÍN DE SUSCRIPCIÓN

ACADEMIC JOURNAL SUBSCRIPTION ORDER

Deseo suscribirme a la Revista STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA, de la que recibire \_\_\_\_\_ volumen(es) anual(es) a partir del número \_\_\_\_\_, y que, salvo aviso en contrario, renueven automáticamente mi suscripción para cada período.

NOMBRE \_\_\_\_\_

UNIVERSIDAD/ORGANISMO \_\_\_\_\_

DNI / CIF \_\_\_\_\_ TELÉFONO ( \_\_\_\_\_ ) \_\_\_\_\_

DIRECCIÓN \_\_\_\_\_

POBLACIÓN \_\_\_\_\_ C.P. \_\_\_\_\_ PAÍS \_\_\_\_\_

Marque con una X la forma de pago elegida:

- Adjunto cheque a nombre de Servicio de Publicaciones/Universidad de Salamanca.
- Giro Postal.
- Transferencia bancaria a nombre de Servicio de Publicaciones/Universidad de Salamanca en una de las siguientes cuentas (indíquese con una X).
  - Cta. nº 0049-0047-17-2110148112 del Banco Central Hispano, O.P. de Salamanca, c/. Zamora, 6 E-37002 Salamanca (España).
  - Cta. nº 2104-0000-17-1100000722 Caja Salamanca y Soria, Urbana 20, Rúa Mayor, 25 E-37008 Salamanca (España).
  - Cta. nº 1302-3700-81-0006315620 de Caja Postal.  
(adjúntese fotocopia del recibo de la entidad bancaria donde se efectuó el ingreso).

PRECIO POR CADA NÚMERO SUELTO O ATRASADO: 2.500 pts.

GASTOS DE ENVÍO

Para España: Al coste total del pedido se le añadirán 500 pts. por 1 libro, 800 pts. por 2 libros y 1.000 pts. por 3 o más libros.

Para cualquier otro país: 600 pts. por 1 libro, 900 pts. por 2 libros y 1.200 pts. por 3 o más libros.

Enviar a: EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
Departamento de Suscripciones  
Apartado 325  
E-37080 Salamanca (España)

Correo-E: eus@gugu.usal.es

Este Boletín de Intercambio puede fotocoparse para pedidos adicionales.



BOLETÍN DE PEDIDO

ACADEMIC JOURNAL ORDER

Deseo recibir los números atrasados de la Revista STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA indicados a continuación:

NÚMERO	EJEMPLARES

NOMBRE \_\_\_\_\_

UNIVERSIDAD/ORGANISMO \_\_\_\_\_

DNI / CIF \_\_\_\_\_ TELÉFONO ( \_\_\_\_\_ ) \_\_\_\_\_

DIRECCIÓN \_\_\_\_\_

POBLACIÓN \_\_\_\_\_ C.P. \_\_\_\_\_ PAÍS \_\_\_\_\_

Marque con una X la forma de pago elegida:

- Adjunto cheque a nombre de Servicio de Publicaciones/Universidad de Salamanca.
- Giro Postal.
- Transferencia bancaria a nombre de Servicio de Publicaciones/Universidad de Salamanca en una de las siguientes cuentas (indíquese con una X).
  - Cta. nº 0049-0047-17-2110148112 del Banco Central Hispano, O.P. de Salamanca, c/. Zamora, 6 E-37002 Salamanca (España).
  - Cta. nº 2104-0000-17-1100000722 Caja Salamanca y Soria, Urbana 20, Rúa Mayor, 25 E-37008 Salamanca (España).
  - Cta. nº 1302-3700-81-0006315620 de Caja Postal.  
(adjúntese fotocopia del recibo de la entidad bancaria donde se efectuó el ingreso).

PRECIO POR CADA NÚMERO SUELTO O ATRASADO: 3.000 pts.

**GASTOS DE ENVÍO**

Para España: Al coste total del pedido se le añadirán 500 pts. por 1 libro, 800 pts. por 2 libros y 1.000 pts. por 3 o más libros.

Para cualquier otro país: 600 pts. por 1 libro, 900 pts. por 2 libros y 1.200 pts. por 3 o más libros.

Enviar a: EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA  
 Departamento de Ventas  
 Apartado 325  
 E-37080 Salamanca (España)

Correo-E: eus@gugu.usal.es

Este Boletín de Intercambio puede fotocoparse para pedidos adicionales.





# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

## NORMAS PARA LOS AUTORES

STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA considerará, para su publicación, exclusivamente textos sobre GEOLOGÍA, en cualquiera de sus especialidades.

Los manuscritos deben presentar resultados científicos que sean novedad y que no hayan sido publicados total o parcialmente en otra revista. El texto —mecnografiado y sin correcciones— y las ilustraciones deben ser enviadas por triplicado, incluyendo el original. En general, el manuscrito no debe exceder las 15 páginas, a doble espacio, incluyendo figuras y tablas. El texto y pies de tablas y de figuras deberán entregarse, además, en **disquete para ordenador**, preferiblemente en WP 5.1, o en otro procesador de texto, indicándose cual. Es aconsejable entregar una fotocopia de las figuras al tamaño más adecuado.

Los originales serán sometidos al juicio de dos revisores científicos, que aconsejarán sobre su aceptación, corrección o rechazo.

Los trabajos deberán contener, imprescindiblemente:

- Resúmenes en español y en inglés.
- Traducción del título, en inglés
- Palabras clave.
- Dirección postal de todos los autores. Es aconsejable incluir el E-mail.

