

BOLETÍN  
DEL  
**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**BOLETÍN**

DEL



**INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO**

DE

**ESPAÑA**



TOMO LXXVI



MADRID  
TIP.-LIT. COULLAUT  
MANTUANO, 49  
1965



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

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

## INGENIEROS DE LA PLANTILLA DEL INSTITUTO

- Director:** Ilmo. Sr. D. Félix Aranguren Sabas (en comisión).  
**Subdirector:** Excmo. Sr. D. José Cantos Figuerola y Sainz de Carlos.  
**Vocal:** Excmo. Sr. D. Juan Manuel López de Azcona.
- M. I. Sr. D. Jorge Doetsch Sundheim.
  - Ilmo. Sr. D. Augusto de Gálvez-Cañero y González Luna.
  - Sr. D. José María Fernández Becerril.
  - Excmo. Sr. D. José María Ríos y García.
  - Sr. D. Joaquín Borrego y González.
  - Sr. D. Juan Pérez y Regodón.
  - Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Comba y Ezquerria.
  - Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano.
  - Sr. D. Tirso Febrel y Molinero.
  - Sr. D. Joaquín del Valle de Lersundi.
  - Sr. D. Manuel María Alvarado y Arrillaga.
  - Sr. D. Juan Enrique Coma y Guillén.
  - Sr. D. Emilio Trigueros y Molina.
  - Sr. D. Agustín Navarro y Alvargonzález.
- Secretario:** Sr. D. Luis Badillo y Díez.  
**Auxiliar:** Ilmo. Sr. D. Manuel Zaloña y Bances.
- Sr. D. Juan Gavala y Ruiz.
  - Sr. D. Antonio Marín de la Bárcena y Cantagrell.
  - Sr. D. Manuel López Linares y García.
  - Sr. D. José Suárez Feito.
  - Sr. D. Carlos Villalón y Dávila.
  - Sr. D. Antonio Quesada y García.
  - Sr. D. Vicente Pastor y Gómez.
  - Sr. D. Félix Cañada y Guerrero.
  - Sr. D. Indalecio Quintero y Amador.
  - Sr. D. Ramón Rey y Jorissen.
  - Sr. D. Francisco Esteban y Santisteban.
  - Sr. D. Carlos Felgueroso y Coppel.
  - Sr. D. Juan José García y Rodríguez.
  - Sr. D. José María Barón y Ruiz de Valdivia.
  - Sr. D. Javier Ricart y Cánovas.
  - Sr. D. José Luis Ochoa y Bretón.
  - Sr. D. Julio Sánchez Paus y Bustamante.
  - Sr. D. Manuel Olmo y Alarcón.
  - Sr. D. Fernando García y Salinas.
  - Sr. D. Pedro García y Salinas.
  - Sr. D. Ricardo Echevarría y Caballero.

## COLABORADORES DEL INSTITUTO

Ing. D. Eduardo Alastrué.  
 Lic. D.<sup>a</sup> Aurora Argüelles y Alvarez.  
 Ing. D. José Castells y Cabezón.  
 Ing. D. Serafín de la Concha y Ballesteros. ☉  
 Dr. D. Miguel Crusafont y Pairó.  
 Ing. D. Carlos Castells y López.  
 Dr. D. José María Fontboté y Musoles.  
 Dr. D. José María Fúster y Casas.  
 Dr. D. Constantino Gaibar y Puertas.  
 Dr. D. Joaquín Gómez de Llarena.  
 Dr. D. Francisco Hernández-Pacheco y de la Cuesta.  
 Dr. D. Noel Llopis y Lladó.  
 Dr. D. Francisco Mingarro y Marín.  
 Dr. D. Valentín Masachs y Alavedra.  
 Ing. D. Laureano Menéndez y Puget.  
 Ing. D. Carlos Santiago Muñoz y Cabezón.  
 Dr. D. Isidro Parga y Pondal.  
 Ing. D. Ildefonso Prieto y Carrasco.  
 Dr. D. Oriol Riba y Anderiu.  
 Ing. D. Ismael Roso de Luna.  
 Lic. D. Miguel Rubio y Giner.  
 Lic. D. Máximo Ruiz de Gazona.  
 Dr. D. José Luis Saavedra y García.  
 Lic. D. Pedro Salvador y Salvador.  
 Ing. D. Clemente Sáenz y García.  
 Dr. D. Luis So'è Sabarís.  
 Dr. D. Vicente Sos Baynat.  
 Lic. D. Eugenio Torre Enciso.  
 Dr. D. José Villalta y Comella.  
 Dr. D.<sup>a</sup> Carmen Virgili Rodón.  
 Ing. D. José de la Viña y Villa.

## PROFESORES DE LA ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS AFECTOS AL INSTITUTO

Excmo. Sr. D. Antonio Almela y Samper.  
 Ilmo. Sr. D. Pedro Arsuaga y Daban.  
 Sr. D. Joaquín Bertet y Capafons.  
 M. I. Sr. D. Emilio Llorente Gómez.

## AYUDANTES DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Ilmo. Sr. D. Casto Celestino Mora y López.  
 Ilmo. Sr. D. Félix Melián y Abajo.  
 Sr. D. Luis Llorente y Herrero.

## INDICE DE MATERIAS

	<u>PAGS.</u>
Prólogo, por D. Félix Aranguren ... ..	IX
Nota necrológica: D. Agustín Marín y Bertrán de Lis, por J. M. L. A. ...	XI
El momento actual de los estudios geológicos en la provincia de León, por Vicente Pastor Gómez... ..	1
El concepto del olistostromo y su aplicación a la geología del Subbético, por Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano ... ..	23
Estudio geológico de los alrededores de Avilés, por N. Llopis Lladó... ..	75
Estudio geológico de la región del norte de Llanera, por N. Llopis Lladó ...	142
Ranínidos fósiles de España. Contribución al estudio paleontológico de la fa- milia "Raninidae" (crustáceos decápodos), por Luis Vía Boada... ..	233
• Microfaunas del Cretáceo de Ibiza (Baleares), por Y. Rangheard y G. Colom	277
• Geomorfología del valle del Louro, Porriño-Tuy (Pontevedra), por Vicente Sos Baynat ... ..	307

## PROLOGO

*Este primer BOLETÍN del Instituto Geológico y Minero de España que tenemos la honra de prologar, empieza con la triste noticia del fallecimiento de uno de los más eminentes ingenieros de Minas, Agustín Marín y Bertrán de Lis. Hizo la mayor parte de su carrera en este Instituto Geológico desde ingeniero colaborador a Director del mismo.*

*Sus actividades, tanto en geología y minería como en sus ciencias conexas, fueron extraordinarias, y a pesar de su jubilación continuó trabajando infatigablemente. El cariño que tenía a este Instituto lo demostró cuando se le ofreció la Presidencia del Consejo de Minería, renunciando a tal cargo con tal de continuar en la Dirección del Instituto Geológico y Minero de España hasta su jubilación.*

\* \* \*

*El ingeniero de Minas Vicente Pastor Gómez, ha realizado una labor de síntesis de la geología de la provincia de León. Su recopilación tiende a actualizar la Hoja número 11 del Mapa Geológico a escala 1:400.000, editada en 1954. Con todos los trabajos publicados durante más de un decenio se han introducido múltiples correcciones, recogidas en este trabajo y representadas la mayor parte en el mapa a escala 1:250.000, publicado con el mismo. En el texto del trabajo se consideran por separado las observaciones referentes al Precambriano, las del Cambriano y Siluriano y las referentes al Carbonífero.*

*Sobre "El concepto del olistostomo y su aplicación a la geología del Subbético" da una importante aportación el ingeniero de Minas Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano. En el trabajo se exponen las circunstancias fundamentales requeridas por las formaciones sedimentarias desplazadas para ser comprendidas en este concepto. Estudia su aplicación al Sub-*





D. AGUSTÍN MARÍN Y BERTRÁN DE LIS



bético y llega a la conclusión de que puede considerarse como un gran olistostromo en potencia; pero por razones paleogeográficas, litológicas, etc., sólo aparece éste desarrollado como verdadero olistostromo completo en determinados sectores característicos.

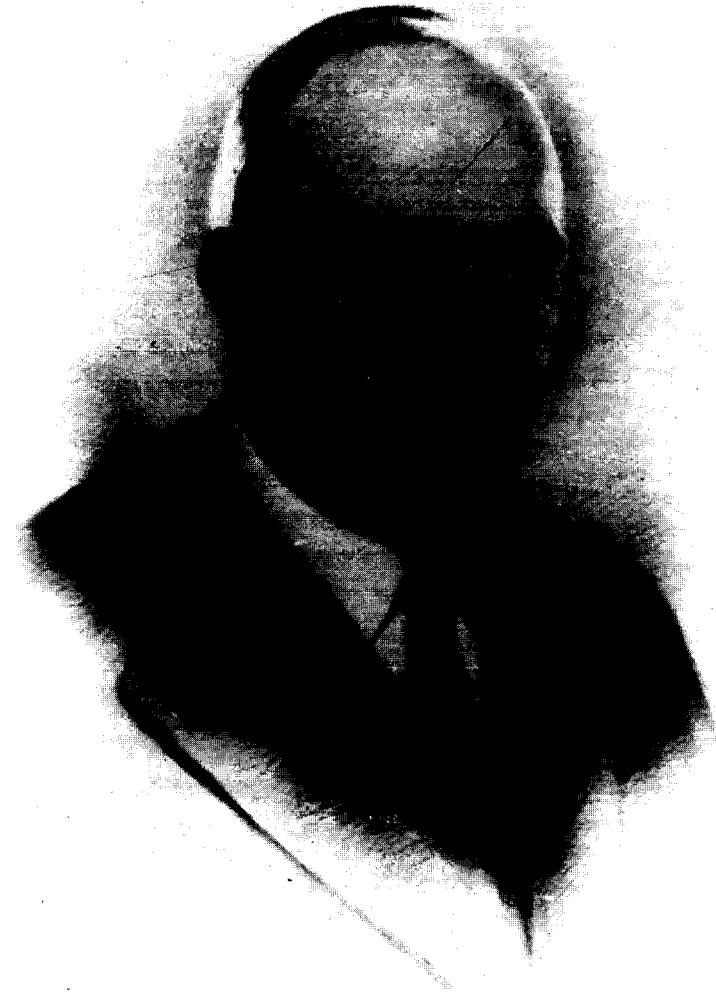
Anteriormente se había iniciado la colaboración del Dr. Llopis Lladó sobre la geología asturiana; la correspondiente a este número se refiere a dos aportaciones, una de los alrededores de Avilés y otra del norte de Llanera (Oviedo). En ella se estudian minuciosamente la morfología, las condiciones geológicas, la estratigrafía, la tectónica y la economía. Cada trabajo tiene un mapa geológico a escala 1:25.000.

Nueva aportación del Museo de Geología del Seminario de Barcelona es el artículo del Dr. Vía Boada sobre la familia "Raninidae". Estudia detenidamente el material fósil español, y da una visión sintética de la misma, con su distribución en espacio y tiempo. Deja bien sentada y deslindada la categoría genérica de las denominaciones "Lophoranina" y "Laviranina".

Otra investigación paleontológica es la referente a las microfaunas cretáceas de Ibiza, de los doctores Rangheard y Colom. La zona objeto de estudio es el SW. de la isla, limitada geológicamente del Valanginiense al Aptiense. Las edades geológicas determinadas por las microfaunas se apoyan en una zonación precisa a base de Ammonites.

Este BOLETÍN queda cerrado por una importante comunicación del profesor Vicente Sos Baynat, sobre "Geomorfología del Valle del Louro, Porrriño y Tuy (Pontevedra)", en el cual este geólogo, que tanto ha trabajado en Extremadura y en Galicia, enriqueció la bibliografía geológica de Pontevedra con una serie de importantes observaciones geomorfológicas que actualizan las publicaciones que hasta entonces se tenían. Se consideran los componentes antiguos, los terrenos terciarios y cuaternarios, la tectónica general. La morfología llega a consecuencias sumamente interesantes de cómo se fue formando el Valle del Louro y la incorporación de la parte terminal del Miño al sistema de las Rías Bajas Gallegas, basado en coincidencias de las características estructurales.

F. A. S.



D. AGUSTÍN MARÍN Y BERTRÁN DE LIS

## NOTA NECROLOGICA

### AGUSTIN MARIN Y BERTRAN DE LIS

Difícil es escribir la necrología de un amigo; pero cuando ha destacado por su bondad inigualable, su clara inteligencia y su vasta cultura, como AGUSTÍN MARÍN Y BERTRÁN DE LIS, el ánimo se turba.

Muchas veces nos contaba su satisfacción de ser castizo madrileño, nacido en la calle del León, número 8, en 22 de octubre hacía muchos años (1877), fáciles de fijarlos con los escalafones y anuarios.

Pocas satisfacciones tuvo durante la infancia; fallece su madre a los seis años, y sus abuelos y padre, con motivo del cólera de Aranjuez de julio de 1885, los primeros en la misma fecha el 4, dos días después de acompañar a S. M. Alfonso XII en la visita a los coléricos del Real Sitio, de los cuales había ocho casos en su propia casa, entre ellos el de su padre, fallecido el día 8.

Cursa el bachillerato interno en las Reales Escuelas Pías de Getafe. Interrumpe su aislamiento familiar con las vacaciones en Aranjuez.

En los recuerdos que publicó, menciona la sugestión producida en su alma infantil el deseo de su padre de que uno de los hijos fuese Ingeniero de Minas; muchos amigos y familiares le indicaron las penalidades y dificultades de tal profesión, pero en ningún momento flaqueó su intención de que fuese realidad la pretensión de su ascendiente.

Brillante Ingeniero de Minas de la promoción de 1900, actúa como neófito en las minas de la Cobertoria e inmediatamente pasa a la Dirección con la edad de veintitrés años. En su escalada en el campo minero, es designado Director de los Grupos Mineros de carbón de "Mariana" y "Corujas", de la Sociedad Fábrica de Mieres.

En quien demostró una disposición innegable como alumno de la Escuela a las tentadoras ciencias de la Tierra, el paso por las minas mencionadas fue uno de sus grandes aciertos. En ellas se formó como minero, complemento indispensable de un buen geólogo. Simultáneamente estrechó sus relaciones y contacto directo con el mejor estratígrafo español de aquellos

tiempos, Luis de Adaro y Magro, quien influyó fundamentalmente en su formación y acentuó su afición a la estratigrafía y a la tectónica. De estos tiempos son muchos de sus recuerdos de paseos geológicos y de los desplazamientos en diligencia, cuando tardaba más de veinticuatro horas en ir de Oviedo a Los Oscos.

Quienes trabajamos en el Instituto Geológico, siempre hemos considerado como venerables antecesores a quienes iniciaron su colaboración en el edificio de la plaza de los Mostenses, número 2. Allí llegó Marín el 1908, procedente del Distrito Minero de Oviedo, y continuó su actividad en el actual edificio de Ríos Rosas, con cerca de cuarenta años de trabajos oficiales en el campo de la geología y minería. Sus primeros maestros fueron prestigiosas figuras del saber: Cortázar y Larrubia, Vidal y Carreras, Adaro y Magro, Orueta y Duarte, Sánchez Lozano y Rubio y Muñoz. Esta pléyade se completa con Mallada y Pueyo, a quien acompañó en muchas excursiones por diversas provincias españolas.

Sus trabajos científicos sufrieron una interrupción en el año 1936, agravados con el ingreso en una checa, de donde pasó a la Zona Nacional al amparo de la Embajada inglesa, en 26 de septiembre de 1937. Llega a Burgos y se le destina como Jefe del Distrito Minero de Andalucía; pasa con ulterioridad a Director General de Minas y Combustibles y posteriormente a Director del Instituto Geológico y Minero, ocupando el número 21 de los que hubo durante su primer siglo. De su tránsito por la Dirección del Instituto conservaba dos recuerdos agradables: el homenaje tributado con motivo de la renuncia al ascenso a Presidente del Consejo de Minería, para seguir con sus colaboradores hasta su jubilación, y el tributado en esta ocasión en 22 de octubre de 1947.

En sus trabajos geológico-mineros, se inicia la fama con el realizado en la cuenca potásica catalana, como colaborador de César Rubio, de importancia fundamental para nuestra economía. Continuó sus actividades en Galicia, León, Asturias, Andalucía, Marruecos, etc., con temas relacionados con menas metálicas, carbón, potasa, hierro, etc.

Como Presidente de la Comisión de Estudios Geológicos y Petrolíferos de Marruecos, logró sacar algunos gases en la región de Larache, donde adquirió una experiencia grande en la rama de los hidrocarburos, y por ello fue agradablemente comentado su discurso de 19 de noviembre de 1947, en la apertura del curso de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, donde habló de la existencia de "algunas cuenquecitas de petróleo, lo suficientemente ricas para que podamos los españoles conseguir una independencia económica que hoy sin petróleo no podemos tener". Antes de los veinte años, los sondeos de La Lora daban petróleo.

La importancia de las aguas subterráneas en la economía de España y de Marruecos fue uno de sus temas de lucha. Esquematisó para ambos países los planes generales de política hidrogeológica y de alumbramiento,

completados con varios de grandes cuencas artesianas y muchos casos de alumbramiento locales.

Además de minero y geólogo, fue un consumado veedor de terrenos para la ubicación de obras públicas; a él acudían tanto el Estado como las empresas para fijar el emplazamiento de los embalses. En su activa colaboración con este fin, principalmente en la orientación hidráulica, hizo más de 70 informes sobre presas. El primero fue en Cataluña, para la Sociedad Cooperativa de Flúido Eléctrico, S. A., bajo la orientación de Luis Mariano Vidal. De la misma región, quizá el más interesante fue el solicitado por la Canadiense en su salto de Camarasa, para reducir las importantes pérdidas del mismo, con el planeo de una corrección que redujo las pérdidas a menos del 25 por 100. En los medios técnicos fue comentada muy favorablemente su intervención para el aprovechamiento integral de las aguas del río africano Muluya. Fue uno de los miembros más activos de la Comisión del Ministerio de Obras Públicas, para el estudio y reconocimientos geológicos para la construcción de obras públicas. Todavía dos años antes de su fallecimiento fue nombrado por el Ministerio de Obras Públicas miembro de la Comisión Especial para el estudio de las causas de la gran catástrofe de Ribadelago.

Varias veces manifestó lo escaso de la remuneración oficial de los Ingenieros de Minas, y por ello se orientó siempre a lo que denominaba "enchufes" apoyados en la geología, en los cuales hizo una labor fundamental para la economía nacional, siendo los principales campos de actuación los indicados anteriormente: geológico-mineros, reconocimiento e investigación de criaderos minerales, búsqueda de aguas subterráneas y condiciones geológicas de los terrenos para la construcción de obras públicas.

Entre los múltiples cargos que ostentó, destacan los de Presidente, Vicepresidente y Miembro de Honor del Instituto de Ingenieros Civiles, al que representó como Procurador en Cortes; Presidente de la Asociación de Ingenieros de Minas, Presidente del II Congreso Nacional de Ingeniería y del Conmemorativo del Centenario de la Creación de los Cuerpos de Minas, así como de su Congreso de Minería y Metalurgia y de la Exposición; Miembro del Instituto de España; Numerario de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales; correspondiente de la Real de Ciencias y Artes de Barcelona, del Instituto de Coimbra y de varias entidades francesas, inglesas y belgas.

En las continuas jornadas pasadas a su lado en los laboratorios del Instituto, y posteriormente en sus relaciones como Director, le oí repetir varias veces su criterio de ser necesaria "una investigación minera en España en búsqueda de yacimientos minerales de toda clase, preferentemente combustibles, aguas subterráneas, minerales radiactivos, con estudios previos geológicos y geofísicos muy detenidos"... "debiendo tener como fundamento

la política económica de España, investigar en nuestros laboratorios, investigar en nuestros campos, siempre investigar”.

Como publicista, fue fecunda su labor; la inicia en 1911 con dos aportaciones: una sobre los terremotos de la región de Murcia y otra sobre las minas de calafatita en Benahadux (Almería). Desde este momento, hasta su fallecimiento, daba todos los años varios trabajos a la imprenta, como puede verse en la Bibliografía Minera, Metalúrgica, Geológica y de Ciencias Afines, que tan cariñosamente me prologó.

De su carácter bondadoso se podrían relatar múltiples episodios; en la presidencia de la “Comisión de Auxilios de los Ingenieros de Minas” dio reiteradas manifestaciones de caridad. Los compañeros de la Cofradía de Santa Bárbara de los Mineros, que frecuentaba con su virtuosa esposa, recordamos sus manifestaciones de delicadeza cuando ingresó en el Carmelo su hija Isabel, y nunca olvidaremos cómo al entrañable amigo se le caían las lágrimas al ver, en uno de los cultos mensuales, asociados a sus compañeros en la oración por la salud de su hija María de la Asunción.

En la noche del 29 de septiembre de 1963, de las que todavía a los ochenta y cinco años pasaba en las residencias de las empresas mineras, en el Alquife granadino, falleció al flaquearle el corazón. Descanse en paz el querido director, gran maestro y buen amigo.

J. M. L. DE A.



# **El momento actual de los estudios geológicos en la provincia de León**

P O R

**VICENTE PASTOR GOMEZ**

**INGENIERO AUXILIAR DEL INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA**

## INTRODUCCION (\*)

Los únicos mapas generales de que dispone, actualmente, quien desee obtener una idea sobre las características geológicas de la provincia de León son el Mapa geológico de España y Portugal, a escala 1 : 1.000.000, en su cuarta edición de 1955, y la Hoja número 11 del Mapa geológico de España a escala 1 : 400.000, quinta edición, de 1954. Estos mapas fueron confeccionados por el Instituto Geológico y Minero de España, como síntesis de los estudios parciales realizados por geólogos españoles y extranjeros hasta la fecha de su edición.

Sin embargo, durante los siete años transcurridos desde entonces, y con no ser León una de las provincias a las que se haya dedicado mayor atención, han aparecido cierto número de publicaciones que, junto con los trabajos que el Instituto Geológico lleva a cabo, desde hace un par de años, en su zona central, nos obligarán a modificar muy sustancialmente el mapa geológico provincial

Desde el punto de vista geológico, la provincia puede dividirse en tres áreas de características muy diferentes; la zona nord-oriental, de secuencia estratigráfica comparable al oriente de Asturias; el área occidental, equivalente al occidente asturiano, y el área de depósitos neógenos y cuaternarios, que circundan ampliamente a la capital. En cuanto sigue, prescindiremos de esta última, mucho menos interesante para el geólogo y para el minero que las dos primeras.

De las mencionadas publicaciones, las que juzgamos de mayor interés por su carácter general y la cartografía que incluyen, se detallan en la adjunta reseña bibliográfica. Además, el Instituto Geológico tiene encargada la ejecución de las Hojas 1 : 50.000 números 102, Los Barrios de Luna; 128, Riello, y 160, Benavides, que en plazo próximo entrarán en publica-

---

(\*) El presente artículo fue expuesto en una conferencia pronunciada por el autor en la Escuela de Minas de Oviedo, durante el ciclo patrocinado por la Asociación y Colegio de Facultativos de Minas y Fábricas Mineralúrgicas y Metalúrgicas de Oviedo, en noviembre de 1962, y publicado posteriormente en la revista de dicha Agrupación, *Minería y Siderurgia*, número extraordinario de enero-febrero de 1963. Para su mayor difusión, hemos creído conveniente publicarlo también en el BOLETÍN del Instituto, ligeramente corregido y completado por el mapa adjunto.

ción, y se propone continuar los trabajos en la provincia, principalmente en las zonas menos conocidas.

El mapa que se adjunta está limitado al área estudiada por nosotros. Al norte se solapa con los trabajos de De Sitter y García Fuente; al oeste, con el de Almela y Valle de Lersundi, del que hemos tomado el límite de la cuenca carbonífera de Bembibre y la prolongación de la cuarcita armoricana de Manzanal hasta su desaparición bajo el Estefaniense. Las publicaciones de Lotze y Llopis Lladó-Fontboté se refieren a áreas distanciadas de la nuestra, pero nos permiten reconocer ciertas analogías entre las características geológicas de unas y otra.

La valiosa información recogida en la mencionada bibliografía y las propias observaciones de campo nos obligan a reconocer que el futuro mapa geológico de León habrá de presentar muy importantes correcciones a los mapas generales de que hoy disponemos. Veamos por qué en una rápida ojeada a la secuencia estratigráfica y disposición general de los distintos sistemas geológicos.

## EL PRECAMBRICO

En la Memoria Anual, año 1961, del Instituto Geológico y Minero de España, se aludía brevemente al hallazgo de Precambriano en la Hoja de La Robla y, coincidiendo casi con la fecha de su publicación, nos llegaban las primeras noticias sobre una nota del profesor De Sitter denunciando el mismo descubrimiento, de gran interés geológico porque, hasta entonces, se desconocía la naturaleza de las rocas que constituían el basamento del Paleozoico leonés.

Este terreno forma una banda, de unos doce kilómetros de anchura, que pierde su cobertera terciaria inmediatamente al sur de la cuenca estefaniense de La Magdalena, y se prolonga en dirección NO. hacia Murias de Paredes. Su posición relativa con respecto al arco asturiano-leonés y su composición litológica son idénticas a las "pizarras del Narcea", que Lotze atribuyera también al Precambriano en su nota "El Precambriano en España", de 1960.

En su parte inferior visible contiene pizarras más o menos satinadas o filitosas y esquistos. La superior es una alternancia de pizarras y areniscas de tipo grauvacas; macroscópicamente todas estas rocas presentan colores oscuros, que dan tonos sombríos al paisaje, y gran abundancia de filones de cuarzo.

Estructuralmente, el Precambriano constituye el núcleo de un gran anticlinorio fallado en su flanco meridional que, al mismo tiempo, se encuentra ligeramente volcado.

La edad de nuestro Precambriano quizá sea comparable a la de los sistemas Keweenawan, Algónquico y Katanguño, de los escudos canadiense, báltico y africano, respectivamente, en cuyo caso sus rocas tendrían una antigüedad mínima de seiscientos millones de años.

## EL AREA OCCIDENTAL

Los sistemas Cambriano y Siluriano se presentan tan estrechamente ligados que no vemos, por el momento, posibilidad de separarlos debidamente. Esto mismo parece suceder en Asturias. Afortunadamente, la cuarcita armoricana, que los autores modernos atribuyen al Arenig, se nos ofrece como poderosa ayuda para una separación relativa, ya que, ante ella, sabemos que nos encontramos en Siluriano y que, por lo tanto, el terreno que hemos dejado atrás es cámbrico-tremadocense.

El área occidental, de las tres en que hemos subdividido la provincia, es dominio casi exclusivo de Cambriano y Siluriano que, alternándose en sus afloramientos, se extienden por toda ella, a excepción de la cuenca carbonífera de Fabero-Bembibre y de la llanura del Bierzo, donde están soterrados por Estefaniense y Neogeno-Cuaternario, respectivamente.

En los mapas generales a nuestro alcance, el Siluriano parece enseñorearse de todo el área occidental de León. El Cambriano no se atreve a asomar más que en dos pequeños afloramientos en Palacios del Sil y Villafranca del Bierzo. Hernández Sampelayo le dedica una considerable extensión en la Hoja de Ponferrada.

Sin embargo, el Cámbrico-Tremadoc ocupa, en nuestra opinión, grandes zonas de las hojas de Riello, Noceda, Benavides, Bembibre, Astorga y Lucillo, para no referirnos más que a la parte de la provincia que conocemos mejor, pero damos por seguro que otro tanto podría decirse para las situaciones más a occidente.

En el área cubierta por aquéllas, el Cámbrico-Tremadoc aparece, en líneas generales, como núcleo de grandes anticlinorios denudados, siempre enmarcado por la cuarcita armoricana. Paralelamente a los anticlinorios cámbrico-tremadocenses se sitúan los senos silurianos que podríamos denominar así:

Sinclinorio de Truchas, comprendido entre las corridas de cuarcita armoricana de la Sierra de Cabrera (límitrofe entre León y Zamora) y de la Sierra del Teleno, según Llopis Lladó y Fontboté.

Sinclinal de Astorga, poco al norte de esta ciudad. Los horizontes de cuarcita armoricana, que lo limitan, pasan aproximadamente por los kiló-

metros 327 y 334,500 de la carretera Madrid-Coruña. En él encaja el criadero de Coto San Bernardo, prolongación de Coto Vivaldi y Coto Wagner, hacia el sudeste.

Sinclinorio de Brañuelas, comprendido entre las cuarcitas armoricanas de Manzanal del Puerto, al sur, y las de Valdesamario, al norte.

Veamos la constitución litológica del Paleozoico Inferior de esta zona occidental que estamos considerando.

En la ladera meridional de la Sierra Cabrera, según Llopis Lladó y Fontboté, solamente se muestran visibles unos 250 metros de Cámbrico-Tremadoc, constituido casi exclusivamente por pizarras. Aunque este dato no da idea de la potencia total del sistema, que debe ser mucho mayor, sí es interesante desde el punto de vista paleogeográfico, porque en las sucesivas fajas cámbrico-tremadocenses, que se van encontrando a medida que nos alejamos hacia el norte, este terreno se muestra cada vez más silíceo, de forma que si en Astorga lo constituyen una alternancia de pizarras silíceas y areniscas, estas últimas frecuentemente micáceas (psamitas) y con intercalaciones cuarcitosas, en Riello las rocas silíceas son totalmente predominantes y, aunque aparecen algunas intercalaciones pizarreñas, las pizarras son fuertemente silíceas.

Precisamente su gran contenido en sílice caracteriza al Cámbrico-Tremadoc del centro de la provincia, y esta lenta variación de facies, de sur a norte, nos indica claramente que nos alejamos de la zona central de su cuenca de sedimentación.

En nuestro recorrido hacia el norte, la base de la formación permanece desconocida hasta llegar a las proximidades de Vegarrienza, donde se puede reconocer, pese a las dificultades que suponen las fallas y el recubrimiento.

Comienza el Cambriano por una microbrecha que, hacia arriba, se hace más fina pasando a arenisca, y a unos 100-150 metros de la serie aparece un primer horizonte de dolomía. Las areniscas, y sus variantes de psamitas y cuarcitas, invaden de nuevo la formación, en unos 700 metros de potencia, y volvemos a encontrar un nuevo tramo dolomítico de características análogas al inferior, pero más potente que él (125-150 m. y 40-60 m., respectivamente). Por asimilación de este segundo horizonte a la caliza acadiese de Barrios de Luna, le atribuimos provisionalmente esta edad y, en consecuencia, el resto superior de la serie puede corresponder, con la reserva que supone nuestro desconocimiento de la posición exacta del límite entre Acadiese y Potsdamés, al Potsdamés-Tremadoc. Posiblemente ésta sea la edad de las rocas que, más al sur, hemos atribuido al Cámbrico-Tremadoc, cuya base desconocíamos allí. Precisamente por esta razón no tenemos la seguridad de que así sea.

La potencia total del Cambriano-Tremadoc, en esta zona, parece rebasar ampliamente los 3.000 metros.

La faja cuya columna litológica acabamos de describir brevemente se

prolonga, en dirección NO., hacia Palacios del Sil, donde disponemos de los datos que nos proporciona Lotze para establecer una comparación. Según este autor, en la cuenca del Sil nos encontramos con una potencia y una composición globalmente semejantes, es decir, de más de 3.000 metros, la primera, y eminentemente silícea la segunda, bien que existan algunas discrepancias de detalle.

El complejo cámbrico-tremadocense culmina invariablemente en una cuarcita compacta, en buenos bancos, que suele contener las pistas denominadas crucianas. Es la cuarcita armoricana o arenigiense que nos da la seguridad de haber entrado en el Ordoviciense. Su potencia oscila entre los 150 y 200 metros.

La cuarcita armoricana sirve de base a un potente tramo de pizarras, cuya facies y edad son perfectamente comparables a las "pizarras de Luarca" del norte de Asturias. El paso de la primera a las segundas es bastante brusco, pese a que, en la parte inferior de las pizarras, suelen encontrarse algunas recurrencias cuarcitosas.

Estas pizarras, que denominaremos "pizarras de Brañuelas" por ser este pueblo donde están mejor representadas, tienen gran interés minero porque, próximas a su techo, encajan las capas de mineral de hierro que explotan los cotos "Vivaldi", "Wagner" y "San Bernardo".

Las pizarras de Brañuelas se encuentran en los senos sinclinales bastante replegadas, por cuya razón resulta difícil calcular su potencia. Al norte de Astorga parece ser de unos 1.200 metros, y poco al oeste Almela le supone unos 2.000 metros.

En el sinclinorio de Truchas, el equivalente de las pizarras de Brañuelas debe ser la "serie de Truchillas" de Llopis Lladó-Fontboté, quienes le calculan allí una potencia de 525 metros solamente.

El hecho de reposar directamente sobre el Arenig y los hallazgos paleontológicos de Hernández Sampelayo y Almela, determinan la edad de las pizarras de Brañuelas. El primero ha encontrado *Calymene tristani*; nosotros mismos hemos recogido también un fragmento deformado de lo que parece ser el mismo fósil, poco al norte de Manzanal del Puerto. Por otra parte, Almela cita el hallazgo de una fauna correspondiente al Llandovery, precisamente en el techo de la formación. Las pizarras de Brañuelas representan, pues, al Llandeilo, Caradoc y Ashgillense.

En un área que coincide, a grandes rasgos, con el polígono formado por los pueblos de Murias de Paredes, Villarmeriel, Quintana del Castillo y Oliegos, las pizarras ordovicienses presentan un fuerte metamorfismo de contacto que nos hace sospechar de la existencia, en profundidad, de un plutón granítico emparentado con el de Ponferrada y los asturianos.

El Siluriano Superior, es decir, el Gotlandés, sin que podamos ser más explícitos en cuanto a su edad, se encuentra en el núcleo del sinclinal de Astorga. Es un complejo de una potencia aparente de 500 a 700 metros,

con tres subtramos de cuarcitas apizarradas separados por pizarras fuertemente silíceas que, en su conjunto, denominaremos "cuarcitas de Astorga".

El tramo de cuarcitas de Astorga bien puede corresponder al de "cuarcitas delgadas" de Hernández Sampelayo en la hoja de Lucillo; al de "cuarcitas blanquecinas en lajas delgadas" de Puig y Larraz en la provincia de Zamora, y al conjunto de "microconglomerados (capas del Castillo) y areniscas y pizarras sabulosas" de Llopis y Fontboté en La Cabrera. Por asimilación de la base de sus respectivas formaciones a la arenisca de May, del macizo armoricano, todos estos autores aceptan que pudieran representar al Caradoc, no sin grandes reservas por falta de apoyo paleontológico. Si embargo, Puig y Larraz no sólo expresa sus dudas al respecto, sino que advierte textualmente: "... las cuarcitas blanquecinas bien pudieran corresponder mejor al Siluriano Superior, o de la tercera fauna, que bien pudieran iniciarse con los filadios carbonosos c) de su base".

Si estamos en lo cierto con respecto a la posible comparación de secuencias, la fauna descubierta por Almela vendría a confirmar esta hipótesis de Puig y Larraz setenta años después que la hiciera.

Antes de seguir adelante vamos a detenernos un momento para concretar nuestra idea sobre el sinclinal de Astorga, debido a su interés minero. La secuencia siluriana en él es la siguiente:

Muro: Cámbrico-Tremadoc.

Arenig: Cuarcitas armoricanas ... ..	175 m. aprox.
Llandeilo a Ashgillense: Pizarras de Brañuelas	1.500 m. —
Gotlandés: Cuarcitas de Astorga ... ..	600 m. —

Los pozos "Brimeda" y "Astorga" están situados en uno y otro flanco del sinclinal, y, de ellos, el meridional parece encontrarse fallado.

El pozo "Vivaldi", en San Miguel de las Dueñas, también está ubicado en el flanco septentrional del sinclinal ordoviciense, pero el meridional ha sido digerido por el plutón de Ponferrada.

Las cuarcitas de Astorga son las rocas más altas en la secuencia siluriana que conocemos personalmente, refiriéndonos al área occidental de la provincia de León. Sin embargo, en la hoja de Lucillo, Hernández Sampelayo sitúa, sobre las "cuarcitas delgadas", una zona de pizarras y filadios y, "como roca final del sistema", una caliza marmórea que se encuentra a techo de aquélla, en la falda septentrional del Teleno. Ni nosotros hemos visto calizas en el Siluriano del área que nos ocupa ni sabemos que, al menos modernamente, se haya mencionado tal roca en la secuencia siluriana de la provincia. Por eso nos permitimos expresar nuestras dudas sobre la edad de aquella caliza, pese a que Hernández Sampelayo tiene cierta base paleontológica para datarlas como lo hizo.

Es interesante recordar que esta misma duda se presenta a Llopis Lladó

como antes ocurrió a Barrois, al tratar de datar una caliza ampelítica de la región del Cabo Peñas, que, aparentemente, pudiera ser gotlandiense.

Acabamos de echar una rápida ojeada al Paleozoico Inferior del área occidental leonesa y, cuando nos disponemos a hacer lo mismo con el Superior, descubrimos que hemos de dar un gran salto geológico hasta situarnos sobre el Estefaniense. Al igual que sucede en el occidente de Asturias, la provincia de León, a excepción de su porción nord-oriental, presenta una gran laguna estratigráfica que comprende todo el Devoniano y el Carbonífero Inferior y Medio. Es creencia bastante generalizada que dichos sistemas nunca se depositaron en la mayor parte del área occidental, debido a su emersión durante los tiempos devónico-carboníferos, en que la cuenca receptora de sedimentos presentaba forma análoga a la de la cuenca central asturiana, pero rebasándola ampliamente.

De una parte, tenemos el hecho de que, en la hoja de Riello, el Estefaniense se apoya directamente sobre Precambriano, lo que indica, sin duda, que el Paleozoico de esa zona sufrió una prolongada erosión que desmanteló primero al Siluriano y luego al Cambriano. Es muy posible, por tanto, que esta etapa erosiva del centro de la provincia fuese contemporánea con toda, o parte, de la etapa de sedimentación devónico-carbonífera del norte leonés. De otra, las facies devonianas y carboníferas del borde meridional de la Cordillera Cantábrica, al menos en las proximidades de La Robla, indican proximidad de la línea de costa meridional.

Lo cierto es que, en el área occidental, las primeras rocas que se encuentran sobre el Paleozoico Inferior son de edad estefaniense y presentan una fuerte discordancia con respecto a aquél, como consecuencia de la orogenia herciniana.

Puesto que el Estefaniense parece desconocer el límite entre área occidental y zona nord-oriental, vamos a posponer las líneas que pensamos dedicarle y a asomarnos antes a esta segunda zona.

#### La zona nord-oriental

La faja precambriana, que describimos al principio, y su probable prolongación hacia el NO., materializa la separación entre el área occidental, que acabamos de dejar atrás, y la zona nord-oriental. Veamos lo que sucede en ésta.

La tectónica de la zona es francamente complicada; para su conocimiento de detalle remitimos, a quien pueda estar interesado, a los trabajos de Comte y De Sitter y colaboradores.

Concretamente, entre los ríos Luna y Curueño, el Paleozoico se dispone en dos amplios sinclinorios de los que el meridional se solapa sobre el septentrional por una superficie de cabalgamiento, según los mencionados au-

tores, que pasa aproximadamente por Villamanín, en la cuenca del Bernesga, y es motivo de que el flanco meridional del segundo no se manifieste.

Por el contrario, el flanco meridional del primer sinclinorio está bien desarrollado en el área correspondiente a las hojas de La Robla y Barrios de Luna. En la margen izquierda del río Luna puede estudiarse una secuencia continua que comienza en el Precambriano y alcanza hasta el Viseano-Namuriense.

Vamos a comenzar examinando esta sucesión y luego nos extenderemos hacia el NE., haciendo las correspondientes comparaciones.

La discordancia en que el Cambriano se apoya sobre el Precambriano, discordancia asintica, fue primeramente señalada por Lotze en Asturias, concretamente en el valle del Narcea. De Sitter la reconoce en varios puntos del contacto en las proximidades de Barrios de Luna, y nosotros mismos hemos creído verla en el pueblo de Vega de los Caballeros. Puesto que, de momento, no se ha aducido prueba alguna en contra de ella, debemos admitir su existencia en el NO. de la Península, en tanto no se demuestre lo contrario.

Comienza el Cambriano por una microbrecha, según De Sitter, que personalmente no hemos visto en este flanco pero sí en el contacto meridional, y nos hemos referido a ella al hablar del área occidental.

Este sistema es también aquí eminentemente silíceo, como en el área occidental de la provincia (areniscas, psamitas y cuarcitas, con intercalaciones subordinadas de pizarras) y lleva intercalados dos horizontes de calizas dolomíticas y calizas y dolomías, respectivamente. El segundo presenta gran interés porque en su parte superior contiene una abundante fauna acadiense; esta parte superior presenta un aspecto muy semejante a la caliza griotta del Carbonífero Inferior, es decir, es nodular y de color rojo.

Aunque, posteriormente, Lotze y Sdzuy han encontrado otros fósiles más bajos, esta caliza parece haber proporcionado los primeros que se conocieron en el Cambriano de España.

Estas pruebas paleontológicas nos permiten reconocer como Georgiense el tramo inferior, que tiene una potencia de unos 1.000 metros. La del tramo calizo acadiense es de unos 80 metros, y la del silíceo superior, que culmina con la cuarcita armoricana, de unos 350 metros; su edad debe ser acadiense-tremadocense.

Así pues, la potencia total del Cambriano en la porción meridional de la zona nord-oriental es del orden de los 1.500 metros y muy inferior a la que presenta el sistema en el área occidental de la provincia.

Aparte del Tremadoc, que forzosamente hemos de dejar unido al Cambriano, el Siluriano está constituido fundamentalmente por la cuarcita armoricana y un tramo de pizarras que, hacia el techo, presenta intercalaciones delgadas arenosas. Sus potencias respectivas son de 200 y 400 metros,

Ahora bien, el Siluriano parece presentar una notable diferencia, con

respecto al área occidental, en cuanto a la edad de las pizarras supra-arenigienenses.

Mientras que en aquélla las pizarras de Brañuelas, como las de Luarca, son ordovicienses, en el NO. Comte ha encontrado una fauna de graptolitos del Llandovery (base del Gotlandés) al pie de las "pizarras de Formigoso", como denomina al tramo pizarreño del techo de la cuarcita armoricana. Esto indica la existencia de un hiatus que comprende toda la parte superior del Ordoviciense, o sea la falta de Llandeilo, Caradoc y Ashgillienese. Las pizarras de Formigoso serían entonces aproximadamente coetáneas con el tramo que denominábamos "cuarcitas de Astorga", al hablar del área occidental, y faltaría el correspondiente a las pizarras de Brañuelas.

Esta misma conclusión parece deducirse de los hallazgos paleontológicos de Gómez de Llarena y García Fuente, en la zona de La Plaza.

Existe una segunda alternativa, también indicada por Comte, bien que no se muestre muy partidario de ella. Todo el Ordoviciense podría estar incluido en la cuarcita de la base, que, en lugar de ser solamente arenigienese, comprendería toda la secuencia que se supone falta en la primera hipótesis y que, concretamente en La Plaza, posee una potencia muy superior a la que nosotros hemos dado en las proximidades de Barrios de Luna. Más tarde estableceremos las comparaciones oportunas al hablar de los trabajos de Comte y García Fuente como representativos de lo que sucede hacia el interior del arco asturiano-leonés en su porción leonesa.

Inmediatamente sobre las pizarras gotlandienses, éstas pasan gradualmente a la arenisca ferruginosa, que en Asturias se conoce por "arenisca de Furada". Su potencia es de unos 500 metros. Esta arenisca se venía atribuyendo al Devoniano Superior en su totalidad, hasta que Delépine encontró pruebas de que comienza en el Ludlowiense y comprende, por tanto, este subtramo superior del Siluriano. En principio debemos aceptar esta nueva datación, puesto que parece basada en la evidencia paleontológica, pero sin olvidar que, en Asturias, también estábamos considerando a la arenisca de Furada como eslabón entre el Ludlowiense y el Devoniano cuando, recientemente, el geólogo alemán Radig ha publicado un artículo sobre el Devoniano de la costa asturiana, donde afirma que "las capas de Furada hay que encuadrarlas en el Gotlandiense, mientras que las calizas de Nieva representan el punto de partida del Devoniano".

Sin embargo, en la zona de La Robla se encuentra, al techo de la arenisca roja, un pequeño horizonte de calizas y calcoesquistos que contiene una abundante fauna emsiense, lo que, lógicamente, indica que aquí la arenisca roja comprende casi todo el Devoniano Inferior y que el horizonte calizo superior es coetáneo con la parte superior de la caliza de Ferroñes, de Asturias.

El Devoniano Medio está constituido por dos tramos de pizarras, más

o menos arenosas, que comprenden a otro de calizas de buen espesor, cuya potencia conjunta es de unos 350 metros.

El Devoniano Superior es una sucesión de 700 metros de bancos detríticos, donde se encuentran desde arenisca muy fina hasta conglomerados y capas fuertemente ferruginosas. Wagner opina que la parte superior de este tramo, inmediatamente bajo la caliza griotta, es ya carbonífera.

La potencia total del Devoniano puede ser del orden de los 1.500 metros.

El Carbonífero seguro comienza con la caliza griotta, de color rojo y aspecto nodular en su base, donde contiene gran cantidad de goniatites y tallos de crinoides. Estas características desaparecen hacia arriba y la caliza termina siendo muy oscura y planas sus superficies de estratificación. La potencia es de unos 20-25 metros.

Sobre ella se apoya un tramo, de unos 450 metros, que comienza en pizarras arenosas, pero en seguida se intercalan hiladas de arenisca tipo grau-vaca, dando al conjunto aspecto de facies flysch; esta roca adquiere cada vez más importancia y, en la parte superior, es totalmente predominante. Hacia la mitad del tramo se encuentra un horizonte de caliza apizarrada y negra.

Finalmente alcanzamos una caliza en masa, muy oscura, fétida y replegada, que bien puede tener una potencia de unos 250 metros y puede asimilarse a la caliza de montaña, de Asturias.

Los tres tramos que acabamos de describir corresponden al Viseano-Namuriense.

Los trabajos de Comte y García Fuente nos permiten establecer ciertas comparaciones generales con lo que sucede más hacia el N. y NE., es decir, más hacia el interior del arco asturiano-leonés en su porción leonesa.

El Cambriano superior parece presentar mayor porcentaje de intercalaciones pizarreñas, al mismo tiempo que disminuye su potencia; al sur del Puerto de Pajares, ésta es de unos 180 metros y, aproximadamente, la mitad de la que le atribuimos en la zona de La Robla.

En la alta cuenca del Bernesga también Comte calcula, para la cuarcita armoricana, un espesor ligeramente superior al anteriormente dado por nosotros, pero en La Plaza es de 600 metros, según García Fuente. Al hacer estas comparaciones debe tenerse en cuenta que los criterios de distintos autores, donde la columna estratigráfica ha debido basarse forzosamente en las características litológicas de sus miembros constituyentes, pueden ser diferentes e introducir errores en la comparación.

Esto podría suceder, por ejemplo, con estas cuarcitas armoricanas de La Robla y La Plaza. El que dicha formación presente potencias muy distintas en uno y otro sitio no quiere decir que dicha diferencia sea atribuible al Arenig, porque en realidad su límite inferior ha sido determinado, al menos en La Robla, sin base paleontológica.

El tramo de pizarras gotlandienses, al que hemos atribuido unos 400 me-

tros de potencia en La Robla, disminuye de espesor hacia el interior del arco, porque en La Plaza y alta cuenca del Bernesga, según los autores repetidamente mencionados, es sólo de 100 metros aproximadamente.

Otro tanto sucede a la arenisca roja, cuyos espesores, en las áreas mencionadas, son de 200 y 100 metros, respectivamente, pero en ellas al parecer sólo alcanza hasta el Gediense, mientras que en La Robla comprende también la mayor parte del Coblenciense.

Por el contrario, el resto del Devoniano se desarrolla apreciablemente en esa misma dirección. Se muestra constituido por una alternancia de areniscas, pizarras y calizas, en secuencia perfectamente comparable a la que presenta en Asturias, y siempre con una culminación arenosa. Este complejo llega a alcanzar doble potencia de la que tiene al sur de esta zona nord-oriental, pero más al norte, en las proximidades del Puerto de Pajares, queda reducida, según Comte y Llopis Lladó, a sólo unos 150 metros.

Al este del Puerto de Pajares, dentro de la zona limítrofe entre Asturias y León, Julivert y Martínez Álvarez nos informan de la ausencia de Gotlandés y Devoniano; el Carbonífero reposa directamente sobre la cuarcita armoricana. Como excepción, el Devoniano se ha conservado en Casasuertes con un espesor de varios centenares de metros, según el primero.

También cerca del Puerto, y según los mismos autores, el Carbonífero más inferior está constituido exclusivamente por la caliza griotta y la de montaña, habiendo desaparecido el tramo intermedio de pizarras y areniscas, invadido por la segunda.



## EL CARBONIFERO

El Carbonífero presenta todos sus tramos en la provincia de León, pero mientras que los dos inferiores se localizan solamente en la zona nord-oriental, el Superior o Estefaniense aparece, con una composición análoga, tanto en ésta como en el área occidental.

Un tanto pobre es lo que vamos a decir sobre este sistema. Como todos sabemos, la bibliografía sobre el Carbonífero leonés, como la del asturiano, es muy extensa. Para lo que sigue nos apoyamos en la estratigrafía y cartografía de los recientes trabajos de Julivert, Martínez Alvarez y De Sitter. Recomendamos la lectura de las publicaciones de estos autores y las, también sumamente interesantes, de Wagner, a quien busque un conocimiento detallado sobre el Carbonífero del norte de León.

La cartografía que incluyen los mencionados trabajos presenta numerosas rectificaciones a los mapas generales actuales, pero la que más salta a la vista, por la extensión a que se refiere, es la de sustituir por Westfaliense, de acuerdo con De Sitter, la mayor parte de la mancha estefaniense que se extiende al norte de Riaño.

Para la correspondiente comparación, recordemos que, en La Robla, el Carbonífero sólo alcanza hasta el Namuriense y comprende la caliza griotta (20-25 m.), el tramo de pizarras y areniscas (450 m.) y la caliza de montaña (250 m.). También hemos visto que, hacia el norte, el tramo intermedio desaparece y la caliza de montaña reposa directamente sobre la griotta.

Pues bien, en la zona más septentrional de la provincia ambos tramos parecen conservar su potencia. Julivert y Martínez Alvarez les calculan unos 20-25 metros y 200-250 metros de espesores medios respectivos.

Sobre la caliza de montaña encontramos un primer tramo en que alternan las pizarras y areniscas, y constituye el eslabón entre Namuriense y Westfaliense. Su potencia es variable entre 150 y 400 metros.

Encima va una caliza masiva de más de 100 metros de espesor y, sobre ella, un nuevo tramo de alternancia de pizarras, areniscas y calizas, e intercalaciones de carbón, con espesor de unos 1.500 metros en el valle de Redipuertas, según Martínez Alvarez. Hacia arriba desaparecen las calizas y la alternancia queda reducida a pizarras y areniscas. La potencia con-

junta de Viseano, Namuriense y Westfaliense parece ser superior a lo 2.000 metros.

En la parte superior del Carbonífero se encuentran tres niveles distintos de conglomerados post-orogénicos que caracterizan a otras tantas fase de la orogenia herciniana; la fase de Curavacas, Westfaliense B; la leonesa Westfaliense D, y la asturiana, Estefaniense B. El conglomerado de Curavacas sólo se encuentra en la zona septentrional del límite entre León Palencia, y se extiende hacia esta provincia. El Westfaliense D correspond al conglomerado de Tejerina y Ocejo de la Peña, de acuerdo con Wagner

El Estefaniense aparece en varios sinclinos hoy día aislados entre s por efecto de la erosión y, sobre todo, por las fallas que, en la mayor part de los casos, limitan a aquéllos. En el área occidental tenemos la gran cuenca de Fabero-Bembibre, y en la zona septentrional las de Villablino, L Magdalena, Santa Lucía-Matallana, Riaño y Sabero-Guardo.

De ellas sólo conocemos personalmente la de La Magdalena y una part de la de Bembibre, que por cierto ha sido estudiada con cierto detalle por nuestro compañero Valle de Lersundi. Es muy probable que, por lo menos estas dos y la de Villablino, constituyan, en los tiempos estefanienses, una cuenca única de deposición.

Tanto en La Magdalena como en Bembibre, el Estefaniense presenta dos zonas conglomeráticas, una en la base y frecuentemente rojiza, y otra superior. Entre ellas, y sobre la segunda, se encuentran dos grandes tramos de pizarras y areniscas, con abundante flora fósil, que engloban un buen número de capas de carbón. En La Magdalena, como en Bembibre, se han reconocido dos capas próximas a la base, con potencias de 1,50-2,00 metros la inferior y 0,60-1,00 metros la superior. Sin embargo, resulta muy difícil, al menos con los únicos datos que poseemos, establecer una correlación entre las capas de una y otra cuenca, máxime si tenemos en cuenta que los cambios laterales de facies deben ser frecuentes dentro de la formación. Por eso nos limitaremos a decir que en ambas cuencas se conocen unas doce o catorce capas, más o menos explotables, además de un buen número de carboneros. No sabemos que se haya hecho intento alguno de correlación, que sin duda resultaría de gran utilidad para el buen aprovechamiento de las reservas carboníferas de la provincia, y de hecho así se ha probado en naciones donde la litología del Carbonífero productivo se conoce palmo a palmo.

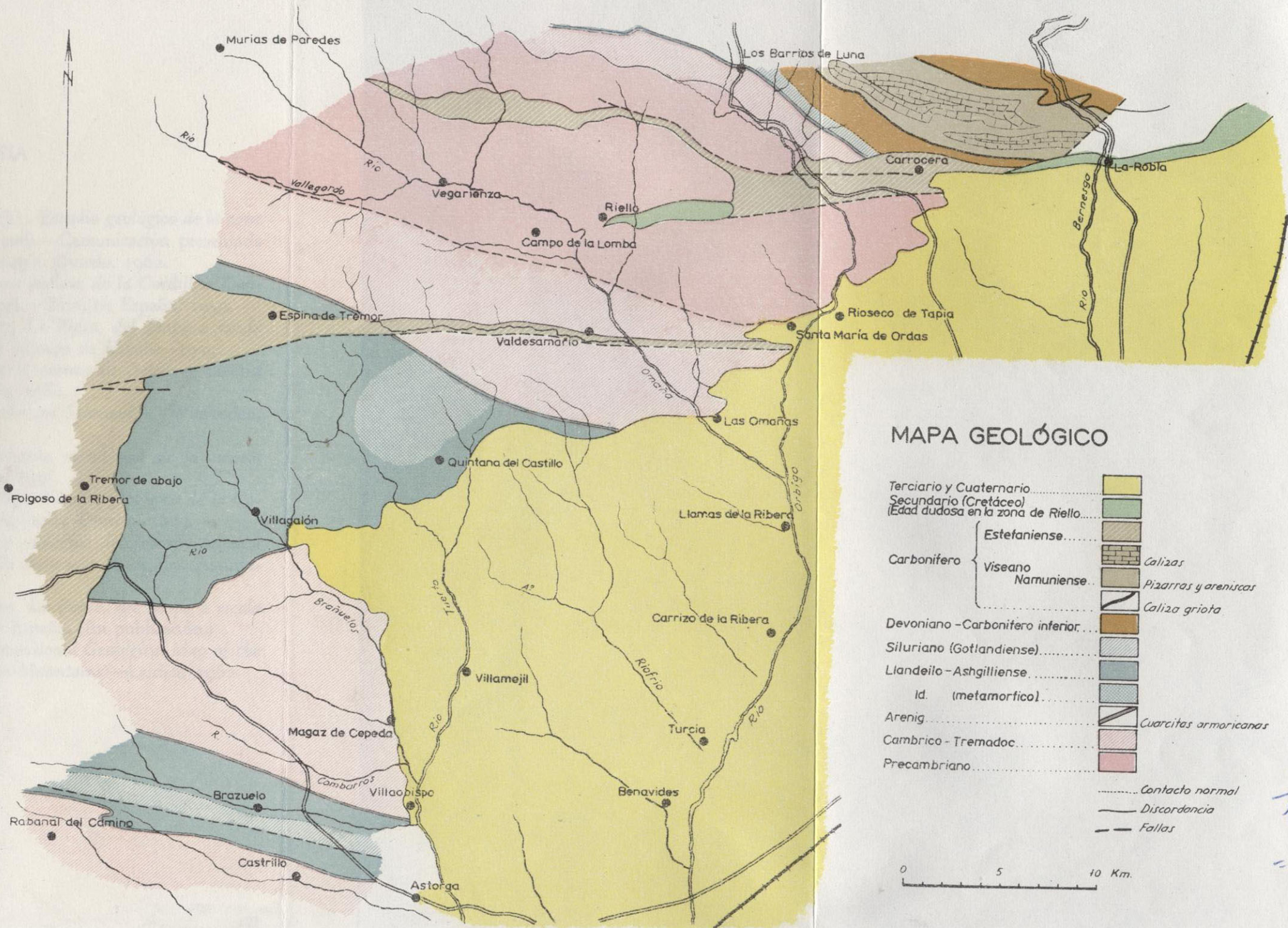
La potencia total del Estefaniense se aproxima a los 2.000 metros.

En la zona de La Magdalena el Estefaniense presenta una apretada estructura sinclinal cuyo eje buza hacia el oeste. Su flanco meridional apenas si tiene espacio para desarrollarse antes de ser seccionado por una gran falla, de dirección E.-O., que sustituye el Estefaniense por el Precambriano. El buzamiento del eje sinclinal y la falla meridional son las principales razones que, interviniendo en un antiguo y debatido problema, nos inclina a pensar

que desde Carrocera no debe pasar, hacia el este, más que el tramo inferior y menos productivo de la formación.

El efecto de la mencionada falla ha sido el de levantar el bloque meridional con respecto al septentrional. Si comparamos este movimiento con el que parece haber tenido lugar al este de La Robla, donde, pese a no apreciarse materialmente, debe existir una gran fractura (o un sistema escalonado de fracturas) que ha hundido el bloque carbonífero meridional, no visible por estar soterrado por Secundario y Terciario, con respecto al septentrional, podríamos pensar que, en realidad, lo ocurrido ha sido un basculamiento alrededor de un eje próximo a La Robla, que posiblemente haya jugado un papel importante en el más complicado movimiento bascular de toda la submeseta septentrional.





4  
10 00  
= 25

## BIBLIOGRAFIA

1. ALMELA (A.) y VALLE DE LERSUNDI (J.): *Estudio geológico de la zona Ponferrada-Tremor de Abajo (León)*.—Comunicación presentada en la I Reunión Nacional de Geología. Oviedo, 1962.
2. COMTE (P.): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*.—Memorias del Inst. Geol. y Min. de España. 1959.
3. GARCÍA FUENTE (S.): *Hoja núm. 77, La Plaza, del Mapa a escala 1:50.000*.—Instituto Geológico y Minero de España. 1959.
4. JULIVERT (M.): *Estudio geológico de la cuenca de Beleño*.—Boletín del Inst. Geol. y Min. de España. 1960.
5. LOTZE (F.) y SDZUY (K.): *Das Kambrium Spaniens*. — Wiesbaden, 1961.
6. LLOPIS LLADÓ (N.): *Estudio del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias*.—Oviedo, 1955.
7. LLOPIS LLADÓ (N.) y FONTBOTÉ (J. M.): *Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)*.—I. de Geol. Aplicada. Oviedo, 1959.
8. MARTÍNEZ ALVAREZ (J. A.): *Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias*.—I. de Est. Asturias. Oviedo, 1962.
9. PASTOR GÓMEZ (V.): *Hoja núm. 129, La Robla, del Mapa a escala 1:50.000*.—Inst. Geol. y Min. de España. (En publicación.)
10. SITTER (L. U. DE) y colaboradores: *Provisional Geological Map of the Southern Slope of the Cantabrian Mountains*.—Leiden, 1962.



**El concepto del olistostromo y su  
aplicación a la geología del Subbético**

P O R

**ENRIQUE DUPUY DE LOME Y SANCHEZ LOZANO**

VOCAL DEL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

## RESUMEN

El autor recoge en este trabajo las observaciones realizadas por otros investigadores, y por él mismo, en diversos estudios geológicos en la región Subbética, del S. y SE. de la Península Ibérica.

De estas observaciones puede deducirse un esquema de la constitución geológica del Subbético, y de la disposición tectónica de las series y unidades que lo forman, cuyo esquema aparece sucintamente expuesto en el presente trabajo.

La aparición, en fecha reciente, de las teorías del profesor Marchetti sobre la génesis y composición de los olistostromos, teoría que se encuentra especialmente aplicada a determinadas áreas del sur de Italia y de Sicilia, permitió encontrar explicación para una serie de accidentes y dispositivos tectónicos, cuya significación aparecía oscura hasta entonces.

Desde la aparición de la teoría de los olistostromos, se han realizado diferentes intentos, en general con resultado muy satisfactorio, de aplicar estos mismos conceptos a otras regiones con características similares a aquellas cuyo estudio dio origen al nacimiento de estos nuevos conceptos. Así, ha sido aplicado con éxito el concepto de olistostromo a la investigación de algunas áreas de Marruecos, de Estados Unidos e incluso investigadores aislados han comenzado ya a emplear este término en sus estudios geológicos en el Subbético español.

En la presente Memoria se expone muy sucintamente el concepto y teoría de los olistostromos, y se aplican estas ideas a determinadas secciones de la región subbética.

Expuesta la heterogeneidad geológica del Subbético y las causas que la motivan, resulta, como conclusión, que el Subbético puede considerarse como un gran olistostromo en potencia, pero que, por las razones paleogeográficas, litológicas, etc., que se indican, sólo aparece desarrollado como verdadero olistostromo completo en determinados sectores característicos.

Madrid, abril 1964.

### NOTA PRELIMINAR

El autor comenzó la redacción de este trabajo los primeros meses de 1961, para haber sido incluido como aportación al Libro homenaje a la memoria del profesor Fallot.

Desgraciadamente nuestro exceso de trabajo en la actividad de la investigación petrolífera no hizo posible que la presente Memoria pudiera quedar terminada a tiempo para su inclusión en el referido libro; y, por otro lado, la falta de tiempo nos impidió también llevar a cabo determinadas excursiones sobre el terreno que hubieran sido necesarias para aclarar algunos conceptos todavía dudosos.

Habíamos ya desistido de terminar y publicar el presente trabajo, cuando la aparición de una serie de importantes publicaciones geológicas sobre la región, la reanudación en la misma de determinadas campañas de investigación de aguas subterráneas y, muy recientemente, el comienzo de investigaciones geológico-petrolíferas en el ámbito subbético nos han permitido entrar en posesión de nuevos y valiosos datos y observaciones de gran interés para el conocimiento de las características esenciales del país.

Con este nuevo material y algunas observaciones directas sobre el terreno, realizadas en recientes excursiones, nos hemos decidido a revisar y completar el trabajo que había sido escrito hace ya más de tres años.

Su carácter, de todos modos, habrá de ser forzosamente incompleto, pero aun con esta limitación, hemos considerado que quizá su publicación permitiría aportar una muy modesta contribución al progreso del conocimiento de la geología del Subbético.

Vaya por delante nuestra gratitud, una vez más, hacia los colegas que están trabajando en la región. Sus valiosas ideas, observaciones y consejos han sido verdaderamente indispensables para la redacción de estas notas.

Madrid, abril de 1964.

### I. ANTECEDENTES

Durante un periodo que se extiende a lo largo de los últimos doce años, y con motivo de diferentes trabajos de hidrología y cartografía geológica, hemos tenido que enfrentarnos con los importantes problemas geológicos que se plantean en el estudio del S. y SE. de la Península Ibérica.

En todo este tiempo ha progresado considerablemente, gracias a los trabajos de ilustres geólogos españoles y extranjeros, el conocimiento de la geología del país.

No pocas de las teorías vigentes en la época del comienzo de nuestros estudios han caído ya en desuso, y están siendo sustituidas por nuevas hipótesis, gran parte de las cuales se encuentran todavía sometidas a procesos de comprobación y revisión.

El esfuerzo que se está llevando a cabo es realmente considerable, y se vislumbra ya la posibilidad de que en un plazo relativamente breve sea posible presentar un cuadro armónico que permita, por fin, obtener una representación de la disposición geológica conjunta de estas regiones de Andalucía y Levante, sin duda unas de las más complejas de Europa.

Vaya desde aquí nuestra gratitud a todos los colegas que con tan grande dedicación y acierto están contribuyendo con su esfuerzo personal a la resolución de tan apasionantes problemas. No sin meditarlo previamente, hemos considerado conveniente no extendernos aquí en la enumeración de la labor realizada por cada uno de ellos. Esto quedaría, en primer lugar, fuera de los modestos límites del presente artículo y, además, nuestro alejamiento momentáneo de la labor directa en el trabajo de esta región, pudiera ser causa de alguna involuntaria omisión, en la que no quisiéramos caer. Bástenos, por lo tanto, con repetir una vez más nuestra gratitud y admiración hacia la labor realizada y en curso de ejecución, por los geólogos de las diferentes Escuelas que trabajan en la región bética, con la mayor parte de los cuales nos honramos, además, de mantener una excelente amistad.

El desarrollo de todos estos trabajos está obligando ya a revisar una parte importante de los conceptos y resultados de estudios anteriores, en algunos de cuyos estudios hemos participado directamente. El perfeccionamiento de las técnicas de investigación; los nuevos elementos auxiliares, de

que cada día dispone el geólogo con más diversidad y abundancia; la mayor precisión y exactitud en las determinaciones paleontológicas, nos conduce ahora a descubrir no pocas imprecisiones y errores en publicaciones geológicas anteriores; y con mayor razón en la región a que ahora nos referimos, habida cuenta de su gran complejidad.

Por lo que antecede, algunos de los conceptos que exponemos en las páginas siguientes habrán de ser considerados como puesta al día y revisión de las determinaciones o conclusiones a que hubimos de llegar en nuestros trabajos anteriores sobre el país bético y áreas circundantes; una parte de cuyos trabajos aparece reseñada en la lista bibliográfica adjunta.

Con la presente nota únicamente pretendemos actualizar algunos conceptos sobre la significación y disposición tectónica del Subbético, a la luz de recientes descubrimientos aplicables, en su esencia, a la geología de esta parte importante de las cadenas béticas.

No es nuestro propósito, por consiguiente, penetrar en el estudio detallado de la disposición geológica conjunta de las cordilleras béticas. Empeño difícil sería éste; y aun prematuro, tanto a causa de la extraordinaria complejidad de la región, como porque una parte considerable de los problemas que en ella aparecen todavía no ha encontrado una solución satisfactoria.

Por lo tanto vamos a limitarnos ahora a exponer de la forma más sucinta posible la evolución de las más importantes hipótesis sobre la constitución geológica de la región, únicamente con el objeto de centrar la posición del problema, de cuyo intento de resolución nos ocuparemos en las páginas siguientes.

Fue principalmente Staub quien, al establecer su famosa síntesis tectónica de la Región Bética, inició la discusión sobre este interesante tema; discusión que, como ya hemos dicho, persiste en cierto modo todavía.

Aplicando Staub sus profundos conocimientos sobre los Alpes, a las regiones del sur y sureste de España, supuso que el conjunto de la tectónica de estas extensas regiones resultaba del apilamiento de cinco grandes hojas de arrastre, deslizadas sobre un zócalo autóctono, o quizás en algunos lugares para-autóctono.

Serían estas cinco grandes hojas las siguientes:

- Hoja de Antequera.
- Hoja de Sierra Nevada.
- Hoja de Granada.
- Hoja de Murcia.
- Hoja de Málaga.

Aplicando esta síntesis a las grandes unidades tectónicas regionales y a la paleogeografía del país, resultaba un esquema muy atractivo, que, en principio, y habida cuenta de la situación de la investigación geológica en aque-

lla época, permitía explicar la mayor parte de los problemas para los que hasta entonces no había sido encontrada solución satisfactoria.

Sin embargo (y sin entrar en detalles sobre la discusión de la teoría) quedó más adelante demostrado que en su aplicación práctica a la resolución de cuestiones concretas, surgían contradicciones y lagunas de verdadera importancia.

Gran parte de estas dificultades quisieron ser resueltas mediante la creación de nuevas unidades alóctonas, a las que fueron aplicadas denominaciones locales, originándose así un verdadero complejo de elementos alóctonos superpuestos, en el que todavía nos hemos debatido los geólogos que hace más de diez años comenzamos a estudiar el país.

Quizá las síntesis más acertadas, que resumieron los conceptos geológicos entonces vigentes, fueron las creadas por Blumenthal y por Fallot, gran parte de cuyos conceptos y denominaciones subsisten hoy día, aunque, como es evidente, con las modificaciones lógicamente derivadas del progreso del conocimiento geológico sobre la región.

De acuerdo con estos últimos esquemas, y con las interpretaciones más recientes y en una síntesis extraordinariamente breve, la Región Bética (s. l.) comprendería una serie de elementos sucesivos, de la que formarían parte, de norte a sur, los siguientes constituyentes:

**a) Prebético externo.**

Series autóctonas que en la parte occidental de la región transgreden sobre el zócalo paleozoico consolidado. En la zona oriental se continúan hacia el norte para enlazar (sobre un umbral no siempre bien definido) con las formaciones sedimentarias coetáneas de la Región Ibérica.

**b) Prebético interno.**

Formaciones autóctonas o para-autóctonas. Soportan en gran parte el deslizamiento del Subbético. Las facies, correspondientes a un borde de cuenca son más profundas, estableciéndose su transición, raramente visible con claridad, hacia las facies subbéticas.

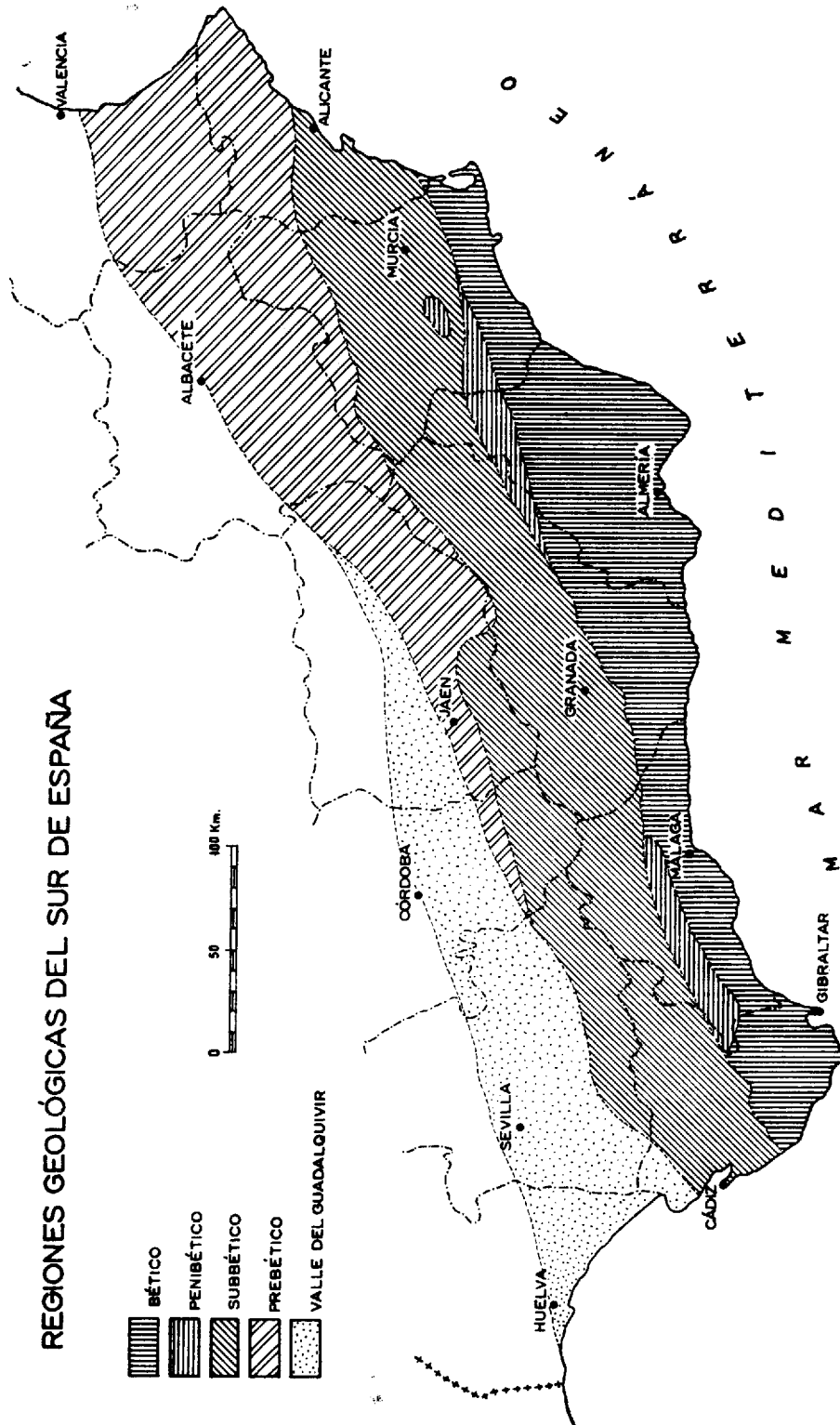
**c) Subbético.**

Series mesozoicas y cenozoicas, alóctonas o para-autóctonas, con facies predominantemente plásticas en el Trías, más rígidas en el Jurásico, y de nuevo margosas y plásticas en el Cretáceo y Terciario.

**d) Trías citrabético.**

Para la mayor parte de los autores perteneciente al Subbético, formaciones plásticas del Trías extravasadas y deslizadas.





**e) Penibético.**

Series mesozoicas predominantemente rígidas y someras, a las que se atribuyó por algunos autores un origen ultrabético, es decir, una sedimentación más al sur de la que correspondería a la de los depósitos paleozoicos de Sierra Nevada. En nuestra opinión (que según hemos visto en publicaciones recientes coincide con la de otros autores modernos), las series penibéticas serían para-autóctonas o débilmente alóctonas y corresponderían a las facies marginales del borde meridional de la cuenca subbética.

**f) Elementos tectónicos locales alóctonos.**

Corresponderían a determinadas unidades, tales como las hojas de Lújar, de Guájar, de Lanjarón, etc., cuyo origen y significación se encuentran todavía en gran parte sometidos a discusión.

**g) Bético de Sierra Nevada.**

Extensa unidad con predominio de series paleozoicas y débil cobertera mesozoica. Actualmente considerado en general como autóctono, con pequeños deslizamientos locales.

**h) Hoja de Málaga.**

Series paleozoicas con cobertera mesozoica variable y en general débil. Consideradas como alóctonas. En discusión las relaciones entre la hoja de Málaga y la unidad del macizo de Sierra Espuña.

Tal es, en líneas muy generales, el cuadro de los diferentes elementos que constituyen las cordilleras béticas. Su significación tectónica se encuentra todavía (repetimos una vez más) sujeta a revisión y comprobación.

En lo que a esta publicación respecta vamos a ocuparnos solamente de la disposición del Subbético examinada a la luz de nuevas teorías, que en nuestra opinión, que pretendemos justificar en las páginas siguientes, son parcialmente aplicables a la resolución del problema que nos ocupa.

Es preciso, por tanto, para ello, que hagamos ahora un inciso para intentar exponer, también de la forma más breve posible, en qué consisten estas nuevas hipótesis, cuya aplicación a la geología del Subbético intentamos establecer.

## 2. EL CONCEPTO DE OLISTOSTROMO

El gran progreso que la ciencia geológica ha experimentado en el curso de los últimos años ha sido debido, en gran parte, a la labor desarrollada en todo el mundo para la investigación de hidrocarburos.

Las dificultades, cada vez mayores, para el descubrimiento de nuevas reservas petrolíferas, y las posibilidades de hallazgo de yacimientos explotables en áreas de gran complejidad estructural, han impulsado de modo muy notable el desarrollo de nuevas técnicas de investigación geológica que han demostrado ser excelentes auxiliares en el campo de la prospección petrolífera.

Con motivo de los trabajos de investigación de hidrocarburos que la Compañía Gulf Italia llevó a cabo en la isla de Sicilia, fue estudiado el complejo problema de deslizamiento, cabalgaduras y series invertidas que en esa región se presentaba.

Dichos estudios condujeron al ilustre geólogo M. P. Marchetti, entonces Director de Exploración de Gulf Italia, a establecer su teoría sobre los Olistostromos, teoría que ha sido felizmente desarrollada con la colaboración entre otros, de los geólogos M. D. Beltrandi, P. Petrocchi, G. Flore y M. Rigo, etc.

Trabajos de investigación más recientes en otros países, y especialmente en Italia y Marruecos, dentro de la cuenca mediterránea, han permitido comprobar la existencia de grandes olistostromos, y estudiar las circunstancias que acompañan a su origen y desarrollo. Finalmente, los estudios actualmente en curso en el Subbético español permiten, según intentamos demostrar más adelante, interpretar la disposición tectónica de una parte de esta región como un olistostromo de gran magnitud.

La palabra olistostromo significaría, en traducción literal, "cuerpo deslizado", y en efecto ha sido elegida para designar a determinadas formaciones geológicas que aparecen actualmente fuera del lugar en que fueron sedimentadas.

Sin embargo, las circunstancias que acompañan a los fenómenos de deslizamiento de las series que dan origen a un olistostromo reúnen características especiales, que vamos a intentar exponer a continuación.

En virtud de estas características, un olistostromo podría definirse como un conjunto heterogéneo y de apariencia caótica, de formaciones geológicas alóctonas superpuestas tanto en orden directo como inverso. Entre las causas que contribuyen al deslizamiento predominan las gravitatorias, y el proceso de corrimiento es generalmente sin-sedimentario. Es condición casi indispensable para la formación de un olistostromo la presencia de serie arcillosas, o margo-arcillosas, de naturaleza plástica, que favorezcan el deslizamiento por gravedad.

Vamos a intentar, en los párrafos siguientes, precisar y aclarar estos conceptos.

La presencia en múltiples lugares de series deslizadas, fenómenos de cabalgadura y cobijadura, hojas de arrastre, etc., no ofrece lugar a dudas y ha sido sobradamente comprobada y estudiada. No ocurre, sin embargo, lo mismo con las causas que han motivado estos fenómenos. Se trata, en general, de procesos complejos, en los que intervienen diferentes factores, actuando simultánea o sucesivamente. La identificación y valoración relativa de estos diferentes factores es precisamente uno de los mayores motivos de dificultad en el estudio de la tectónica de las series alóctonas.

No vamos a extendernos aquí sobre el estudio de las causas y efectos de los empujes tangenciales, en relación con los fenómenos orogénicos. Bástenos afirmar que su existencia es, asimismo, indudable, y que a ellos se debe gran parte de los pliegues y accidentes tectónicos que cubren la corteza de nuestro planeta. Sin embargo, en un análisis más detallado de la cuestión, son también muy frecuentes los casos en que no es posible explicar determinados pliegues, arrastres o cobijaduras, en función de la acción exclusiva o meramente principal de empujes tangenciales.

Tal es el caso, por ejemplo, de las series cuya falta de rigidez impide la transmisión de estos empujes tangenciales.

En tales casos es muy frecuente que los fenómenos de deslizamiento sean debidos principalmente a empujes gravitatorios, es decir, a la componente tangencial de la acción de la gravedad actuando sobre unas series yacentes sobre el plano inclinado que resultaría de la surrección de las áreas marginales de una cuenca de sedimentación, o del hundimiento de la parte central de la misma. Los fenómenos de "slumping" sin sedimentario, tan frecuentes en muchas cuencas en proceso de hundimiento, no serían sino un ejemplo particular de esta acción gravitatoria.

Son dichas causas las que contribuyen, de forma sustancial, a la creación de un olistostromo.

Consideremos, en efecto, una cuenca sedimentaria teórica, en la que, durante el proceso de sedimentación, se producen diferencias acentuadas de cota entre la parte central de la cuenca y sus bordes, ya sea por hundimiento progresivo de esta parte central, o por surrección de uno de sus bordes, o bien por coexistencia de ambas causas. Llamamos la atención sobre el hecho de que en estas acciones, y especialmente en el proceso de elevación de los bordes de la cuenca, pueden perfectamente influir empujes tangenciales en relación con movimientos orogénicos normales. En las formaciones que ocupan las áreas marginales de la cuenca, y en las que afloran en los bordes de la misma, pueden encontrarse intercalaciones de capas de pizarras, arcillas o margas, de naturaleza plástica, y aptas, en consecuencia, para favorecer el deslizamiento. Sobre ellas pueden, asimismo, existir niveles compactos y rígidos, calizas o areniscas, por ejemplo.

Si la inclinación del substratum rígido de las series plásticas es suficiente, puede llegarse a la rotura del equilibrio y el predominio de la acción, sobre las series plásticas y su cobertera rígida, de la componente tangencial de la acción de la gravedad. Como consecuencia de esto se producen, en esta cobertera rígida, roturas y desgarraduras que la dividen en bloques independientes, y en estos momentos comienza el deslizamiento, hacia la parte central de la cuenca, no sólo de las series plásticas sino incluso de los bloques rígidos suprayacentes.

Cesa el deslizamiento cuando la energía es ya absorbida por la fricción sobre la superficie inclinada del substratum. La magnitud del deslizamiento es, por lo tanto, función de diferentes causas, entre las que se encuentran la pendiente de la superficie sobre la que las masas plásticas deslizan, las dimensiones y peso de los bloques alóctonos, la naturaleza y plasticidad de las series de base, la continuidad en el proceso de hundimiento o surrección, la acción combinada de empujes tangenciales, la acción secundaria de fenómenos de halocinesis, etc., etc. Incluso puede producirse el referido deslizamiento de forma discontinua, con periodos de mayor intensidad y otros de calma, en función, claro está, de la mayor o menor continuidad de alguna o algunas de las causas arriba indicadas.

En realidad, el fenómeno es en general mucho más complejo de lo que pretendemos exponer sucintamente en estas páginas. Una de las causas de complejidad es la presencia de migraciones laterales en las formaciones plásticas de baja reodidad, y especialmente los muy frecuentes procesos de halocinesis, con su cortejo de migraciones laterales y verticales, extrusiones, diapirismo, etc., etc.

Cabe, en efecto, la posibilidad de que entre los sedimentos del substratum de la cuenca se encuentren formaciones arcillosas, yesíferas e incluso saliníferas. Tal es el caso, por ejemplo, de las series triásicas, y especialmente del Keuper de nuestra cuenca subbética. En tal caso, y conforme aumenta el peso de sedimentos en el proceso de hundimiento de la cuenca, estas masas plásticas, por acción continuada de procesos de halocinesis, tienden a migrar hacia los bordes, es decir, en sentido contrario al del deslizamiento de las series alóctonas que, como hemos dicho, se produce desde el borde de la cuenca hacia el centro de la misma. Entre las diversas posibilidades que se presentan, enumeramos, a título de ejemplo, las siguientes:

a) Los sedimentos plásticos emigran hacia los bordes con anterioridad o en las primeras fases del deslizamiento. Su acumulación anormal acentúa la pendiente, y, tanto por esta razón como por su plasticidad, precipitan y acentúan el deslizamiento.

b) Los sedimentos plásticos, emigrados en las primeras fases del deslizamiento, provocan fenómenos extrusivos aprovechando las grietas y fracturas de la cobertera rígida de las series alóctonas, e incluso irrumpen al

exterior. De este modo se producen superficies adicionales de contacto entre series plásticas y bloques rígidos, acentuándose los deslizamientos diferenciales entre las formaciones que han de constituir el futuro olistostromo.

c) El peso adicional de las series deslizadas en la parte central de la cuenca acentúa los fenómenos de migración, que se producen hacia los bordes de la cuenca incluso después del deslizamiento. En las áreas marginales, al faltar las series de cobertera irrumpen fácilmente al exterior, produciéndose asomos y acumulaciones de material plástico procedentes del centro de la cuenca, en las áreas primitivamente ocupadas por las series deslizadas.

d) Simultáneamente con todo el proceso, tienen lugar fenómenos de diapirismo vertical, tanto en la parte central de la cuenca como en sus áreas marginales, que vienen a prestar todavía mayor complejidad al cuadro general.

No podemos olvidar que lo más frecuente es que todo este proceso tenga lugar durante el periodo de sedimentación, es decir, en ambiente submarino. Por lo tanto, es muy posible que durante el deslizamiento de las series alóctonas, y también en épocas de pausa en el proceso general, continúe el depósito de sedimentos en el interior de la cuenca. Se originan así formaciones sedimentarias más recientes que yacen sobre las series alóctonas en el interior de la cuenca, y que quedan a su vez cobijadas por nuevas llegadas de materiales deslizados, al proseguir el fenómeno general de deslizamiento gravitatorio que hemos expuesto. Esta operación puede repetirse, y de hecho así ocurre, sucesivas veces, hasta que alcanza la colmatación y posterior emergencia de la cuenca.

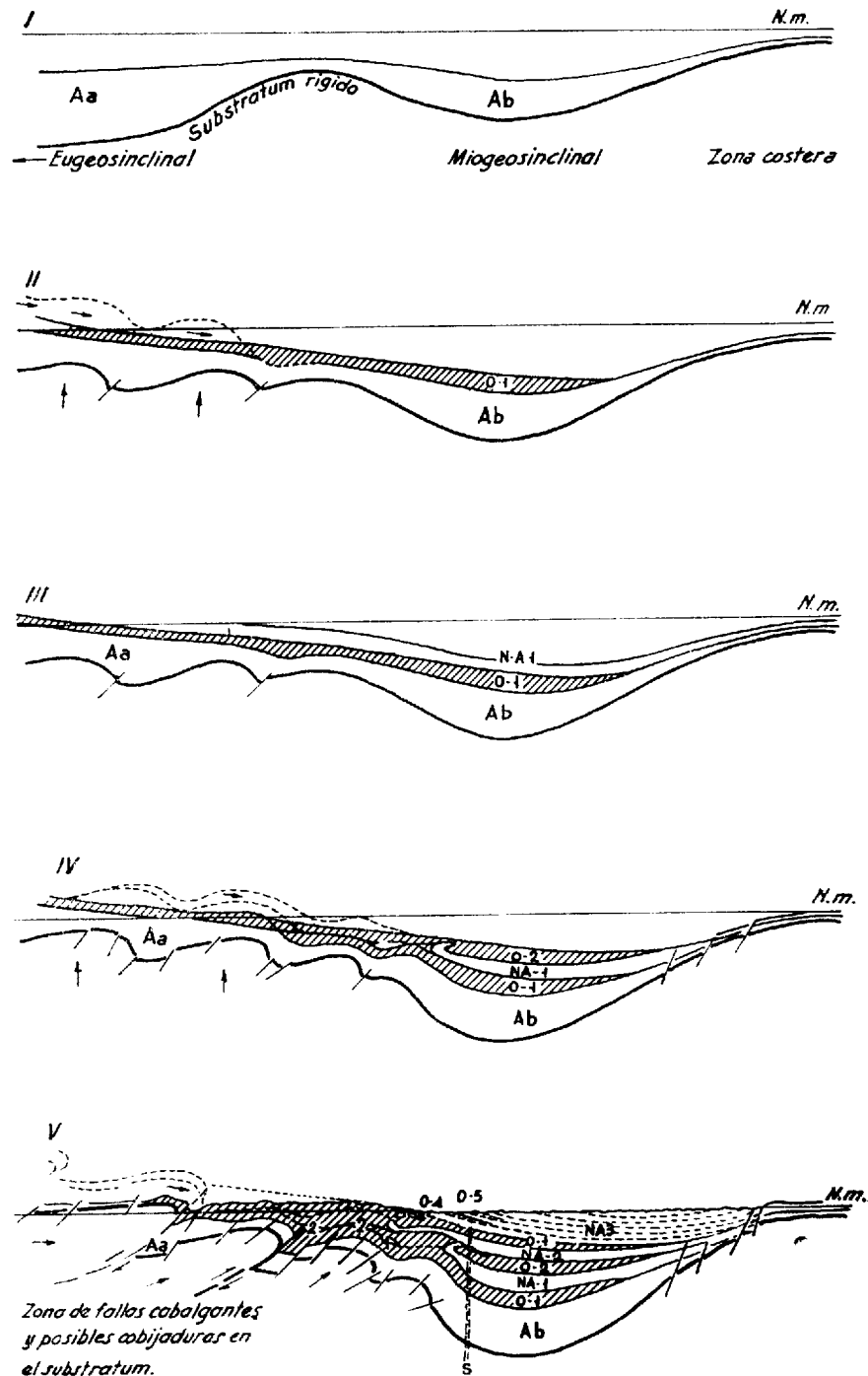
Para explicar mejor todo este complejo proceso, reproducimos aquí unos esquemas de M. P. Marchetti, en los que se representa la formación de un olistostromo teórico.

En el esquema I se reproduce una disposición ideal de una cuenca, dividida en dos subcuencas, una externa y otra interna, por un alto fondo.

En el esquema II se representa el hundimiento central de la cuenca y la elevación de su flanco meridional. Los materiales plásticos de la primitiva cuenca profunda (área marginal, después, de la cuenca reducida), deslizarían hacia el interior de ésta, reposando sobre los sedimentos autóctonos (Ab) y dando lugar a la primera parte del olistostromo.

Siguiendo el proceso sedimentario, sobre esta primera parte del olistostromo se depositarían nuevos materiales autóctonos, tal como se representa con el símbolo NA-I en el esquema III.

En un periodo subsiguiente de actividad orogénica, prosigue el hundimiento de la cuenca y la elevación de su área meridional. Al mismo tiempo se producen nuevos pliegues y una segunda fase del olistostromo avanza hacia el interior de la cuenca y se deposita sobre los materiales neo-autóctonos (NA-1). Es la serie representada con el símbolo O-2 en el esquema



ORIGEN DE LOS OLISTOSTROMOS, según Marchetti.

número IV. Hay que tener en cuenta que en la constitución de este segundo olistostromo entran a formar parte materiales del autóctono primitivo (Ab), del primer olistostromo (O-1) y del primer neoautóctono (NA-1). Todos ellos, como se ve en la figura, deslizados desde el área marginal interna hacia la parte central.

De esta forma la cuenca se va colmatando y reduciendo, con el aporte, además, de nuevos sedimentos.

En el esquema V se representa una disposición teórica final. El olistostromo O-2 se ha extendido hacia la parte externa de la cuenca, sobrepasando el olistostromo O-1; ambos aparecen en esta parte externa perfectamente diferenciados por la intercalación del autóctono NA-1; mientras que en el borde interno, los dos olistostromos y el autóctono NA-1 constituyen un único olistostromo indiferenciado. Un nuevo ciclo sedimentario ha dado lugar a los depósitos NA-2, de un autóctono más reciente, y a su vez la prosecución de los fenómenos de surrección del borde interno de la cuenca, y hundimiento de una parte central, dan lugar a una tercera fase del olistostromo O-3, a cuya formación contribuyen, además de los elementos anteriores, los materiales de la nueva fase autóctona NA-2.

Finalmente, un último ciclo sedimentario da origen a nuevos depósitos autóctonos NA-3, que colmatan la cuenca. Nuevas y pequeñas intercalaciones O-4 y O-5, de fases olistostrómicas, tienen lugar en los depósitos NA-3.

Siguiendo las ideas de Marchetti, vamos a resumir ahora muy brevemente el origen y formación de los grandes bloques aislados de material rígido, que tan frecuentes son en los olistostromos, y para los que el autor propone la denominación de olistolithos.

Pueden distinguirse, entre los olistolithos, tres grupos diferentes. Al primero corresponderían los bloques de gran tamaño en general, procedentes de la cobertera rígida que yacía sobre las series plásticas que dieron origen al deslizamiento. Como sabemos, en la primera fase esta cobertera se descompone en bloques aislados con motivo de las grandes fracturas y desgarros que preceden al deslizamiento. Los bloques así diferenciados son arrastrados por las series plásticas en su deslizamiento; unas veces en posición normal, otras volcados, e incluso invertidos. Propone Marchetti para estos bloques la denominación de "neo-olistolithos".

Al segundo grupo corresponderían los bloques, en general de menor tamaño, procedentes de intercalaciones rígidas entre las series plásticas que dan lugar al deslizamiento. Análogamente, son estos bloques arrastrados por aquéllas hacia el interior de la cuenca. Su denominación sería la de "meso-olistolithos".

Finalmente, en el substratum de las series plásticas pueden aparecer escarpaduras, fracturas, pliegues, etc., como consecuencia de los fenómenos orogénicos que preceden y acompañan al deslizamiento gravitatorio.

Los materiales del olistostromo, en su deslizamiento hacia el interior de la cuenca, pueden desprender y arrastrar parte de estos elementos del substratum rígido, originándose así nuevos bloques envueltos en el olistostromo y para los cuales el autor propone la denominación de "hipo-olistolithos"

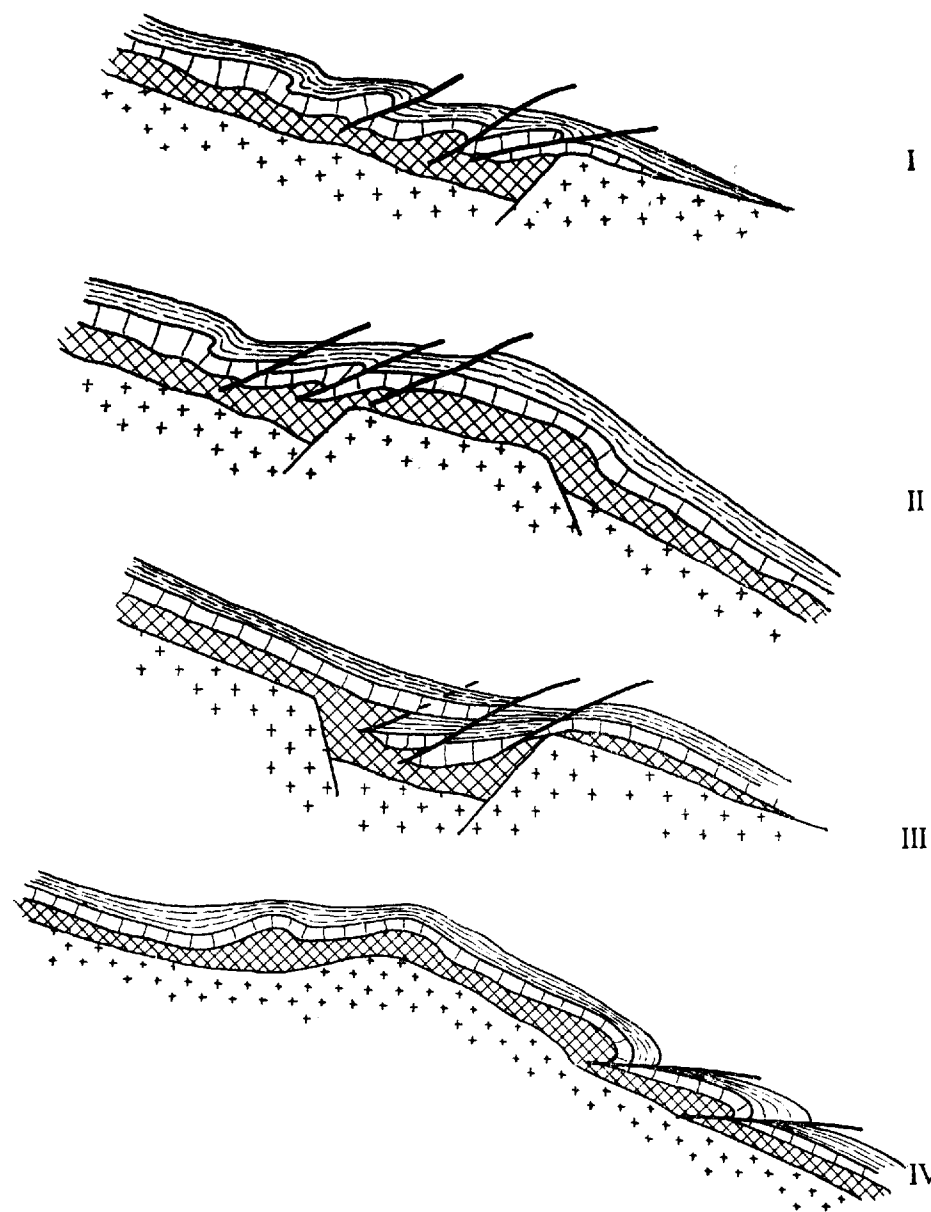
Los olistolithos son, en general, fácilmente visibles en el conjunto de olistostromo; su mayor rigidez y resistencia a la erosión hace que se destaquen con claridad en el relieve de la zona. Sin embargo, pueden quedar enterrados en el olistostromo; ya por quedar digeridos entre los materiales alóctonos, o por yacer bajo la cobertura sedimentaria reciente. Sin embargo, estos olistolithos, por sus características físicas, diferentes en relación con las formaciones circundantes y su prayacentes, son fácilmente determinables por mediciones geofísicas.