### FIGURAS

Cada tabla y cada figura deben ir en hojas separadas. Las fotografías deben considerarse también como figuras. Pueden añadirse láminas a toda página, aparte. En las figuras a escala, ésta se expresará únicamente en forma gráfica.

### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Sirvan como modelo los siguientes ejemplos:

**I: EN EL TEXTO** (nombre de los autores en VERSALITAS)(BALK, 1937); (WHITE & CHAPPELL, 1952); (FOLH, 1973a); (PÉREZ, en prensa); (GÓMEZ, comunicación personal). Para más de dos autores (MARCOS *et al.*, 1965).

**II: EN LA BIBLIOGRAFÍA.** (Siempre deben figurar todos los autores)

a) Artículos en revistas (AUTORES EN VERSALITAS; *abreviatura de la revista, en cursiva*, **número de volumen en negrilla**)

ej: PÉREZ, J.M. (1976): Los granitos de Castilla. *Stvd. Geol.Salmant.*, **57**: 45- 58.

b) Tesis Doctorales, de Licenciatura, etc (*Título de la T., en cursiva*)

ej: PÉREZ, P.K. (1923): *Geología de la Sierra del Encinar*. Tesis Licenc. Fac.Ci. Oviedo. 234 pp.

c) Libros colectivos: (*Título en cursiva*).

ej: GÓMEZ, F & SÁNCHEZ, M. Eds. (1976): *Geología de las islas Molucas*. Edit.Casafranca, Madrid. 2 vols, 675 pp.

d) Artículos en libros colectivos (*Título del libro en cursiva*) (EDITOR/ES EN VERSALITAS)

ej: HERNÁNDEZ, H. & GONZÁLEZ, J. (1956): Vulcanismo activo. *In: Geología de las islas Célebes*. (Ed. PÉREZ, G.). Edit.Casafranca, Madrid. pp.17- 46.

e) Libros (*Título en cursiva*).

ej: MARTÍNEZ, G. (1956): *Fósiles de la Araucasia*. Ed.Salanova, Tucumán, 746 p.

Los títulos deben ser completos. Se deben emplear las abreviaturas oficiales de cada publicación periódica. La de STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA es *Stvd. Geol.Salmant.*.

Las citas de taxones, tanto en el texto como en la bibliografía deben ir en *cursiva* (= *itálica*). Los nombres de autores que acompañan al binomio taxonómico irán en letra normal, para diferenciarse de las citas bibliográficas en el texto, que deberán ir en versalitas. Ejemplo: *Neochelys arenarum* Broin, 1977 (BROIN, 1977; JIMÉNEZ, 1980); *Neochelys salmanticensis* (Jiménez 1968)(JIMÉNEZ, 1971; BROIN, 1978).

### PRUEBAS DE IMPRENTA (GALERADAS)

Los autores recibirán pruebas de imprenta que deben ser devueltas, ya corregidas, a la mayor brevedad. Los gastos ocasionados por cambios en el texto original correrán a cargos de los autores.

# STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA

ISSN: 0211-8327 - CDU - 55

Vol. 33, 1997

## ÍNDICE

- J. NAVARRETE, A. GUTIÉRREZ MAROTO, C. FRAILE RAMOS & R. JIMÉNEZ BALLESTA: *Evolución de los contenidos en elementos traza en los suelos del entorno del río Monegrillo (Embudo de Ariza-Zaragoza)*. ..... 3-16  
[Evolution of trace element contents in soils of the Río Monegrillo environment (Embudo de Ariza, Zaragoza, Spain).]
- A.S. HENRIKSSON & B.A. MALMGREN: *Biogeographic and ecologic patterns in calcareous nannoplankton in the Atlantic and Pacific Oceans during the terminal Cretaceous*. ..... 17-40  
[Modelos biogeográficos y ecológicos en el nanoplancton calcáreo en los océanos Atlántico y Pacífico durante el final del Cretácico.]
- E. SUÁREZ, J.A. FERNÁNDEZ AMIGOT, M<sup>a</sup>.C. MORO. & J. BOTAS: *Algunas respuestas radiométricas de las formaciones geológicas del Macizo Hespérico*. ..... 41-58  
[Some radiometric answers of the geological formations of the Spanish Hercynian Belt.]
- F. TORCIDA, C. FUENTES, I.A. IZQUIERDO, D. MONTERO. & V. URIÉN: *Dientes de Dinosaurios Terópodos (cf. Baryonyx) en el Weald de Burgos (España)*. ..... 59-65  
[Teeth of Dinosaur Theropods (cf. *Baryonyx*) in the Weald of the Burgos province (Spain).]
- M. S. DE LA FUENTE: *Las tortugas pleistocenas del extremo meridional de la Provincia de Santa Fe, Argentina* ..... 67-90  
[The turtles of the Pleistocene of the southern Santa Fe Province, Argentina.]
- M. S. DE LA FUENTE: *Las tortugas terrestres gigantes (Chelonii: Testudini-  
dae) del Mioceno tardío - Plioceno del territorio argentino*. ..... 91-120  
[The giant land tortoises of the Late Miocene - Pliocene of Argentina.]
- G. GUTIÉRREZ-ALONSO: *La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los Mantos Occidentales de la Zona Cantábrica. Parte II: El sector oriental*. ..... 121-175  
[The Narcea Antiform Structure and its relation to the Western Cantabrian Zone thrust sheets. Part II: The Eastern Sector.]



Ediciones Universidad  
**Salamanca**



Fecha de publicación  
de este volumen: Mayo 1998