Otros muchos fenómenos (brechas de arrastre, brechas poligénicas sin-sedimentarias, etc.) acompañan a la formación de los olistostromos; su descripción sería en exceso prolija y quedaría fuera de los límites del presente artículo.

No queremos, sin embargo, terminar este párrafo sin referirnos a la importancia que, sobre la disposición final del olistostromo, pueden tener los accidentes del zócalo consolidado de la cuenca. Es muy frecuente, en efecto, que el hundimiento de la misma se halle en relación con grandes fracturas del zócalo, que produzcan en el substratum de la cuenca una disposición en dovelas, con escalones ascendentes hacia el área marginal externa. Estos escalones, tal como se representa esquemáticamente en la figura, pueden detener bruscamente el avance del olistostromo, sin haberse consumido todavía la energía que lo originó. En tal caso se produce un apilamiento de escamas de los materiales del olistostromo, de la forma que representa el esquema.

Es también frecuente que en la zona interna de la cuenca existan pliegues antiguos parcialmente erosionados, u otros accidentes que den origen a escarpaduras o elevaciones que frenen el avance del olistostromo, pero sin detenerlo. Por el contrario, pueden presentarse depresiones o fosas en las que se produzca una acumulación anormal de los materiales deslizados. Ambos ejemplos se representan esquemáticamente en las figuras.

Finalmente, es interesante hacer notar cómo la pendiente del substratum de la cuenca, especialmente si es acentuada, puede influir en la disposición de los pliegues del olistostromo. Los esquemas adjuntos ilustran este concepto. Es interesante insistir en estos últimos extremos, ya que en algunos casos la investigación detallada del olistostromo en superficie puede aportar valiosos datos para la interpretación de la disposición tectónica del substratum de la cuenca.



- I. Disposición en escalones ascendentes.
- II. Relieves, accidentes o escarpaduras.
- III. Fosas, áreas de hundimiento.
- IV. Pendiente del substratum.

#### INFLUENCIA DEL ZOCALO CONSOLIDADO

### 3. EL SUBBÉTICO

En las páginas anteriores hemos expuesto, muy brevemente, una síntesis de la teoría de los olistostromos. Vamos a intentar ahora explicar estos conceptos a la interpretación de la disposición tectónica del Subbético, en las regiones de Andalucía y SE. de la Península Ibérica.

Es preciso para ello, previamente, establecer a grandes rasgos las características sedimentarias esenciales de las formaciones que lo constituyen.

Corresponde el Subbético a un surco sedimentario largo y estrecho, que se extiende desde la provincia de Cádiz hasta la costa de Alicante, y que continúa hacia el NE., ya bajo el Mediterráneo, para reaparecer en la isla de Mallorca. En realidad, hacia el oeste las formaciones subbéticas se prolongan también para describir un arco y reaparecer, con análoga facies y características, en Marruecos.

En una zona de tan gran longitud, las facies varían sensiblemente en función de condiciones sedimentarias locales, para conservar una indudable homogeneidad en sus rasgos esenciales. Estos rasgos serán expuestos en primer lugar, y seguidamente se estudiarán las características más importantes del Subbético a lo largo de una serie de transversales consideradas de occidente a levante.

La serie subbética comprende un paquete sedimentario que se extiende, con determinados hiatus, desde el Trías al Oligoceno Superior.

La facies del Trías, aunque ligeramente variable de unas zonas a otras, es esencialmente germánica, con las características peculiares que hicieron a algunos autores denominarlo como "Trías germano-andaluz".

En el Bunt-sand-stein se encuentran predominantemente arcillas, con intercalaciones de areniscas y bancos de yesos.

El Muschelkalk, esencialmente calizo y dolomítico, tiene un espesor que varía desde el orden de 100 metros, en el área oriental de la cuenca, hasta más de 500 metros en su parte central.

En el Keuper predominan las arcillas abigarradas, saliníferas y yesíferas, alternando con lechos de areniscas y con potentes bancos de yesos.

El tránsito del Trías Superior al Lías se realiza en la facies de carniolas y calizas dolomíticas.

En el Lías, las variaciones laterales de facies son bastante frecuentes en diferentes puntos de la cuenca. En general a las calizas y dolomías del Rético suceden margas y calizas margosas, seguidas frecuentemente de potentes calizas, calcarenitas y oolitas. El Domeriense y el Aalenense suelen corresponder a margo-calizas nodulares rojas, en facies que recuerda a la del Titónico.

La sedimentación del Dogger presenta no pocos problemas, ya que son frecuentes las discontinuidades y variaciones de facies.

En general el Dogger está constituido por margas y margo-calizas tabeadas, pero existen facies locales arcillosas e incluso dolomíticas.

El Malm es esencialmente calizo, pero también su facies y desarrollo varían a lo largo de la cuenca. Existen determinados e importantes hiatus en la sedimentación (transgresión argoviense, transgresión del Kimeridgense e incluso del Titónico, sobre el Dogger o Lías, etc., etc.), cuyo análisis detallado, según las zonas, quedaría ya muy lejos de los límites y objeto de esta nota.

Característica esencial del Subbético es la facies margosa y homogénea a lo largo de casi todo el Cretáceo. La falta de potencia de la formación, y la ausencia de fauna o microfauna características, han hecho suponer la presencia de grandes hiatus en la sedimentación del Cretáceo subbético.

Aun admitiendo la presencia de determinadas lagunas, los estudios recientes parecen comprobar una continuidad en la sedimentación cretácea mucho mayor que la inicialmente supuesta. Está constituido el Cretáceo, como hemos dicho, por una sucesión de margas y arcillas margosas que se extienden desde el Neocomiense al Maestrichtense. La facies de arcillas rojas, ya descrita por Fallot, es característica del Senonense subbético.

En el Eoceno, las facies del Subbético varían desde las potentes calizas y calcarenitas lutecienses de Alicante al flysch numulítico del sur de la provincia de Córdoba. En general, el Eoceno del Subbético es predominantemente calizo hacia el este, y margo-arenoso hacia las partes central y occidental de la cuenca.

Los sedimentos oligocenos también varían en extensión y desarrollo a lo largo del Subbético. La facies es, en general, margosa o margo-caliza, y la sedimentación llega a alcanzar hasta el Aquitano-Burdigalense.

Un estudio ligeramente más detallado de algunas transversales en el Subbético, de oeste a este, permitirá precisar más estos conceptos.

En la parte occidental de la provincia de Cádiz, P. Chauve describe dos elementos subbéticos superpuestos, a los que denomina Unidad de Paterna y Unidad de las Cabras (más adelante insistiremos en la descripción de estas dos unidades).

El Subbético de la Unidad de las Cabras estaría constituido por un Trías en facies germano-andaluza, seguido de las dolomías del Rético. A continuación yacen margo-calizas del Lías Inferior y Medio, seguidas de calizas del Lías Superior y Dogger. A continuación, calizas y radiolarios del Malm Inferior y Medio y, seguidamente, calizas compactas del Kimeridgense. El Titónico es asimismo calizo, y el Neocomiense, Berriasense y Vraconiense están constituidos por calizas margosas y margas.

El Cretáceo Medio y Superior está formado por débiles bancos de calizas que alternan con niveles margosos. En el Senonense son características las margas rosadas. La misma facies continúa en el Eoceno, pero con la aparición de pequeños bancos detríticos y calizos.

El Oligoceno está constituido por margas blanquecinas y niveles de arcillas y calizas, y finalmente aparecen capas blancas de diatomeas, que suponemos asimilables a las moronitas aquitano-burdigalienses.

Más hacia el este son muy interesantes las secciones estudiadas por E. Perconig con motivo de los sondeos de investigación de hidrocarburos llevados a cabo en esta región por el Instituto Nacional de Industria.

Desgraciadamente las investigaciones de Perconig, en lo que al Subbético se refiere, no alcanzan más que al Cretáceo Superior. En el olistostromo de la región de Carmona distingue Perconig el Senonense y Paleoceno con margas blancas con bandas color ladrillo. Corresponde evidentemente al Senonense, que describiremos más adelante. Forman parte de la masa olistostromática margas verdes con tintes rojizos y foraminíferos arenáceos, que el autor no clasifica. Como veremos más adelante, el olistostromo involucra y reposa sobre sedimentos de edad aquitano-burdigalense (albarizas) y tortoniense, y yace bajo depósitos tortonienses y sahelenses.

Desgraciadamente en las investigaciones de que tenemos noticias sobre el Subbético se encuentra todavía una gran laguna que corresponde a una parte importante de la provincia de Sevilla y el área más occidental de la de Córdoba.

En las investigaciones en la provincia de Córdoba, llevadas a cabo por los señores Coma, Felgueroso, Ochoa y Barón, y en las que hemos tomado parte personalmente, aparecen muy interesantes secciones del Subbético.

Una columna estratigráfica comprendería, en la parte meridional de la provincia de Córdoba, los siguientes elementos:

- a) Trías de base en facies germano-andaluza.
- b) Dolomías del Suprakeuper y Rético.
- c) Hetagiense-Sinemuriense:
  - C<sub>1</sub> Dolomías brechoides.
  - C<sub>2</sub> Calcarenitas y calizas micro-oolíticas de tonos claros.
- d) Charmutiense: Calizas cristalinas y calizas margo-sabulosas.
- e) Bajociense: Marzo-calizas y margas en general muy fosilíferas.
- f) Bathoniense: Calizas nodulares, margosas, de tonos rojizos, fosilíferas, en facies que recuerda a la del Titónico de la región.
- g) Malm: Serie margo-caliza muy poco potente (menor de 100 metros).

Es especialmente interesante estudiar esta peculiaridad en la sedimentación del Malm de la zona del Subbético que nos ocupa. Se trata esencialmente de margo-calizas nodulares, rojizas, con intercalaciones de calizas o calcarenitas cristalinas de tonos claros y con calizas brechoides que constituyen las "falsas brechas titónicas" de Fallot.

Dentro de esta serie, y en afloramientos diferentes, especialmente en el

área de la Sierra de Cabra, han sido conocidos por los autores antes mencionados, los siguientes elementos:

- a) Calloviense: Atribuibles a este piso calizas oolíticas bien diferenciadas, azoicas.
- b) Oxfordiense: Calizas rojizas nodulares, a veces arenosas, con abundantes fósiles y entre ellos *Hibolites hastatus*, Blain.
- c) Sequanense-Kimeridgense: Caliza y calizas margosas rojizas con abundante fauna.
- d) Titónico: Calizas nodulares rojas, margas rojizas, calizas brechoides con fauna muy abundante y característica.

Parece, en consecuencia, que en el débil espesor mencionado, y prácticamente sin discontinuidad, aparece representada la totalidad del Jurásico Superior.

El Lías y Jurásico estarían, por tanto, completos en esta zona del Subbético que estamos considerando, sin que se observen indicios de hiatus en la sedimentación.

Es interesante, sin embargo, hacer notar que dentro de la serie jurásica se observa hacia el sur una evidente variación de facies.

En efecto, en la parte meridional de la provincia de Córdoba y septentrional de la de Málaga, aparece un cambio de facies hacia sedimentos más profundos, desde el Charmutiense hasta el Calloviense, volviéndose a repetir la facies "titónica" en los términos más altos de la serie jurásica.

El Cretáceo se presenta en esta zona en la típica facies margosa del Subbético. La ausencia de macrofósiles y el escaso valor determinativo de la microfauna dificultan la subdivisión de la serie cretácea, máxime habida cuenta de la caótica disposición de gran parte de los afloramientos.

Ello no obstante han podido distinguirse los siguientes elementos dentro de la serie cretácea:

- a) Berriasense: Margas arcillosas, oscuras, fosilíferas, con abundante fauna.
- b) Valanginiense: Margas y calizas margosas muy fosilíferas.
- c) Hauteriviense: Margas y calizas margosas con episodios margo-sabulosos. Como en los elementos anteriores, frecuentes concreciones de piritita y fósiles piritíferos.
- d) Barreniense: Facies análoga a la anterior; pero fauna característica.
- e) Aptense: Margas y margo-calizas oscuras o azuladas. Microfauna abundante.
- f) Albense: Margas y margo-calizas ligeramente sabulosas; facies muy semejante al Aptense; potencia reducida, posiblemente inferior a los 30 metros.



- g) **Cenomanense-Turonense:** Margas calcáreas, gris en corte y blancas en superficie; en ocasiones, nodulares.
- h) **Senonense:** Margas blanquecinas y color rojo salmón características ("margas rosas" de otros autores). Abundante microfauna pelágica. En el estudio micropaleontológico de diversos afloramientos aparecen especies que definen el Coniacense, Campaniense, Santonense y Maestrichtense.

Dentro de la zona estudiada aparecen sobre el Senonense nuevas margas blanquecinas y rojizas, en facies casi idéntica, pero cuya microfauna, con la aparición de Truncorotalias, nos indica ya el tránsito al Paleoceno.

Aparecen en esta serie paleocena intercalaciones de sílex gris oscuro y siguen a continuación facies más detríticas que confirman la continuación del proceso de emersión de la cuenca, iniciado como hemos visto en el Senonense.

Este proceso paulatino de emersión continúa durante el Eoceno. Así, en el transversal de la provincia de Córdoba que estamos considerando, el Eoceno Inferior y Medio es margo-arcilloso en el Prebético, pero ya detrítico en el Subbético.

El Luteciense subbético continúa en facies detrítica y litoral (areniscas bastas, margas y calizas sabulosas, lechos delgados de conglomerados, etc.), y la emersión se produce posiblemente a fines del Luteciense.

Continúa un periodo de emersión y de fuerte erosión (como veremos más adelante, correspondiente a una fase orogénica y también olistostromática), y una transgresión oligocena con depósitos del Estampiense al Aquitaniense, inclusive.

El Oligoceno del Subbético de la provincia de Córdoba comienza generalmente por una facies de calizas detríticas, sabulosas o brechoides. Siguen episodios margosos o margo-sabulosos, pero denotando siempre una facies poco profunda.

Finalmente suceden a los depósitos que acabamos de considerar formaciones margosas de edad aquitano-burdigalense. Es notable, tanto en esta formación como en el Oligoceno, la presencia de abundante fauna jurásica, cretácea o eocena resedimentada e incluso de trozos de rocas mesozoicas. Ello constituye un argumento más en favor de la sedimentación coincidente con periodos de formación del olistostromo.

Párrafo aparte merece la facies peculiar de moronitas aquitano-burdigalenses que se extiende principalmente al norte del Subbético, desde las provincias de Sevilla y Huelva hasta la zona central de la provincia de Jaén.

El Subbético de la provincia de Jaén está siendo cuidadosamente estudiado por Fontboté, Busnardo, Foucault, entre otros autores, y los datos de que ya se dispone permiten obtener una idea suficientemente exacta sobre su constitución geológica.

En el Subbético de Jaén distingue Busnardo dos unidades fundamentales: el Subbético margoso y el complejo Subbético frontal.

Llama en primer lugar la atención el extraordinario desarrollo del Trías en esta zona, con potencias superiores a los mil metros, de los que más de 300 metros corresponden al Muschelkalk. La facies corresponde al Trías germano-andaluz. Siguen al Trías las dolomías y carniolas y calizas del Suprakeuper y Rético.

En el Subbético margoso encontramos especialmente margas oscuras que se extienden desde el Domeriense al Bajociense. Es notable la presencia en el Bajociense de erupciones ofíticas características.

Existen en el Dogger y Malm inferior niveles con radiolarites típicos. El resto del Malm, calizo-margoso, es poco fosilífero. Está coronado con frecuencia por el Titónico rojo, margo-calizo y nodular.

El Cretáceo está constituido por una sucesión de margas y margo-calizas en facies idéntica a la que hemos descrito en la provincia de Córdoba. Análogamente ocurre con el Eoceno y Oligoceno de las regiones de Córdoba y Jaén.

En el complejo Subbético frontal, la diferenciación de facies es especialmente acentuada en el Jurásico.

Sobre las dolomías del Lías Inferior aparecen calizas tableadas, y sobre ellas un Domeriense margoso.

En el tránsito Aalenense-Bajociense aparecen margas nodulares rojas en facies análoga a la del Titónico.

El Dogger alto está representado por calizas con nódulos de sílex, y el Malm por un espesor variable, que alcanza hasta 300 metros, de calizas tableadas. El Titónico presenta la facies típica, roja y nodular.

Es interesante observar como, con independencia de una serie de variaciones de tipo local, existe una evidente continuidad y semejanza entre el Subbético de las provincias de Córdoba y Jaén. El Subbético en la zona meridional de ambas provincias es esencialmente margoso; y al norte de estos afloramientos aparecen unidades calizas, especialmente desarrolladas en el Jurásico, que dan lugar a las sierras y cresterías de la región.

Es el Subbético de la Sierra de Cabra, en Córdoba, y el complejo subbético frontal, denominado así por Busnardo, en la provincia de Jaén.

En lo que al estudio del Subbético de la provincia de Jaén se refiere, y especialmente en relación con el Subbético frontal, debemos hacer hincapié en la gran influencia que, sobre su disposición tectónica, ha ejercido el desarrollo del Prebético interno.

En efecto, así como en la región occidental del Subbético que hasta ahora hemos considerado, el Prebético era exclusivamente margoso y estaba constituido por margas cretáceas y terciarias yacientes sobre el Trías, y sobre las cuales ha deslizado el olistostromo subbético, en la zona que ahora



nos ocupa las características del substratum actual del frente subbético son muy diferentes.

Se encuentra aquí, en primer lugar, la importante serie jurásica de Los Villares, ya descrita por Busnardo en la región. Sobre ella yacen un Cretáceo Inferior margoso-sabuloso y un Cretáceo Medio y Superior, calizos y rígidos. En conjunto la potencia del Mesozoico prebético, en esta zona septentrional de Jaén, puede estimarse en más de 3.000 metros. Indudablemente la presencia de esta potente sedimentación, cuya cobertera es además esencialmente rígida, ha de ejercer gran influencia en la disposición tectónica de la zona frontal del Subbético. Más adelante, como hemos visto, volveremos a referirnos a este concepto. En la zona oriental de las provincias de Jaén y Granada (transversal de la Sierra Seca y Sierra de la Sagra) describe Foucault un Subbético margoso en facies prácticamente idéntica a la del sur de Jaén y Córdoba que acabamos de considerar. El Prebético interno, rígido, parecería bien desarrollado, tanto en el Jurásico como en el Cretáceo, siendo especialmente notable la presencia de potentes series dolomíticas en el Cretáceo Medio y Superior.

Esta zona del Prebético de la parte oriental de las provincias de Jaén y Granada, e incluso del área occidental de la de Murcia, está siendo ahora estudiada con detalle, especialmente gracias a los trabajos de I. Guigon y a los de J. M. Fontboté, trabajos en los que estamos colaborando. Desgraciadamente, dada la índole privada de estos estudios, no es posible todavía exponer los resultados y conclusiones de los mismos.

En síntesis, podemos afirmar que continúa en esta zona el Subbético meridional, margoso, con análoga facies a la descrita.

El origen del Subbético frontal (unidad calcárea para otros autores) presenta no pocos problemas paleogeográficos. La hipótesis de un fondo alto, en el ámbito sedimentario subbético, sería quizá la más verosímil, y la mayor rigidez de la serie, en las calizas del Trías, y del Jurásico especialmente, sería un factor de gran importancia para explicar la actual disposición tectónica de esta unidad.

En cuanto al Prebético interno, además de los evidentes fenómenos de zócalo, a los que son debidas, sin duda, las rápidas variaciones laterales de facies en el Mesozoico, es interesante comprobar el desarrollo de un nuevo surco sedimentario eoceno, cuya profundidad y potencia de sedimentación aumenta hacia el este.

En el estudio del Subbético de la provincia de Murcia, resulta todavía de inestimable ayuda la consulta de las obras del profesor Fallot.

Quedaría ampliamente fuera de los límites y objeto de este trabajo el intentar resumir aquí las observaciones del autor en su magnífico estudio titulado "Estudios geológicos de la zona subbética entre Alicante y el Guadiana Menor". Nos remitimos en consecuencia a la consulta de esta obra,

indispensable para quien desee conocer la disposición y características del Subbético.

Bástenos decir que en la zona que ahora pretendemos considerar presenta en su parte central, relativamente análoga a la ya descrita en el Subbético más occidental, es decir, Trías germano-andaluz, margas (con intercalaciones calizas y dolomíticas) en el Lías y Jurásico, y margas en facies generalmente pelágicas a lo largo de todo el Cretáceo. Prosigue hacia el este el desarrollo del Nummulítico. Las series aquitano-burdigalenses se presentan también en facies margosa, así como gran parte de la cobertera neógena.

Consideramos interesante la ligeramente menor significación que en esta zona del Subbético presenta el complejo subbético frontal.

Los estudios paleogeográficos en curso permitirán, sin duda, encontrar explicación adecuada a este fenómeno.

En cambio, es muy interesante hacer notar que en algunos afloramientos de esta zona pueden estudiarse las facies costeras correspondientes al *borde sur* del surco subbético, cuyas facies costeras no han podido ser estudiadas, quedando fuera de las posibilidades de observación directa en amplias zonas del área occidental del Subbético.

En las zonas de Elche, Orihuela, macizo de Sierra Espuña, etc., pueden en efecto observarse, tanto en el Jurásico como en el Cretáceo, facies litorales y detríticas, e incluso arrecifales, y lagunas en la sedimentación que indican periodos parciales de regresión y transgresión en este área costera.

Finalmente, una característica del Subbético de Murcia es que aquí ya no puede hablarse con propiedad del "Subbético margoso" como unidad bien diferenciada. Las series, carbonatadas con mayor rigidez, comienzan a aparecer predominantemente en el Jurásico, en las formaciones más internas, para alcanzar luego más desarrollo en las que habrían de correlacionarse con el "complejo subbético frontal".

Estas características, como veremos, se acentúan notablemente hacia el este.

Factor interesante, y muy digno de ser tenido en cuenta, es el desarrollo, cada vez más acentuado, del Prebético al norte del Subbético, de Murcia y Alicante. Prescindiendo del área de Hellín-Albacete, donde se encuentra una disposición en grandes rasgos geanticlinal, en el resto del Prebético oriental la sedimentación en el Jurásico, y especialmente en el Cretáceo, es extensa y potente, con amplias series carbonatadas y dolomíticas, que proporcionan notable rigidez al conjunto prebético.

En la provincia de Alicante faltan todavía estudios modernos de conjunto que permitan resolver el problema de las características sedimentarias, hacia el este, del surco subbético, así como de la interpretación adecuada de la disposición tectónica de las formaciones geológicas que ocupan el país.

Varios hechos, sin embargo, resaltan en un examen superficial de cuestión.

La primera de ellas es la atenuación de las características singulares Subbético margoso. Las series carbonatadas aparecen, con notable desarrollo, en el Jurásico Medio y Superior y en algunos niveles cretáceos. La aparición de las facies margosas hacia el norte, en el Jurásico, y especialmente en el Cretáceo, se realiza con rapidez, y el tránsito a las facies carbonatadas tiene lugar en el espacio de pocos kilómetros.

Los afloramientos jurásicos de Monóvar, Novelda, etc. serían atribuidos al complejo subbético frontal. En ellos el Jurásico Superior es esencialmente calizo, y el Titónico, en su característica facies de capas rojas, se presenta asimismo mucho más carbonatado que en los afloramientos del Subbético occidental.

La sedimentación eocena continúa aumentando, en extensión y desarrollo, hacia el este. Falta todavía un estudio detallado de las características sedimentológicas y tectónicas del Eoceno de la provincia de Alicante. A lo que se observan pliegues volcados, fallas inversas e incluso cabalgamientos de cierta amplitud, la aloctonía de estas formaciones eocenas parece mucho menor de lo que se había supuesto inicialmente. También parece observarse un desplazamiento hacia el norte del eje del surco sedimentario eoceno, en relación con la primitiva cuenca subbética.

No es posible observar la prolongación de la cuenca subbética, desde la costa de la provincia de Alicante hasta la isla de Mallorca.

El Subbético de Mallorca ha sido ya estudiado por diversos geólogos especialistas, que han expuesto brillantemente sus características litológicas y su disposición tectónica. Dada la complejidad del Subbético mallorquino y sus características, en cierto modo "sui-generis", no hemos considerado conveniente extendernos, dentro de este trabajo, en un análisis detallado y mucho menos en un intento de su correlación con el Subbético peninsular. Todo ello quedaría ampliamente fuera de los límites impuestos al presente trabajo. Bástenos decir, en términos muy generales, que volvemos a encontrar en Mallorca un Subbético interno, margoso, que frecuentemente presenta características de olistostromo, y un complejo Subbético frontal, esencialmente carbonatado y rígido, en el Lías y parte del Jurásico. Unicamente queremos llamar la atención sobre el hecho, verdaderamente notable, que las características sedimentarias del Subbético de Mallorca son, examinadas a primera vista, casi idénticas a las del Subbético de la provincia de Córdoba, y, en consecuencia, ligeramente diferentes a las del Subbético de Alicante y Murcia. Esta aparente simetría de la cuenca subbética plantea problemas paleogeográficos de indudable interés, cuya resolución habrá de ser enfocada en el curso de posteriores estudios.

## DISPOSICION TECTONICA

Examinadas ya a grandes rasgos las características litológicas y sedimentarias del Subbético, vamos ahora a intentar establecer una síntesis de su disposición tectónica, punto éste que constituye el objetivo esencial de nuestro trabajo.

Se trata, en realidad, de un empeño arduo, y las conclusiones que de esta exposición puedan deducirse habrán de ser consideradas únicamente a título provisional; son todavía demasiadas las lagunas que quedan en cuanto a las observaciones geológicas locales de tan extensa región, y demasiados también los puntos oscuros cuya interpretación se nos antoja con frecuencia muy artificiosa.

Por ello pretendemos únicamente establecer una simple armazón en la que encajar una serie de observaciones realizadas en el país por los geólogos que se ocupan de su estudio, e incluso, en algunos casos, por nosotros mismos.

En las primeras páginas de esta Memoria quedó establecida una división general de las cordilleras béticas y, situada dentro de la misma, la región subbética. Ahora bien, en lo que a la disposición general de esta Región Subbética se refiere, las hipótesis de los diferentes autores que han estudiado el país no son en absoluto coincidentes.

Para la mayor parte de los geólogos que estudiaron la región en las últimas décadas, estaría el Subbético constituido por series alóctonas, de origen ultrabético para algunos y citrabético para la mayoría.

El profesor Fallot admite el origen citrabético para estas series subbéticas, y establece el desplazamiento horizontal del deslizamiento, en la región murciana, en el orden de 15 a 20 kilómetros. El Triás citrabético, de Staub, constituiría para Fallot un elemento de la serie subbética, y su independencia actual, en algunos sectores, obedecería a fenómenos de desplazamiento diferencial.

Surgida recientemente la teoría de los olistostromos, se ha observado una tendencia inmediata a aplicar este concepto a la totalidad del Subbético y a considerar esta región únicamente como un gigantesco olistostromo de sedimentos mesozoicos y terciarios. No han faltado, sin embargo, los autores que han llamado la atención sobre la inexactitud de esta afirmación de carácter general, y que han insistido sobre el carácter autóctono o para-autóctono de las series subbéticas en algunos sectores; no han faltado incluso quienes extienden estos conceptos de autoctonía a la totalidad de las formaciones del Subbético.

Parece, en consecuencia, llegado el momento de puntualizar esta cuestión, intentando establecer una visión del conjunto del problema, aun a falta, como ya hemos dicho, de multitud de observaciones y comprobaciones.

nes locales, cuya importancia puede todavía, desgraciadamente, ser m grande.

Del examen e interpretación de diferentes perfiles del Subbético, des la provincia de Cádiz a la de Alicante, y del estudio de las causas y elem tos que han influido en la tectónica de las formaciones geológicas en ca uno de estos perfiles, hemos llegado a unas primeras conclusiones, a nuest juicio fundamentales, para la comprensión de la geología del Subbético.

Pueden estas consideraciones resumirse de la manera siguiente:

1.º No es posible, a partir de una transversal del Subbético, extrapol las características paleogeográficas en ella observadas, a otras zonas de misma región.

2.º Aunque la evolución paleogeográfica del Subbético obedece a d rectrices generales análogas, a lo largo de toda la región, las variacion locales son suficientemente importantes como para producir característic "sui-generis" en determinados sectores de la misma, y a estas caracterí ticas obedecen acentuadas diferencias en las litofacies y en la disposició tectónica.

3.º Si bien los empujes orogénicos obedecen a los mismos fenómen de carácter general, se encuentran también acentuadas diferencias, en dif rentes sectores del Subbético, tanto en cuanto a su intensidad como a s cronología.

4.º Aun bajo la influencia de las mismas o análogas causas, el co portamiento de las formaciones geológicas del Subbético difiere notableme te, tanto por motivo de sus características físicas y litológicas como por naturaleza y disposición del substratum, o de la región frontal prebética.

5.º El substratum profundo de la cuenca subbética dista mucho poseer características de estabilidad, y los fenómenos de fracturación, hu dimiento, etc., que lo han afectado en el transcurso de su historia geol gica, son muy variables de unos a otros sectores.

6.º Asimismo son esencialmente variables las características sedime tarias y litológicas del Prebético a lo largo del borde septentrional del surc subbético.

Por todo lo que antecede, puede establecerse, como premisa fundamenta la siguiente:

*El Subbético dista mucho de ser una región de características geol gicas homogéneas.*

Esta es la causa principal de la complejidad de su estudio, y de la falt de concordancia entre autores que han estudiado sectores diferentes. Tant más cuanto se ha pretendido extrapolar a toda la región, o a parte de ell las conclusiones obtenidas en el estudio de un determinado sector.

Sentadas estas premisas iniciales, vamos a estudiar la disposición tectó

nica general del Subbético, y a continuación expondremos algunas secciones determinadas, estudiadas por otros autores o por nosotros mismos.

Tres elementos esenciales dominan, a nuestro parecer, la tectónica del Subbético: su adecuada interpretación resolvería la mayor parte de los pro blemas que todavía hoy pueden quedar pendientes. Son estos tres elemen tos el llamado "Trías de Antequera" (y su prolongación hacia el este), el Subbético margoso y el complejo subbético frontal.

Todavía hoy, y a pesar de las detalladas investigaciones realizadas, no aparecen claras las relaciones entre estos tres elementos, ni el origen y sig nificación del primero y último de ellos.

El Trías de Antequera, como ya hemos dicho, está constituido por una importante masa de formaciones triásicas, en facies germano-andaluza, que ocupa grandes extensiones de la provincia de Málaga y meridional de la de Córdoba. Con algunas soluciones de continuidad se extienden forma ciones triásicas de facies semejantes (y, a nuestro juicio, con análoga sig nificación) por el sur de la provincia de Jaén y norte de la de Granada, y posiblemente pudiesen referirse también a esta unidad extensas manchas de Trías de las provincias de Murcia y Alicante. Como ya expusimos an teriormente, estas formaciones triásicas fueron agrupadas por Staub en una unidad tectónica alóctona. Blumenthal considera también alóctono el Trías de Antequera, pero atribuyéndole un origen citrabético. Para Fallot, esta unidad, de origen citrabético, formaría parte del Subbético, del que en oca siones aparecería independizada por fenómenos de desplazamiento dife rencial.

Una dificultad grande la constituye la falta de homogeneidad en la dis posición tectónica del Trías de Antequera (s. l.) en diferentes afloramien tos. En relación con los contactos de esta serie con las formaciones infra y suprayacentes, podemos hacer las siguientes observaciones:

a) El Trías de Antequera presenta generalmente el aspecto de un olistostromo, o por lo menos de una fase olistostrómica dentro de un proceso general.

b) Descansa frecuentemente sobre formaciones cretáceas, eocenas o aquitanienses del Subbético margoso.

c) Yace también, en ocasiones, sobre las series jurásicas y cretáceas del "complejo subbético frontal".

d) Asimismo hemos visto a estas series triásicas desbordar el Subbético hacia el norte y deslizar sobre las series autóctonas del Prebético interno.

e) En poco frecuentes ocasiones soporta un casquete de formaciones cretáceas, eocenas u oligocenas del Subbético margoso. La significación de este casquete suele ser dudosa, y posiblemente es diferente en los distintos afloramientos.

f) También yacen transgresivos sobre el Trías de Antequera, en al-

gunos lugares, depósitos marinos neógenos, ya sean involucrados en el olistostromo o correspondientes a las últimas fases autóctonas del proceso.

g) En la parte meridional del área considerada cabalgan al Trías Antequera formaciones rígidas mesozoicas de la llamada "unidad pélica".

Con los elementos de juicio que se posee, no es posible todavía establecer con exactitud el verdadero origen y significación tectónica del Trías Antequera (a cuya unidad, repetimos, asimilamos otras manchas triásicas situadas más al este).

Ello no obstante, vamos a aventurar una serie de hipótesis de trabajo que esperamos puedan ser consideradas en futuras investigaciones.

En primer lugar, a nuestro juicio es muy verosímil que esta acumulación, en cierto modo anormal, de sedimentos plásticos del Trías, pueda proceder de la migración hacia el sur de formaciones triásicas procedentes de la parte central de la cuenca.

Sería esta migración consecuencia del proceso general de subsidencia, de la consiguiente mayor gravitación de sedimentos sobre estas formaciones triásicas, muy plásticas y de baja reodividad. Fenómenos secundarios de localización coadyuvarían al proceso migratorio.

A título de ejemplo, podemos decir que en las investigaciones geológicas petrolíferas llevadas a cabo en el norte de España se ha observado una migración a gran escala de depósitos triásicos del substratum de la cuenca vizcaína-alavesa, hacia el macizo del Ebro, y que hoy día, debajo del Mesozoico de la Sierra de Cantabria se encuentran depósitos anormales de sales y arcillas del Keuper, de hasta más de 3.000 metros de potencia.

Esta migración, como decimos, justificaría la presencia de las grandes masas de arcillas, sales y yesos del Trías, que hoy constituyen la "unidad pélica de Antequera".

En cuanto a la época en que predominantemente tuvo lugar esta migración, no es posible establecerla con suficiente exactitud.

De aceptarse esta hipótesis, sería verosímil que los fenómenos migratorios comenzasen al acentuarse el proceso de subsidencia, y quizás incluso durante el Cretáceo.

Cabe también la posibilidad de que, durante la migración, la acumulación anormal de sedimentos provocase fenómenos de diapirismo, con salida al exterior, en diversos lugares, de formaciones plásticas triásicas que cubrirían sobre las series circundantes al diapiro.

No es posible tampoco precisar la localización de estas eventuales áreas diapíricas; es verosímil, sin embargo, que aun en la zona meridional de la cuenca coincidiesen con la menor rigidez de la cobertera que supone el Subbético margoso. Ello limitaría su situación a una franja no muy anchura.

lo que, como veremos, encaja dentro de las hipótesis que serán expuestas más adelante.

En épocas que precisaremos más adelante, pero que pudieran extenderse desde el Cretáceo Inferior al Mioceno, tuvo lugar el deslizamiento, en sentido norte-sur, del olistostromo hacia la parte central del Subbético. La mayor gravitación consiguiente de sedimentos en la cuenca provocaría nuevas migraciones de los depósitos triásicos hacia el borde meridional (y quizá también el septentrional) de la misma; ello originaría mayores aportes de material a la "unidad de Antequera".

Como veremos seguidamente, el olistostromo subbético presenta, como base plástica fundamental, el Trías. Es probable, en consecuencia, que los abombamientos originados como consecuencia de la acumulación anormal de sedimentos triásicos en el substratum del área marginal de la cuenca fuesen responsables, en cierto modo, de la iniciación de los movimientos gravitatorios hacia la parte central de la misma. Quedaría entonces, en la raíz de los olistostromos, una parte *in situ* de las masas triásicas autóctonas y de las posteriormente acumuladas.

Al proseguir la subsidencia y los fenómenos de descenso gravitatorio, estas raíces triásicas deslizarían a su vez sobre el olistostromo, incluso sobre los sedimentos autóctonos.

Allí donde, por las razones que luego expondremos, el Subbético es margoso o parautóctono, en el centro de la cuenca, pueden provenir las masas triásicas (en facies de Antequera) de un área estrecha del borde sur de la cuenca, en la que hayan estado expuestas ya como raíces de un olistostromo referido sólo a este área marginal, o bien en virtud de los fenómenos diapíricos antes expuestos, o por ambas causas coincidentes.

En resumen, en relación con el Trías de Antequera expondremos las siguientes hipótesis:

- a) Los sedimentos triásicos de esta unidad tendrían un origen citrabético, y correspondería su sedimentación al área meridional del surco pélico.
- b) Los fenómenos de migración lateral, consecuencia de la subsidencia de la cuenca y de la gravitación de los olistostromos, originarían una acumulación anormal de sedimentos triásicos en este área marginal meridional (y quizá también en la septentrional).
- c) La naturaleza plástica de estas series triásicas ha favorecido la formación de los olistostromos, y también el deslizamiento de las propias series del Trías (que en parte pudieron quedar como raíces de los olistostromos) hacia el centro de la cuenca.

En síntesis, por lo tanto, podríamos considerar el Trías de Antequera como formado por elementos de una fase olistostromica que, procedente del área meridional de la cuenca, hubiese deslizado sobre otras fases olistostromicas.

tostrómicas, e incluso sobre sedimentos autóctonos. Podría incluir, digeridos, retazos de las formaciones sobre las que ha deslizado, y asimismo restos aislados de la primitiva cobertera.

El Subbético margoso presenta, asimismo, una significación peculiar.

Está constituido por una sucesión de margo-calizas, margas y arcillas que, prácticamente sin solución de continuidad, se extiende desde el Lías al Senonense Superior. El Eoceno y el Aquitano-Burdigalense son también esencialmente margosos.

Las facies en general, y especialmente las de Cretáceo, corresponden a una sedimentación relativamente profunda y alejada de los bordes de la cuenca.

La determinación del lugar exacto en que tuvo origen la sedimentación del Subbético margoso es, por consiguiente, esencial para la reconstrucción de la paleogeografía del Subbético.

Ahora bien, en la parte occidental de la región, así como en algunas áreas de la provincia de Jaén y de las de Murcia y Alicante, el Subbético margoso aparece como un verdadero olistostromo, con una base plástica de Trías, y en él se encuentran involucrados elementos jurásicos, cretáceos y eocenos.

El Aquitaniense y el Burdigalense, transgresivos sobre las series del olistostromo, aparecen a su vez incluidos en aquél, como consecuencia de sucesivas fases de deslizamiento. Finalmente, es muy frecuente que una cobertera neógena enmascare el conjunto.

Sin embargo, en otras zonas del Subbético la facies margosa que estamos considerando aparece en disposición autóctona, o a lo más para-autóctona, soportando únicamente en ocasiones una serie triásica deslizada, que asimilaríamos, en virtud de lo expuesto anteriormente, al Trías de Antequera.

Tal es el caso, por ejemplo, de la provincia de Murcia, en las zonas de Caravaca y Calasparra, de la zona que se extiende al oeste de la ciudad de Alicante y de algunas áreas del S. y SO. de la provincia de Jaén.

En los casos en que el Subbético margoso es autóctono, puede seguirse, en ocasiones, el tránsito lateral de la facies, hacia el norte, hasta las series carbonatadas del Prebético. En todas las ocasiones hemos podido observar que dicho tránsito se realiza paulatinamente, de sedimentos más profundos, hacia el sur, hasta los depósitos más someros, con series calizas e incluso frecuentes facies arrecifales y periarrecifales, hacia el norte. En general, tiene lugar el cambio de facies en el espacio de breves kilómetros (especialmente en los depósitos cretáceos), dando ello idea de un talud sedimentario bastante pronunciado, e incluso de una subsidencia rápida, con fenómenos adicionales de fracturas sin-sedimentarias, acantilados submarinos, etc.

Concretamente en el caso de la Sierra del Molino, en Calasparra, si se confirma la edad cretácea de las calizas y dolomías que constituyen esta

sierra, el tránsito hacia el sur a las margas cretáceas en facies del Subbético se realizaría en menos de dos kilómetros.

En tales casos, la fijación de límites entre el Prebético interno y el Subbético es casi ya una cuestión académica. El criterio de considerar el límite meridional del Prebético allí donde terminan las fases carbonatadas del Cretáceo es admisible en la mayoría de los casos, pero deberá, quizá, ser revisado en algunos.

En el área marginal meridional del Subbético, el problema es más complejo, tanto a causa de la presencia de las raíces del olistostromo, como de la unidad deslizada del Trías de Antequera y de las series alóctonas del Penibético e incluso de una muy frecuente cobertura neógena o cuaternaria.

Para mayor abundamiento, el contacto del Penibético (s. st.) con las series situadas más al norte es mecánico en la gran mayoría de los casos. Únicamente como hipótesis de trabajo nos aventuraríamos a suponer que quizá las series del Penibético, en facies más marginal que la del Subbético margoso, y con frecuencia en facies arrecifal costera e incluso detrítica, pudieran corresponder a la primitiva zona costera, hacia el sur de la cuenca subbética.

Los fosfatos neocomiense-aptenses de Sierra Espuña, y los hiatus en la sedimentación cretácea de esta unidad, que estudiamos hace ya muchos años; las facies litorales del Jurásico del sur de Murcia y de la zona de Elche y Crevillente; observaciones análogas realizadas en el sur de Córdoba, etc., etc., nos hacen considerar cuidadosamente esa posibilidad, que quizá pudiera tenerse en cuenta en el desarrollo de futuras investigaciones.

El deslizamiento de estas series costeras sobre el Trías de Antequera no presentaría mayor dificultad, en virtud de lo expuesto anteriormente, y tampoco parecen ofrecerla los contactos de estas unidades penibéticas con el Subbético margoso.

En síntesis, por lo tanto, vemos que el Subbético margoso corresponde a sedimentos de la parte central del surco subbético, cuya facies es en general homogénea, pero cuya disposición tectónica es muy variable. Acudiendo a una frase feliz de José María Fontboté, podemos decir que el Subbético, tanto por su facies y litología como por su substratum arcilloso y triásico, tiene verdadera "vocación de olistostromo", pero que esa vocación sólo la desarrolla cuando se presentan circunstancias paleogeográficas favorables. El análisis detallado de estas circunstancias en cada sector quedaría ya fuera, desgraciadamente, de los límites del presente trabajo.

Finalmente, nos queda por considerar el tercer elemento fundamental del Subbético, es decir, lo que ha sido denominado por otros autores como "complejo subbético frontal".

Este elemento, tal como lo hemos visto en páginas anteriores, está constituido en el Jurásico por formaciones de facies esencialmente litoral o costera (facies arrecifales, calcarenitas, calizas oolíticas, etc., etc.). El Cretáceo

que recubre estas series, aun predominantemente margoso, presenta también facies menos profunda que en el Subbético margoso.

Se trata, en conjunto, de una unidad en facies litoral, y que aparece deslizada hacia el norte, con una base plástica de Trías. El origen de estas series se encuentra todavía sometido a discusión.

Para algunos autores correspondería, por analogía de facies, a la "unidad penibética", de la que no constituiría sino una avanzadilla. Teniendo en cuenta que el Penibético tiene, para algunos de estos autores, origen ultrabético, el desplazamiento horizontal de la serie del complejo frontal sobrepasaría los cien kilómetros, lo que no parece, en absoluto, verosímil.

Pudiera también atribuirse a estas series origen penibético, pero en posición primitiva citrabetica, es decir, en líneas generales, correspondiendo al borde meridional de la cuenca subbética.

Sin embargo, en no pocos lugares, y especialmente en la provincia de Córdoba, hemos visto en el flanco meridional de las estructuras del complejo frontal cómo las series se prolongan hacia el sur, en facies paulatinamente más profunda. Esta circunstancia resulta diametralmente opuesta a la hipótesis de una sedimentación en el borde meridional de la cuenca.

Para nosotros, por el contrario, las formaciones del complejo subbético frontal corresponderían, en su sedimentación, al borde norte de la cuenca subbética, lo cual minimiza la magnitud de sus desplazamientos.

No se nos ocultan, sin embargo, algunas dificultades que en principio se opondrían a esta hipótesis. La primera de ellas es que en el norte de la Sierra de Cabra (y en otros puntos de las provincias de Córdoba y Jaén), al norte de la posición actual del complejo frontal, se encuentran sedimentos cretáceos en facies más profunda. No parece, sin embargo, imposible que el eje de la cuenca subbética se halle desplazado hacia el norte desde el Jurásico hasta el Cretáceo, y más bien nuestras observaciones de campo permiten comprobar este extremo, especialmente en la provincia de Córdoba y parte occidental de las de Jaén y Murcia. En segundo lugar, el desplazamiento del complejo frontal tiene lugar hacia el norte, es decir, hacia la parte externa de la cuenca, en lugar de hacia el centro de la misma. Admitiendo como causa fundamental del deslizamiento la gravedad (hipótesis, a nuestro juicio, esencial, pues no parece posible que el Subbético margoso pudiera haber transmitido tan intensos empujes tangenciales), es necesario admitir también entonces la presencia de un área de mayor profundidad al norte del surco subbético del Jurásico. Ahora bien, en el caso de deslizamientos intra-cretáceos (posibles, como veremos a continuación), esta hipótesis acabamos de admitirla.

Y, estudiando la paleogeografía de la región, parece en efecto existir, al norte del primitivo surco subbético, una cuenca más profunda, tanto en el Eoceno como en el Aquitano-Burdigalense. Finalmente, los potentes de-

ósitos neógenos del valle del Guadalquivir son una confirmación más al respecto, especialmente aplicable a la parte occidental de la región.

En época muy reciente, ha sido expuesto por I. Guigon la teoría de un fondo alto en el surco subbético, durante la sedimentación jurásica, al que corresponderían las series del complejo subbético frontal.

Aun sin posibilidades de revisarla con cuidado, nos parece ésta una hipótesis muy verosímil, que explicaría una parte importante de los puntos oscuros actualmente. En realidad presenta bastantes puntos comunes con las ideas que acabamos de exponer, por lo que consideraríamos muy interesante una revisión de los hechos actuales a la luz de estas dos hipótesis conjuntamente.

En cualquier caso, repetimos, el complejo subbético frontal está constituido por unas series esencialmente calizas y rígidas en el Jurásico, deslizadas hacia el norte con una base plástica de Trías. La presencia de esta base plástica, el deslizamiento por gravedad y sin-sedimentario, etc., abonan a favor de la aplicación de la teoría del olistostromo. La rigidez de las formaciones jurásicas predominantes en la serie impediría el aspecto caótico propio de los olistostromos. Esta misma rigidez, sin embargo, sería responsable de la descomposición de la serie, por una red de fracturas en grandes olistolithos independientes.

La Sierra de Cabra, por ejemplo, no sería sino un gigantesco olistolitho, y la famosa Peña de Martos, en la provincia de Jaén, constituiría asimismo un ejemplo magnífico de olistolitho.

En relación con la Peña de Martos, queremos hacer un breve inciso para rectificar aquí la determinación que hicimos en nuestro estudio de la hoja de Martos, del mapa 1 : 50.000, efectuado hace ya algunos años. Una desgraciada clasificación paleontológica (debida posiblemente a confusión de muestras de rocas), nos determinó este afloramiento como perteneciente al Cretáceo Superior. Su relativa afinidad de facies con el Cretáceo Superior de la Peña de Jaén, que se encuentra muy próxima, nos hizo aceptar como válida esta clasificación, a pesar del indudable deslizamiento de la estructura sobre el Neocomiense, con una lámina basal del Keuper, circunstancia ésta que no nos había pasado inadvertida.

Estudios posteriores en la misma región nos hicieron revisar esta clasificación y comprobar la edad indudablemente jurásica del afloramiento, pero desgraciadamente ya era tarde para rectificar el mapa 1 : 50.000 de la zona.

Hacia el este, ya en la provincia de Murcia y occidente de Alicante, las características del complejo subbético frontal se atenúan. La diferencia de facies, tanto en relación con el Subbético margoso como con el antepaís prebético no son tan acentuadas, y a esta mayor uniformidad litológica obedecen, en términos generales, dispositivos tectónicos menos heterogéneos. En cualquier caso se encuentran también en estas regiones unidades aisladas, rígidas y deslizadas hacia el norte sobre una lámina de Trías, cuyas



unidades no dudamos en identificar con las que, más al oeste, han sido definidas como complejo subbético frontal.

\* \* \*

Hemos visto pues, a grandes rasgos, la significación de los tres elementos (Trías de Antequera, Subbético margoso y complejo subbético frontal) que esencialmente constituyen la región que estamos estudiando.

Procede ahora examinar también muy brevemente el aspecto general de la región, teniendo en cuenta la presencia y disposición de estos tres grandes elementos, y sus relaciones con el substratum profundo y con el antepaís prebético.

Al norte del área occidental del Subbético, los sedimentos del Prebético o no existen o quedan reducidos a las series basales del Lías y, eventualmente, al Jurásico Superior. El hundimiento de la cuenca del Guadalquivir ha dado lugar a una amplia zona deprimida, al norte del Subbético, hacia la que ha deslizado por gravedad el Subbético margoso, dando lugar a un verdadero olistostromo de gran magnitud. Los depósitos transgresivos del Neógeno del Guadalquivir recubren este olistostromo, en la mayor parte del área occidental de la cuenca. Tal es el caso de la región de Carmona, donde, como veremos más adelante, los sondeos de investigación petrolífera han puesto de manifiesto la presencia de un gran olistostromo debajo del recubrimiento terciario.

El deslizamiento de este olistostromo rebasando ampliamente el límite septentrional de la cuenca subbética tuvo lugar en época post-tortonense. Es muy probable que en época anterior haya tenido lugar la formación del olistostromo en la parte interna de la cuenca subbética y que la continuación del deslizamiento hacia el norte sea un rejuvenecimiento del proceso como consecuencia del hundimiento del valle del Guadalquivir. El "Trías de Antequera" penetra bajo el substratum terciario hasta la parte central del surco subbético. La disposición es también típica de olistostromo. Así, el sondeo del Bornos, después de 500 metros de Helveciense-Burdigalense, atraviesa más de 2.500 metros de Trías arcilloso-yesífero, que incluye retazos de Cretáceo y Paleoceno pertenecientes a la facies margosa del Subbético. Más al oeste, el Subbético de Córdoba presenta una disposición muy interesante. La cuenca jurásica no alcanza al Prebético emergido en aquella época; sin embargo, a partir del Neocomiense se dibuja la cuenca prebética con sedimentos margosos del Cretáceo. La subsidencia de la cuenca prebética continúa durante el Aquitaniense y Burdigalense.

Como consecuencia de estos factores se presentan en el Subbético de Córdoba las siguientes características:

a) El Trías de Antequera (aquí s. s.) avanza notablemente cabalgando al Subbético margoso.

b) El Subbético margoso presenta con frecuencia características de olistostromo deslizado hacia el centro de la cuenca, desde el área marginal meridional.

c) El complejo subbético frontal avanza notablemente hacia el norte y cabalga a las series autóctonas del Prebético. El deslizamiento es gravitatorio y sin-sedimentario, con características de olistostromo modificadas por la rigidez de las series jurásicas. Este factor da origen a la presencia de grandes olistolithos, de los que el más destacado es la Sierra de Cabra.

d) La plasticidad del Prebético, en facies margosa, facilita el deslizamiento hacia el norte del complejo subbético frontal. Posiblemente por la gravitación de estas series deslizadas, y también por causa de las subsidencias de la cuenca prebética, se producen en ésta frecuentes fenómenos de diapirismo en el Trías autóctono.

La facies del Subbético prosigue hasta el este en forma análoga hasta una transversal que podríamos trazar aproximadamente a poniente de Martos. Desde aquí, y hacia levante, la situación varía notablemente.

En la cuenca prebética se observa una notable profundidad en el Jurásico (series de Jabalcuz, San Cristóbal, etc.). El espesor y rigidez de los sedimentos jurásicos es asimismo considerable: el Cretáceo infrayacente presenta facies somera, pero con notable espesor y rigidez (series silíceas en el Aptense-Cenomanense y carbonatadas en el Turonense-Senonense). Más al norte, en el Prebético externo, los términos del problema se invierten. El Jurásico es o muy somero y poco desarrollado o inexistente. El Cretáceo, con relativamente poco desarrollo, presenta facies margosas y más profundas que en el Prebético interno. Asimismo la cuenca prebética externa continúa desarrollándose en el Aquitano-Burdigalense. Obedecen indudablemente estas variaciones a importantes accidentes de zócalo, ya sean flexiones acentuadas o fallas activas durante periodos de ciclo sedimentario.

Como consecuencia de estos factores se presentan en el Subbético de esta parte de la provincia de Jaén los hechos siguientes:

a) El Trías de Antequera desliza sobre el Subbético margoso y avanza considerablemente hacia el norte.

b) El Subbético margoso es frecuentemente autóctono. En los lugares en que se halla deslizado presenta características de olistostromo.

c) El complejo subbético frontal avanza hacia el norte, descomponiéndose en grandes olistolithos. Sin embargo, su avance se ve detenido por la rigidez de las formaciones del Prebético interno y el complejo subbético frontal cabalga sobre ellas, dando lugar, a veces, a una serie de escamas apiladas.



El Prebético interno, rígido, es empujado por las series del complejo frontal y da origen a estructuras y violentos pliegues de vergencia hacia el norte. El Prebético externo, plástico, absorbe la energía de estos empujes, sin que se produzcan en el mismo accidentes tectónicos de importancia. Son, en cambio, también frecuentes los fenómenos de diapirismo del Triás autóctono. Teniendo en cuenta el gran avance hacia el norte del Triás de Antequera se encuentran, con frecuencia muy próximas, manchas triásicas de origen y significación bien diferentes.

Más adelante otro gran accidente del zócalo independiza las formaciones que acabamos de considerar, de las que constituyen la Sierra de Cazorla y las alineaciones montañosas que se extienden al sur y sureste de la misma.

El carácter privado de las investigaciones geológicas que se efectúan en este sector nos impide, por ahora, entrar en el detalle de su descripción. Bástenos decir que bajo la indudable influencia de importantes accidentes del substratum, el Prebético de esta zona presenta características diferentes de las del país que se extiende al oeste y que incluso la evolución paleogeográfica del Prebético es muy distinta en la Sierra de Cazorla y en las unidades que afloran al sur de la misma.

En este sector se encuentran también formaciones triásicas, asimilables al Triás de Antequera, que han deslizado al norte sobre el Subbético margoso.

En esta última unidad el Jurásico presenta facies calizas y mayor rigidez, y ello influye en la disposición tectónica general de la serie. Las formaciones del Subbético son frecuentemente autóctonas, con accidentes locales que no es necesario describir con detalle.

El complejo subbético frontal presenta características análogas a las anteriormente descritas. En forma de grandes olistolithos avanza sobre la parte interna del Prebético y cabalga a las series rígidas del Prebético interno, que se disponen así en una serie de estructuras y escamas superpuestas. Entre los elementos del complejo frontal de esta zona destacan la unidad de La Sagra y la Sierra de Marmolance .

En cuanto a la zona más oriental, es decir, provincia de Murcia, las características esenciales del Subbético pueden resumirse en la forma siguiente :

a) La cuenca prebética presenta un notable desarrollo con potentes series carbonatadas y rígidas en el Jurásico y, especialmente, en el Cretáceo y Eoceno.

b) Existe un indudable desplazamiento hacia el norte de los ejes de las cuencas de sedimentación, tanto en el Eoceno como en el Aquitano-Burdigalense.

c) El Triás, en "facies de Antequera", recubre a las series margosas

del Subbético y se extiende hacia el norte, hasta deslizar sobre el Prebético interno.

d) El Subbético margoso presenta facies calizas y rígidas en el Lías y Jurásico. Aunque muy accidentado, su disposición es en general para-autóctona, y los deslizamientos, cuando existen, son de reducida magnitud. Ocasionalmente se encuentran verdaderos deslizamientos gravitatorios, que dan origen a auténticos olistostromos.

e) El complejo subbético frontal cabalga a las formaciones del Prebético interno, y ocasionalmente llega a alcanzar a las series rígidas y carbonatadas del Prebético externo. Como ya hemos dicho en otro lugar, las características litológicas del Subbético margoso y del complejo frontal no se hallan tan individualizadas en esta región oriental como en la parte central del Subbético. Esta circunstancia ejerce, desde luego, notable influencia en la disposición tectónica actual de estas unidades.

f) El Prebético interno presenta, tanto en el Jurásico como en el Cretáceo, una facies intermedia entre las series rígidas y carbonatadas, al norte, y las formaciones margo-arcillosas y más profundas al sur. El talud sedimentario a que corresponde el depósito de este Prebético interno es en algunos sectores muy acentuado. En determinadas zonas (p. ejemp., Calasparra) el tránsito de las facies carbonatadas y dolomíticas del Cretáceo a las facies margosas "subbéticas" se realiza en el espacio de muy pocos kilómetros. Tanto en el Jurásico como en el Cretáceo la transición entre las series neríticas o litorales del Prebético y las formaciones profundas del Subbético tiene lugar, con mucha frecuencia, por series arrecifales o periarrecifales, con gran desarrollo de formaciones oolíticas y pisolíticas, gruesos bancos de dolomías e incluso formación de evaporitas.

La rigidez del Prebético externo detiene el avance de los olistostromos y da origen, en el frente subbético, a estructuras apiladas en escamas imbricadas.

Sin embargo, más al norte, el Prebético externo aparece fuertemente plegado en grandes estructuras de traza NE. y volcadas hacia el norte. Aunque el carácter esencialmente margoso del Subbético se mantiene, especialmente más al oeste, de todos modos, la naturaleza predominantemente plástica de las series subbéticas en el sector que ahora nos ocupa, no parece adecuada para la transición de tan importantes empujes tangenciales.

Ello plantea importantes problemas paleogeográficos, todavía no resueltos, y de los que nos ocuparemos brevemente en las páginas sucesivas.

\* \* \*

Una cuestión muy interesante y debatida es la de la edad de los deslizamientos en el Subbético. Los criterios de los diferentes autores que han estu-

diado el país son, en general, divergentes, y la edad atribuida a estos de zamientos varía, según los autores, desde época inmediatamente postrías hasta posburdigalense.

En realidad la disparidad de criterio obedece esencialmente a la heterogeneidad del Subbético, a la que ya nos referimos en páginas anteriores. Como consecuencia de la misma, observaciones realizadas en sectores diferentes pueden conducir a resultados muy distintos que, en general, es imposible extrapolar a toda la región.

Siendo la causa de estos deslizamientos esencialmente gravitatoria, edad de los mismos está íntimamente ligada a la evolución paleogeográfica de la cuenca.

La aplicación de los conceptos actuales sobre la teoría del olistostro permite eliminar las causas de error que forzaron a atribuir a los deslizamientos del Subbético una edad inminentemente postríasica.

No hemos visto huellas de estos deslizamientos postríasicos, ni tampoco de movimientos de traslación intrajurásicos, aunque ya en esta época la cuenca de sedimentación era realmente activa, como lo demuestran las irregularidades e hiatus observados en determinados sectores.

Según determinaciones recientes, parece ser que el avance de algunos grandes olistolithos del complejo frontal (entre ellos la Peña de Mart) tuvo lugar durante el Cretáceo Inferior, y concretamente en época po-neocomiense y preaptense. Si se confirma este dato, y pudiera ser generalizado a otros sectores, tendríamos aquí una observación del mayor interés para el estudio de la evolución paleogeográfica de la cuenca.

Durante el Cretáceo Superior, y especialmente en el Eoceno, se acciata, para los sectores central y oriental, la cuenca del Prebético interno, con un desplazamiento hacia el norte, como hemos visto, del eje de la cuenca subbética.

Ello ha debido de provocar la formación de circunstancias favorables para la creación de las primeras fases de los olistostromos.

Aunque el estado actual del conocimiento de la cuestión no nos permite puntualizar más estos conceptos, es indudable, al menos para el Subbético central y oriental, la presencia de una morfología preluteciense, como lo prueba la transgresión eocena sobre diferentes niveles cretáceos e incluso sobre el Triás.

Hasta qué punto esta morfología es debida a deslizamientos previos es cuestión que no podemos precisar todavía.

El Eoceno, así como el Aquitaniense y Burdigalense, aparecen involucrados en los grandes olistostromos del Subbético margoso, y muy especialmente en los sectores occidentales de la cuenca. Un estudio detallado de estos olistostromos permitiría probablemente analizar con cuidado la cuestión y fijar las diferentes fases del deslizamiento y los periodos de sedi-

mentación intermedios. Desgraciadamente no tenemos noticias de que este tipo de investigación haya sido ya iniciado en la cuenca.

En cualquier caso, es indudable la existencia de deslizamientos intracquitaniense, intraburdigalense e inmediatamente posteriores al Burdigalense.

En la parte occidental de la cuenca subbética (provincia de Cádiz, región de Carmona, etc.) existe un olistostromo deslizado sobre el Helveciense. En la zona oriental, en cambio (provincias de Murcia y Alicante), el Helveciense se claramente transgresivo y posterior a los deslizamientos.

Finalmente, en la totalidad de la cuenca el Saheliense es posterior al deslizamiento de los olistostromos del Subbético.

#### Las fases orogénicas.

En las páginas anteriores hemos procurado no referirnos a los efectos, en la región, de las diferentes fases orogénicas que han afectado al país, y lo hemos hecho así con el principal objeto de hacer resaltar claramente los fenómenos gravitatorios como principales responsables de la creación y deslizamiento de los olistostromos del Subbético.

Ello no quiere decir, ni con mucho, que no hayan existido, en el área subbética y en el Prebético, importantes empujes tangenciales, con indudable influencia en la morfología y disposición actual del país.

Vamos a referirnos a ellos muy brevemente, tanto por no ser éste el objeto de la presente Memoria, como a causa de que no existen todavía trabajos modernos de conjunto que permitan identificar con exactitud las diferentes fases orogénicas del país, e independizar sus efectos de los debidos únicamente a la acción de la gravedad sobre las áreas marginales de una cuenca en proceso de hundimiento.

Con objeto de mantener la misma terminología que en otras publicaciones sobre la región, utilizaremos en estas páginas la división en fases orogénicas de Stille, aunque con las reservas que a esta división imponen los recientes descubrimientos en la materia.

Es indudable la presencia en el ámbito bético y subbético de un substratum paleozoico plegado por las orogenias variscicas. También es verosímil, para una parte de la región al menos, la presencia de sedimentos del Paleozoico Superior discordantes sobre los depósitos variscicos.

Las orogenias postríasicas o intracretáceas deben haber tenido en la región que estudiamos muy débil intensidad. Las variaciones de facies, irregularidades en la sedimentación e hiatus observados, sólo parecen ser debidos a ligeras variaciones en la profundidad y disposición de la cuenca sedimentaria. Del mismo modo, las flexiones, fallas y accidentes del zócalo, que tan grandes efectos han ejercido, como sabemos, en los procesos de

sedimentación y en la tectónica actual, sólo obedecerían a fenómenos reajuste en el substratum consolidado y no a verdaderos procesos orogénicos.

En lo que a las orogenias larámicas se refiere, la cuestión es realmente más compleja. Los trabajos de investigación en curso parecen comprobar que el Eoceno es transgresivo sobre diferentes niveles cretáceos, e incluso sobre algún asomo de Triás; existe, en consecuencia, un relieve y una morfología preeocenas. Ahora bien, ¿hasta qué punto este relieve es consecuencia de empujes orogénicos previos, es decir, de fase larámica? La situación actual del conocimiento de la geología del Subbético no permite por el momento, responder a esta pregunta.

En cuanto a las diferentes orogenias alpinas, la cuestión se complica hasta límites difíciles de precisar.

Son indudables la transgresión aquitaniense y la posterior burdigalense; sedimentos aquitanienses y burdigalenses aparecen involucrados en losolistostromos del Subbético, y el Burdigalense transgrede, en el Prebético oriental, sobre un país ya plegado, mientras que es a su vez cobijado por los grandes pliegues estáíricos.

Parece cierta la presencia en el Subbético y Prebético de importantes empujes correspondientes a las orogenias alpinas; resulta, sin embargo, todavía muy difícil el independizar estos efectos de los empujes y deslizamientos puramente gravitatorios. Además, parece ser diferente y asincrónica la acción de las diversas fases orogénicas, en diferentes sectores de la región que consideramos; otra vez sale a la luz la heterogeneidad del Subbético, a la que tantas veces nos hemos referido en el transcurso de estas páginas.

Otro problema, de indudable interés, es la transmisión de los empujes tangenciales a las series rígidas del Prebético. La naturaleza, esencialmente plástica, del Subbético margoso no parece adecuada para la transmisión de estos empujes y, sin embargo, el Prebético externo, especialmente en el área oriental de la región estudiada, aparece fuertemente plegado por empujes tangenciales procedentes del sur. Estos empujes, de edad posburdigalense y prehelveciense, dan origen a grandes pliegues de traza aproximada N. 70° E., que se prolongan hacia el norte, sobrepasando el límite septentrional del Prebético externo y llegando a penetrar en el área meridional de la Cordillera Ibérica.

En lo que al Prebético externo se refiere, hemos de indicar que existe aquí todavía huellas de la terminación meridional de los pliegues ibéricos de traza NO., cuyos pliegues son debidos a orogenias de fases pirenaica y púrvica.

Una circunstancia notable, puesta de manifiesto en investigaciones más recientes, es la de la presencia en el borde meridional del Subbético, y especialmente en su parte oriental, de pliegues con vergencia sur, originados por empujes tangenciales de dirección y sentido norte-sur. Parece ser com-

si existiese una cierta simetría en la cuenca, y como si las orogenias alpinas se hubiesen manifestado en un doble sentido, a partir del área central y en dirección a las zonas externas. Se trata en realidad de una cuestión pendiente todavía de estudio, pero cuya investigación detallada podría arrojar nueva luz sobre este interesante problema de la presencia y acción de los empujes tangenciales en la cuenca subbética y zonas marginales.

Finalmente, y de acuerdo con las investigaciones de Falot, hemos de poner de manifiesto la presencia, especialmente acentuada en el área SE. de la cuenca, de empujes pospontienses, a los que son debidos los pliegues de gran radio de curvatura.

### INTERPRETACIONES LOCALES

Expuestas en las páginas anteriores una serie de ideas generales en cuanto a la interpretación de la constitución geológica del Subbético, vamos a intentar ahora la aplicación de estos conceptos a algunos ejemplos deducidos de determinadas transversales en ciertos sectores de la región.

No pretendemos, ni con mucho, obtener con estas observaciones locales una demostración exhaustiva de cuanto llevamos expuesto: se trata únicamente de ilustrar los conceptos anteriores, y ello incluso de forma provisional en gran parte de los casos.

Desgraciadamente no nos ha sido posible todavía trazar directamente sobre el terreno una serie de cortes transversales del Subbético, que pudieran ser interpretados a la luz de las teorías que acabamos de examinar. Vamos, por lo tanto, a intentar aplicar cuanto llevamos expuesto a determinados cortes trazados por otros autores en la región, o por nosotros mismos en campañas anteriores.

Evidentemente, adolecerán estos ensayos de interpretación de la falta de muchos datos, algunos fundamentales, pero ello no obstante, creemos que los ejemplos que vamos a exponer pueden ser útiles para explicar los conceptos que hemos expuesto sucintamente en las páginas anteriores.

#### a) Unidad de Paterna.

Comenzando desde el oeste hacia el este con la descripción de estos cortes a través del Subbético, vamos a examinar primero el interesante problema de la unidad de Paterna, cuidadosamente estudiada por P. Chauve.

Aflora esta serie entre las ciudades de Paterna y Medina Sidonia, en la provincia de Cádiz, y está constituida esencialmente por formaciones margosas y arcillosas, que se extienden desde el Cretáceo Medio al Oligoceno Superior. Constituyen los afloramientos verdaderas ventanas tectó-

nicas en las que no llegan a asomar los términos inferiores de la serie. embargo, tanto por la facies como por la microfaua que contienen e formaciones, es lícito asimilarlas al Subbético.

Sobre ellas yace una serie, también de facies subbética, que comprende desde un Trías de base hasta un Oligoceno.

Finalmente, hacia el sur aparecen sedimentos miocenos, posiblemente autóctonos, de los que es probable se encuentren otros retazos no descritos por el autor. Más hacia el sur, la serie eoceno-oligocena del Algibe cab a la unidad de Paterna. Entre ambas aparece una unidad denominada Algarrobo por el autor, que contiene margas y bancos detríticos que extenderán desde el Senonense al Eoceno Inferior.

#### UNIDAD DE PATERNA Y SUBBÉTICO DE LAS CABRAS.

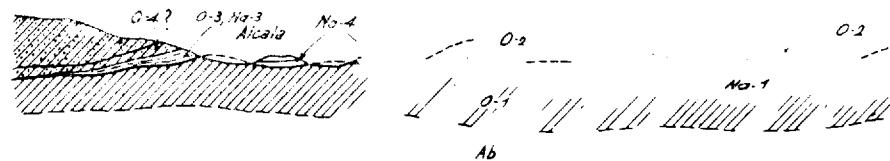
##### ESQUEMAS COMPARATIVOS

I-Corte esquemático de P. Chauve



Corte esquemático interpretativo mostrando las relaciones tectónicas entre las diferentes unidades  
1-Arenisca del Algibe; 2-Eoceno de Benaliza; Unidad del Puerto del Algarrobo; 3-Unidad del Puerto del Algarrobo; 4-Subbética inferior (Unidad de Paterna); 5-Mioceno inferior; 6-Trías; 7-Cretácico superior y terciario del subbético (Unidad de las Cabras); 8-Mioceno de las Cabras; 9-Jurásico de las Cabras.

II- Posible interpretación (ver texto)



El corte de la unidad de Paterna, por P. Chauve, que reproducimos adjunto, ilustra perfectamente estos conceptos.

A título de ejemplo, reproducimos también este corte interpretándolo provisionalmente según la teoría del olistostromo. Repetimos que la imposibilidad de realizar comprobaciones directas sobre el terreno nos obliga a considerar estas interpretaciones sólo como simples ensayos, que habrán de ser objeto, en el futuro, de comprobación y discusión.

La unidad de Paterna yacería eventualmente sobre un substratum autóctono del fondo de la cuenca (¿porción más interna del Prebético?), presentado esquemáticamente con el símbolo Ab en el gráfico adjunto.

De acuerdo con las descripciones del autor, es verosímil que sobre la unidad de Paterna, y parcialmente mezclado con las margas cretáceas, eocenas y del Oligoceno Inferior, se encuentren sedimentos margosos aquitano-burdigalenses, en facies muy semejante a la de las margas eoceno-cretáceas.

Ambas series constituirían, respectivamente, los conjuntos O-1 y Na-1 del gráfico adjunto.

Yace sobre esta unidad de Paterna un nuevo conjunto en facies subbética, con Trías de base, denominado Subbético Superior (unidad de las Cabras) por P. Chauve. Daría lugar este conjunto a los elementos O-2 Na-2 de nuestra figura.

Una unidad más meridional, denominada por el autor serie del Algarrobo, pudiera corresponder a una nueva fase, O<sub>4</sub>, del olistostromo. No es este lugar para discutir el origen y significación de la extensa unidad conocida por Arenisca del Algibe. Solamente como hipótesis designamos con símbolo O-4 a esta unidad.

Los sedimentos del Mioceno Inferior para-autóctonos corresponderían verosímilmente al Neo-autóctono Na-3, y finalmente los depósitos del Mioceno Superior y Cuaternario (no representados por el autor) constituirían el Neo-autóctono Na-4.

#### b) Olistostromo de Carmona.

En las páginas anteriores nos hemos referido a la presencia en la región de Carmona de un importante olistostromo, puesto de manifiesto por los sondeos de investigación petrolífera perforados en este sector.

Reproducimos a continuación un corte de E. Perconig, en el que se aprecia perfectamente la disposición del olistostromo y sus relaciones con las series infra y suprayacentes. Llama la atención la presencia de un Helveciense autóctono, cobijado por el olistostromo, mientras que el Tortoniense y Saheliense yacen transgresivos sobre las formaciones deslizadas. Ello permite datar con exactitud la edad de los corrimientos de este sector.

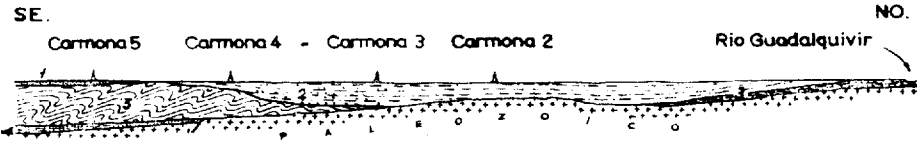
#### c) La Sierra de Cabra.

También nos hemos referido en sucesivas ocasiones, a lo largo de las páginas anteriores, al gigantesco olistolito que constituye la Sierra de Cabra, en la provincia de Córdoba.

Nos hemos permitido, para mayor claridad, reproducir aquí un corte geológico de J. Coma y C. Felgueroso, trazado con motivo de los estudios hidrogeológicos que estos autores han llevado a cabo en este sector.

La claridad de las figuras hace innecesario cualquier comentario expli-

CORTE ESTRATIGRÁFICO A TRAVÉS DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR. Según E. Percin



1: Alberizos - Burdigaliense y Aquitaniense para-autóctono. 2: Mioceno neo-autóctono (Tortonienense y Sahlisenense)  
 3: Mioceno autóctono (Sahlisenense, Tortonienense y Helvecio) 4: Mioceno autóctono (Helvecio) 5: Manto de deslizamiento



No. 1 = Neoaustriaco, Helvecio; No. 2 = Neoaustriaco - Tortonienense y Sahlisenense  
 O-1 = Olistostromo; Ab = Substratum autóctono

cativo sobre las mismas. Llamamos la atención, sin embargo, sobre la presencia de distintas fases de deslizamiento y sobre la existencia de un Trío diapírico, autóctono, independiente de las series triásicas que han servido de base al deslizamiento.

Se observa también que la primera fase del olistostromo, con gran probabilidad, coincide con el Estampiense-Aquitaniense, mientras que la segunda fase es, con seguridad, posaquitaniense 4 y quizá preburdigalense

d) La Sierra de la Sagra.

El corte de A. Foucault a través de la Sierra Seca y de la Sagra ilustra perfectamente la disposición del Subbético en este sector central de la cuenca. Nuestro conocimiento personal del sector es en exceso superficial para que la interpretación que exponemos pueda considerarse de otro modo que como un intento de explicación, a esta sección, de las ideas expuestas en las páginas anteriores.

Los números 1 y 2 del corte de Foucault pudieran corresponder al Próbético externo autóctono. Los números 3, 4 y 5, a la serie prebética intermedia en disposición para-autóctona y con facies ya de transición a las del Subbético margoso.

El número 5 correspondería a la "unidad intermedia" de Foucault serie predominantemente margosa y que incluye elementos cretáceos, e

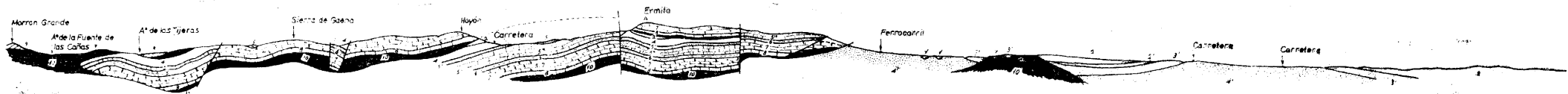


Vista de la 2ª fase



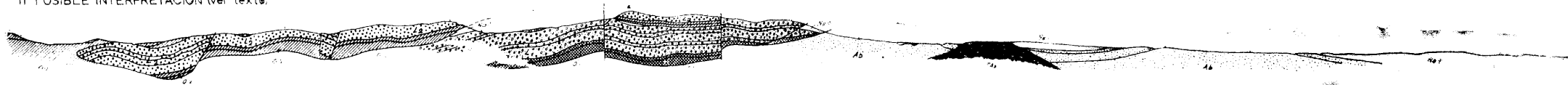
Vista de la 2ª fase

I CORTE GEOLOGICO POR LA SIERRA DE CABRA - Según Coma y Felgueroso



1- Guadalupe, 2-3- Gacena, Estampioen, Aquitanense, 2' Juliaense, Pradense, 3' Cretaceo superior y Paleoceno, Pradense, 4- Oligoceno inferior, Heersense, 4' Oligoceno inferior (Pradense), 5- Dogger, 6-10- Balmucciese, Trinitica, 5' 10' e. 3-11-12-13-14-15-16-17-18-19-20-21-22-23-24-25-26-27-28-29-30-31-32-33-34-35-36-37-38-39-40-41-42-43-44-45-46-47-48-49-50-51-52-53-54-55-56-57-58-59-60-61-62-63-64-65-66-67-68-69-70-71-72-73-74-75-76-77-78-79-80-81-82-83-84-85-86-87-88-89-90-91-92-93-94-95-96-97-98-99-100-101-102-103-104-105-106-107-108-109-110-111-112-113-114-115-116-117-118-119-120-121-122-123-124-125-126-127-128-129-130-131-132-133-134-135-136-137-138-139-140-141-142-143-144-145-146-147-148-149-150-151-152-153-154-155-156-157-158-159-160-161-162-163-164-165-166-167-168-169-170-171-172-173-174-175-176-177-178-179-180-181-182-183-184-185-186-187-188-189-190-191-192-193-194-195-196-197-198-199-200-201-202-203-204-205-206-207-208-209-210-211-212-213-214-215-216-217-218-219-220-221-222-223-224-225-226-227-228-229-230-231-232-233-234-235-236-237-238-239-240-241-242-243-244-245-246-247-248-249-250-251-252-253-254-255-256-257-258-259-260-261-262-263-264-265-266-267-268-269-270-271-272-273-274-275-276-277-278-279-280-281-282-283-284-285-286-287-288-289-290-291-292-293-294-295-296-297-298-299-300-301-302-303-304-305-306-307-308-309-310-311-312-313-314-315-316-317-318-319-320-321-322-323-324-325-326-327-328-329-330-331-332-333-334-335-336-337-338-339-340-341-342-343-344-345-346-347-348-349-350-351-352-353-354-355-356-357-358-359-360-361-362-363-364-365-366-367-368-369-370-371-372-373-374-375-376-377-378-379-380-381-382-383-384-385-386-387-388-389-390-391-392-393-394-395-396-397-398-399-400-401-402-403-404-405-406-407-408-409-410-411-412-413-414-415-416-417-418-419-420-421-422-423-424-425-426-427-428-429-430-431-432-433-434-435-436-437-438-439-440-441-442-443-444-445-446-447-448-449-450-451-452-453-454-455-456-457-458-459-460-461-462-463-464-465-466-467-468-469-470-471-472-473-474-475-476-477-478-479-480-481-482-483-484-485-486-487-488-489-490-491-492-493-494-495-496-497-498-499-500-501-502-503-504-505-506-507-508-509-510-511-512-513-514-515-516-517-518-519-520-521-522-523-524-525-526-527-528-529-530-531-532-533-534-535-536-537-538-539-540-541-542-543-544-545-546-547-548-549-550-551-552-553-554-555-556-557-558-559-560-561-562-563-564-565-566-567-568-569-570-571-572-573-574-575-576-577-578-579-580-581-582-583-584-585-586-587-588-589-590-591-592-593-594-595-596-597-598-599-600-601-602-603-604-605-606-607-608-609-610-611-612-613-614-615-616-617-618-619-620-621-622-623-624-625-626-627-628-629-630-631-632-633-634-635-636-637-638-639-640-641-642-643-644-645-646-647-648-649-650-651-652-653-654-655-656-657-658-659-660-661-662-663-664-665-666-667-668-669-670-671-672-673-674-675-676-677-678-679-680-681-682-683-684-685-686-687-688-689-690-691-692-693-694-695-696-697-698-699-700-701-702-703-704-705-706-707-708-709-710-711-712-713-714-715-716-717-718-719-720-721-722-723-724-725-726-727-728-729-730-731-732-733-734-735-736-737-738-739-740-741-742-743-744-745-746-747-748-749-750-751-752-753-754-755-756-757-758-759-760-761-762-763-764-765-766-767-768-769-770-771-772-773-774-775-776-777-778-779-780-781-782-783-784-785-786-787-788-789-790-791-792-793-794-795-796-797-798-799-800-801-802-803-804-805-806-807-808-809-810-811-812-813-814-815-816-817-818-819-820-821-822-823-824-825-826-827-828-829-830-831-832-833-834-835-836-837-838-839-840-841-842-843-844-845-846-847-848-849-850-851-852-853-854-855-856-857-858-859-860-861-862-863-864-865-866-867-868-869-870-871-872-873-874-875-876-877-878-879-880-881-882-883-884-885-886-887-888-889-890-891-892-893-894-895-896-897-898-899-900-901-902-903-904-905-906-907-908-909-910-911-912-913-914-915-916-917-918-919-920-921-922-923-924-925-926-927-928-929-930-931-932-933-934-935-936-937-938-939-940-941-942-943-944-945-946-947-948-949-950-951-952-953-954-955-956-957-958-959-960-961-962-963-964-965-966-967-968-969-970-971-972-973-974-975-976-977-978-979-980-981-982-983-984-985-986-987-988-989-990-991-992-993-994-995-996-997-998-999-1000

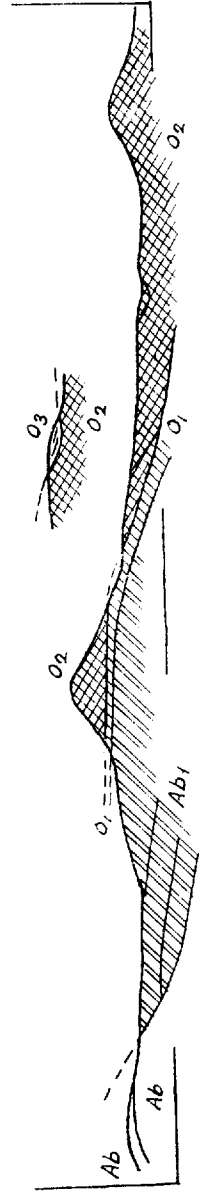
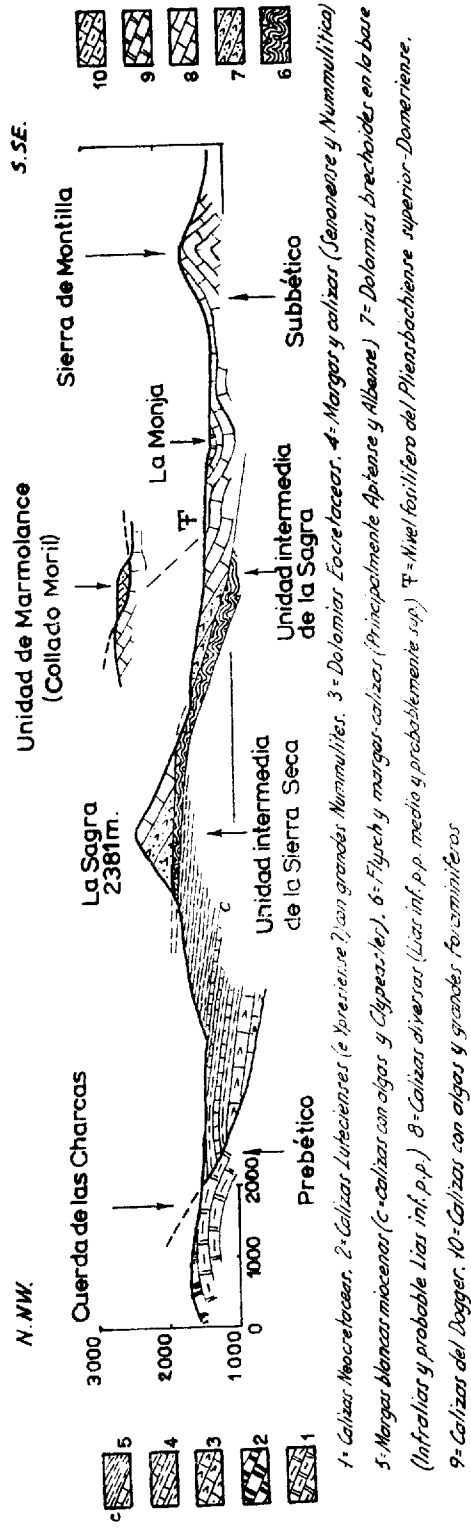
II- POSIBLE INTERPRETACIÓN (ver texto)



Ab- Prábrica autóctona, 1-16- Trias diapirica del Prábrica autóctona, No- Oligoceno, Estampioen-Aquitano, 17- Trias de la 1ª fase distal, 18- Trias de la 1ª fase, 19- Trias de la 2ª fase, 20- Trias de la 2ª fase, 21- Trias de la 3ª fase, 22- Trias de la 3ª fase



CORTE GEOLOGICO DE LA REGION DE LA SAGRA. Segun A. Foucault



Ab = Prebético externo. Ab1 = Prebético interno para el sector. Ab2 = Jurásico calizo (complejo frontal).  
 O3 = Eoceno con base de Tírias.

cenos y del Aquitaniense y Mioceno Inferior. Verosímilmente corresponde ría esta serie al Subbético margoso (quizás a su parte externa), a pesar d la facies, todavía somera, del Cretáceo Inferior.

Los números 7, 8 y 9 corresponden al Jurásico subbético, muy posible mente al complejo subbético frontal, aunque nos sea imposible precisar est concepto. Parece tratarse de una unidad más meridional que la "unida intermedia", y en tal caso, si situamos los números 7 al 9 en el complej frontal, habría que revisar la situación de la "unidad intermedia".

Finalmente, el número 10 corresponde a la "unidad de Marmolance" serie alóctona con base triásica y compuesta de elementos que se extiende desde el Eoceno al Mioceno Inferior. Quizá fuera posible, aunque carece mos de elementos de juicio, establecer relación entre esta unidad de Mar molance y el complejo que en páginas anteriores distinguíamos como Tría de Antequera.

e) La Sierra de la Pila (Murcia).

Más al este es muy interesante el corte de Fallot en la Sierra de la Pila en el Subbético de la provincia de Murcia.

El detalle de la representación de Fallot está hoy sometido a discusión así como alguna de sus interpretaciones, pero ello, no obstante, constituy un muy buen ejemplo ilustrativo para este sector.

La cobertera neógena impide observar la transición de facies, hacia e sur, del Prebético autóctono Ab.

El olistostromo O-1 correspondería a la facies margosa del Subbétic externo (quizá ya en transición al Prebético interno).

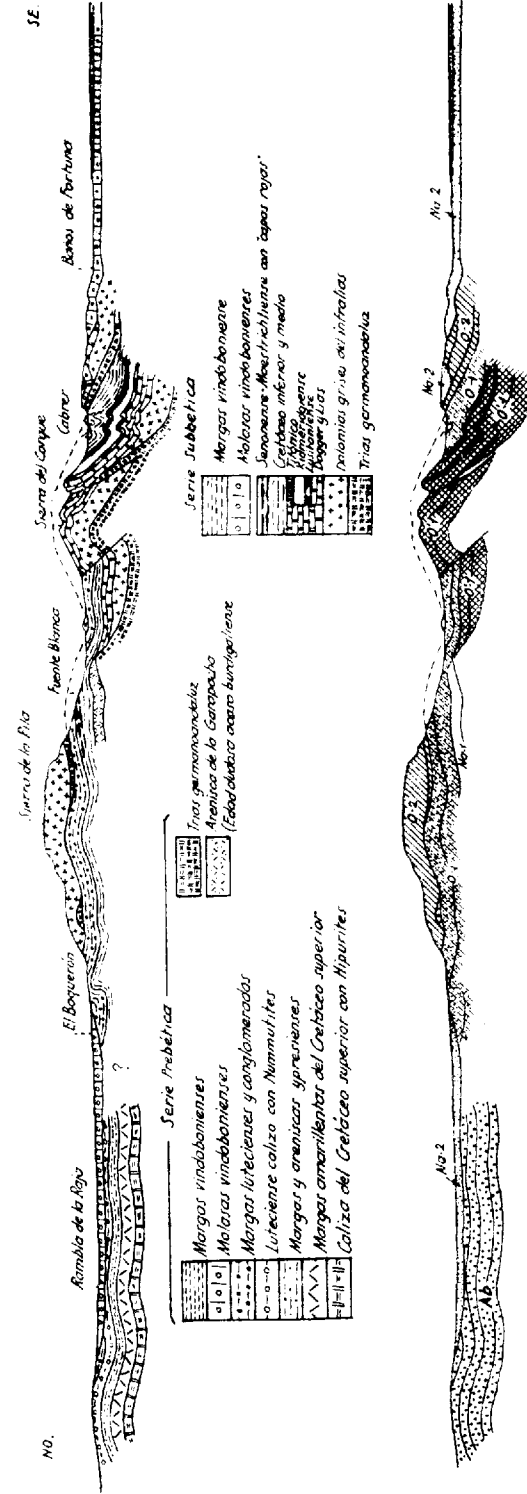
Hemos seguido la interpretación de Fallot en lo que se refiere a la sig nificación de las series jurásicas alóctonas, que constituirían los olistostro mos O'-1 y O'-2. Sin embargo, es muy probable que estas series correspon dan al complejo frontal y que su interpretación sea, en consecuencia, dife rente de la expuesta en esta figura.

La atribución al Vindoboniense del Neo-autóctono, Na-2, y posible mente al Burdigalense de la arenisca de Garrapacha (Na-1), constituirí un dato paleogeográfico muy exacto para este sector, caso de confirmars la edad burdigalense de la referida arenisca.

f) La Sierra de Foncalet.

Finalmente, y para terminar este breve examen de algunos cortes d la región, vamos a comentar un esquema de la Sierra de Foncalet, en la proximidades de Alicante. Fue observado por nosotros este corte en fech reciente y después de redactada esta Memoria, pero hemos considerado con

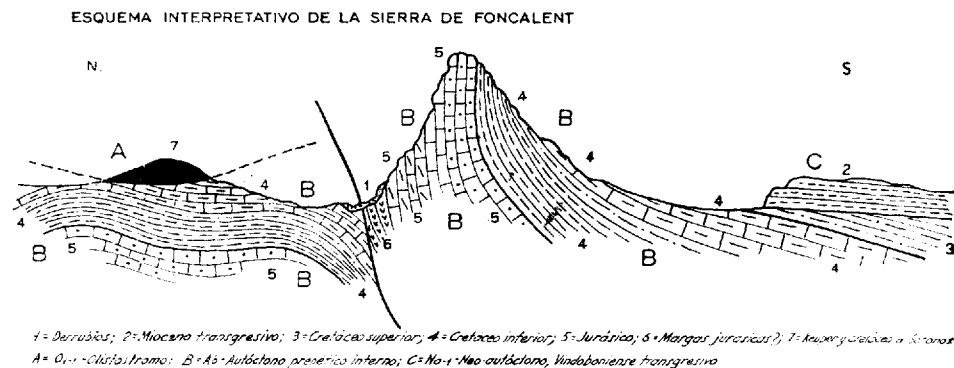
CORTE POR LA SIERRA DE LA PILA (según Fallot)  
 ENSAYO DE INTERPRETACIÓN



Ab. Prebético autóctono, -O-1, O-1, Trias y Cretáceo Subbético, 1ª fase olistostromos, Na-1. Arenisca Aquitana Burdigalense, Neo-autóctono 1ª fase, O-1, Jurásico subbético, 1ª fase  
 O-2, Trias y Jurásico Subbético, 2ª fase, Na-2. Vindoboniense

veniente agregarlo al texto, ya que permite ilustrar sobre la disposición del Prebético interno y Subbético en un área más a levante de las aquí consideradas.

Se trata de un simple esquema, sin escala, con el que se pretende representar, a grandes rasgos, la disposición tectónica de la Sierra de Fon-



caent. Es notable la facies, ya no somera, en el Jurásico y Cretáceo del Prebético interno. El olistostromo subbético involucra también, probablemente, elementos aquitano-burdigalenses.

El Neógeno transgresivo (Na-2) es posiblemente de edad vindobonien- se o quizá posterior.

## BIBLIOGRAFIA

- BLUMENTHAL (M. M.): "Sobre la disposición de los mantos de recubrimiento en la Serranía de Ronda".—B. S. Esp. Hist. Nat. Madrid, 1929.
- BLUMENTHAL (M. M.): "Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und süd-west Andalusien".—Ecloga. Geo. Helv., 1927.
- BLUMENTHAL (M. M.): "Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du sud-ouest de l'Andalousie".—C. R. Ac. Sc. T. 1933.
- BRIKMANN: "Las cadenas béticas y celtibéricas en el SE. de España".—Consejo Sup. Inv. Cient. Madrid, 1948.
- BRIKMANN Y GALLWITZ (H.): "El borde externo de las cadenas béticas en el SE. de España".—Cons. Sup. Inv. Cient.
- BUSNARDO (R.): "Regards sur la géologie de la région de Jaén".—Memoria P. Fallot.
- COLOM y ESCANDELL: "L'évolution du geosynclinal baléare.—Tomo Memoria P. Fallot. 1960-62.
- CHAUVE (P.): "Structure géologique de la région centrale de la province de Cádiz".—Tomo Memoria P. Fallot.
- DARDER (B.): "Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante".—Inst. Geol. y Min. de España.
- DUPUY DE LÔME (E.) y SÁNCHEZ LOZANO (R.): "El sistema Cretáceo en el Levante español".—Inst. Geol. y Min. de España. 1956.
- DUPUY DE LÔME (E.): Hojas geológicas de Castalla, Yecla, Caudete, Onteniente, Alcoy, Almansa, Canales, Játiva, Ayora, Navarrés y Martos.—Inst. Geol. y Min. de España.
- DUPUY DE LÔME (E.) y TRIGUEROS (E.): Hoja geológica de Coy.—Instituto Geol. y Min. de España.
- DUPUY DE LÔME (E.) y MARÍN (A.): Hojas geológicas de Ontur y Montealegre.—Inst. Geol. y Min. de España.
- DUPUY DE LÔME VIDIÉLLA (E.) y NOVO (P.): "Estudios hidrogeológicos en el término de Lorca (Murcia)".

- DUPUY DE LÔME VIDIELLA (E.) y NOVO (P.): "Estudios hidrogeológicos en la provincia de Alicante".—Inst. Geol. y Min. de España.
- FALLOT (P.): "Estudios geológicos en la zona subbética, entre Alicante y río Guadiana Menor".—Cons. Sup. Inv. Cient. Madrid, 1945.
- FALLOT (P.): "El sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas".
- FONTBOTÉ (J. M.): Informes geológico-petrolíferos sobre las Cordilleras ticas y la región subbética.
- FONTBOTÉ (J. M.): Informes geológico-petrolíferos privados sobre el ámbito subbético.
- FONTBOTÉ (J. M.) y BUSNARDO (R.): "El cabalgamiento del Subbético sur de Jaén".—Ac. Sc. Paris. Oct. 1958.
- GARCÍA RODRIGO: "Sur la structure du Prebétique au nord d'Alicante (pagne)".—Tomo Memoria P. Fallot.
- FOUCAULT (A.): "Problemes paleogeographiques et tectoniques sur la traversale de la Sierra Sagra".—Tomo Memoria P. Fallot.
- GAVALA (J.): "Mapa geológico de la provincia de Cádiz".—Inst. Geol. y Min. de España.
- GAVALA (J.): "Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema".
- LINARES (A.) y MONTEVERDE (R.): "Observations sur le Lias de la Sierra Elvira (province de Grenade, Espagne)".—Tomo Mem. P. Fallot.
- MARCHETTI (M. P.): "The occurrence of slide and Flowage Materials (olistostromes) in the Tertiary Series of Sicily".—Congreso Geológico Internacional de Méjico, 1950.
- NAVARRO (A.): Posibilidades petrolíferas de un área del SE. español.
- RÍOS (J. M.), TRIGUEROS (E.) y VILLALÓN (C.): Hojas geológicas 1:50.000 de Benisa y Altea.—Inst. Geol. y Min. de España.
- PERCONIG (E.): "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir".—Tomo Memoria P. Fallot.
- STAUB: "Gedanken zur tektonik Spaniens".—Zurich, 1926.

## Estudio geológico de los alrededores de Avilés

POR

N. LLOPIS LLADO

## INTRODUCCION

La región estudiada comprende el territorio situado sobre todo al sur de Avilés y corresponde a la hoja número 13 del cuadro de distribución del Mapa geológico de Asturias, a la escala 1:25.000, cuya formación ha emprendido el Instituto de Estudios Asturianos de la Excma. Diputación Provincial de Oviedo. Este territorio es la continuación hacia el sur, desde todos los puntos de vista, de la zona del norte de Avilés, correspondiente a la hoja número 1 de dicho mapa.

Los problemas que ofrece esta zona corresponden fundamentalmente a la tectónica alpídica, puesto que sin el conocimiento previo de la estructura resultante de esta orogénesis no pueden obtenerse buenos cortes estratigráficos ni del material paleozoico, ni del mesozoico. Como en la región del cabo de Peñas, el problema estratigráfico fundamental es el correspondiente al Devónico.

Hasta la fecha la región ha sido reconocida muy poco, pues aparte los estudios fundamentales de Schulz (77, 78, 79), Barrois (6, 7, 8) y Adaro (1, 2, 3) no se hicieron otros hasta la fecha, o en todo caso no fueron publicados. En cuanto al Lías hay investigaciones recientes de Dubar y Mousterde (17, 18), algunas aún inéditas; las de Martínez (69), y las nuestras propias en esta zona (46) y otras limítrofes (47, 54, 55, 56).

Los problemas principales planteados en este trabajo fueron.

- 1.º Conocimiento de la estratigrafía paleozoica.
- 2.º La tectónica herciniana y alpídica.
- 3.º El conocimiento de la morfología.

Los primeros trabajos de campo realizados en esta región fueron comenzados en 1955 por el autor en colaboración con el profesor doctor M. Julivert, en la Universidad de Bucaramanga (Colombia), para estudios de prospección geológica para Carbones la Nueva, S. A. Fueron terminados y revisados por el autor entre 1961-1962.

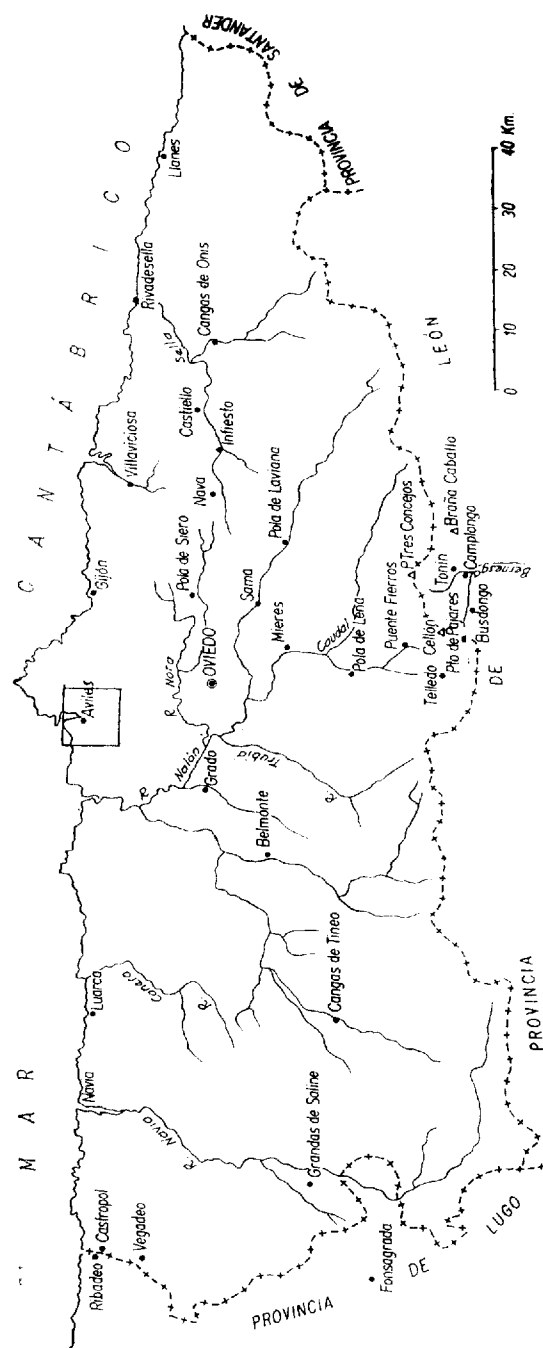


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada en el ámbito de Asturias.

## I. EL ÁMBITO GEOGRÁFICO Y LOS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS

El territorio es asaz monótono, desde el punto de vista geográfico o morfológico. En él pueden distinguirse, de norte a sur, tres unidades:

- 1.ª Zona litoral, comprendiendo una “rasa” o plataforma de abrasión situada a 100-120 metros, prolongación hacia el sur de la del cabo de Peñas.
- 2.ª Ría de Avilés, encajada en la “rasa” precedente.
- 3.ª Zona montañosa meridional, formada por las estribaciones septentrionales del macizo del Gorfolí (677 m.), que limitan por el sur la plataforma de abrasión costera.

La zona litoral constituye la parte más extensa del relieve y ocupa las tres cuartas partes de la región estudiada. No obstante ha perdido la rigidez morfológica que tiene más hacia el norte a consecuencia de haber sufrido una profunda disección, como consecuencia de la instalación de la ría de Avilés; sólo aparecen residuos de la plataforma de abrasión, coronando el conjunto de cerros, vallonadas y regueros que han resultado de la disección de la rasa. Al NE. de Avilés son los cerros de Tabladas (138 m.); al W., los de Heros (100 m.), Miranda y Nondiviso (129 m.).

La ría de Avilés se forma en la confluencia de dos cortos valles, el río Albares y el de Avilés; ambos son cursos autónomos que nacen en la divisoria de aguas de la costa y de la cuenca prelitoral (41, 81); en Avilés la ría recibe un nuevo afluente, el río Molleda, que nace en las vertientes septentrionales del Gorfolí.

El valle del Albares, orientado de NNW. a SSE., es pues la principal arteria colectora de la zona estudiada, y sus principales afluentes proceden del macizo del Gorfolí, originándose una red afluyente orientada de SW. a NE. En el sector terminal de la ría de Avilés los valles afluentes proceden de los relieves resultantes de la dirección de la rasa y son, por tanto, cortos y poco profundos, aunque la elevada pluviosidad de la región los mantiene



siempre activos. Los de occidente proceden del cordal de Heros-Mirand los de oriente, de los cerros de Tabladar.

Se trata, por tanto, de una región de relieve escaso y muy asequible, d samente poblada y rica en carreteras y comunicaciones en general. El de rrollo de "Ensidesa", desde 1959, instalada al este de Avilés, en la z alta de la ría, ha impulsado considerablemente el desarrollo de la región todos los órdenes.

## II. LAS UNIDADES GEOLOGICAS

La ría de Avilés, en su zona terminal, y el valle del Albares, dividen la región por una diagonal que separa dos grandes conjuntos estratigráficos y tectónicos: al SW. un macizo paleozoico, apenas recubierto por algunos re- tazos de Trías y de Kimmeridgiense; al NE. una región netamente mesozoi- ca, formada por Trías, Lías y Jurásico.

El material paleozoico que aflora en el SW. constituye como siempre (41, 53) el zócalo del mesozoico, debiéndose a circunstancias tectónicas, que se describirán más adelante, la exhumación de este zócalo.

Estas dos grandes unidades geológicas coinciden a su vez con las dos grandes eras orogénicas que han estructurado la región; la era herciniana, responsable del plegamiento del material paleozoico (41, 81), y la era alpina, durante la cual se sedimentaron los materiales mesozoicos y se fracturaron posteriormente durante el Terciario.

### III. ESTRATIGRAFIA

#### A) EL PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos de esta zona han sido reconocidos por Schulz (77, 18), Barrois (6), Adaro (1, 2, 3) y Patac (73, 74).

Radig (75), en su estudio de la costa, no ha alcanzado esta zona. Estos materiales son la prolongación hacia el SE. de los estudiados recientemente por nosotros en el cabo de Peñas.

##### a) Las cuarcitas armoricanas

Los materiales más antiguos de esta zona son las cuarcitas skiddawienses (cuarcitas armoricanas = Arenig) que aparecen repetidamente en los ejes anticlinales de los pliegues y formando bloques cortados por fallas alpídicas. En el sur de la zona estudiada, al sur de Villalegre, forman el macizo de Nuño (221 m.), Grandellana (242 m.) y la Peña (340 m.). Estas cuarcitas son muy compactas, cristalinas y no hemos visto en ellas intercaladas capas más arenosas ni conglomerados, como ocurre en las zonas orientales de Asturias; tampoco son ricas en intercalaciones de pizarras, que en otros puntos de Asturias, especialmente en la región occidental, las transforman en un auténtico flysch.

Aquí sólo aparecen masas cuarcitosas en bancos de 0,4 a 8 metros, generalmente bien estratificados. Tampoco hemos visto en esta región los clásicos horizontes de pistas con *Cruziana*, tan características de este tramo, pero por su posición por debajo de las capas más bajas del Devónico, no cabe duda acerca de su atribución al Skiddawiense. Además de su posición estratigráfica y características petrográficas, estas cuarcitas son la prolongación de las mismas capas que aparecen en la región limítrofe del cabo de Peñas, recientemente estudiada (39) y colocadas unánimemente en el Arenig (1, 6, 75).

La potencia de la cuarcita skiddawiense es aquí difícil de calcular, pues en ningún punto aflora el substrato; no obstante, no debe ser muy distinto del que tiene en el cabo de Peñas (425 m.), puesto que pueden medirse potencias mínimas de 500-600 metros en los pliegues de Aguilera, Nuño, Gorfolí y Grandellana. En la carretera de Avilés a Oviedo, en la Ermita de la Consolación, tienen un mínimo de 350 metros.

Entre las canteras y los cortes de la carretera y ferrocarril puede obtenerse la siguiente sucesión:

Muro: No es visible. (Falla con Trías.)

160-170 m.—Cuarcitas compactas cristalinas en capas de 0,1-0,2 metros bien estratificadas.

100 m.—Cuarcitas compactas, en parte brechoides, con algunas intercalaciones de pizarras caoliníferas de 0,05-0,2 metros. (Cantera al sur de la ermita y pie de la carretera.)

50-60 m.—Cuarcitas brechoides mal estratificadas.

40-50 m.—Cuarcitas muy compactas en capas de 0,1-0,2 metros de grano muy fino, a veces son casi sílex y tienen geodas de cuarzo y cuarcina. Aparecen en unas antiguas canteras cerca del puente del kilómetro 18-19 de la carretera a Oviedo.

En este punto están fuertemente mineralizadas y en contacto por falla con el Trías. Aparecen numerosas geodas de cuarzo, baritina y algo de calcopirita, que puede acreditar una circulación teletermal reciente, puesto que a nuestro juicio debe relacionarse con la falla alpídica que los pone en contacto con el Triásico..

#### b) Los materiales devónicos

##### 1. EL DEVÓNICO DE LA ZONA MONTAÑOSA MERIDIONAL. SINCLINORIO DE PRIETO.

En la carretera de Villalegre a Trubia, después de ascender las fuertes curvas de La Rozona, se cortan pizarras abigarradas y azuladas que están en relación con las capas de areniscas ferruginosas que, aunque no afloran, se explotan en una mina próxima a la carretera. Estas capas forman parte de un pequeño sinclinal incluido en la cuarcita skiddawiense, fuertemente deformado y enmascarado por la tectónica alpídica, hasta el punto de que, actualmente, aparece como una dovela empotrada entre estas cuarcitas.

Más al sur se encuentra el macizo de Aguilera o Prieto (360 m.), donde

el Devónico tiene mayor extensión. Desde Fuencaliente, en la vertiente meridional del Prieto, hasta el cerro de Posadorio, en las estribaciones NW. del mismo, puede obtenerse la siguiente sucesión estratigráfica:

Muro: cuarcita armoricana.

- (1) 15-20 m.—Zona ferrífera, formada por areniscas rojas y blancas y areniscas ferríferas con delgadas intercalaciones de pizarras azuladas grisáceas.
- (2) 40-50 m.—Pizarras azuladas claras alternando con otras abigarradas.
- (3) 15-20 m.—Tramo de areniscas amarillentas en capas de uno a dos metros, alternando con pizarras grisazuladas (flysch predominantemente arenoso).
- (4) 120-130 m.—Flysch arcilloso, formado por pizarras grisazuladas alternando con bancos de 0,1-0,2 m. de cuarcitas y areniscas amarillentas.

Estas capas forman la cumbre del cerro Prieto y la parte alta de su vertiente meridional, inclinada la serie isoclinalmente entre 20 y 25° al NW. En

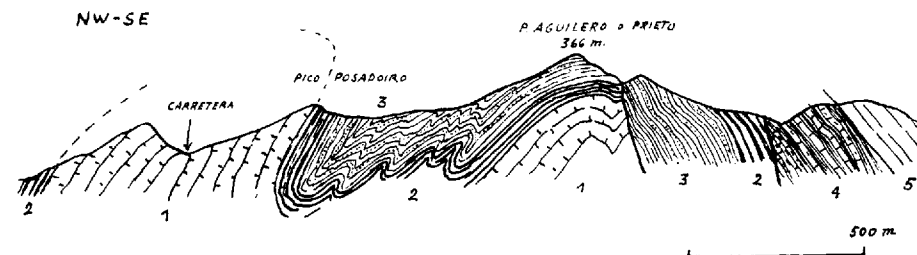


Fig. 2.—Estructura hercínica en el Pico Aguilera o Prieto.

1. Cuarcitas armoricanas.—2. 15-20 m. Gediniese-Ludlow. Areniscas blancas, amarillas y ferríferas alternando con pizarras delgadas.—3. Gediniese-Siegeniese A. En la base, 40-50 m. de pizarras azuladas y abigarradas alternando. En la masa, 120-130 m. pizarras grisáceas alternando con cuarcitas y areniscas amarillentas (Flysch sammopelítico).—4. 100-120 m. Serie de dolomías, pizarras azuladas y calizas, todo en capas de 0,3 a 1 m. En la parte alta, 40-50 m. calizas rojas y algunos bancos de arenisca.—5. 120-130 m. calizas grises del Couviniense B.

la vertiente septentrional, las capas de pizarras 4 se doblan bruscamente hacia el NW. y forman una charnela sinclinal muy apretada que repite toda la serie hasta el cerro de Pasadorio, formando varios pliegues de estilo jurásico. Allí las capas 1 vuelven a doblarse bruscamente hacia el SE., y sobre ellas se superponen en posición invertida las areniscas skiddawienses.

Todas las capas de este corte deben de situarse, a nuestro juicio, en el

Gediniense A y tal vez la base del B, por ser idénticas petrográficamente tener la misma posición estratigráfica que sus análogas de todo el resto Devónico de Asturias y en particular del cabo de Peñas.

Al NE. de Prieto, y en el collado que une este monte con el cerro Nuño, hay una trenza de fallas que permiten el afloramiento anómalo de otros elementos estratigráficos del Devónico; son paquetes orientados anómalamente por las fallas alpídicas, puesto que tienen rumbo NW.-SE. y b al NE. entre 40 y 45°; el paquete más meridional está formado por dolo amarillentas con una potencia visible de unos 50 m.; el paquete intermedio separado del anterior por una falla, pero en posición isoclinal respecto a está formado por 120 m. de pizarras griazuladas en todo idénticas a las cumbre de Prieto (tramo 4); finalmente el paquete septentrional lo forman unos 200 m. de calizas, alternando con dolomías y pizarras, que se pone en contacto por falla con las cuarcitas armoricanas del cerro de Nuño. Aunque no pueden establecerse las relaciones precisas de estas capas entre sí y con las del cerro Prieto, no cabe duda que representan horizontes superiores a la éste, probablemente siegenienses.

Un poco más al este, el cerro de la iglesia de Cancienes y el vecino de al sur muestran una sucesión más normal de esta serie caliza del Devónico la vertiente este afloran dolomías amarillentas en bancos de 0,2 a 0,5 m. alternando con lechos del mismo espesor de pizarras grises y azuladas y ca oscuras, de una potencia total de 120-150 m. Esta serie es idéntica a la vertiente SW. de Nuño. Sobre ésta aparecen bancos de areniscas claras alternando con pizarras de 10-15 m. de potencia total y luego se encuentran 10-12 m. de calizas rojizas o rosadas, que se decalcifican, dando "terra ro fácil de confundir a distancia con las areniscas ferríferas del Gediniense. Sobre estas capas aparecen las calizas azuladas que deben de situarse en el Couviniense B (= caliza de Moniello).

Estas calizas, que por ser tan típicas son inconfundibles, permiten completar sin grandes lagunas la serie de Prieto del modo siguiente:

Muro: Pizarras del tramo (4) de Prieto.

- (5) 120-150 m.—Serie de calizas, pizarras y dolomías alternantes. En la base dominan las dolomías y parecen pasar gradualmente al tramo 4.
- (6) 10-15 m.—Areniscas claras.
- (7) 10-12 m.—Calizas rojizas o rosadas.
- (8) 150 m.—Calizas grisazuladas del Couviniense B.

En este caso los tramos 4, 5, 6, 7, deben de representar en principio el conjunto estratigráfico comprendido entre el Siegeniense A-B y el Couviniense B, es decir, todo el Siegeniense, el Emsiense y el Couviniense A. Esta atribución no parece repugnar si se tiene en cuenta que en otros puntos

Asturias (39, 45, 46) la caliza de Arnao (= Couviniense A) está representada por calizas rosadas, análogas a las del cerro de Cancienes. La ausencia de fauna no permite mayor precisión en esta zona.

## 2. EL SINCLINORIO DE VILLA.

Al NW. de Grandellana se desarrolla el manchón más extenso del Devónico de toda la zona estudiada. Su estudio estratigráfico es difícil a consecuencia de la extrema fragmentación en dovelas producida por las fallas alpídicas, como puede verse en el mapa. No obstante, esta fragmentación permite todavía reconstruir un amplio sinclinorio, limitado por cuarcitas skiddawienses, en cuyo eje está el arroyo de Villa.

El borde oriental del sinclinorio aparece en la sierra, entre la carretera de Villalegre a Trubia y la local de Avilés a Junceda. En este punto el arroyo

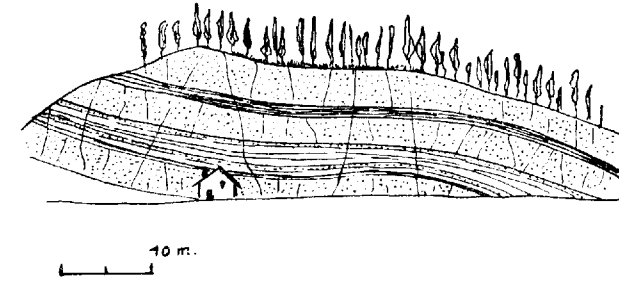


Fig. 3.—Detalle del Gediniense de las Casas de Castiello.

1. 7 m. Areniscas ferruginosa.
2. 0,8 m. Pizarras y capas de arenisca ferruginosa.
3. 6 m. Alternancia de pizarras, cuarcitas y capas de arenisca ferruginosa.
4. 8 m. Arenisca, ferruginosa en la base, en capas delgadas.
5. 2 m. Pizarras azuladas grisáceas.
6. 8 m. Arenisca ferruginosa.

Molleda corta las cuarcitas armoricanas orientándose sobre una falla; las cuarcitas forman crestones, buzando 50°-60° NW.

Un poco más al norte, en Castiello, aparece el Gediniense con sus horizontes de areniscas ferríferas, que aquí son potentes. Un buen corte puede obtenerse en el cerro de Castiello, vertiente SW. del arroyo Molleda.

Muro: no es visible.

6. 7 m.—Arenisca ferrífera muy compacta.
- 0,8 m.—Arenisca ferrífera con lechos delgados de pizarras grisazuladas.
- 8 m.—Alternancia de pizarras grisazuladas, cuarcitas y capas delgadas de arenisca ferruginosa.

- 7- 8 m.—Arenisca ferruginosa en capas de 0,1-0,2 m. en la base que aumentan progresivamente hacia el techo (polarida positiva neta).  
 1- 2 m.—Pizarras grisazuladas.  
 8 m.—Arenisca ferruginosa compacta.  
 40-50 m.—Pizarras azuladas alternando con horizontes abigarrados.

Al SW. de Villalegre, en Castañeda, y hasta la bifurcación de carretera a La Llana y a Pedregal, pueden verse algunos afloramientos, especialmente en las canteras abandonadas de Castañeda. Un poco al sur de Castañeda, la carretera corta una estructura anticlinal en cuyo flanco norte puede ver la siguiente sucesión de abajo arriba:

Calizas delgadas y pizarras muy calizas, todo en tonos grises.

- 3- 4 m.—Calizas rojizas.  
 8-10 m.—Pizarras grises arcillosas y calizas en capas delgadas.  
 30-40 m.—Pizarras verdosas arcillosas.

Las calizas contienen algunos restos indeterminables, formando a veces lumaquelas, que acusan un marcado carácter detrítico; debe de tratarse de restos transportados por el oleaje, después de haber sido fuertemente fragmentados. Por el carácter de la litofacies de estas capas deben de situarse en el Siegeniense superior, tal vez límite caliza de Nieva-caliza de Ferroñes.

Un poco más al sur, en la bifurcación de carreteras ya indicada, aparecen dos canteras abandonadas; en la más oriental de ellas puede verse una charnela anticlinal de estilo jurásico, en cuyo flanco norte puede obtenerse el siguiente corte de detalle:

Muro: no es visible.

- 6- 7 m.—Calizas oscuras, carburadas, alternando con pizarras ampelíticas, negras.  
 3 m.—Dolomía gris compacta.  
 2- 3 m.—Caliza gris oscura con vetas de calcita blanca.  
 4- 5 m.—Calizas en bancos de 0,1-0,2 m., oscuras, como la anterior.  
 2 m.—Caliza gris oscura casi negra con microestratificación y conglomerados intraformacionales.  
 1 m.—Caliza negra margosa. Biostroma con restos de tabulados.  
 0,4 m.—Pizarras negras ampelíticas con *Hysterolites hystericus* y otros braquiópodos.  
 0,8 m.—Caliza gris compacta.  
 5 m.—Pizarras ampelíticas, negras, con nódulos de pirita.  
 3 m.—Calizas grises lumaquéllicas en capas de 0,1-0,6 m. con:

*Schizophoria vulvaria* Schlot.  
*Acrospirifer pellicoi* Vern.  
*A. subspeciosus* Vern.  
*Strophomena sedwickii* Vern. et Arch.  
 Otros braquiópodos.  
 Briozoos.  
 Coralarios, tabulados.  
 Crinoideos.

8-9 m.—Calizas grises en capas de 0,1-0,5 m. alternando con pizarras en capas de 0,01-0,02 con braquiópodos y coralarios:

*Schizophoria vulvaria* Schloth.  
*Anathyris phalaena* P.  
*Acrospirifer pellicoi* Vern.  
*Rhipidomella hammoni* Roualt.  
*Stropheodonta explanata*.  
*Athyris pelapayensis-campomanesi* V. A.  
*A. pelapayensis* Vern. et Arch.  
*Fenestrellina* sp.  
*Serpula* sp.  
 Crinoideos, briozoos, tabulados.

6-7 m.—Alternancia de calizas delgadas y pizarras grises con braquiópodos:

*Schizophoria vulvaria* Schloth.  
*Acrospirifer pellicoi* Vern.  
*A. subspeciosus* Vern.  
*Athyris pelapayensis-campomanesi* V. A.  
*A. pelapayensis* Vern. Arch.  
*Costospirifer* cf. *trigeri* Vern.  
 Crinoideos.  
 Briozoos.  
 Tabulados.  
 Tetracoralarios.

Estas capas tienen, además, las mismas características litológicas que las capas de La Cabruñana, con idéntica fauna que caracteriza el Emsiense. La base de la cantera de Castañedo debe ser considerada, pues, como el límite Siegeniense C-Emsiense.

Más al SW., entre Campiello y Las Cabañas, aflora una formación caliza inclinada 45° al SE., formada por 150-200 metros de calizas grises, claras

y rojizas, con litofacies idéntica a las calizas del Couviniense B (=calizas de Moniello). Estas capas aparecen en una cantera antigua en el puente de la carretera sobre el arroyo de Villa, debajo de Las Cabañas; más al SE., en La Vega, hay otro afloramiento parecido; pero allí, aunque no aparecen tampoco fósiles, se encuentra la típica litofacies de calizas azuladas con cristaltitos de calcita blanca, ya mencionada por Adaro (1), de manera que no parece dudoso que también las calizas de La Vega representen el Couviniense B.

Más al sur, hasta San Bartolomé, estas calizas se superponen al Siegeniense C (=caliza de Nieva), que aparece en el talweg del arroyo de San Bartolomé, bajo el puente del cruce de carreteras, pero las relaciones geométricas entre las calizas de La Vega y las de San Bartolomé no pueden verse, y en caso de haber algún accidente tectónico, entre ellas deben colocarse las capas del Emsiense Siegeniense, es decir, las calizas de Ferroñes. Finalmente, en las vertientes del Gorfóli aparecen ya el flysch, las areniscas ferríferas y la litofacies pelítica del Gediniense-Siegeniense.

Cortes idénticos, aunque nunca continuos, pueden hacerse en los alrededores de Pedregal de Talerneda y de Las Vegas.

Las capas del Couviniense C aparecen sólo, y aun dudosamente, en Cruz de Illas, representadas por areniscas amarillentas y rojizas, que por estar situadas en las proximidades de la caliza de montaña pueden ser asimiladas al tramo superior del Couviniense.

### 3. EL SINCLINORIO DE PIEDRAS BLANCAS.

Al oeste de Avilés, entre las cuarcitas de La Candaliera y las de Laspra, estas últimas fuera ya de la zona estudiada, se desarrolla el sinclinorio de Piedras Blancas; sólo la mitad SE. de este sinclinorio está incluido en esta hoja.

El contacto de las cuarcitas armoricanas con el Devónico es anormal, extrusivo, y el Devónico está muy replegado, lo que dificulta la obtención de buenos cortes estratigráficos. Entre La Candaliera y Llordal hay un primer anticlinorio complejo desarrollado sobre todo en las cuarcitas y pizarras gedinienses y cuyos flancos están formados por calizas; el flanco SE. está en contacto por falla con las cuarcitas armoricanas y sólo un retazo a manera de "ojal" aparece estrangulado entre cuarcitas armoricanas y cuarcitas gedinienses.

Un corte mucho mejor de esta serie puede obtenerse en el sinclinal de La Plata, que está cerca del eje del sinclinorio de Piedras Blancas, recorriendo los cerros cota 67 y la trinchera del ferrocarril entre su cruce con la carretera de La Plata y la estación de Piedras Blancas. En la cantera de cuarcita que está al SW. de dicho cruce, puede iniciarse el corte. El camino que desde la carretera asciende a la cantera corta pizarras grises con man-

chas ferruginosas de una potencia visible de 30-40 metros; al iniciarse el camino están replegadas y buzán predominantemente al SE. Más arriba se inclinan 35-40° NW. y pasan insensiblemente a un flysch cuarcítico cuya

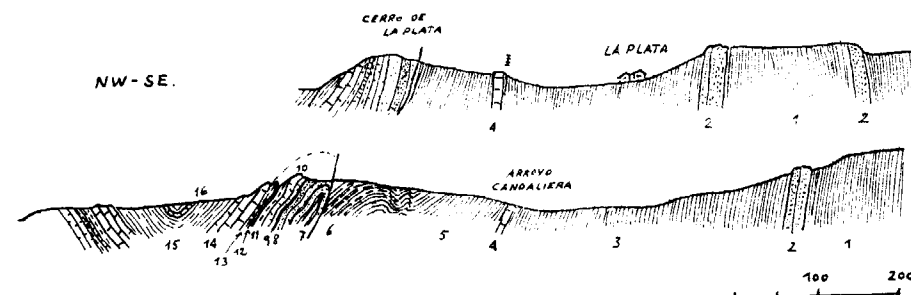


Fig. 4.—Corte geológico de los alrededores de La Plata.

1. Gediniense. Pizarras azuladas.—2. 6 m. Areniscas ferruginosas.—3. Pizarras azuladas.—4. Caliza gris clara con crinoideos y briozoos y restos de braquiópodos (Siegeniense).—5. 30-40 m. Pizarras grises. En la parte alta, 4-5 m. de flysch difuso.—6. 8-10 m. Flysch, secuencia cuarcita-pizarra. Cuarcitas en capas de 2-10 cm., pizarras de hasta 5 cm.—7. 7 m. Areniscas blancoamarillentas listadas y 0,4 m. de pizarras azules.—8. 3 m. Arenisca ferruginosa.—10. Cuarcitas blancas listadas (2 m.).—11. 2 m. Pizarras azules friables.—12. 0,5 m. Dolomía ferruginosa.—13. 2 m. Pizarras grises micáceas con pistas.—14. 6 m. Caliza gris de pátina amarilla con restos indeterminables.—15. 60-70 m. Pizarras gris azuladas.—16. 8-10 m. Caliza gris muy compacta.

secuencia es cuarcita-pizarra grisácea; las cuarcitas, en capas de 0,02 a 0,1 metro; las pizarras, en bancos de hasta 0,05 metros. Esta pequeña sucesión es, pues, como sigue:

Muro: no es visible.

- (1) 30-40 m.—Pizarras grisáceas con manchas de ocre.
- (2) 4-5 m.—Flysch difuso, mal estratificado, con elementos cuarcíticos y pizarras.
- (3) 6-7 m.—Flysch cuarcítico (ya descrito).

En la cantera aparecen cuarcitas delgadas plegadas en anticlinal, que probablemente se superponen al flysch (3). En este caso la serie continúa del modo siguiente:

- (4) 5-6 m.—Cuarcitas delgadas, generadas con el flysch (3) por desaparición de las pizarras.
- (5) 7 m.—Areniscas amarillentas blanquecinas listadas (microestratificadas).
- (6) 0,4 m.—Pizarras azuladas.



- (7) 3 m.—Areniscas ferruginosas.  
 (8) 7 m.—Areniscas blancas, algo ferruginosas en la parte alta.  
 (9) 0,6 m.—Arenisca ferruginosa.  
 (10) 2 m.—Cuarcitas blancas con microestratificación. En la base las capas son de 0,02-0,03 m., pero el espesor va aumentando hacia arriba (polaridad).

Estas cuarcitas forman la parte de la cantera. El corte puede seguirse muy bien a lo largo de la trinchera del ferrocarril, en dirección a Piedras Blancas, un poco fuera del límite oeste de la hoja.

- (11) 2 m.—Pizarras azules muy friables.  
 (12) 0,5 m.—Dolomía ferruginosa.  
 (13) 2 m.—Pizarras grises, micáceas, con pistas.  
 (14) 6 m.—Caliza gris oscura de pátina amarillenta. Las superficies de los estratos son abombadas y onduladas, acreditando pequeños hiatos sedimentarios. Contiene algunos restos indeterminables y difíciles de extraer.  
 (15) 60-70 m.—Pizarras grises azuladas.  
 (16) 8-10 m.—Caliza gris muy compacta.

Todo el paquete buza 70° NW. Las calizas (16) se doblan bruscamente dibujando una charnela sinclinal cortada por la trinchera del ferrocarril; siguiendo dicha trinchera hacia Piedras Blancas se repite la serie anterior en el flanco NW. del sinclinal.

La ausencia de fósiles no permite dar precisiones cronológicas; no obstante, la serie de calizas y pizarras que se desarrolla por encima del tramo cuarcítico del Siegeniense A-B ha de corresponder a la caliza de Nieva (= Siegeniense C), que falta aquí en su litofacies típica, tal como ocurre al NE. de Avilés (39).

Ya hemos indicado en otra ocasión que las calizas de Nieva pasan hacia el S. y SW. a pizarras grises y azuladas, litofacies pelítica, que puede invadir niveles inferiores y superiores. Por otra parte no hemos podido establecer todavía las relaciones netas entre la fauna de Piedras Blancas y estas capas; esta fauna debe colocarse en el límite Emsiense-Couviniense, de manera que no cabe duda que las capas de La Plata deben ser inferiores.

Provisionalmente, pues, situaremos los tramos 1 al 10 en el Gedinienense-Siegeniense B (= arenisca de Furada) y los 11 al 16, inclusive, en el Siegeniense C (= caliza de Nieva).

Estas mismas capas se encuentran en el cerro cota 76, al NW. de La Plata pero aquí el corte no es claro, pues no hay buenos afloramientos. En la primera curva de la carretera desde La Plata hacia Avilés, en una gran

calicata pueden verse las areniscas ferruginosas y amarillentas subverticales que equivalen al tramo 7 de la trinchera del ferrocarril; en la vertiente SE. del cerro 76, también verticales, hay unos estratos de calizas blanco-amarillentas con numerosos crinoideos y briozoos, y en la cumbre del cerro aparecen las areniscas del tramo 7 o adyacentes, denunciadas por la abundancia de cantos de las mismas, pues no hemos visto afloramiento alguno; finalmente, ya en la trinchera, se encuentran las pizarras grisazuladas arcillosas que representan el tramo 15.

#### 4. RESUMEN ESTRATIGRÁFICO DEL DEVÓNICO Y ESTRATIGRAFÍA COMPARADA.

La serie de cortes obtenidos permite establecer una correlación estratigráfica bastante completa y esbozar un intento de estratigrafía comparada. De cada uno de los tres grandes afloramientos de Devónico, Piedras Blancas, Villa y Prieto-Cancienes, se ha obtenido una columna estratigráfica tipo. De su comparación se deduce que aparecen marcadas diferencias litológicas en los litotopos correlativos en una y otra zona. Este es uno de los caracteres sobresalientes del Devónico de Asturias, que ya hemos puesto de manifiesto en otras ocasiones (39, 50). La frecuencia de cambios laterales de facies es notable, así como la tendencia a las series comprensivas por dolomitización o pelitización. La generación de dolomías es frecuente entre el Siegeniense y el Couviniense, ambos inclusive; la sedimentación de pelitas, en cambio, puede avanzar desde el Gedinienense hasta el Emsiense, inclusive.

Estas series comprensivas, especialmente las dolomíticas, son pobres en fauna, lo que constituye una nueva dificultad en la determinación cronológica y en la correlación.

La columna estratigráfica más completa aparece en la zona de Aguilera-Cancienes, aunque es totalmente estéril en fósiles característicos; allí la serie inferior de areniscas ferruginosas es muy reducida, no pasando de 20 metros. En cambio el tramo de pizarras grises y verdosas tiene cerca de 200 metros, invadiendo probablemente el Siegeniense y tal vez parte del Emsiense. En la parte alta se encuentran capas de cuarcitas que la hacen pasar a un flysch pelítico. A 50 m. por encima del techo de las areniscas basales, hay un tramo de areniscas amarillentas alternando con las pizarras, testigo, a nuestro modo de ver, de la inestabilidad del zócalo de la cuenca devónica, que no debió de estar nunca en completa inmovilidad.

Por encima de esta serie pelítica aparece una serie dolomítica predominante con pizarras y calizas intercaladas de 150-160 m. de potencia, que debe de representar al Siegeniense superior y al Emsiense (= caliza de Nieva, parte alta + caliza de Ferroñes); este tramo está coronado por 10 metros de calizas rosadas que pueden representar tal vez el Couviniense A (= caliza de Arnao). Finalmente, por encima de estas capas se desarrollan

las calizas del Couviniense B (= caliza de Moniello) con las litofacies características de calizas azuladas con cristallitos de calcita blanca.

En el sinclinorio de Villa la serie estratigráfica es menos completa; obstante, los horizontes del Devónico inferior y medio están aquí mejor caracterizados, pues aparecen en sus litofacies típicas y ricos en fósiles. La liza de Nieva (= Siegeniense C) está bien representada en Castañedo equivale a la base de la serie dolomítica de Aguilera-Cancienes. Es probable que estas capas constituyan solamente los horizontes altos del Siegeniense como parece probarlo la proximidad de *Hysterolites hystericus* a *Schiphoria vulvaria* y demás braquiópodos del Emsiense; en este caso el inferior del Siegeniense C estaría representado por la serie compendiada de pizarras inferiores gediense-siegenienses, como ocurre en las zonas próximas del cabo de Peñas (39).

En el sinclinal de Piedras Blancas-La Plata sólo están representadas capas devónicas hasta el Siegeniense C; en cambio el Gediense-Siegeniense está muy bien representado y enriquecido con elementos detríticos medios que no aparecen en Aguilera ni en Vilella; en efecto, no sólo las areniscas ferríferas inferiores tienen aquí mayor potencia, alcanzando cerca de 50 m., sino que en el límite con el Siegeniense C aparece otro tramo detrítico (cantera de la Mata) semejante al de la base; este tramo puede equivaler a las areniscas 3 de la serie de Aguilera-Cancienes.

En resumen, la mayor constancia de litofacies corresponde al Gediense-Siegeniense A-B y al Couviniense B. El Siegeniense C, el Emsiense y el Couviniense A están representados en el sinclinorio de Aguilera por la serie dolomítica de Cancienes; en el sinclinorio de Vilella están en cambio perfectamente deslindados por horizontes fosilíferos, y el Couviniense soporta capas de areniscas amarillentas atribuibles al Couviniense C.

El espesor total de este Devónico no sobrepasa en mucho los 500 metros

### c) El Carbonífero

El único afloramiento carbonífero que aparece en la zona estudiada es el de La Curtia, al WSW. de Avilés, cerca de Miranda. Constituye un sinclinorio enormemente plegado en discordancia mecánica por el SE. con las areniscas couviniense C, por el NW. con las cuarcitas armoricanas; la anchura máxima del afloramiento es de cerca de 1.500 m., y se prolonga hacia el SW. fuera de la región estudiada hasta La Cuadra y Tres Valles, a unos tres kilómetros al SW. de La Curtia.

La base de este afloramiento lo constituye la caliza de montaña, que se explota en dos canteras en los alrededores de Illas. Esta caliza tiene dos litofacies diferentes: en la base es brechoide, muy oscura, casi negra; en la

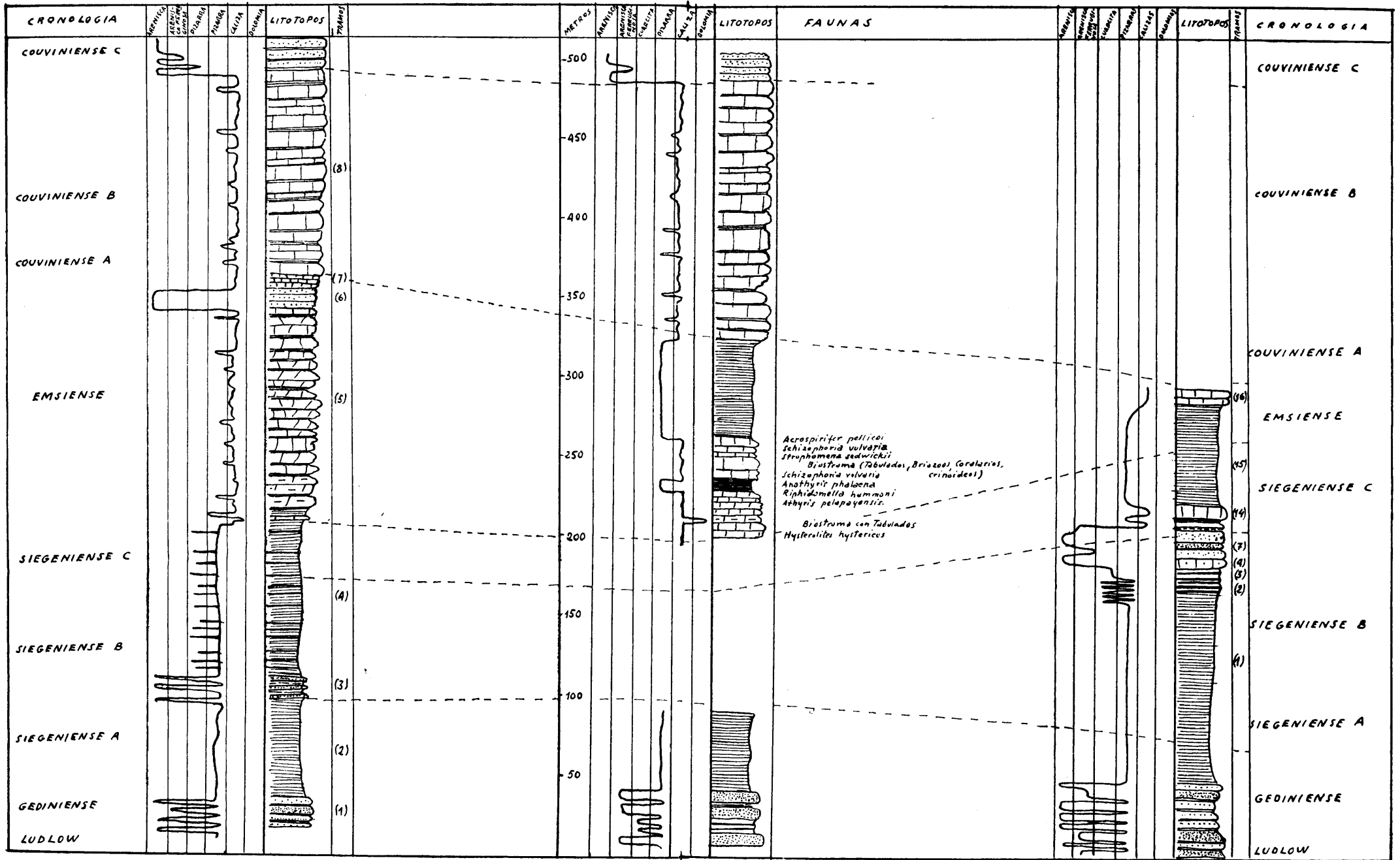


Fig. 5.—Relaciones estratigráficas y cronológicas del Devónico de los alrededores de Avilés.

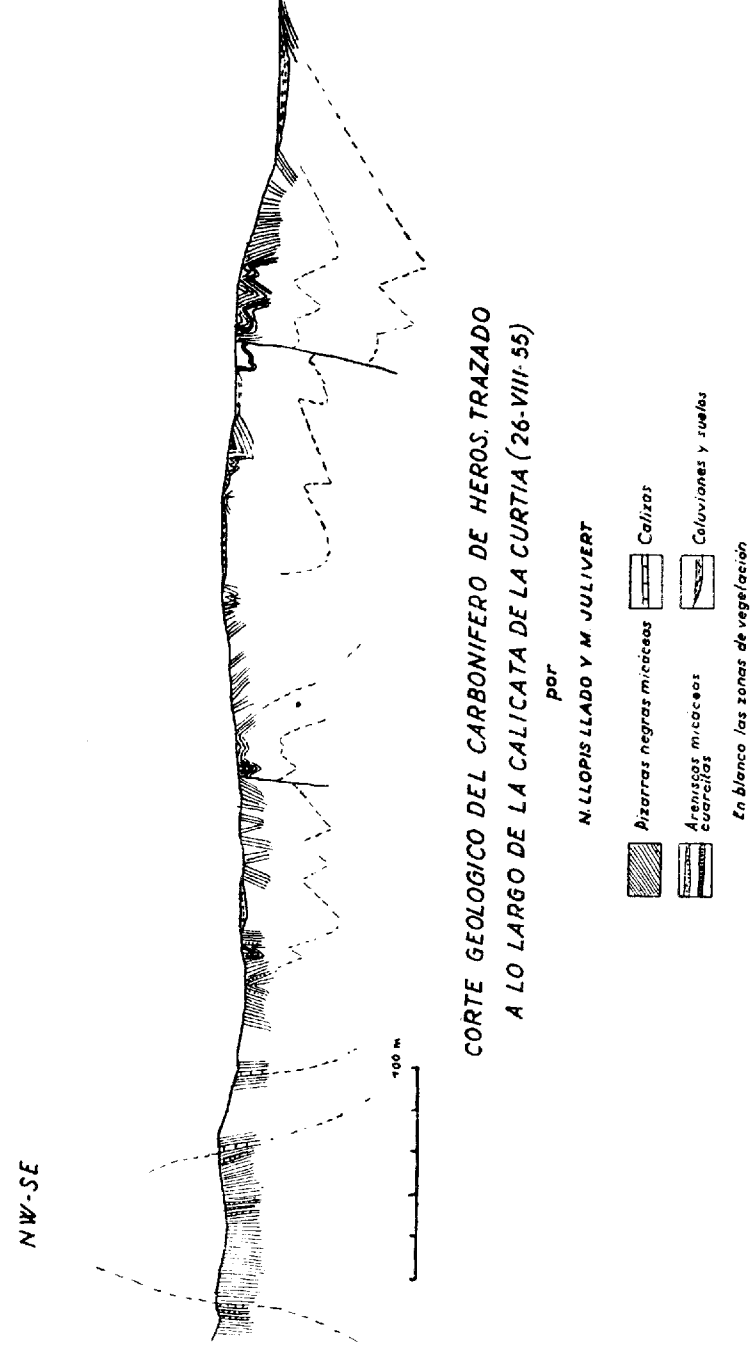


Fig. 6.

parte alta es microestratificada, fétida y muy oscura. La potencia total es 100-120 metros.

Sobre estas calizas se apoyan las pizarras y areniscas de La Curtia.

Las prospecciones realizadas por Carbones La Nueva, S. A. conduje a la apertura de una calicata transversal a las capas, que permitió obtener buen corte del mismo. Desgraciadamente la complicación tectónica y ausencia total de fósiles no permitió la obtención de una buena serie estratigráfica, de tal modo que la que damos a continuación ha de considerarse totalmente como teórica, pues en su formación sólo ha podido seguirse criterio tectónico. Teóricamente, pues, puede admitirse provisionalmente siguiente sucesión:

Muro: no visible.

7-8 m.—Tramo calizo intercalado probablemente entre pizarras.

calizas son tres capas de 0,3 a 0,4 m. de potencia cada una

30-40 m.—Tramo de secuencias arenisca micácea-pizarra negra micácea

40-50 m.—Pizarras arcillosas grises, micáceas (moscovitíferas).

60-70 m.—Alternancia de pizarras claras y grises micáceas con lech de 0,1-0,2 m. de pizarras limonitíferas.

25-30 m.—Pizarras negras moscovitíferas.

Pizarras arcillosas grises micáceas.

Cuarcitas (0,05 m.).

En cuanto a la posición estratigráfica, no es posible avanzar juicio alguno puesto que no hemos hallado resto orgánico alguno. Tampoco las calizas contienen microfauna, pero en todo caso su presencia puede inducirnos a considerar provisionalmente el paquete como Namuriense B o C, o Wesfaliense A, puesto que, aunque por su situación geográfica se ha tratado relacionarlo con el Estefaniense de Arnao y de Ferroñes, hasta ahora no han visto nunca calizas en el Estefaniense de Asturias. Sólo los hallazgos paleontológicos podrán orientar sobre este problema.

Este afloramiento por el NE. desaparece bajo el Trías inferior. A 1,8 kilómetros al NE. del contacto, en Heros, Carbones la Nueva, S. A., en 1954 comenzó un sondeo que cortó al Trías hasta los 205 m. de profundidad, apareciendo a continuación el Carbonífero, buzando 80° al NW. sonda llegó hasta 290 m., cortándose dos capas de caliza gris de poco espesor intercaladas entre pizarras negras, calizas que corresponden a las de NW. del afloramiento de La Curtia y que por su buzamiento refuerzan la idea del carácter anticlinal de dichas calizas, y, por tanto, el supuesto de que constituyen los horizontes más bajos vistos en este afloramiento.

#### d) Evolución de la cuenca sedimentaria paleozoica y tipos de cuenca

La región estudiada debió de constituir durante el Paleozoico una zona de la cuenca sedimentaria dotada de gran movilidad, tal vez una zona de flexión o límite entre dos áreas sedimentarias, una más profundamente desarrollada hacia el oeste, y otra más somera, con marcado carácter geoanticlinal hacia el este.

En el Ordoviciense esta concepción está plenamente justificada, puesto que no aparecen aquí huellas de las pizarras del Llandeilo por encima de las cuarcitas armoricanas, siendo este un segmento de la línea límite oriental de aquellas pizarras. En efecto, en el cabo de Peñas (1), (39) todavía están bien desarrolladas, en cambio aquí las areniscas ludlow-gedinienses (= arenisca de Furada) se superponen a dichas cuarcitas; falta pues, además, casi todo el Silúrico, que también está representado en el cabo de Peñas. La divisoria es muy brusca, puesto que poca distancia separa esta zona del cabo de Peñas, lo que induce a creer en una flexión abrupta entre ambos dominios sedimentarios.

Hay que admitir pues, aquí, una laguna estratigráfica skiddawiense-ludlow-gediniense, generada por un movimiento epirogénico positivo que elevó esta región después de depositadas las areniscas armoricanas y antes de la sedimentación de las pizarras del Llandeilo; el movimiento puede situarse como equivalente al plegamiento tectónico de Centroeuropa, en cuyo caso se trataría de una sinorogenia. Así lo hemos admitido ya en otras ocasiones (39, 50, 52).

Tampoco la sedimentogénesis devónica se realizó de una manera normal, como lo revelan los litotopos. Comienza probablemente en el Ludlow, como ya indicó Comte en otra ocasión para la zona del Bernesga (13, 14), y Delépine (16 bis) en Asturias, aunque de ninguna manera puede colocarse toda la arenisca de Furada en el Silúrico, como hace Radig (75).

El desarrollo en potencia y riqueza en hierro que tienen en esta zona las areniscas ferríferas ludlow-gedinienses, y aun el carácter excesivamente dolomítico del Siegeniense-Emsiense, con la consiguiente ausencia de fósiles, parecen indicar que en todo el Devónico inferior predominó un régimen de plataforma continental somera con frecuentes hiatos, acreditados por el escaso espesor de los sedimentos; sólo en la zona de Vilella hay una clara diferenciación en los litotopos y en las biozonas durante el Siegeniense-Emsiense. La caliza de Nieva está allí representada por pizarras ampelíticas con pirita, calizas, carburadas microestratificadas, y por brechas intraformacionales, que parecen indicar una zona más profunda de aguas tranquilas y pobre en O; el zócalo sería un talud por el cual se deslizarían localmente los depósitos, generando así brechas intraformacionales.

Estas circunstancias parecen indicar que el medio sedimentario e diferentes zonas de aquella plataforma continental fue muy diverso e espacio, tal vez debido a una topografía submarina variada, generador ambientes distintos. En cambio en el Couviniense B hay una mayor uniformidad, como parecen indicarlo los 150-200 m. de calizas grises que aparecen en casi todos los ámbitos de esta región, y que acreditan un medio marino lágico y homogéneo.

La sedimentogénesis devónica termina, con toda probabilidad, con el depósito de las areniscas del Couviniense C; ello implica una marcada regresión que cierra el ciclo sedimentario comenzado en el Gedinienense. bién esta regresión coincide con la fase denominada devónico-media norte de Europa, por lo que todo hace suponer se trate de una nueva si génesis.

En la región estudiada esta sinorogénesis elevó el territorio hasta el muriense, en que se deposita la caliza de montaña; no se ha podido encontrar aquí la típica caliza visense por no aparecer ningún contacto entre Devónico y Carbonífero, pero lo más probable es que exista como el resto de Asturias; el régimen nerítico del Namuriense es aquí de duración, siendo substituida rápidamente por la cuenca parállica w liense, que también es aquí de corta duración, como lo acreditan los 200 metros de materiales depositados.

La evolución de la cuenca paleozoica puede resumirse en el siguiente cuadro:

	AGUILERA	VILLA	LA PLATA	SINOROGENIAS	EPIROGENIA + SINOROGENIA	EPIROGENIA -		
SKIDDAWIENSE	Plataforma continental			TACONICA				
LLANDEILO	Zona continental emergida			ERICA				
CARADOC								
ASHGILIENSE	Zona litoral		Playas					
GOTHLANDIENSE								
GEDINIENSE				DEVONICA MEDIA				
SIEGENIENSE A	Dolomías neríticas		Cubetas de plataforma continental			SELKICA		
" B							ERZICA	
" C								
EMSIENSE A	Dominio pelágico							
" B		Plataforma litoral						
" C								
COUVINIENSE A	Zona continental emergida							
" B								
" C								
GIVETIENSE	Cuenca nerítico-pelágica							
NEODEVONICO		Cuenca parállica						
TOURNASIENSE								
VISENSE								
NAMURIENSE								
WESTFALIENSE								

## B) EL MESOZOICO

El Mesozoico está reducido a pocos metros de Trías, Lías y Kimmeridgiense. En otras ocasiones ya hemos indicado que Asturias constituye el límite occidental de la cuenca mesozoica pirenaica (53, 81), por cuyo lado los materiales secundarios son muy incompletos. Pero a esto hay que añadir que en esta zona nos encontramos precisamente en el límite dental de estos depósitos, por lo cual su potencia es muy reducida y aparecen importantes hiatos en la serie estratigráfica.

Schulz (77, 78) y Barrois (6, 8) fueron los pioneros del Mesozoico; Verneuil, d'Archiac y Collomb (84, 85), Carez (10, 11), más recientemente Karrenberg (36), hacen un estudio de síntesis del Mesozoico de Asturias y Santander, y Dubar y Moutarde (17, 18) se ocupan de todo del Lías y Jurásico. Ultimamente, Martínez (69) hace algunas precisiones sobre la extensión del Kimmeridgiense.

### a) El Triásico

Las capas más bajas del Triásico aparecen claramente en La Curtia, La Plata y en Salinas. En La Curtia el contacto del Triásico con el Carbonífero ha de considerarse como normal, aunque no puede verse ninguna superficie limpia de la discordancia; por otra parte, el sondeo de Hero hemos dicho que ha cortado dicho contacto, de manera que no cabe duda acerca de la existencia de la discordancia herciniana en esta zona. Este contacto es uno de los escasísimos en Asturias donde puede deducirse fácilmente dicha discordancia. Allí puede obtenerse la siguiente serie de la del Triásico:

Muro: Carbonífero.

- 4 m.—Conglomerado rojo, brechoide, de cantos de hasta 0,65 metros, formados por 50 por 100 de areniscas devónicas y por 100 de calizas devónicas.
- 2-3 m.—Conglomerado brechoide con 90 por 100 de cantos calizos y 10 por 100 de areniscas devónicas.
- 8-10 m.—Conglomerado de elementos exclusivamente calizos.
- 3-4 m.—Margas abigarradas.
- 0,4 m.—Caliza gris.

En el sondeo de Heros ya mencionado se obtuvo la siguiente serie estratigráfica:

Muro: Carbonífero.

- 22 m.—Conglomerado brechoide rojo.
- 16 m.—Arenisca roja con alguna intercalación azulada.
- 5 m.—Conglomerado calizo; en parte areniscas.
- 5 m.—Alternancia de areniscas rojas y conglomerado calizo.
- 10 m.—Alternancia de dolomías y areniscas rojizas; las dolomías en capas de 0,1 y 0,5 metros.
- 4 m.—Arenisca roja.
- 86 m.—Arenisca roja con intercalaciones margosas más claras y azuladas.
- 4 m.—Porfirita (?).
- 16 m.—Areniscas claras.
- 42 m.—Margas rojas.

Esta serie triásica es sin duda la más completa de toda la región reconocida y, especialmente, en lo que concierne a la base de la formación. Al este de Heros una falla ha hundido un compartimento ocupado por Trías, sobre el que está edificado Avilés. Los buenos afloramientos son escasos, pero pueden admitirse en esta zona 70-80 metros de margas rojas y abigarradas con algunas intercalaciones azuladas y capas delgadas de areniscas rojas. Es en todo idéntica a la "serie de Ambiedes", que ha sido descrita recientemente (39) y, como ésta, debe colocarse en la parte superior de este Trías, tal vez equivaliendo al Keuper. Lo propio pasa con el Trías del sur de Cancienes, que aparece en ambas vertientes del valle del Albares y que probablemente ocupa aún niveles más altos, puesto que está próximo a la base de las dolomías del Lías.

Entre Salinas y La Mata aflora también el Trías inferior con conglomerados de base y características muy parecidas al de La Curtia, del que es la prolongación natural hacia el NW. También en Salinas, al comienzo de la carretera de Arnao, aparecen los conglomerados brechoides rojos del Trías por debajo del Kimmeridgiense.

En el primero de estos lugares, y en la entrada del túnel del ferrocarril, puede obtenerse el siguiente corte:

Muro: Pizarras gris azuladas, devónicas.

- 1,5 m.—Arenisca roja y marga roja.
- 1,5 m.—Conglomerado cuarzoso formado por 40 por 100 de cantos de cuarcita de hasta 0,03-0,04 m. de diámetro, brechoides, de aire marino; matriz arenosa y cemento silíceo. Pasa lateralmente a arenisca roja.
- 2 m.—Arenisca roja, mal estratificada, nodulosa.



- 1 m.—Arenisca roja compacta, con estratificación oblicua.  
 5 m.—Margas rojas con nódulos y capitas calizas.  
 6 m.—Margas rojas.

Techo: Conglomerado kimmeridgiense.

La serie triásica buza 20° WSW. El conglomerado kimmeridgiense horizontal, es decir, discordante.

En su conjunto, pues, el Trías de esta zona puede distribuirse de la siguiente manera:

Buntsandstein:

Serie de La Curtia-Heros.

- 5-30 m.—Conglomerados brechoides de elementos locales y matriz roja.

Muschelkalk (?):

- 10 m.—Dolomías y areniscas rojizas.  
 70-80 m.—Areniscas rojas con algunas intercalaciones margosas.

Keuper (?):

- 60-70 m.—Margas rojas con horizontes de areniscas intercaladas.

La atribución de las dolomías intermedias al Muschelkalk es completamente teórica, puesto que el único argumento es su posición entre las margas rojas inferiores y la serie detrítica gruesa basal. Con mucha más razón puede ser referida al Muschelkalk la "serie de La Eria", al NE. de Avilés (carretera a Luanco); es probable, no obstante, que las dolomías de Hettangianse equivalgan a las calizas de La Eria.

#### b) El límite Trías-Lías

El límite Trías-Lías es impreciso. La tendencia más lógica es hacerlo coincidir allí donde hay un cambio en los litotopos, es decir, en la base de las dolomías amarillentas. No obstante, en otra ocasión ya hemos indicado (3) que el Lías comienza por lo menos a 50-60 metros por debajo de las dolomías, puesto que en Corbera, en capas de lumaquelas de lamelibranquios indeterminables, ha sido encontrado *Caloceras* cf. *pirondi* Reynes (\*), c

(\*) Determinado por el Prof. R. Moutarde, de la Universidad Católica de Lyon.

Hettangiense inferior. Este fósil nos indica claramente que el Lías comienza probablemente con una facies keuperoides, que le hace difícil de separar litológicamente del Trías.

A esta zona de transición Trías-Lías deben ser referidas la parte alta de las margas abigarradas de Avilés y Villalegre, así como las del margen este del valle del Albares, al norte y sur de Cancienes.

#### c) El Lías

Las capas liásicas están representadas muy someramente en nuestra zona de estudio, puesto que sólo afloran en los alrededores de Avilés, Villalegre y Cancienes. En el margen este de la ría de Avilés, y en la desembocadura del arroyo de Molleda, aparecen pequeñas cuevas de dolomías, ligeramente inclinadas hacia NNE., con las que hasta ahora se hacía comenzar el Lías. Capas análogas en El Musel (Gijón) fueron consideradas como rhetienses (33), pero por el hallazgo ya indicado de *Caloceras* cf. *pirondi* Reyn., a unos 50 metros por debajo del muro de estas dolomías, ya se deduce que deben de situarse en el Hettangiense.

Entre Villalegre y Manzaniella, en los cerros de Lloranes y Trayes, aparece el mejor corte del Lías de toda esta zona; el conjunto está inclinado de 5° a 10° NE. El perfil que puede obtenerse es el siguiente:

Muro: Margas rojas del Keuper (?).

40 m.—Margas abigarradas (Hettangiense inferior).

30 m.—Dolomías amarillentas en bancos de 0,2 a 0,8 m. En la parte alta hay un horizonte de calizas tableadas con lumaquelas de lamelibranquios indeterminables. Es un horizonte guía que aparece en todos los afloramientos.

5-6 m.—Margas rojas y abigarradas de tipo keuperoides.

12-15 m.—Dolomías amarillentas como las anteriores.

Idénticas características, aunque menos completas, ofrecen los cortes que pueden obtenerse en los afloramientos de Los Carbayedos, al norte de San Sebastián, donde faltan las dolomías superiores; en Santa Cruz, donde faltan además las margas superiores, y en Cancienes, con idénticas características que en Santa Cruz.

#### d) Los depósitos detríticos post-liásicos

Por encima del Lías, en la zona este de la región estudiada y reposa sobre el Triásico en la occidental, se desarrolla una formación detrítica tonos claros de 120 a 150 metros de potencia máxima, que hasta hace poco se había situado en el Cretácico inferior, por la enorme semejanza que tiene con las capas de facies wealdense que aparecen más hacia el sur, en Oviñana (42, 44, 55, 56, 76). El carácter transgresivo de estos depósitos es muy claro puesto que como hemos dicho se apoyan sobre el Lías hacia el este, y sobre el Triás y aun sobre el Paleozoico hacia el oeste.

La composición de estos materiales es muy variable y depende siempre de las características litológicas del substrato; no obstante aparece casi siempre un 70 por 100 de cantos de cuarcita, y el 30 por 100 restante de otros materiales, sobre todo pizarras cuarzosas. Los cantos pueden llegar a tener 0,2 m. de diámetro, pero son frecuentes los menores; los índices de apilamiento son del orden de 1,8, 1,9, 1,7, y revelan su carácter marino; la matriz es arenosa y el cemento silíceo. En ocasiones es enormemente coherente y compacto, en otros es fácilmente disgregable. Frecuentemente aparecen intercalaciones arenosas y arcillosas y, más excepcionalmente, dolomíticas. La potencia puede llegar a 150 m., como al este de Cancienes teniendo 130 m. en Tabladas (NE. de Avilés); 80 m. en Salinas, y sólo 10 m. en Miranda.

En la carretera de Avilés a La Mata, Km. 2,2, el conglomerado está formado exclusivamente por cantos de cuarcita en las siguientes proporciones

- 70 por 100 de 1-2 cm. de diámetro.
- 20 por 100 de 3-4 cm. de diámetro.
- 10 por 100 de 8 cm. de diámetro.

matriz arenosa y cemento silíceo que le da gran compacidad. Tiene, pues, marcada heterometría e isotropía; los cantos son todos ellos brechoides.

Dubar y Moutarde (17, 18) determinaron paleontológicamente la edad kimmeridgiense de estos conglomerados al este de Gijón. Martínez (69) estableció la continuidad cartográfica con los materiales de Avilés, por lo cual la base de estos conglomerados debe colocarse en el Kimmeridgiense. En cambio, la parte superior puede ser Aptiense, tal como ya hemos indicado en otro trabajo (63).

#### e) Evolución de la cuenca sedimentaria mesozoica

Después de la peneplanización post-herciniana, el territorio de Avilés sirvió de zócalo a la cuenca de sedimentación pirenaica (63); aquí estaba el límite occidental de esta cuenca, constituido por un estrecho golfo rodeado de tierras hercinianas, tanto por la zona sur meseteña, como por la actual cuenca cantábrica. Los depósitos triásicos tienen un marcado carácter terrígeno y aun tal vez continental en alguno de sus tramos. La fuerte pigmentación roja revela un clima marginal de temperaturas altas, que favorecen los depósitos de evaporitas que contienen las margas abigarradas triásicas y que llegan a culminar en lechos de yesos y sales en las inmediaciones de la zona estudiada (Agüera; La Sota, en el valle de Albares, cerca de Cancienes). Las areniscas rojas evocan plataformas continentales extensas, ligeramente basculantes, movimientos responsables de pequeños y grandes hiatos en la sedimentación. El tramo dolomítico intercalado, referible al Muschelkalk, refuerza aún más el carácter litoral de toda la serie triásica.

Breves episodios marinos, donde se desarrollan los lamelibranquios y escasos ammonites, marcan la transición a las dolomías hettangienses. Es probable que el territorio emerja lentamente de oeste a este a partir del Hettangiense medio hasta el Kimmeridgiense, pues desde Avilés a Ribadesella (18) van apareciendo sucesivamente pisos cada vez más modernos dentro del Lías. Pero en el Kimmeridgiense el territorio vuelve a hundirse y los sedimentos de la transgresión kimmeridgiense llegan hasta Arnao, su límite occidental; con este episodio termina en Avilés la sedimentación mesozoica.

#### C) LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

El Cuaternario de esta zona tiene poca extensión, puesto que, excepción hecha de los depósitos litorales subactuales, el resto son coluviones y aluviones recientes y depósitos de la rasa marina de 100 metros.

##### a) Depósitos litorales subactuales

Están representados por la extensa playa de Salinas, que se desarrolla a lo largo de más de tres kilómetros entre la desembocadura de la ría de Avilés y Arnao; esta playa constituye en realidad el reborde marino de la barra

de la ría de Avilés, que tiende a unirse con el promontorio de San Juan de Nieva. Sobre ella se desarrolló una cadena de dunas favorecida por la orientación de cara al NW. La superficie de estas dunas es de unos millares de metros cuadrados; actualmente son dunas muertas; la firma la realizó la Real Compañía Asturiana de Minas con la instalación de pinares.

#### b) Depósitos aluviales

Todos los arroyos de cierta longitud tienen rellenos aluviales, aunque someros; merece mención especial, a este respecto, la ría de Avilés, cuyo estado de relleno está muy adelantado, habiendo contribuido no poco a la barra de San Juan de Nieva, que tiende a transformar la ría en albufera.

El comienzo del relleno debe ser ya algo antiguo, puesto que pueden distinguirse dos generaciones de marismas:

1. Marismas preactuales de San Juan de Nieva y San Sebastián.
2. Marismas actuales de Recastrón.

Las marismas de San Juan de Nieva ocupan el valle inferior del arroyo de Ferrera, y se extienden cerca de 2,5 kilómetros desde San Juan hasta el cruce de carreteras de Avilés al cabo de Peñas y a Santa Leocadia. Las marismas de San Sebastián se extienden por la parte alta de la ría de Avilés, y sobre ellas están edificadas la mayor parte de las instalaciones de "Ensidesa". Los bajos de cimentación fueron largos y costosos, pues el relleno alcanza de 40 m. de espesor y es esencialmente arcilloso. Durante los trabajos fueron hallados restos de *Bos taurus* a 12 metros de profundidad.

El relleno actual del Recastrón se apoya en estos depósitos.

Los otros valles tienen escasos aluviones; únicamente el río Raios, corre a lo largo de la cadena de dunas de Salinas. Su antigua desembocadura estaba en Salinas, antes de la instalación de las dunas; el desarrollo de éstas obligó a trazarse una nueva salida hacia la ría de Avilés, entre el escalón conglomerado kimmeridgiense, por el sur, y la cadena de dunas, por el norte.

#### c) Los coluviones

Como en el resto de la plataforma costera asturiana, los coluviones cubren las dos terceras partes del territorio, siendo ésta una de las principales dificultades del trabajo geológico en esta zona. Son coluviones recientes que cubren las vertientes y se conjugan con los depósitos aluviales del cauce cubren totalmente el talweg cuando se trata de un valle accesorio.

Estos materiales no han sido representados en el mapa, pues sus espesores no suelen pasar de cinco metros, y, por otra parte, su representación enmascararía completamente la estructura.

#### d. Los depósitos de la rasa de 100 metros

Entre San Juan de Villa y Cruz de Illas, en La Cangueta y en Nondiviso, se desarrollan restos de la rasa litoral de 100 m., prolongación hacia el interior de la extensa plataforma del cabo de Peñas (39); sobre ella aparecen depósitos de arenas con horizontes de cantos de cuarcita, que deben de equivaler a los depósitos marinos que sobre este nivel se encuentran en otras regiones de Asturias (48, 64). Estos depósitos son a veces difíciles de distinguir de los conglomerados kimmeridgienses, y sobre todo de sus productos de meteorización y coluviones, debido a la escasez de buenos afloramientos; no obstante, estos materiales se disponen siempre discordantes sobre cualquier otro tipo de material o de accidente tectónico, mientras que los conglomerados kimmeridgienses están afectados por las fallas alpínicas.

El espesor de estos depósitos es muy exiguo, no pasando nunca de 5 ó 6 metros. En cuanto a su edad ya hemos indicado en otras ocasiones (48, 39) la posibilidad de que sean asimilables al Tirreniense I.

## IV. TECTONICA

### A) LAS UNIDADES TECTONICAS

Las unidades tectónicas no coinciden con las estratigráficas más que en parte. El conjunto paleozoico, plegado durante la orogénesis herciniana, estaba ya hemicratonizado en el momento en que se produjo la orogénesis alpídica (40, 39). El macizo asturiano formaba parte del antepaís alpídico en los tiempos terciarios. La influencia alpídica sobre el viejo zócalo herciniano se manifestó en formas de fractura que cortan e interfieren los pliegues hercinianos, generándose así una "Tectónica superpuesta".

Por otra parte, el escaso espesor de los materiales de la cobertera mesozoica no permite tener una tectónica específica; los tramos mesozoicos han sido arrastrados por el movimiento de las fallas y fragmentados en dovelas y mosaicos tectónicos.

La superposición de la estructura alpídica en mosaico a la tectónica de plegamiento, herciniana, enmascara frecuentemente las formas tectónicas hercinianas y ofrece dificultades a su reconstrucción.

Así pues, zócalo paleozoico y cobertera mesozoica ofrecen un enorme contraste estructural, pues mientras aquélla está plegada, ésta es casi horizontal o ligeramente inclinada, discordante siempre sobre las viejas estructuras hercinianas.

## B) LA ESTRUCTURA DEL PAIS HERCINIANO

### a) Los elementos estructurales

Desde el punto de vista mecánico o tectónico, con el conjunto de materiales paleozoicos de la zona estudiada pueden hacerse tres conjuntos

- 1.º Cuarcitas armoricanas.
- 2.º Conjunto devónico y caliza de montaña.
- 3.º Pizarras carboníferas.

Estos tres elementos tienen características tectónicas muy diferentes y representan elementos de rigidez distinta que se comportan de una manera específica durante el plegamiento.

1.º Las CUARCITAS ARMORICANAS son materiales rígidos que se pliegan intensamente con dificultad, pero que presentan, en cambio, multitud de pliegues internos de orden inferior, pliegues transversales y rizaduras; es decir, las deformaciones internas son tanto más acusadas y numerosas cuanto mayor es el número de intercalaciones pizarrosas que presenta la masa de cuarcitas; por esto en nuestra región la cuarcita armoricana se comporta más rígidamente que en otras vecinas, constituyendo el elemento de mayor rigidez de toda la estructura a consecuencia de su marcada isotropía tectónica.

2.º EL CONJUNTO DEVÓNICO, en cambio, es profundamente anisótropo desde el punto de vista tectónico, pues está constituido por elementos rígidos, semirrígidos y plásticos alternantes; pero constituyendo una unidad mecánica generadora de estilos tectónicos específicos. Los elementos más rígidos de este conjunto son las areniscas ferríferas y areniscas, en general gedinenses-siegenienses; las rocas semirrígidas son esencialmente las calizas dolomías, especialmente los tramos compactos, como el de Cancienes; las rocas plásticas son las pizarras siegenienses y en especial las arcillosas.

Cuando la tectónica se desarrolla en los tramos de pizarras se forman pliegues muy apretados de charnelas agudas, frecuentemente laminadas cuando intervienen también las cuarcitas y las pizarras se forman despegos en los contactos de ambos; pero el plegamiento del conjunto suele ser laxo dominando los elementos de estilo jurásico.

La caliza de montaña no se distingue, desde el punto de vista mecánico de las calizas couvinienses y aun de las siegenienses y couvinienses, especial-

mente en una zona como ésta, en que es tan escasa que no desempeña ningún papel importante ni en el plegamiento ni en la morfología. Como siempre, la caliza de montaña se resiste al plegamiento y origina estructuras generalmente laxas. El afloramiento de Illas, único visible en la zona estudiada, aparece como un solo paquete isoclinal buzando 45°-60° al NW., en el que no se aprecia pliegue alguno de detalle.

3.º LAS PIZARRAS CARBONÍFERAS.—El Carbonífero es, como siempre, desarmonioso en relación de los materiales superpuestos; dada la extrema plasticidad que presentan las pizarras arcillosas, la estructura resultante es enormemente apretada, mucho más aún que la del Devónico y comparable sólo a la de las pizarras siegenienses.

No obstante, el escaso desarrollo que en la zona estudiada presenta el Carbonífero hace que pierda importancia en la estructura de conjunto de esta zona.

### b) La estructura local

El extremado estado de fragmentación que, como consecuencia de la tectónica alpídica presenta el país herciniano que aflora en el triángulo SW. de la hoja, no permite una buena correlación de las estructuras observadas; si a esto se añade la extensión que presenta el Mesozoico fácilmente se comprenderá que sólo pueden ser analizados jirones del plegamiento herciniano en esta zona.

#### 1. EL SISTEMA DE PLIEGUES DEL NW., ENTRE LA PLATA Y FORMALGO

En los alrededores de La Plata aparecen numerosos afloramientos devónicos, especialmente de los tramos inferiores. A lo largo del camino de Lordal a La Candaliera, al igual que por el cordal entre La Plata y Heros, puede deducirse la estructura de esta zona, desarrollada casi íntegramente en las capas gedinenses y base del Siegeniense. Allí aparecen varios horizontes ferríferos entre pizarras versicolores orientadas NE.-SW. y con buzamientos oscilantes entre 60° y 90°. Estas oscilaciones de las capas y la repetición de los horizontes ferríferos permiten reconstruir varios pliegues, casi rectos, de charnelas agudas que se hunden casi bruscamente hacia el NW. para formar el sinclinal de La Plata, donde aparecen dolomías y calizas grises con crinoideos. El borde SE. de este conjunto choca por falla con la cuarcita armoricana de La Candaliera, pero en el mismo contacto aparece otro sinclinal de dolomías que debe equivaler al de La Plata. De este modo el sistema de pliegues agudos y rectos del SE. de La Plata se nos aparece como un anticlinorio con

núcleo de dolomías y calizas siegenienses: al NW. el de La Plata SE. el de La Candaliera.

## 2. EL SINCLINORIO DE LA CURTIA.

La barra de cuarcitas de La Candaliera separa el anticlinorio de Fe del sinclinorio de La Curtia. El contacto de estas cuarcitas con ambos, N. y S., se hace por fracturas alpidicas, como lo acredita el hecho de afectar al Trías. Ya en otra ocasión hablamos del carácter extrusivo de accidentes (59) y más adelante insistiremos sobre el particular.

El sinclinorio de La Curtia está formado exclusivamente por Calero. El flanco NW. está cortado claramente por la falla de La Candaliera que lo pone en contacto con la cuarcita armoricana. El flanco SE., en cambio, es más completo, apareciendo el substrato de caliza de montaña en Cerrillos. El núcleo está constituido por una serie rítmica namuro-westfaliense formada por la secuencia pizarras arcillosas micáceas grises-areniscas micáceas.

La estructura de ambas unidades estratigráficas es muy diferente, que mientras la caliza da, como siempre, un plegamiento laxo, la serie de areniscas westfaliense se pliega desarmónicamente en relación con el substrato de caliza de montaña, donde pliegues muy agudos, apretados y avergentes. Es muy probable que, como es norma general en Asturias, el conjunto samítico-pamuro-westfaliense esté despegado del substrato de caliza de montaña. En vez el sinclinorio de namuro-westfaliense está cortado por fallas alpidicas que complican todavía más la estructura.

El sinclinorio de La Curtia tiene orientación general NE.-SW. y parece rápidamente bajo el Trías y está a su vez bajo el Cuaternario de la zona. Un sondeo efectuado en Heros, por la Real Compañía Asturiana de Minas, en 1955, cortó el sinclinorio a 205 m. de profundidad, bajo el Trías. Esto pone claramente de manifiesto que este sinclinorio se prolonga hasta el NE. por lo menos hasta la ría de Avilés.

## 3. LA TECTÓNICA DEL DEVÓNICO DEL SW.

La zona SW. está ocupada por un conjunto de afloramientos devónicos fragmentados en dovelas por la tectónica alpidica, cuyos detalles escapan en su mayor parte a consecuencia de la fragmentación. En su conjunto forman un gran sinclinorio, colocado entre los anticlinorios de La Carriona y Grandallana-Nuño, donde afloran las cuarcitas armoricanas.

Todos los elementos petrográficos del Devónico intervienen en la estructura de este sinclinorio reaccionando de manera específica. En conjunto generan pliegues laxos jurasicoides e isoclinales con tendencia a verger al SE. En la dovela de Lueva-Lloveda aparece un anticlinal de estilo alpidico, con tendencia a cabecear y a verger al SE.; está modelado en la flysch calco-pelítico siegeniense-emsienense.

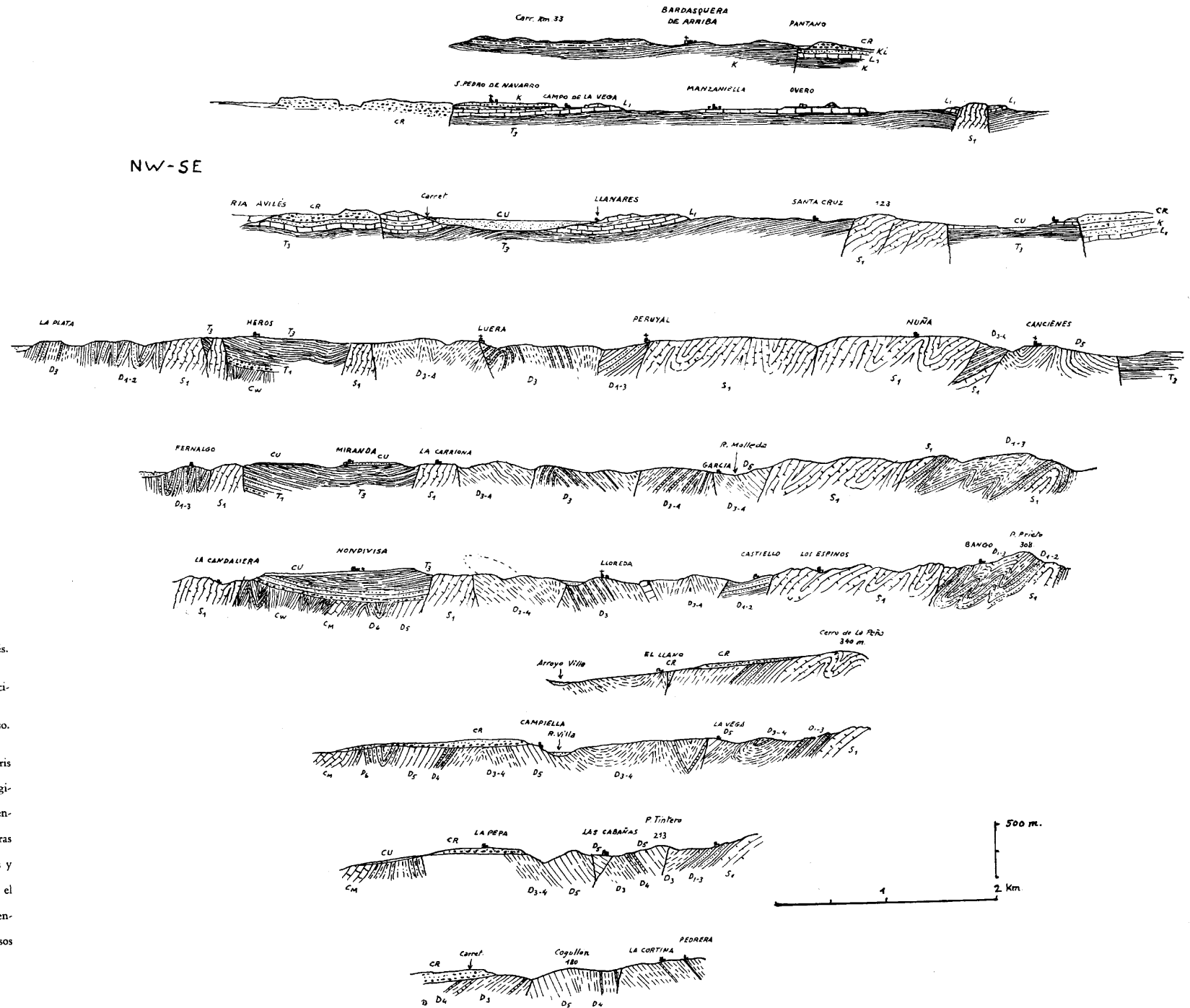
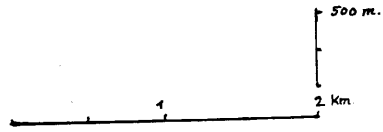


Fig. 7.—Cortes geológicos generales de los alrededores de Avilés.

- S<sub>1</sub> = Cuarcitas armóricas.
- D<sub>1</sub> = Ludlow y Gedinense. Serie flysch formada por cuarcitas ferruginosas, cuarcitas amarillentas y pizarras.
- D<sub>1-2</sub> = Facies peítica alcanzando al Siegeniense A-B.
- D<sub>2</sub> = Siegeniense-Emsiense. Flysch calco-péltico y margoso. Calizas delgadas y pizarras.
- D<sub>2-4</sub> = Flysch anterior alcanzando al Couviniense A.
- D<sub>3</sub> = Couviniense B. Calizas del Moniello. Caliza masiva gris azulada.
- D<sub>4</sub> = Couviniense C. Flysch formado por areniscas ferruginosas, areniscas y pizarras (arenisca de Gosseletia).
- Cm = Viseense-Namuriense. Caliza de montaña comprendiendo la base viseense.
- Cw = Westfaliense. Flysch de areniscas micáceas y pizarras oscuras micáceas. Calizas delgadas en la base.
- T<sub>1</sub> = Triás. Buntsandstein. Conglomerados cuarzosos rojos y areniscas rojas.
- T<sub>2</sub> = Keuper. Margas abigarradas y yesos, comprendiendo el Hettangiense inferior.
- K = Kimmeridgiense. Conglomerados cuarzosos muy cementados. Claros.
- CR = Aptiense. Facies wealdense. Conglomerados cuarzosos sueltos y arcillas intercaladas.
- CU = Cuaternario.





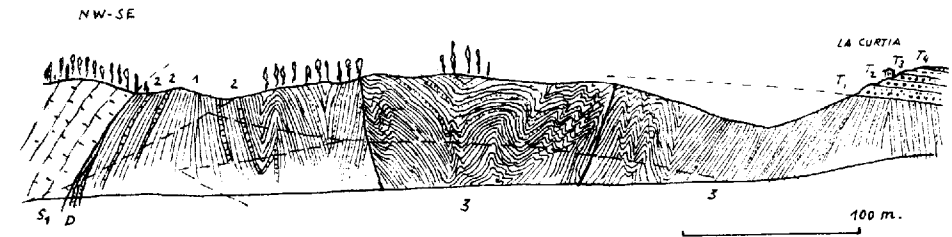


Fig. 8.—Corte geológico al NW. de La Curtia, mostrando las relaciones tectónicas y paleogeográficas entre el Triás y el Paleozoico.

S<sub>1</sub>. Cuarcitas armoricanas.—D. Gedinense. Zona de areniscas ferríferas.—1. Pizarras carboníferas (Namuro-westfaliense?).—2. Calizas delgadas.—3. Flysch de pizarras micáceas y areniscas oscuras micáceas.—T<sub>1</sub>. Triás inferior. Conglomerados de elementos devónicos: 50 % arenisca roja; 50 % calizas.—T<sub>2</sub>. 8-10 m. Conglomerados de elementos exclusivamente calizos.—T<sub>3</sub>. 3-4 m. Margas abigarradas.—T<sub>4</sub>. 0,4 m. Calizas grises.

La zona más completa de pliegues aparece en la línea Campiello-La Vega-San Bartolomé, donde de NW. a SE. pueden distinguirse los siguientes accidentes:

1. Anticlinal de la Pepa, fosilizado parcialmente por el Cretácico; está formado por un núcleo de flysch calco-pelítico emsiense-couviniense A con flancos de calizas couviniense B. Es una forma jurásica de plano vertical.
2. Sinclinal de Campiello, modelado en las calizas del Couviniense B del flanco SE. del anticlinal anterior; forma fuertemente vergente al NW.
3. Flexión del Arroyo-Villa. Forma anticlinal-sinclinal, modelada en la serie emsiense-couviniense A, vergente hacia el NW. El sinclinal es ya una forma recta con la que se inician las vergencias hacia el SE.
4. Anticlinal y sinclinal del Tintero. Formas rectas ligeramente vergentes al SE. desarrolladas principalmente en el Emsiense. En el Pico del Tintero el eje del sinclinal está cortado por una falla que pone en contacto el Emsiense con las calizas couvinienses B.
5. Pliegues isoclinales de La Vega, vergentes al SE.
6. Anticlinorio de Grandallana, modelado en las cuarcitas armoricanas.

Las estructuras internas de estos accidentes son a menudo complejas, como puede deducirse de la anisotropía tectónica que tienen la mayor parte de los materiales devónicos. Así pues, aparecen en estos accidentes multitud de formas satélites que complican los detalles tectónicos.

#### 4. EL ANTICLINORIO DE GRANDELLANA.

El conjunto de pliegues modelados en el Devónico, que se acaba describir como límite SE, el anticlinorio de Grandellana. Es un accidente de primer orden que se desarrolla ampliamente fuera de los límites de la estudiada (véanse hojas núms. 14 y 30). En nuestra región la denominamos anticlinorio de Grandellana-Nuño, por estar situadas estas aldeas en su centro.

Está fuertemente fragmentado y desplazado transversalmente por fallas alpidicas; pero, a pesar de ello, puede reconocerse su continuidad estructural y su estructura. Está formado por un paquete de cuarcitas armóricas cuya potencia oscila entre 150-200 metros, profusamente plegado y frías; todos los accidentes tienen clara vergencia SE. En las fuertes fallas, que cortan longitudinalmente la continuidad de los pliegues, aparecen a veces jirones de la cobertura devónica, como acontece al sur de La Na, donde aflora el flanco superior de un sinclinal de pizarras y areniscas ferríferas gedinienenses, vergente al SE., y cizallado por un flanco superpuesto mismo fenómeno se repite al sur de Campos, en las litofacies dolomíticas gedinienense-emsienenses.

Las cuarcitas armóricas forman pliegues isoclinales vergentes pero tampoco éstos aparecen casi nunca intactos a consecuencia de la gran rigidez del material. El desarrollo de las diaclasas produce corrimientos que casi siempre enmascaran las formas de plegamiento.

En el conjunto del anticlinorio podemos distinguir los siguientes elementos en el sector de su mayor complejidad:

1. Zona de pliegues isoclinales de El Pino.
2. Sinclinal cizallado de La Rozana, con núcleo gedinienense.
3. Zona de pliegues isoclinales de Nuño.
4. Sinclinal cizallado de Campos con núcleo gedinienense.
5. Anticlinial de Cancienes.

El anticlinorio Grandellana-Nuño se prolonga al este de la carretera Avilés-Oviedo hasta la de Avilés-Gijón (39), pero allí ha perdido totalmente su carácter tectónico como elemento herciniano, para transformarse en un elemento de la tectónica alpidica (59).

#### 5. LA ESTRUCTURA DE LOS ALREDEDORES DE CANSIENES.

Al oeste de Cancienes y en las vertientes occidentales del vértice aparece la estructura herciniana muy claramente desarrollada. Se trata de un sinclinal de pizarras y areniscas ludlow-gedinienense vergente al NW. que está cabalgado por el anticlinorio de Grandella

flanco SE. se apoya normalmente sobre un anticlinial de cuarcitas armóricas que aparecen en la vertiente este del vértice Prieto. Este magnífico sinclinal está interrumpido rápidamente hacia el NE. por las fallas terciarias. Su terminación NE. debe buscarse tal vez en la cizalladura de Campos, dentro del anticlinorio de Nuño.

Todavía hacia el sur de Cancienes aparecen nuevos elementos estructurales, modelados en las calizas emsienses y couvinienses. Son pliegues jurásicos con tendencia clara a verger hacia el SE., que se interrumpen también, tanto hacia el SE. como hacia el NE., por fallas alpidicas.

En el plegamiento de Cancienes hay que considerar, pues, tres elementos:

1. Sinclinal de Bango, al NW. de Prieto en el Ludlow-Gedinienense; formas apretadas isoclinales vergentes al SE.
2. Anticlinial de Prieto en las cuarcitas armóricas.
3. Pliegues jurásicos de las calizas y dolomías de Cancienes, con tendencia a verger al SE.

#### c) Desarrollo espacial del plegamiento y vergencias

De la breve descripción que antecede de los elementos tectónicos pueden deducirse sus mutuas relaciones y puede hacerse la reconstrucción espacial del plegamiento para obtener una imagen de la paleotectónica herciniana, antes de la tectogénesis alpidica.

Los tres ejes fundamentales que a manera de armazón o esqueleto constituyen los elementos rectores de la tectónica herciniana, son las tres barras o anticlinorios de cuarcitas armóricas de La Candaliera, La Carriona y Grandellana-Nuño. Estos anticlinorios, aunque, como ya hemos dicho, profundamente enmascarados por la tectónica alpidica, permiten deducir que tuvieron carácter extrusivo, tal como aparece aun hoy en otras zonas de Asturias (39), por lo menos cabalgante, con recta vergencia hacia el SE. En efecto, excepto en La Carriona, cuyo flanco NW. está oculto por el Trías, en los otros dos anticlinorios los flancos normales son los NW.

Además, los ejes de los sinclinales intermedios ocupan progresivamente una posición más baja de SE. a NW. desde el vértice Prieto a La Candaliera, puesto que en el sinclinal de Bango sólo aparece el Ludlow-Gedinienense; en el de Lloreda aparece todo el Devónico, y en el de La Curtia el Carbonífero. El sinclinal de La Plata vuelve a elevarse, puesto que sólo aparece en él Ludlow-Gedinienense, y muy localmente Emsienense. La zona de máxima depresión de pliegues corresponde, pues, al sinclinal de La Curtia.

En dirección longitudinal parece existir una elevación hacia el NE., por

lo menos en el anticlinorio de Grandallana-Nuño, que es el único susceptible de análisis longitudinal por presentar mayor longitud (6 Km.). La posición de los afloramientos y las correlaciones estratigráficas permiten suponer que los sinclinales cizallados de Rozona y de Campos constituyen respectivamente las prolongaciones NE. de los flancos NW. y SE. del sinclinorio de Bango; al este de la carretera de Avilés-Oviedo desaparece ya todo resto de Devónico.

Las vergencias generales se dirigen rectamente hacia el SE., lo que parece indicar que forman parte del gran haz de pliegues de vergencia SE. que forma toda la zona occidental del cabo de Peñas (39), de la que esta región sería la prolongación SW.

#### d) Estilos tectónicos y jerarquías de pliegues

Los estilos tectónicos varían mucho a tenor de las características petrográficas de los materiales y de las jerarquías de formas tectónicas. A este respecto hay que distinguir por lo menos cinco escalas de elementos estructurales:

1. Megaformas. Anticlinorio y sinclinorio. Formas sólo discernibles en el mapa. Escala del kilómetro o más.
2. Macroformas mayores. Pliegues simples y compuestos. Formas discernibles en los cortes naturales y canteras. Escala de los 100 metros.
3. Macroformas menores. Pliegues simples discernibles a la escala del metro.
4. Microformas menores. Pliegues discernibles a la escala de los 20 centímetros.
5. Microformas menores. Pliegues discernibles a la escala microscópica.

No hay coincidencia absoluta de características tectónicas entre las cinco jerarquías de la escala anterior. Las divergencias se manifiestan sobre todo entre las megaformas y las restantes jerarquías. Las megaformas son siempre elementos desimétricos claramente vergentes al SE. Los elementos rectores de las macroformas mayores, como son las cabalgaduras, conservan el mismo carácter, como puede verse claramente en los accidentes de La Candaliera y en el frente SE. del anticlinorio de Grandallana-Nuño. Los pliegues mayores y menores, si bien tienen tendencia a verger hacia el SE., contienen muchas unidades aberrantes y contravergentes, sin contar con las formas jurásicas y jurasicoides que abundan sobre todo en la región NW.

Estas desarmonías en el conjunto del plegamiento son debidas sobre todo a la anisotropía tectónica de los materiales devónicos, formados esencialmente

por series flysch calco-pelíticas en el Siegeniense-Emsiense, samítico-pelíticas en el Gediense y Siegeniense inferior; las calizas couvinienses introducidas en el plegamiento provocan importantes desarmonías de detalle, a consecuencia de su mayor rigidez.

Las cuarcitas armoricanas, más rígidas e isotropas, dan pliegues regulares, isoclinales, vergentes muy regularmente hacia el SE.; no obstante, el enorme desarrollo de las diaclasas, resultado de su alta rigidez, ha provocado movimientos autónomos dentro de la masa cuarcítica, con generación de meso y microfallas que rompen la continuidad del plegamiento y que en ocasiones convierten a los anticlinorios de cuarcitas en verdaderos mosaicos. La diaclación principal es sincinemática con relación al plegamiento, pero el movimiento de microfallas es póstumo-cinemático; las fallas alpídicas cortan estas estructuras.

Como consecuencia podemos admitir en nuestro campo de estudio los siguientes estilos tectónicos desarrollados en tres zonas diferentes:

1. Estilo jurásico y jurasicoides, de pliegues rectos, agudos, avergentes, desarrollados en el NW. (zona de La Plata).
2. Estilo desarmónico, desarrollado en La Curtia y sinclinorio de Lloredda (Devónico, Devónico-Carbonífero).
3. Estilo isoclinal, vergente al SE. en los anticlinorios de cuarcitas armoricanas y
4. Estilo de escamas y cabalgaduras en los frentes SE. de los anticlinorios de cuarcitas.

#### e) Edad del plegamiento

Ateniéndonos exclusivamente al criterio de la edad de los materiales afectados por el plegamiento, éste se ha producido después del Westfaliense, puesto que los materiales plegados más antiguos son las cuarcitas armoricanas, y los más modernos los westfalienses. La concordancia entre todos ellos es absoluta, si bien existen dos importantes lagunas y otros diastemas menores:

1. Laguna skiddawiense-ludlow.
2. Laguna couviniense C-viseense.

Como en el resto de Asturias, el Estefaniense es discordante sobre el material pre-estefaniense plegado, la orogénesis principal se ha atribuido siempre a la fase astúrica (1, 6, 16, 28, 29, 41). No obstante, no cabe duda acerca de una removilización post-estefaniense de edad pérmica (saálica o pfálica, o ambas), como ya se ha dicho en otras ocasiones (39, 52). Hay que consi-

derar aún la posibilidad de orogenias anteriores a la astúrica. En efecto, ya hemos dicho en otra ocasión (60) que las areniscas del Ludlow-Gediniense son en realidad arcosas, o mejor areniscas arcósicas, puesto que contienen un 25 por 100 de feldespatos.

Estos minerales, lo propio que el cuarzo y el hierro que integran el resto de estas rocas, proceden de un macizo occidental (Hespería), emergido ya durante la sedimentogénesis ludlow-gediniense, y situado al oeste de la cuenca de sedimentación devónica, que no pasaba del meridiano de La Espina. Si a ello añadimos que entre Salas y Grado terminan las vergencias netamente

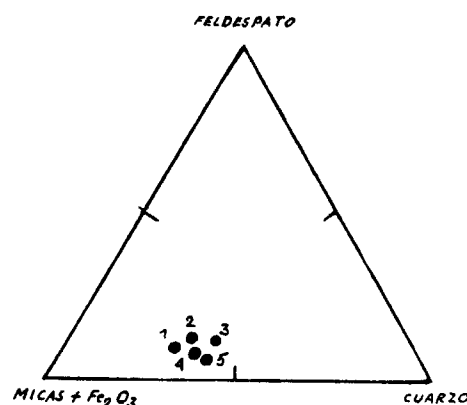


Fig. 9.—Composición cuantitativa de las areniscas arcósicas del Gediniense de los alrededores de La Plata.

1. Cantera W. de La Plata.—2. Cerro de La Plata.—3. Calicata SE. de La Plata.—4. Fernalgo.—5. Llordal.

este y se inauguran en cambio otras dirigidas al oeste, podremos presumir de la existencia de una orogenia de fase érica que se desarrolló en el occidente de Asturias al oeste del meridiano de Salas y que puede representar mejor una fase orogénica herciniana precoz que la orogénesis caledoniana, toda vez que la vemos estrechamente ligada al ciclo herciniano.

Es posible, pues, que el plegamiento del Paleozoico de esta zona se haya realizado por lo menos en tres fases:

1. Fase érica, intrasilúrica.
2. Fase astúrica, entre el Westfaliense y el Estefaniense.
3. Fase saálica, entre el Autumiense y el Rotliegende superior.
4. Fase pfálica, posterior al Rotliegende superior-pretriásica.

## C) LA TECTONICA ALPIDICA

### a) Generalidades

La tectónica alpídica desempeña el papel más ostensible en nuestra región, puesto que si a la tectogénesis herciniana se deben los rasgos fundamentales de la estructura del zócalo asturiano, la tectogénesis alpídica ha decidido las líneas morfológicas. En este sentido puede hablarse de una morfotectónica alpídica.

La tectónica alpídica de Asturias, como ya se ha indicado otras veces (39, 40, 43, 50, 51), es de tipo germánico, por formar parte Asturias del antepaís pirenaico durante la sedimentogénesis y la tectogénesis alpídica. Una verdadera tectónica "en mosaico" ha producido la fragmentación del zócalo paleozoico en dovelas de desigual extensión, aunque generalmente pequeña. En nuestra región las más pequeñas tienen 200 metros cuadrados, y las mayores hasta 10-12 kilómetros cuadrados. Las direcciones dominantes de las fallas son las N.-S., NW.-SE., NE.-SW.

### b) Los elementos de la estructura local

1. LA FOSA DE AVILÉS.—El elemento tectónico más destacado de todo el conjunto alpídico de la zona estudiada es la fosa de Avilés. Se trata de una dovela hundida, limitada por fallas de dirección N. 10° W. en su parte NW., fallas curvas que poco a poco van tomando dirección NW.-SE. hasta parar casi bruscamente a la dirección W. 10° N.-E. 10° S. Esta curvatura es especialmente visible en la larga falla que limita la fosa por el SW. y S., desde El Calero, al NW. de Avilés (N.-S.), por Castaños, al sur de Avilés (W. 40° N.-E. 40° S.), hasta La Rozona, donde pasa casi bruscamente a N. 10°-20° E., al este de la ermita de la Providencia. Esta falla limita un bloque progresivamente hundido de SW. a NE. y ocupado por materiales mesozoicos progresivamente más modernos en el mismo sentido SW.-NE. (Triás en Avilés, Lías en las instalaciones de "Ensidesa", Kimmeridgiense en Campo de la Vega, Cretácico en Piedramenuda). En el centro de la fosa se ha instalado la ría de Avilés, cuyo trazado se adapta perfectamente a la curvatura de la falla meridional. La falla septentrional tiene dirección rígida NW.-SE. y pone en contacto el Cretácico de la fosa de Avilés con el Keuper del escalón de San Pedro de Navarro; en el plano de falla aparecen jirones del substrato formando

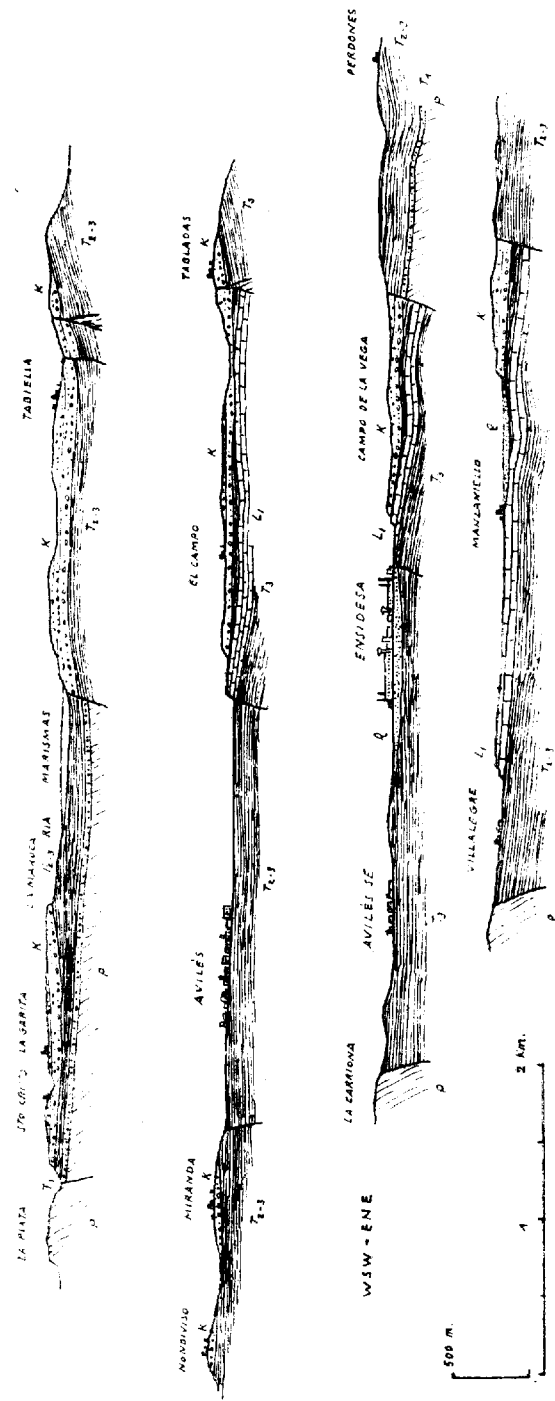


Fig. 10.—Estructura germanotípica de la fosa de Avilés.

P. Paleozoico.—T<sub>1</sub>. Buntsandstein.—T<sub>2,3</sub>. Margas del Triás medio y superior.—T<sub>3</sub>. Margas del Triás superior.—L<sub>1</sub>. Dolomías y margas abigarradas del Hettangense superior.—K. Conglomerados kimmeridgienses-aptienses.—Q. Aluviones cuaternarios.

dovelas de formas muy variadas e irregulares; en las intersecciones de dos o más elementos son frecuentes las formas triangulares.

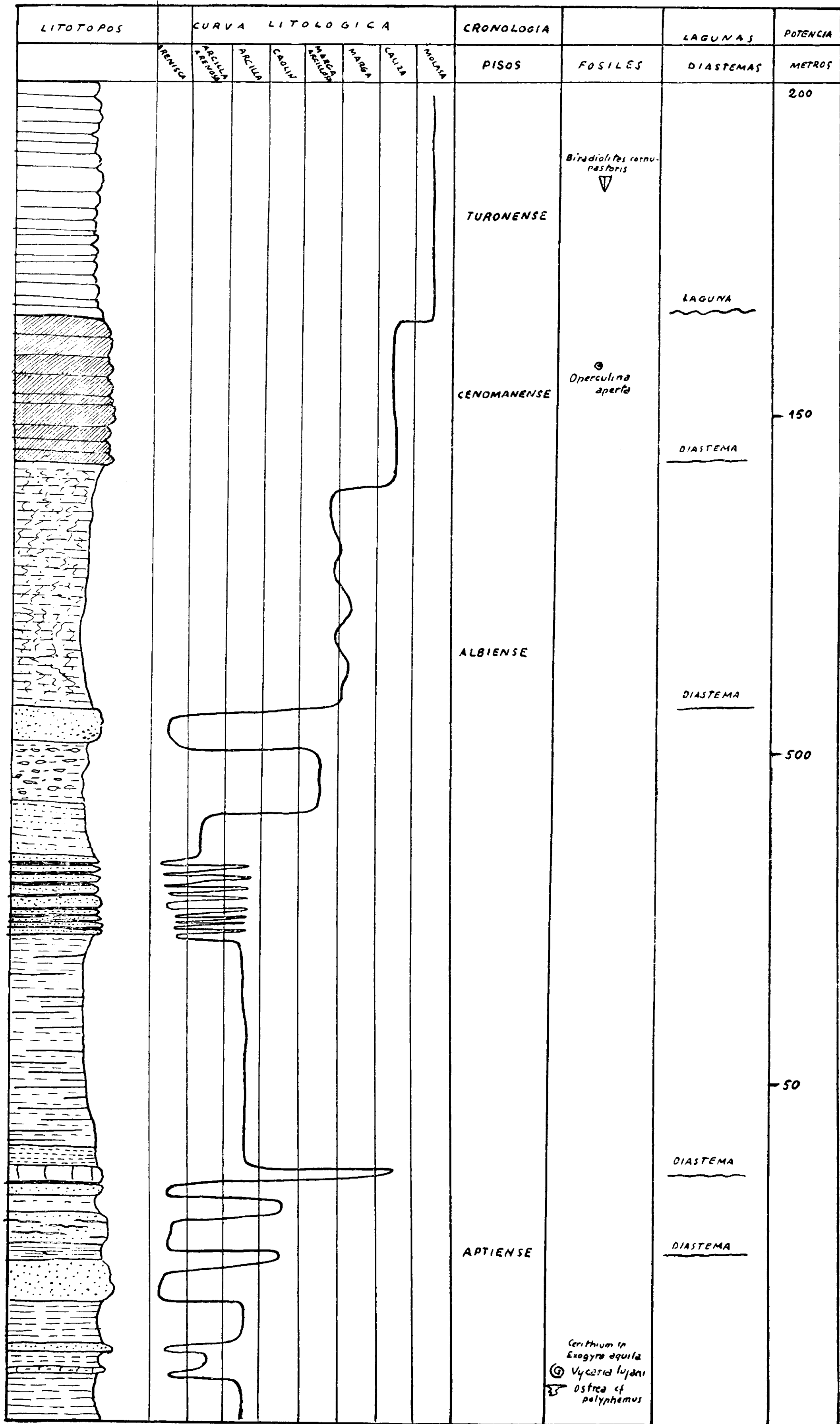


Fig. 10.—Análisis estratigráfico del Cretácico de la carretera de Oviedo a Gijón.

pequeñas dovelas satélites de forma lenticular, rellenas de Emsiense, Gediense y dolomías liásicas. Todavía entre Piedramenuda y Tabiella se desarrolla una falla algo incurvada de dirección general W.-E., que atraviesa la ría de Avilés; es una falla compensada o rotatoria, cuyo labio hundido al este de la ría es el norte, mientras que al margen oeste el norte es el labio elevado; pone en contacto los conglomerados aptienses con las dolomías liásicas.

Así pues, la fosa de Avilés está constituida en realidad por dos elementos:

1. Escalón o fosa de Avilés propiamente dicha, y
2. Foseta de Tabiella, que representa la zona de máxima depresión.

Pero la fosa de Avilés es en realidad un accidente mucho más amplio que determina la morfología y estructura de buena parte de la zona septentrional de Asturias, entre Avilés y Gijón, puesto que se prolonga hacia el SE. hasta conjugarse con la cuenca de Gijón. La falla septentrional se prolonga a lo largo del río de Avilés hasta cerca de Serín, mientras la meridional se continúa por el valle de Cancienes; entre ambas queda tectónicamente hundida la enorme dovela cretácica de Campañones, que estructuralmente forma parte de la cuenca de Gijón.

En este conjunto la barra de cuarcitas de La Providencia no es más que un "horst perforante" (59), estilo estructural propio de la tectónica germanotípica de Asturias que ya fue descrito en otra ocasión.

2. EL BLOQUE DE HEROS.—La fosa de Avilés está limitada por el oeste por el bloque de Heros, formado por un zócalo paleozoico cubierto en parte por el Trías; por el NW. y el SE. el Trías está limitado por las dos barras de cuarcitas armoricanas de La Candaliera y La Carriona, ambas en contacto por falla con el Trías, de tal manera que éste forma una foseta hundida con relación a los dos bordes de cuarcitas armoricanas; esta foseta está, a su vez, ligeramente inclinada hacia el NE., lo que permite la aparición del zócalo paleozoico por el SW. (Carbonífero de La Curtia).

3. EL CAMPO DE FALLAS DE LA LLOREDA.—El bloque de Heros continúa hacia el SE. por una zona de tectónica en mosaico extremadamente complicado, que hemos llamado campo de fallas de La Llorede. Este campo se desarrolla sobre un bloque paleozoico, elevado estructural y topográficamente sobre la depresión de Avilés, el cual está constituido por Devónico en su margen occidental, cuarcitas armoricanas en el centro, y de nuevo Devónico en la zona de Cancienes.

Los rumbos dominantes de las fallas son los NW.-SE., pero aparecen también elementos N.-S. y W.-E. Muchas veces un mismo elemento se incurva tomando direcciones oscilantes. Las formas de planta cuadrangular o rectangular, frecuentes en esta clase de estructuras, son sustituidas aquí por dovelas de formas muy variadas e irregulares; en las intersecciones de dos o más elementos son frecuentes las formas triangulares.



En este conjunto de Lloreda hay que considerar por lo menos tres mentos de primer orden :

- 1.º Campo de Lloreda, fosa tectónica multipartida por fallas y dovelada colocada entre el horst de cuarcitas y de La Carriona y el de Grandellana-Nuño.
- 2.º Horst de Grandellana-Nuño, en las cuarcitas.
- 3.º Foseta de Cancienes, en el Devónico, partida por fallas transversales NW.-SE.

4. EL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA FOSA DE AVILÉS.

La falla de Tabiella-Bardasquiera limita, como ya se ha dicho, el borde septentrional de la fosa de Avilés. Al norte de la misma se desarrolla el escalón de Perdones ocupado por el Keuper, Kimmeridgiense y Cretácico.

Este escalón está partido en dos por una falla transversal N.-S., origina el pequeño horst que podemos denominar "escalón de Barre".

Al sur de la falla principal Tabiella-Bardasquiera aparece aún el escalón de San Pedro de Navarra, pequeña dovela de conglomerados hundida entre el Lías de "Ensidesa" y el Triás del escalón de Perdones.

c) El conjunto germanotípico alpídico

Por lo que acabamos de decir se puede llegar a la conclusión de que los dos elementos de la tectónica germanotípica de esta zona son elementos accesorios de la fosa de Avilés, la cual está limitada por un conjunto de dovelas, fosetas y horsts, que constituyen los escalones marginales de la dovela principal hundida. Se trata, por tanto, de un "Graben" complejo generado por fuerzas orogénicas que han actuado exclusivamente sobre el zócalo paleozoico. La cobertura mesozoica ha sido sólo rota y fragmentada sin plegamiento previo. La mayor densidad de roturas aparece, en efecto, el Paleozoico, a pesar de ser allí más difíciles de discernir que dentro de la cobertura.

Ello hace que en realidad toda la zona estudiada corresponda, desde el punto de vista de la tectónica germanotípica, a la fosa de Avilés, en la que de SW. a NE. pueden reconocerse los siguientes elementos estructurales

1. Escalón del SW. formado casi exclusivamente por paleozoico. Está multipartido por fallas, dovelas y bloques, de los que los más importantes son :

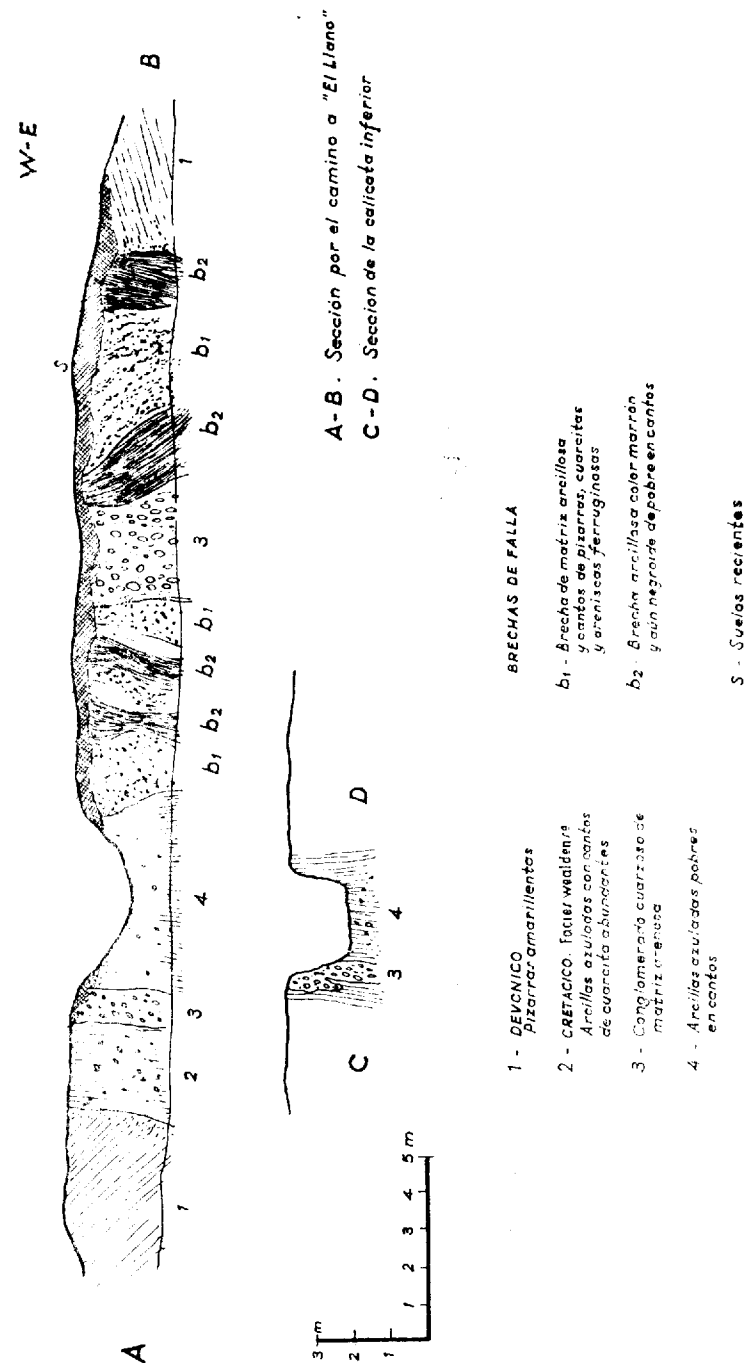


Fig. 11.—Detalle de la red de fallas alpídicas de El Llano, cortando Cretácico.

- a) La foseta de Heros, ocupada por Trías.
  - b) El campo de fallas de Lloreda.
  - c) El horst de Grandallana; y
  - d) La foseta de Cancienes.
2. Fosa de Avilés y su accesoria la foseta de Tabiella.
  3. Escalón de San Pedro de Novarro.
  4. Escalón de Perdonés y su accesorio el escalón de Barreda.

Los rasgos generales de esta estructura coinciden con la morfología tal modo que la fosa de Avilés lo es en sentido morfológico y estructural puesto que sobre ella se ha establecido la ría y los valles colectores de Avilés y Cancienes, que afluyen a ella.

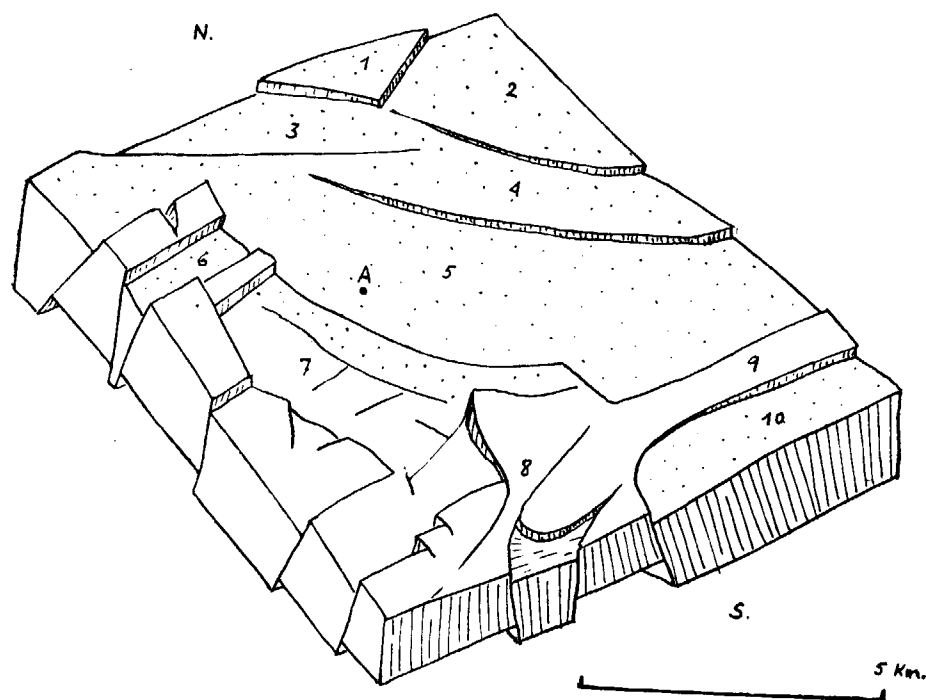


Fig. 12.—Bloque diagrama representando los principales elementos de la tectónica germanotípica de los alrededores de Avilés.

- A. Avilés.—1. Bloque de Barreda.—2. Escalón de Perdonés.—3. Foseta de Tabiella  
4. Escalón de San Pedro de Novarro.—5. Fosa de Avilés.—6. Bloque de Heros  
7. Campo de fracturas de Lloreda.—8. Horst de Grandallana.—9. Horst de La  
Providencia.—10. Fosa de Cancienes.—La superficie ocupada por Mesozoico está  
punteada.

#### d) Edad de la tectogénesis

La fragmentación en bloques y generación de la tectónica germanotípica que acabamos de describir es probablemente de edad terciaria, puesto que más al sur, en la cuenca de Oviedo, la prolongación de los accidentes tectónicos de la ría de Avilés cortan los conglomerados oligocenos de Llanera. La falla del borde sur de la ría de Avilés es, sin duda, el accidente más importante, puesto que su prolongación hay que buscarla aun al norte de Pola de Siero, a 30 kilómetros al SE. de la desembocadura de la ría de Avilés. Es una geoclava de primer orden entre las mayores que pueden encontrarse en Asturias.

Estas fallas se han movido pues, por lo menos, hasta el Sanoisiense, sin que ello sea obstáculo para que se hayan formado mucho antes. No obstante es general en España (38, 81) la generación de una tectónica germanotípica

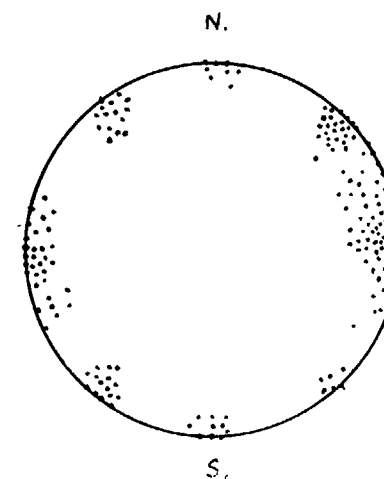


Fig. 13.—Proyección estereográfica de los sistemas de fallas de la tectónica alpídica germanotípica de los alrededores de Avilés.

en el antepaís alpídico durante el Mioceno inferior, y por este motivo nos resistimos a admitir, sin pruebas, una edad anterior para estas fallas.

Por otra parte, el análisis estratigráfico de los sedimentos mesozoicos nos revela que la sedimentación ha sufrido importantes interrupciones, aunque no por causa de movimientos orogénicos, sino epirogénicos o eustáticos. Así, ya en el Trías aparece una importante laguna que comprende por lo menos todo el Muschelkalk, representado entre Avilés y Luanco (39, 36) por delgados depósitos calizos. Entre el Keuper y el Hettangiense la sedimentación

fue continua, pero se interrumpe en el Hettangiense superior hasta el depósito de los conglomerados kimmeridgienses, interrumpiéndose de nuevo hasta el comienzo de la sedimentación aptiense.

Durante ninguna de estas interrupciones hubo movimientos estructogénicos, ni siquiera durante la transgresión kimmeridgiense, que representa sin duda la interrupción más importante, puesto que se hace con discordancia estratigráfica (18, 19, 69). Así pues, no puede hablarse aquí propiamente de movimientos orogénicos alpidicos, sino únicamente de sinorogénesis responsables de las deformaciones de gran radio de curvatura, generadores de diastemas, lagunas y discordancias estratigráficas, sin contar con los posibles movimientos eustáticos, más difíciles de discernir, generadores de diastemas menores.

En resumen, hemos de considerar al país dentro de un área anorogénica desde el Trías hasta el Sanoisiense; durante este largo lapso de tiempo sólo estuvo afectado por movimientos epirogénicos o eustáticos, cuyos efectos sedimentogénicos son bien patentes en la zona estudiada por tratarse de la zona próxima al borde occidental de la cuenca mesozoica o pirenaica (53). Los movimientos epirogénicos fueron sincrónicos de orogénias que se desarrollaban más al este, en el Pirineo y en los Alpes. En el Mioceno son probablemente los movimientos de fase sálica los responsables de la fracturación en bloques y generación de la tectónica germanotípica del antepaís.

#### D) PALEOGEOLOGIA. EL DESARROLLO ESTRUCTURAL DE LA REGION

El material más antiguo visible de esta zona lo constituyen las cuarcitas armoricanas, que ocuparon toda la superficie de la región estudiada. Sobre estas cuarcitas se apoyan las capas Ludlow-Gediniense, lo que indica que una importante interrupción en la sedimentación se produjo después del depósito de las cuarcitas. Esta laguna skiddawiense-ludlow es muy probablemente epirogénica y debió formar un umbral por todo el centro y oriente de Asturias, donde no hubo sedimentación durante el Llandeilo, Caradoc y Silúrico inferior y medio, siendo así que más al W. la cuenca de sedimentación estaba en plena actividad. Es en este momento cuando, probablemente, tiene lugar el plegamiento érico en el occidente de Asturias (60), lo que reduce la cuenca sedimentaria al centro de Asturias (prefosa érica), donde se deposita el Devónico.

La sedimentación devónica es aquí exclusivamente de plataforma, pero revela una gran inestabilidad, además de diversidad litológica en el área fuente de sedimentos, según se deduce de los acusados cambios laterales de

facies que aparecen. Los sedimentos más altos son los del Couviniense B, pero es lo más probable que el Couviniense C se haya también sedimentado, como es norma en todo el centro de Asturias, aun cuando no aparezcan afloramientos. El Couviniense es regresivo e indica el comienzo de una emersión que se extendió por todo el centro de Asturias y que persistió hasta la transgresión viseense que, procedente del E., llegó hasta Illas. Las litofacies brechoide y de calcarenitas de la caliza de montaña parecen indicar la existencia de zonas costeras próximas.

La transgresión viseense-namuriense fue muy fugaz en nuestra zona, sustituida rápidamente por la sedimentación parálica namuro-westfaliense. Esta sedimentación fue probablemente producida por movimientos eustáticos (57). Al terminar tiene lugar la orogénesis astúrica, que plegó todo el conjunto arenig-devónico-westfaliense, formando pliegues vergentes hacia

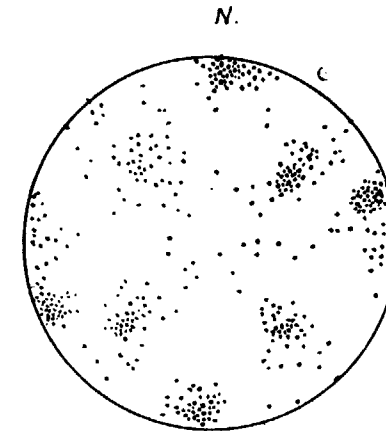


Fig. 14.—Proyección estereográfica de los polos de los sistemas de diaclasas alpidicas de las cuarcitas armoricanas.

el Oeste. Pero la orogénesis astúrica es en realidad el comienzo de un periodo de actividad orogénica, que alcanza al final del Pérmico y que produce pliegues de vergencia este. Esta tectónica post-estefaniense, de facies saálica y pfálica, es bien patente en los límites NW. y NE. de la hoja, en Arneo, San Juan de Nieva y Ferroñes, donde el Estefaniense forma el núcleo de cabalgaduras o plesiocapas vergentes al SE. La tectónica post-estefaniense ha sido en realidad la que mejor ha dejado marcada su huella en la estructura de Asturias.

El ciclo herciniano termina con la peneplanización póstuma herciniana. Residuos de la paleopenillanura póstumo-herciniana aparecen en La Curtia, donde los conglomerados triásicos la fosilizan. Este relieve senil ocupará todo el ámbito asturiano en el momento de la transgresión triásica. Numerosas

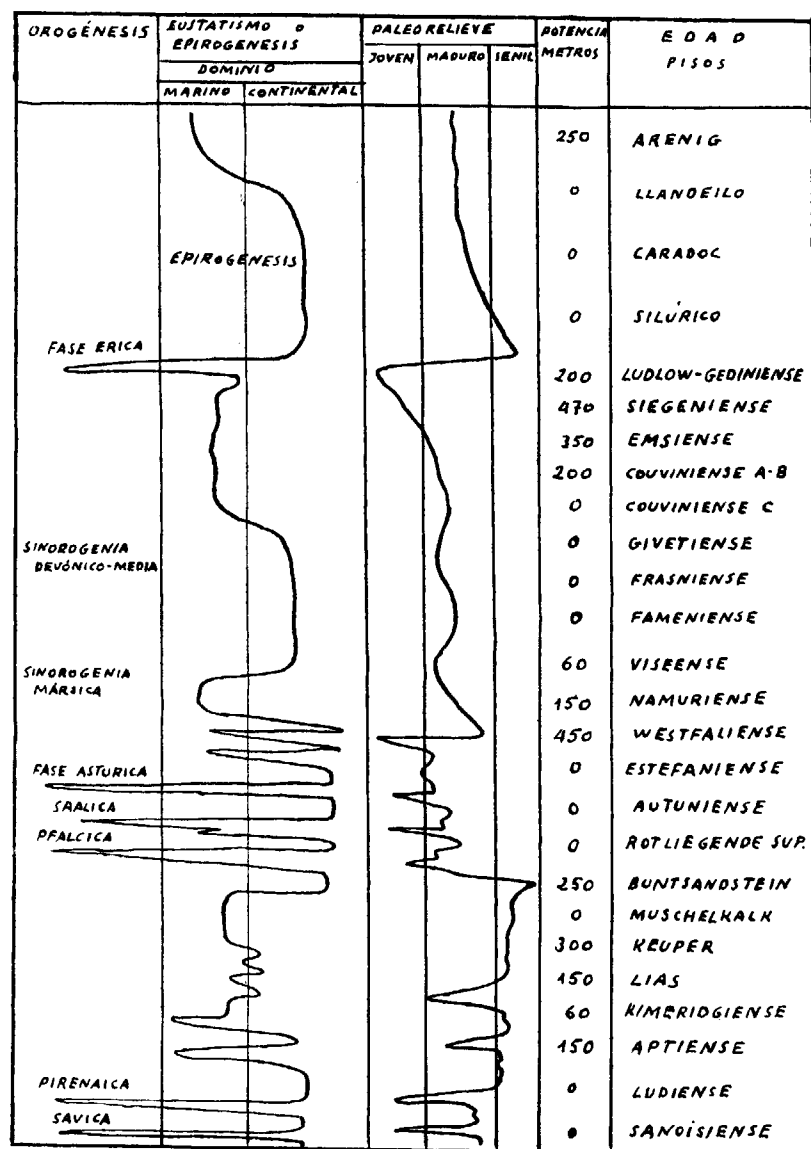


Fig. 15.—Movimientos crustales y marinos de la zona de Avilés.

oscilaciones epirogenéticas o eustáticas no permitirán nunca un gran progreso de la transgresión hacia el oeste, de tal modo que la sedimentación triásica tuvo siempre aquí carácter terrígeno, casi paracontinental hasta el Hettangiense inferior inclusive, que contiene depósitos keuperoides con litofacies de evaporitas.

Las dolomías del Hettangiense constituyen un intento de avance transgresivo del Lías, que se prosigue probablemente hasta el Lotharingense superior. La región emerge de nuevo hasta la transgresión kimmeridgiense, que alcanza nuestra zona hasta Arnao.

En el Aptiense tiene lugar la última transgresión importante, durante la cual se depositan los conglomerados cuarzosos que cubren buena parte de la zona septentrional de la región estudiada.

Hasta este momento del desarrollo del ciclo alpídico no hay señal alguna que permita invocar otros movimientos que los puramente epirogenéticos o eustáticos, puesto que no existen deformaciones ni fracturas.

A partir del Turonense toda la región está emergida y no aparecen sedimentos hasta los ludienses de Oviedo, que además son continentales. El plegamiento y fracturación del Mesozoico y Cretácico es probablemente posterior a los conglomerados de Llanera (22, 23, 24, 61, 62, 63) que hay que situar en el Sanoisiense. Es muy probable, pues, que la orogenia responsable de la tectónica germanotípica de Asturias sea de fase saálica, como ya hemos dicho otras veces.

## V. MORFOLOGIA

En el estudio morfológico de esta región podemos considerar dos conjuntos de formas :

- A) Paleoformas premesozoicas.
- B) Formas terciarias, cuaternarias y subactuales.

### A) PALEOFORMAS

Los paleorrelieves más antiguos conservados son, como ya hemos dicho, post-pérmicos y pre-triásicos. Son restos de formas seniles que corresponden a la penillanura póstumo-herciniana, que aparecen en La Curtia, fosilizada por los conglomerados del Buntsandstein. Los restos de esta paleopenillanura no se han incorporado al relieve actual por haber sido destruidos completamente, inmediatamente después de su exhumación, tanto más cuanto que en La Curtia el substrato paleozoico está formado por pizarras carboníferas, morfológicamente muy plásticas.

Otra paleopenillanura es la pre-aptiense. Los conglomerados cretácicos se apoyan a veces directamente sobre el Paleozoico en nuestra zona y fuera de ella (39, 43), fosilizando también un relieve senil. Esta paleopenillanura pre-aptiense puede no ser sino un "retoque" de la penillanura pre-triásica, aunque no cabe duda que entre el Triás y el Aptiense el antepaís alpídico hubo de rejuvenecer ostensiblemente su relieve, como lo acreditan los gruesos depósitos detríticos kimmeridgienses y aptienses, sedimentos correlativos de un relieve de cierta energía modelado por una red fluvial extensa y permanente (42, 76).

## B) FORMAS TERCIARIAS Y RECIENTES

Pero los rasgos genéticos del relieve actual hemos de buscarlos, co siempre, a partir del Neógeno.

Los relieves más antiguos, dentro de estas formas terciarias y recién los encontramos en la "gipfelflur" del sur de la hoja, prolongación de relieves del Gorfolí, que se desarrolla más al sur. Esta gipfelflur se engrasa nuestra zona entre los 350-400 metros y está sostenida por las cuarcas armoricanas.

Al pie de esta gipfelflur se encuentran los restos de la "rasa" litoral alta del centro de Asturias (48), que se desarrolla entre 80 y 120 metros. El escarpe que limitaba por el sur esta rasa se conoce bien en Lloreda, La Tropa y Las Cabañas, y constituía la línea costera en el momento de instalación de la rasa 80-120 metros.

Todo el relieve actual situado al norte de este escarpe procede de la disolución de la rasa de 80-120 metros. Esta disección ha sido muy intensa a consecuencia de la elevada plasticidad morfológica de los materiales sobre que se había modelado. En efecto, exceptuando las cuarcas armoricanas, calizas couvinienses y las dolomías liásicas, el resto de los materiales, con predominio de pizarras devónicas, margas triásicas y conglomerados aptienses, es muy plástico y se degrada fácilmente. El grado máximo de plasticidad corresponde a las margas del Keuper, localizadas en la fosa de Avilés; ello hace que esa fosa lo sea a la vez en sentido morfológico y estructural.

Así pues, en el relieve terciario y reciente encontramos las seis siguientes familias de formas:

- a) Formas seniles rejuvenecidas: gipfelflur de 350-400 metros.
- b) Formas apalachienses desarrolladas por erosión diferencial en el Plioceno.
- c) Rasa de 80-120 metros.
- d) Formas fluviales derivadas de la dirección de la rasa.
- e) Cuestas en las dolomías hettangienses de Avilés.
- f) Relieves invertidos en las dovelas de la fosa de Avilés.

### a) La gipfelflur de 350-400 metros y el relieve apalachiense

En otros puntos de Asturias (43, 64) hemos situado este relieve en el Plioceno sin más precisiones, puesto que las rasas cuaternarias se desarrollan por debajo de él. Aquí está sostenido por las cuarcas armoricanas que forman los relieves destacados de La Peña y Prieto.

Esta gipfelflur debió extenderse hacia el N. antes de la generación de la rasa de 80-120 metros; la degradación de este relieve debió comenzar ya en el Plioceno, produciéndose un relieve diferencial, en el que quedaron como masas resistentes las cuarcas armoricanas, generando un "relieve apalachiense", cuyos restos los encontramos representados exclusivamente por los restos de esta gipfelflur.

### b) La rasa de 80-120 metros

A su vez el relieve apalachiense plioceno desapareció al instalarse la rasa de 80-120 metros. Esta rasa fue el resultado de la abrasión marina producida por un movimiento eustático que tuvo lugar probablemente en el Tirreniense I (39, 64). Algunos depósitos han sido respetados todavía por la erosión posterior, tales como el resto de terraza marina de Luera, a 112 metros.

La generación de esta rasa uniformó el relieve apalachiense haciendo desaparecer las desigualdades topográficas creadas por la erosión diferencial.

La rasa tirreniense I es la única que puede reconocerse en la zona estudiada, puesto que la pequeña porción litoral que aparece está ocupada por dunas, y en otras ocasiones (39, 64, 48) ya se ha indicado la escasa extensión que tienen las rasas más bajas.

### c) La fosa de Avilés y su historia morfológica

La red hidrográfica actual se instaló sobre la rasa de 80-120 m. en dos etapas, correspondientes a otras tantas regresiones glaciostáticas (regresión romana y regresión grimaldiense), y se desarrolló especialmente durante la última. Así pues, esta red hidrográfica fue epigénica en sus comienzos, como lo acreditan las gargantas excavadas en las rocas resistentes, especialmente las cuarcas armoricanas. El caso de epigénesis más espectacular es la garganta de La Providencia, en la que el río Albares, orientado sobre las margas del Keuper y los conglomerados aptienses, "perfora" el horst de cuarcas armoricanas en la garganta de La Providencia para librarse de nuevo al Keuper de la ría de Avilés.

La ría de Avilés es de generación morfológicamente híbrida. Por una parte se ha instalado claramente sobre los materiales de la fosa. Su antecesor directo fue el valle romano, producido por la regresión romana sobre la rasa tirreniense I. Este valle se excavó en la falla de la actual ría, generando las "cuestas" desarrolladas sobre las dolomías hettangienses. El valle actual se

excava rápidamente favorecido por la regresión grimaldiense y por la plasticidad de las margas del Keuper, mientras que la foseta de Tabiella, formada por conglomerados aptienses, menos plásticos y menos atacados, se transforman en relieve invertido.

En este momento, el valle de Avilés desemboca en el Cantábrico frente al actual muelle de las Arabias. Su prolongación hasta San Juan de Nieva fue el resultado de dos fenómenos que actuaron simultáneamente.

- 1.º La transgresión grimaldiense, que produjo el aborto del ciclo grimaldiense y la invasión marina de los valles inferiores, generando rías.
- 2.º El desarrollo de la sedimentación marina en la punta de Las Arabias, donde se generó una espiga como consecuencia de establecerse "puntos muertos" generadores de sedimentos entre las corrientes marinas, olas y mareas, y la corriente fluvial del río Avilés.

La primitiva espiga ha sido considerablemente engrosada recientemente por la generación de dunas que se extienden, desde Salinas a Las Arabias, unos tres kilómetros. El proceso de sedimentación continúa en la desembocadura en San Juan de Nieva y tiende a cerrar la entrada. También el relleno fluvial es importante. En las instalaciones de "Ensidesa", durante los trabajos de dragado, se encontró un cuerno de *Bos taurus*, probablemente de 3 a 4.000 años de edad.

## RESUME

La région étudiée comprend en sa majeure partie la surface d'une plateforme d'abrasion de 80-120 m.; cette plateforme est limitée au Sud par un relief élevé jusqu'à 677 m. au pied du Gorfolí. Les "rias" comme celle d'Avilés se sont excavées dans la plateforme d'abrasion.

On distingue au premier camp d'oeil deux éléments géologiques :

1. Le socle paléozoïque ou "socle asturien" et 2. La couverture mésozoïque, les deux unités sont séparées par la discordance posthume-hercynienne.

Les matériaux du socle sont : 500-600 m. de quartzites armoricaines qui supportent 20-50 m. de schistes et grès ferrugineux du Ludlow-Gélinien; ces grès sont arkosiques avec de 25 % de feldspaths. Au-dessus apparaît une série de schistes-gris et verdâtres, d'une puissance de près de 200 m., qui arrive au siegenien ou peut être encore à l'emsien. Mais ces schistes passent latéralement à des dolomies siegenien-emsien et arrivent même au couvinien. Ainsi donc le siegenien-emsien a trois lithofacies : 1. Pelitique (= schistes gris et verdâtres). 2. Séquence schistes-calcaires minces intercalés (= lithofacies de passage). 3. Dolomitique. Dans les calcaires minces du 2ème lithofacies on trouve des faunes siegenien-emsien.

Le couvinien est plus uniforme; il est formé par 50-150 m. de calcaires gris-bleuâtres, rosés à la base (= Couvinien A + B). Le Couvinien C est formé par 150-200 m. de grès ferrugineux et des schistes intercalés. L'épaisseur totale du Dévonien ne dépasse guère les 500 m.

Le Carbonifère débute par de calcaire de montagne (= 100-120 m. de Viséen-Namurien) suivi par environ 200 m. d'une série flysch sammopelitique sans charbon avec des calcaires minces à la base, qui doit être placée au Namuro-westphalien (?).

Tout cet ensemble a été plissé pendant l'orogénèse asturienne et replissé au Permien par les phases orogéniques saalique et pfalçique. La pénéplanisation posthume hercynienne a nivelé le pays qui a servi de socle à la sédimentation mésozoïque.

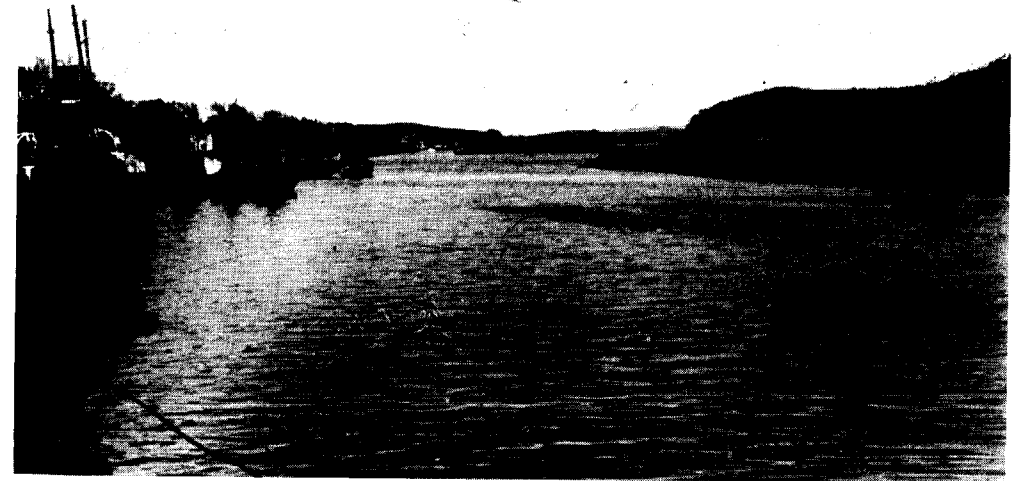


Le Trias est formé par environ 200 m. de conglomérat bréchoïdes rouges à la base, grès rouges, marnes bariolées et 10 m. de dolomies et de calcaires grès au milieu de la série. Les calcaires doivent représenter le M chelkalk néritique séparant deux périodes littorales, le Buntsandstein et Keuper à marnes bigarrees et à évaporites.

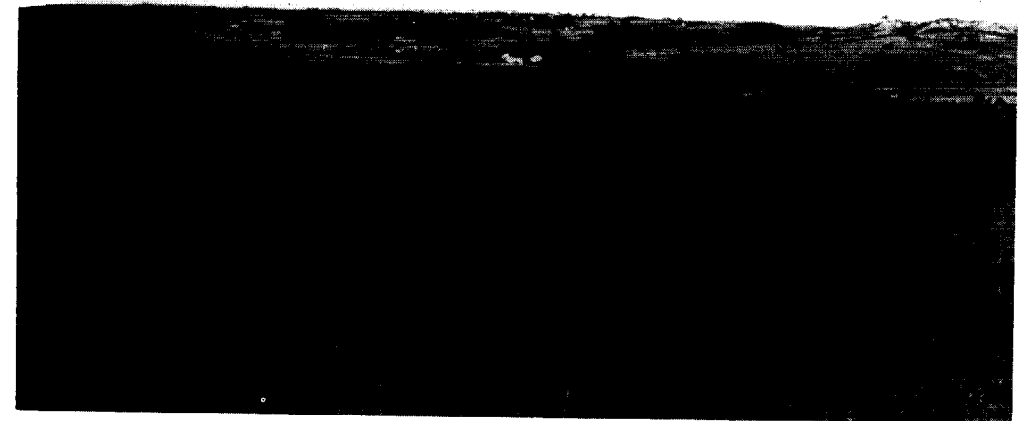
Les lithofacies à évaporites du Keuper arrivent à l'Hettangien inférieur. L'Hettangien supérieur est représenté par les dolomies et de nouvelles marnes bigarrées formant un ensemble de 50 m.

Le Lias est couvert, en discordance stratigraphique, par des conglomérats quartzeux d'âge kimméridgien à la base, en rapport avec le jurassique supérieur de plus à l'E., et probablement aptien dans la partie haute.

Le diastrophisme hercynien a modelé un ensemble du plis à style jurassique ou jurassicoïde, déversés un général vers de SE. Les détails structuraux sont commandés par le degré d'anisotropie tectonique des matériaux. L'orogénèse alpidique a modelé le territoire en un mosaïque tectonique, dont l'élément le plus important est le "graben" d'Avilés sur lequel s'est installée la "ría".

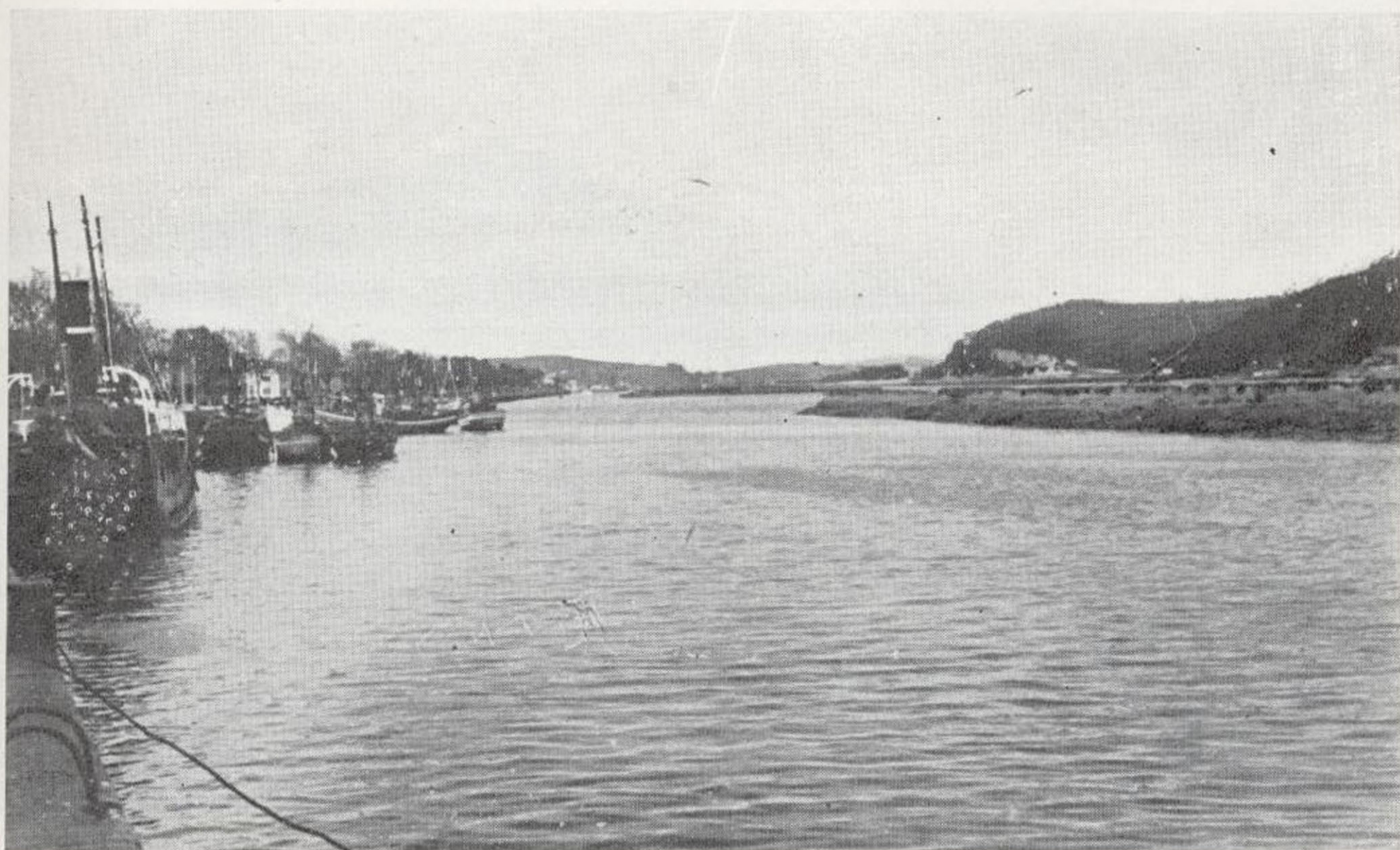


Ría de Avilés. A la derecha, relieves sobre conglomerados cretácicos.



Un aspecto de la rasa de 100 metros en los alrededores de Avilés.



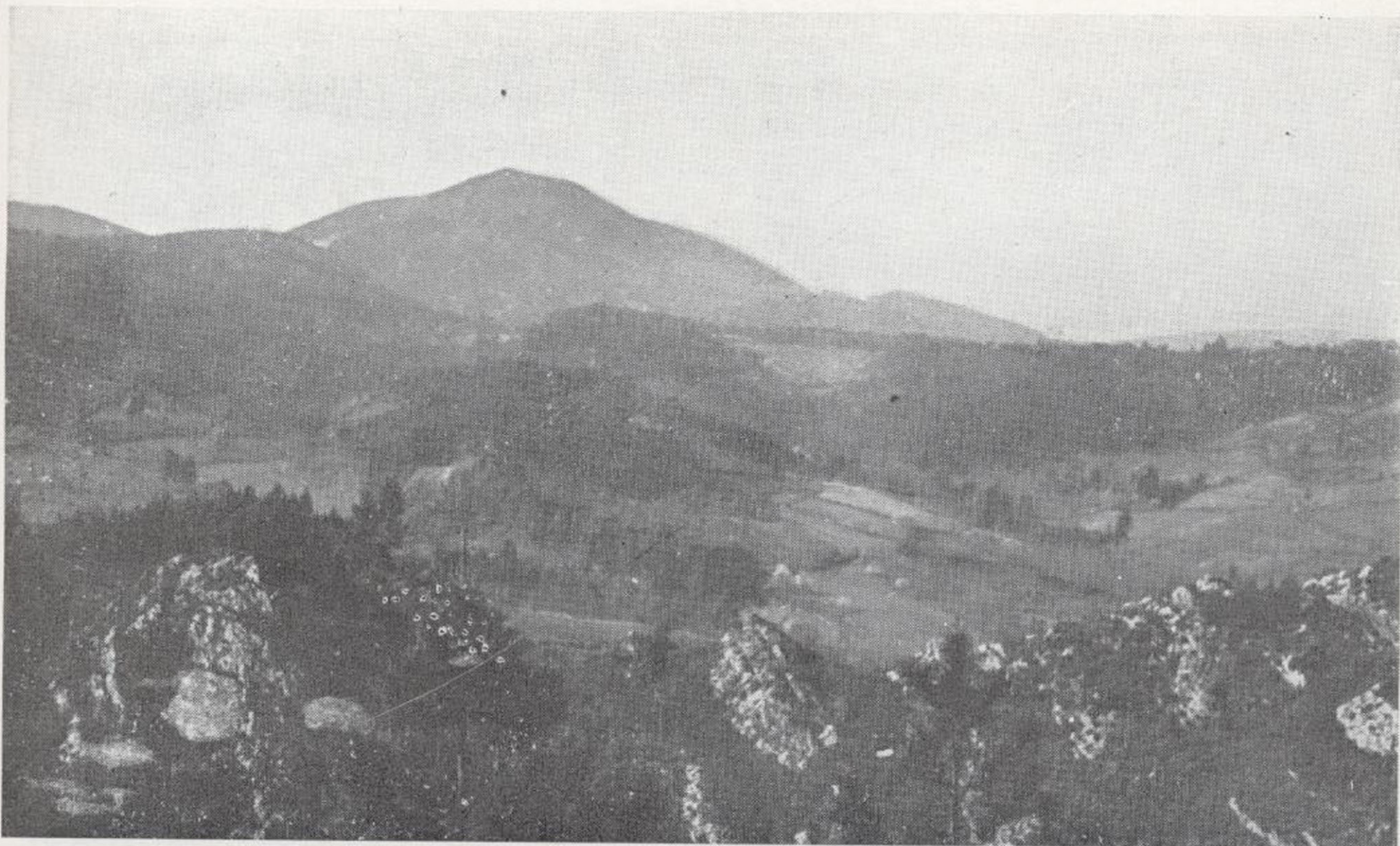


Ría de Avilés. A la derecha, relieves sobre conglomerados cretácicos.

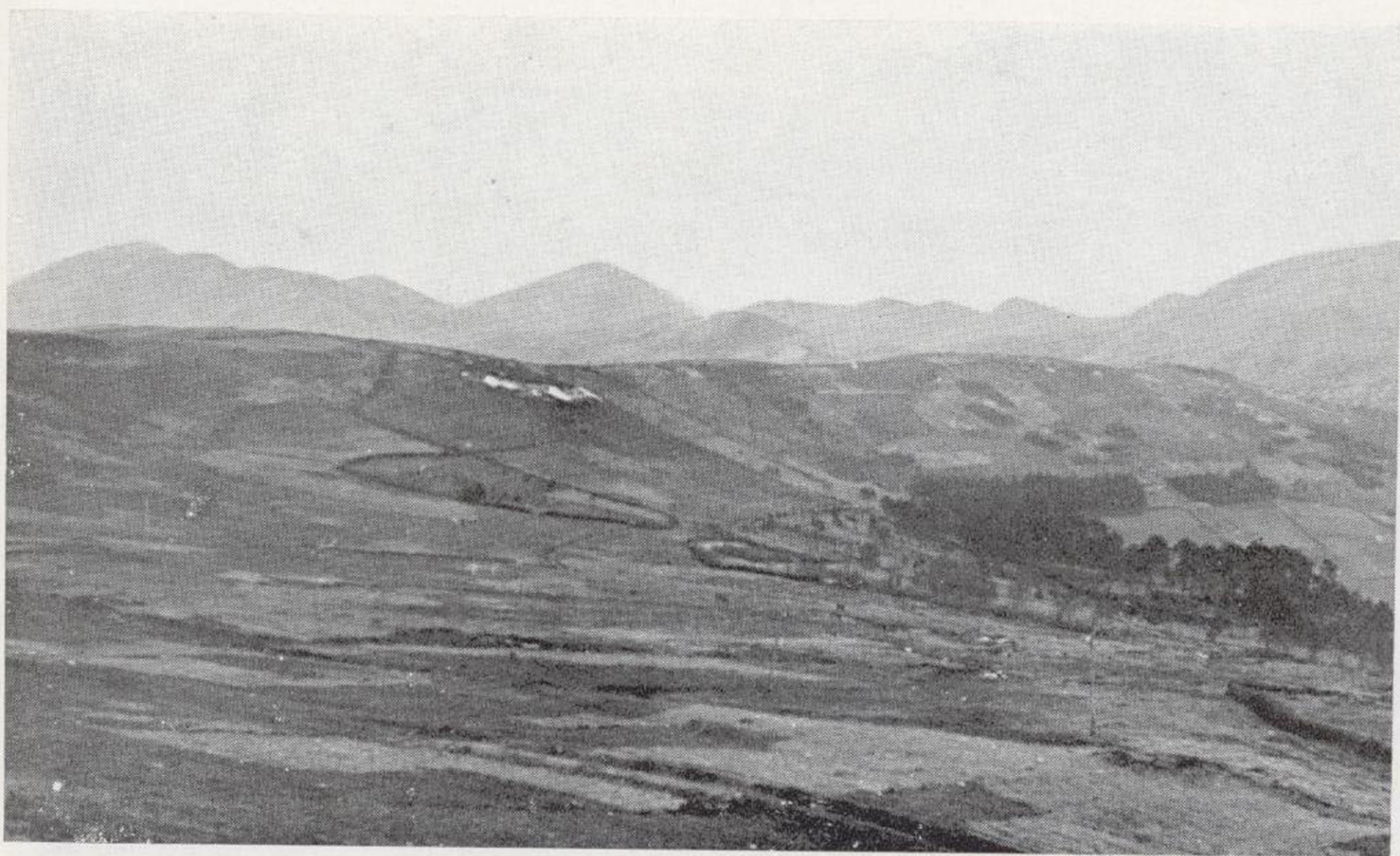


Un aspecto de la rasa de 100 metros en los alrededores de Avilés.





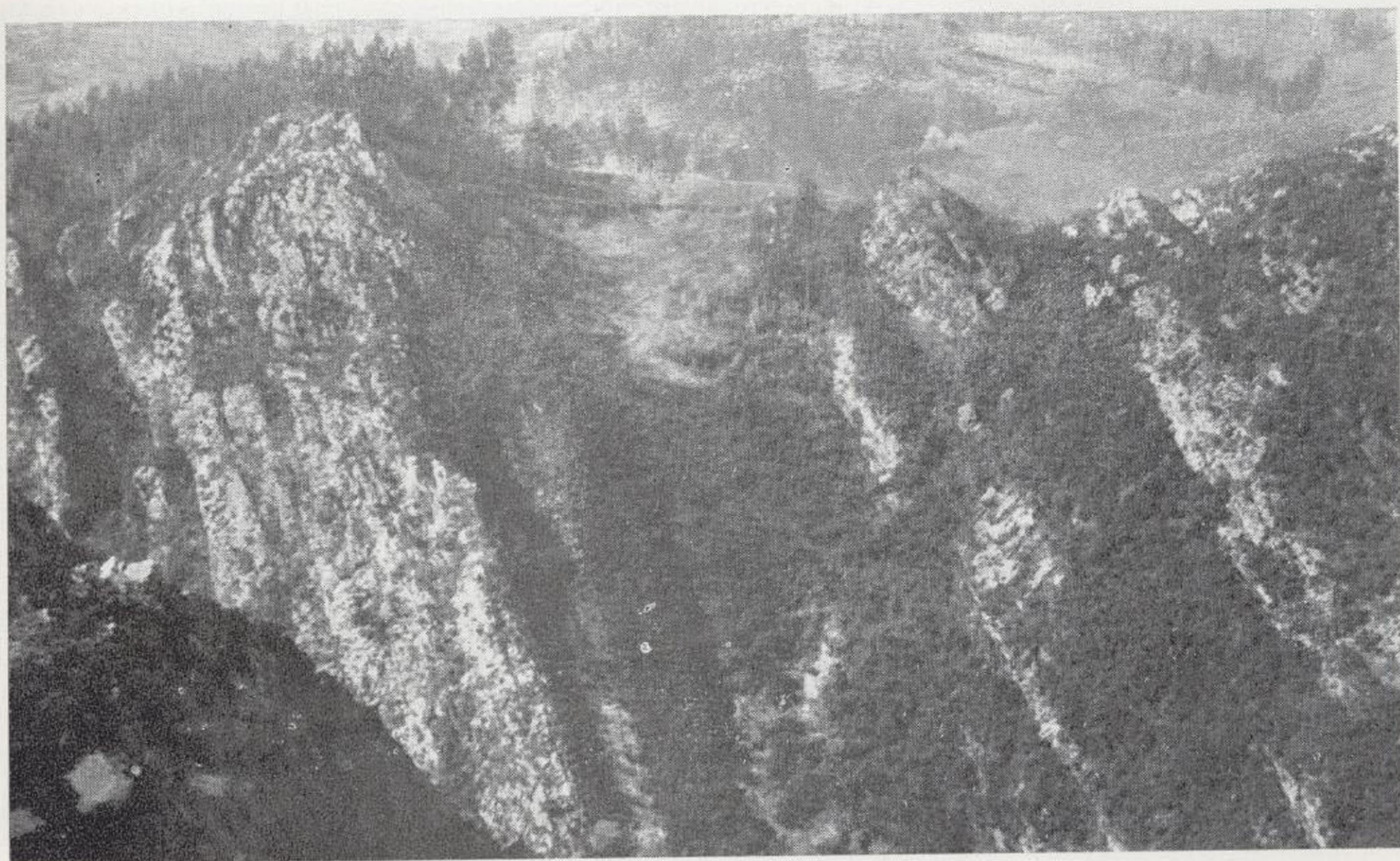
Pico Gorfolí (cuarcitas armoricanas), visto desde Castiello. En primer término, las cuarcitas armoricanas de Castiello.



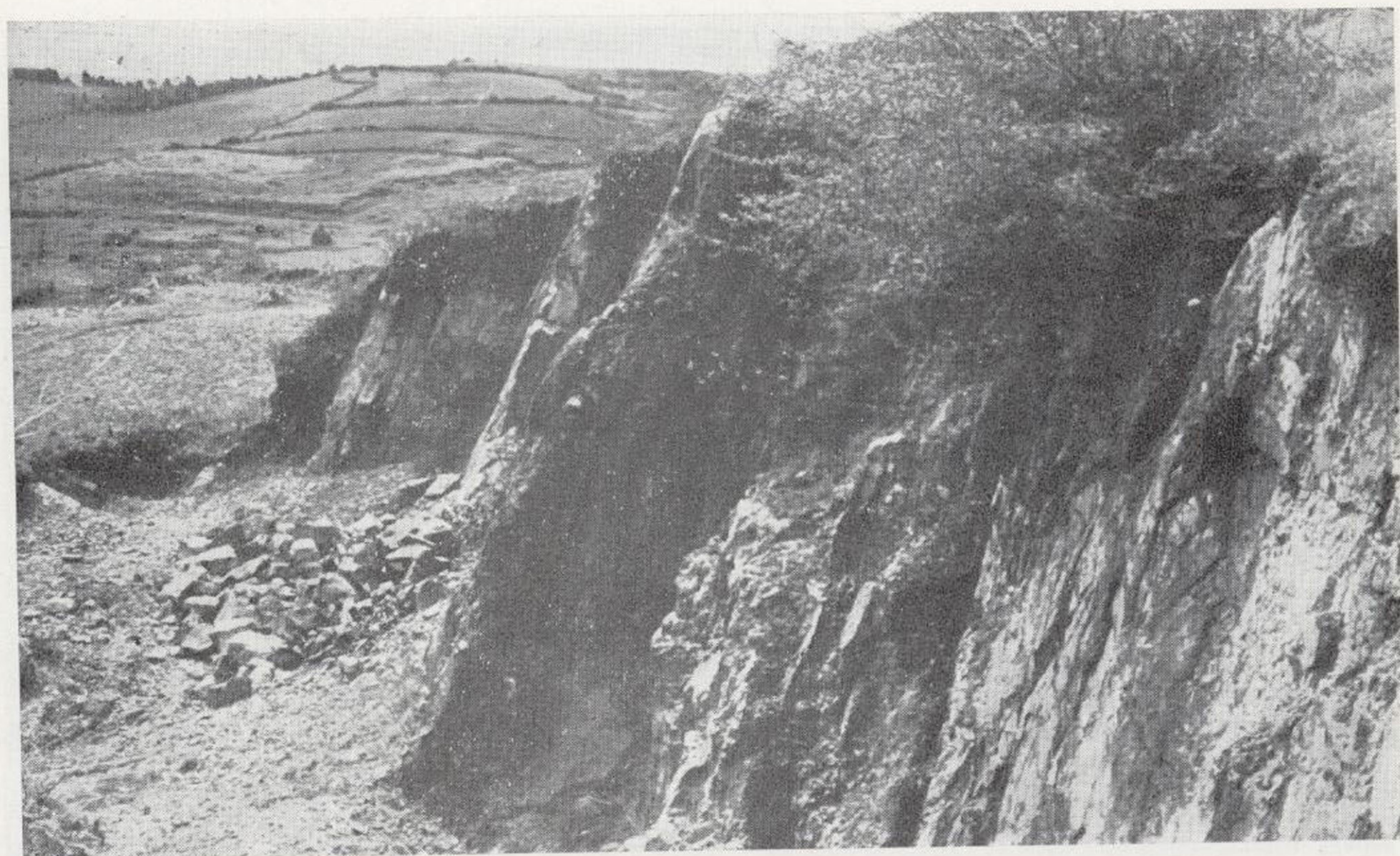
Sierra del Gorfolí-Prieto. Relieves diferenciales de cuarcitas armoricanas. En segundo término, residuo de la plataforma de 120 metros.

(Fotos Llopis.)





Cuarcitas armoricanas de la garganta de Castiello (Castiello-Avilés).



Calizas y pizarras emsienses de Lloreda.

(Fotos Llopis.)





Conglomerado brechoide del Buntsandstein, en La Plata, cerca de la vía del ferrocarril.



Un detalle del mismo conglomerado anterior.

(Fotos Llopis.)





Zona de paso de conglomerado a arenisca roja. Buntsandstein. Trincheras del ferrocarril de Avilés a Gijón, cerca de La Plata.



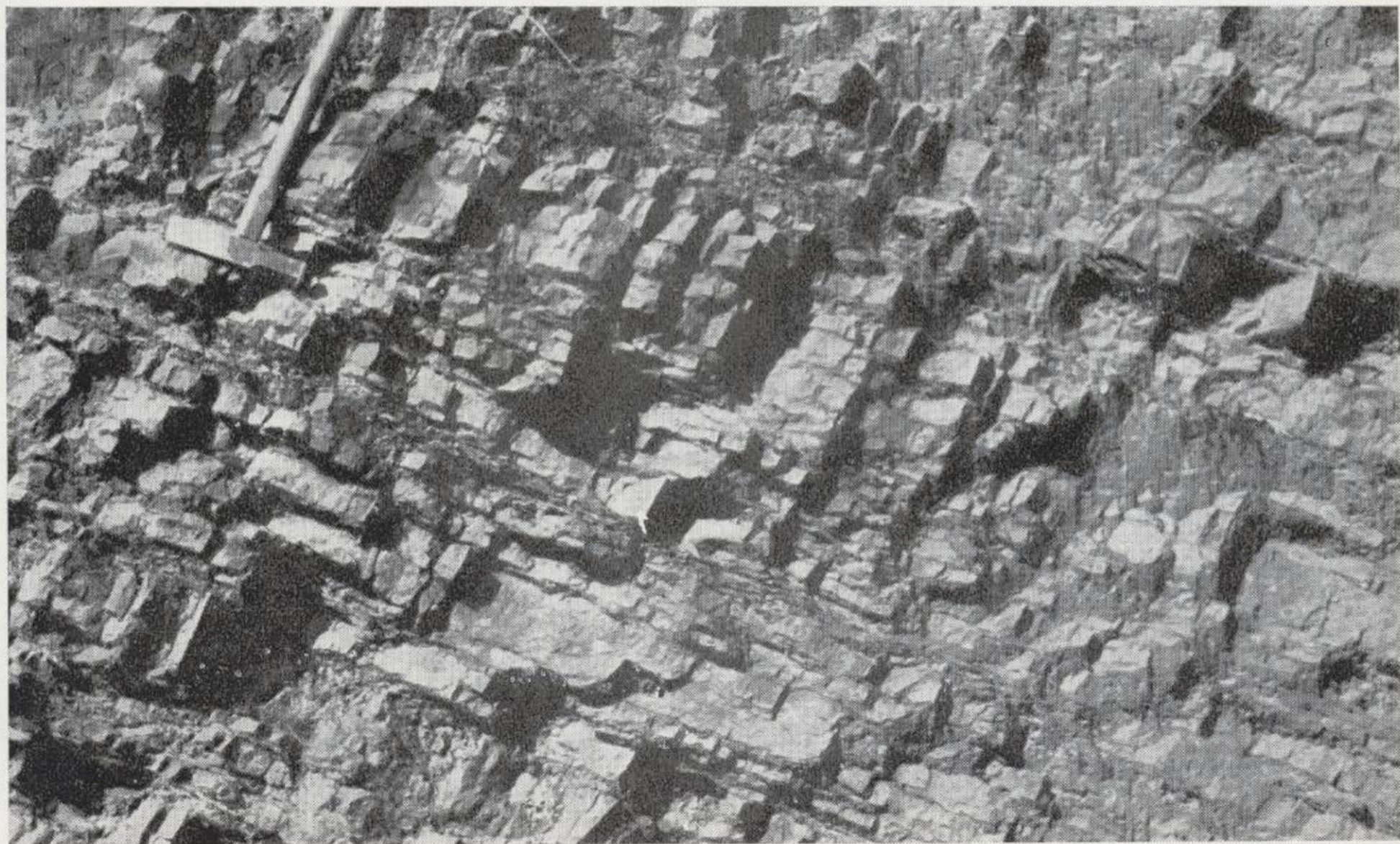
Detalle de la zona anterior. Cantos de cuarcita. Matriz arenosa roja.

(Fotos Llopis.)





Flysch sammo-pelítico de la cantera de La Plata. Gediniense-Siegeniense A.  
Secuencia cuarcita-pizarra. Cuarcitas en capas de 2-10 cm., pizarras de hasta 5 cm.  
Tramo 6 del corte de la figura 4.



Detalle del flysch anterior.

(Fotos Llopis.)





Areniscas gedinienses del Cerro de la Plata (Avilés).



Pizarras siegenienses en la trinchera del ferrocarril de Avilés a Gijón, cerca de la estación de Piedras Blancas a La Plata.

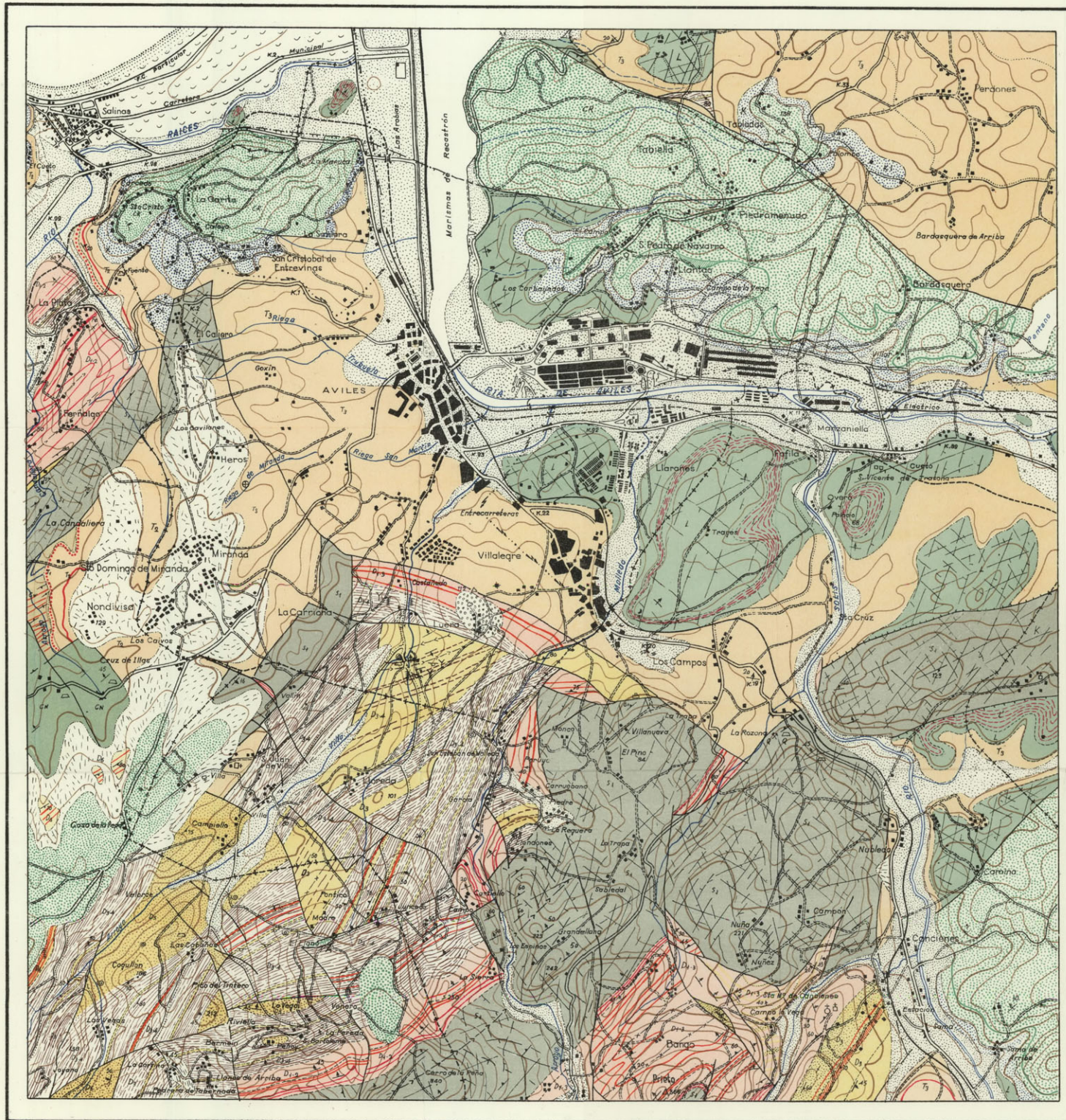
(Fotos Llopis.)



# MAPA GEOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE AVILES

POR  
N. LLÓPIS LLADO  
1962

- LIMITES**
- Contacto normal; límite de terrenos y de facies
  - - - - - Laguna estratigráfica
  - - - - - Discordancia
  - Contacto mecánico en general
  - 100 Falla vista; salto
  - 100 Falla supuesta
  - 100 Falla deducida
  - Cabalgamiento
- BUZAMIENTOS**
- Horizontal
  - Hasta 20°
  - De 20 a 40°
  - De 40 a 60°
  - De 60 a 80°
  - Vertical
- ACCIDENTES TECTONICOS**
- → → Eje anticlinal
  - X-X-X-X Eje sinclinal
  - Vergencia
  - X 30° Diaclasas; inclinación
- PALEONTOLOGIA**
- Fósiles en general
  - Braquiópodos
  - Corolarios
  - Crinóidos
  - Briozoos
  - Petras
- MINERALOGIA**
- Fe Mineral de Fe
  - A Arcillas
  - Q Cuarzo
  - Y Yeso
  - K Calín
  - Ca Calcaita
- PETROLOGIA**
- Calizas
  - Areniscas
  - Conglomerados
  - Areniscas ferríferas
  - Dolomías
  - Arcillitas
- HIDROGEOLOGIA**
- Fuente freática
  - Surgencia cástica
  - Fuente de fisura
  - Fuente termal; temperatura
- DIVERSOS**
- X Bocamina
  - 325 Sondeo; profundidad
  - Cantera
  - X Yacimiento mineral



## SIGNOS CONVENCIONALES

- CUATERNARIO**
- Dunas
  - Aluviones, terrazas marinas
  - Coluviones
- MESOZOICO**
- CRETACICO-APTIENSE**
- CR Conglomerados Arcillas
- JURASICO**
- KI JURASICO INFERIOR; Conglomerado cuarzoso 20-150m
- LIASICO**
- HETANGIENSE SUPERIOR**
- L Dolomías
  - L' Margas abigarradas
- TRIASICO**
- T3 Litofacies keuperoides comprendiendo el Hetangiense inferior
- BUNTSANDSTEIN**
- T2 Areniscas rojas
  - T1 Conglomerados rojos
- PALEOZOICO**
- CARBONIFERO**
- NAMURIENSE**
- CN Caliza de montaña
- NAMURIENSE WESTFALIENSE**
- CW Pizarras
  - Calizas
- DEVONICO**
- COUVINIENSE C**
- D6 Areniscas rojas y amarillentas (Bizona de Gosselestia devónica)
- COUVINIENSE B**
- D5 Calizas gris azules (=caliza de Manilla)
- COUVINIENSE A**
- D4 Calizas rojizas con crinóidos; margas rojas (=caliza de Ardo)
- EMSIENSE**
- D3 Pizarras y calizas con braquiópodos; briozoos y corolarios (=caliza de Ferrolas); Facies dolomítica
- EMSIENSE-GEDIENSE**
- D2-3 Litofacies pelítica; Pizarras arcillosas amarillentas
- GEDIENSE-SIEGENIENSE**
- D1-2 Flysch cuarcítico; Areniscas ferruginosas (=arenisca de Furada)
- SILURICO**
- SKIDDAWIENSE**
- S1 Cuarcitas armónicas

Los trabajos de campo y laboratorio han sido subvencionados por el INSTITUTO DE ESTUDIOS ASTURIANOS de la EXCELENTISIMA DIPUTACION PROVINCIAL DE OVIEDO, para la formación del Mapa Geológico de Asturias a la escala 1 : 25.000

Escala 1:25.000

0 1 2 km.

Los trabajos de campo fueron comenzados en 1955, en colaboración con el Prof. Dr. M. Julvert, de la Universidad de Bogotá, y terminados y revisados por N. Llopis Llado, en 1961.

IMP. LIT. GOULLAUT MONTAÑA DE MARIBIO



## BIBLIOGRAFIA

1. ADARO, L., y JUNQUERA, G.: *Criaderos de hierro de Asturias*.—Tomo II de la obra "Criaderos de hierro de España". Mem. Inst. Geológico y Min. Esp., 1 text., 676 págs., X láms., col. Madrid, 1916.
2. ADARO, L.: *Bosquejo estratigráfico (corte horizontal, de la zona ferrífera de Asturias)*.—1914.
3. ADARO, L.: *Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana*.—Inst. Geol. y Min. de Esp., X láms., 1 mapa color a 1 : 100.000. Madrid, 1926.
4. ALMELA, A., RÍOS, J. M., y DE LA REVILLA, J.: *Acerca de las facies wealdenses del norte de Asturias*.—Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de Esp., n.º 37, págs. 113-131, con láminas. Madrid, 1955.
5. ALMELA, A., y RÍOS, J. M.: *Investigación del hullero bajo los terrenos de la costa cantábrica*.—Empresa Nacional Adaro, 1 vol., 171 páginas, 59 figs., 4 láms., 1 mapa. Madrid, 1962.
6. BARROIS, CH.: *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*.—Mem. Soc. Geol. de Nord., vol. II, n.º 1, 630 págs., XX láms. Thésés. Lille, 1882.
7. BARROIS, CH.: *Relación de un viaje geológico por España*.—Boletín Com. Map. Geol. de Esp., t. X. París, 1879.
8. BARROIS, CH.: *Le terrain crétacé de la province d'Oviedo*.—Ann. Soc. Géol. France, t. X. París, 1879.
9. BATALLER, J. R.: *Bibliografía del Cretácico de España*.—Estudios Geológicos, n.º 1. Madrid, 1945.
10. CAREZ, L.: *Sur quelques points de la géologie du nord de l'Espagne*. Bull. Soc. Géol. France. París, 1910.
11. CAREZ, L.: *Etude des terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. France (Thèse). París, 1882.
12. CIRY, R.: *L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur*.—Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar, 1951.
13. COMTE, P.: *Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dé-*

- vomien dans les Asturies.—C. R. Ac. Sc. Paris, t. 198, pp. 11 1166. 1934.
14. COMTE, P.: *Sur le Gedinien de la chaîne cantabrique*.—C. R. S. Soc. Géol. France, 5ème serie, t. VII, n.º II, págs. 154-155. 19
  15. CUETO Y RUI-DÍAZ, E.: *Nota acerca del origen de las llanuras y sierras planas de la costa de Asturias*.—Bol. R. Soc. Esp. Historia Nat., n.º 5, t. XXX, págs. 241-254, II láms. Madrid, 19
  16. CUETO Y RUI-DÍAZ, E.: *Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico*.—Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. XLVII, VII de la serie, págs. 7-111, figs. 21, 1 mapa. Madrid, 1926.
  17. DUBAR, G., et MOUTERDE, R.: *Extensión del Kimmeridgiense en Asturias, desde Ribadesella a Gijón*.—Not. Com. Inst. Geológico y Min. de Esp., págs. 211-215. Madrid, 1957.
  18. DUBAR, G., et MOUTERDE, R.: *Précisions sur le Liás des Asturies sur l'existence de mouvements intrajurassiques dans cette régi* Comp. Rend. Ac. Sc., t. 244, págs. 1234-1236. Paris, 1957.
  19. DURÁN, M., y FERNÁNDEZ, J.: *Atlas geológico y topográfico de provincia de Oviedo*.—Recopilación y datos de Schulz, Barr y Adaro. 1 vol., XI láms. Madrid, 1944.
  20. FERNÁNDEZ NAVARRO, L.: *Las costas de la Península Ibérica*.—Aciación Española Progr. Cienc., Congr. Zaragoza, t. IV, 1.ª par Madrid, 1908.
  21. FRAGA TORREJÓN, E. DE: *Hallazgo de resto de Palaeotherium en alrededores de Oviedo*.—Diario La Voz de Asturias, 25 de mar
  22. GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Sobre la pudinga de Posada*.—Bol. R. ciudad Esp. H. N., t. XXXIV, págs. 293-294. Madrid, 19
  23. GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Algunos datos sobre el Terciario contine tal de Oviedo*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVII, pá nas 219-220. Madrid, 1927.
  24. GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Notas geológicas. 2.ª Sobre la edad de pudinga de Posada. 3.ª Sobre las rasas y terrazas litorales de Ast rias*.—Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVIII, págs. 46 Madrid, 1927.
  25. GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO GÓMEZ, J.: *Las terrazas y las r litorales de Asturias y Santander*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. N tural, t. 27, n.º 1, págs. 19-38, figs. 15. Madrid, 1927.
  26. GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO GÓMEZ, J.: *Adiciones a la no sobre las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander*.—B letín R. Soc. Esp. H. Nat., t. XXVIII, págs. 115. Madrid, 192
  27. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: *Ensayo de síntesis geológicas del n de la Península Ibérica*.—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser Geológica, n.º 3. Madrid, 1912.
  28. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: *Síntesis fisiográfica y geológica de E*

- paña.—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Serie Geológica, n.º 38, 2 vol. Madrid, 1932.
29. HERNÁNDEZ-PACHECO, F., LLOPIS LLADÓ, N., JORDÁ, F., y MARTÍ- NEZ, J. A.: *El Cuaternario de la región Cantábrica*.—Guía de la excursión N.º V Congreso Internacional de INQUA, 1 vol., pá- ginas 72, 9 figs., 2 mapas. Oviedo, 1957.
  30. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano*.—Com. Ren., XVI Congreso Inte. de Geographie Lisbonne, págs. 29-88, 9 figs., VIII láminas. Lis- boa, 1949.
  31. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Las rasas de la costa cantábrica en el seg- mento oriental de Asturias*.—V Congreso Inter. de INQUA, 32 páginas, 5 figs. Oviedo, 1957.
  32. HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P.: *Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico, a escala 1:50.000, Gijón (n.º 14) y Oviedo (n.º 29)*.—Mem. I. G. M. E. Madrid, 1944.
  33. JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.: *Datos para el estudio del sistema liásico de Asturias*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. IV, n.º 7, págs. 298. Madrid, 1904.
  34. JONGMANS, W. J.: *Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución: Flora carbonífera de Asturias*.—Estud. Geol., n.º 15, págs. 7-20, XXVIII láms. Madrid, 1952.
  35. JONGMANS, W. J.: *Las floras carboníferas de España*.—Estud. Geo- lógicos, n.º 14. Madrid, 1951.
  36. KARRENBERG, H.: *La evolución postvariscica de la Cordillera Cánta- bro-astúrica*.—Publ. Extranj. sobre Geol. de España, v. III, X. Madrid, 1946.
  37. LÓPEZ AGOS: *Síntesis paleontológica del Carbonífero español*.—Bo- letín R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIII. Madrid, 1923.
  38. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico del valle del Congost*.—Publ. Diputación Prov. Barcelona, V, 102 págs., 12 láms., 25 figuras, 1 mapa. Barcelona, 1942.
  39. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas*. Mapa Geológico de Asturias, Hoja n.º 1-2, 1 vol., 127 págs. 22 figuras, 10 láms., 2 mapas. Oviedo, 1962.
  40. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la tectónica germánica de Asturias*.—Bole- tín R. Soc. Esp. Hist. Nat. Homenaje a E. Hernández-Pacheco, páginas 415-429. 3 figs. Madrid, 1954.
  41. LLOPIS LLADÓ, N.: *Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cor- dillera Cántabro-astúrica*.—Trab. y Mem. Inst. Geol. Oviedo, páginas 9-51. Oviedo, 1950.
  42. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre el Cretácico de los alrededores de Oviedo*.

- Monografía Geol., n.º VI, 44 págs., 5 figs. Oviedo, 1957. Memoria Inst. Geol. y Min. Esp., t. LVII. Madrid, 1956.
43. LLOPIS LLADÓ, N.: *El relieve de la región central de Asturias.*—Estudios Geográficos. Madrid.
  44. LLOPIS LLADÓ, N.: *Mapa geológico de los alrededores de Oviedo.*—Escala 1 : 25.000. Oviedo, 1950.
  45. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estratigrafía y tectónica de la zona Candás y Aboño (Asturias).* (In lit.).
  46. LLOPIS LLADÓ, N., y JULIVERT, M.: *Estudio geológico de la zona de sondeos de los alrededores de Avilés.*—Con un mapa a 1 : 25.000 y cortes. Oviedo, 1960.
  47. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrogeológico de la costa de Asturias entre las rías de Aboño y Candás.*—Con un mapa a 1 : 5.000 (inédito). Oviedo, 1960.
  48. LLOPIS LLADÓ, N.: *La costa cantábrica.*—Guía de la excursión N.º del V Congreso Internacional de INQUA, págs. 43-51. Oviedo, 1957.
  49. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la tectónica germánica de Asturias.* (In lit.)
  50. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de las Sierras de la Coruxera, la Mostayal y Monsacro.*—Inst. de Estud. Asturianos, n.º 3-4, páginas 3-132.
  51. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias.*—Mon. Geol. Inst. de Geol. Aplicada. Oviedo, 1955.
  52. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sur les types de bordure du bassin houiller des Asturies.*—Comp. R. III Congr. Estr. Carbon., v. II, pp. 401-406, 5 figs. Heerlen, 1952.
  53. LLOPIS LLADÓ, N.: *Problemas de tectónica alpídica del Pirineo. I. Tipo de cuenca de sedimentación.*—II Cong. Inst. Inter. Pirineos del Inst. Estud. Pirenaicos, 44 págs., 18 fotos. Zaragoza, 1950.
  54. LLOPIS LLADÓ, N.: *Posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas en la fábrica de Jabones "Vetusta".*—13 págs., 2 figuras, 1 mapa. Oviedo, 1954.
  55. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrogeológico para el alumbramiento de aguas subterráneas en los alrededores de Noreña (Oviedo).*—Oviedo, 1955.
  56. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrogeológico para el alumbramiento de aguas subterráneas en la fábrica "El Aguila Negra" (Colloto-Oviedo).*—9 págs., 1 fig., 1 mapa. Oviedo.
  57. LLOPIS LLADÓ, N.: *Cinématique marginale des bassins sédimentaires et sédimentation carbonifère.*—Comp. Rend. V Congr. Int. Stratig. y Geolog. du Carbon, págs. 553-561, Paris, 1964.

58. LLOPIS LLADÓ, N.: *Datos geotectónicos provisionales para el alumbramiento de aguas en el subsuelo de Oviedo.*—1955.
59. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre las características estructurales de la tectónica germánica de Asturias.*—Brev. Geol. Ast., año V, n.º 1-2, págs. 3-16, 4 figs. 1961.
60. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la paleotectónica hercínica de Asturias.*—Brev. Geol. Ast., año VI, n.º 1-4, págs. 56-59.
61. LLOPIS LLADÓ, N.: *El Terciario continental de los alrededores de Oviedo.*—Estud. Geol., t. XIII, n.º 36, págs. 287-304, 1 lámina, 3 figs. Madrid, 1957.
62. LLOPIS LLADÓ, N., y MARTÍNEZ, J. A.: *Contribución al conocimiento del Terciario de los alrededores de Oviedo.*—Monog. Geolog. IX, 23 págs., 2 láms., 4 figs. Oviedo, 1958.
63. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de los alrededores de Llanera* (in lit.).
64. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de los alrededores de Lluarca.*—1 vol., 72 págs., 7 láms., 26 figs., 1 mapa. 1964.
65. MACAR, P.: *Principes de Geomorphologie normale.*—1 vol., 304 págs. 212 figs. Liège, 1946.
66. MALLADA, L.: *Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Devónico y Carbonífero.*—Mem. Com. Mapa Geol. Esp., t. III, 405 págs., 36 figs. Madrid, 1898.
67. MALLADA, L.: *Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Infracretáceo y Cretáceo.*—Mem. Com. Mapa Geol. Esp., t. V. Madrid, 1898.
68. MALLADA, L.: *Sinopsis de las especies fósiles encontradas en España.* Mem. Com. Mapa Geol. Esp. Madrid, 1887.
69. MARTÍNEZ, J. A.: *Nota sobre la extensión del Jurásico superior en el triángulo Gijón, Avilés, Pola de Siero (Asturias).*—Brev. Geol. Ast., año V, n.º 1-2, págs. 35-43, 1 fig. 1961.
70. MARTONNE, E. DE: *Traité de Géographie physique.*—Vol. II Le Relif. Paris, 1940.
71. MAUCCI, W.: *L'ipotesis dell "erosione inversa" come contributo alle studio della speleogenesis.*—Bull. Soc. Adriatica d. Sc. Nat., vol. XLVI, págs. 1-60, 26 figs. Trieste, 1951-52.
72. MENGAUD, L.: *Recherches géologiques dans la région Cantabrique.* Impt. Vve. Bonnet. 1 vol., 370 págs., 18 láms., 1 mapa, Toulouse, 1920.
73. PATAC, I.: *La formación uraliense asturiana. Estudio de cuencas carboníferas.*—50 págs., con una lám. Gijón, 1920.
74. PATAC, I.: *Ligeras ideas acerca de la tectónica del antracolítico de Asturias y León.*—Primer Congr. de Ing. de Minas del NO. de España, 10 págs., 2 láms. Madrid, 1932.

75. RADIG, F.: *Zur stratigraphie des Devons in Asturien (Spanien)*. Geol. Rundschau, Bd. 51, H. 2, pp. 249-267, 7 figs., 2 láms. Stuttgart, 1962.
76. SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., y BARRERO, M. L.: *Algunos datos sobre la sedimentación del cretácico de Oviedo*.—Rev. Facult. Ciencias Univ. Oviedo, N. Serie, vol. IV, n.º 4, págs. 87-113, 8 figuras. Oviedo, 1962.
77. SCHULZ, G.: *Reseña geognóstica del Principado de Asturias*.—Anales de Min., n.º 1. Madrid, 1838.
78. SCHULZ, G.: *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*.—1 vol., 138 págs., 1 mapa, 1 fig. Madrid, 1858.
79. SCHULZ, G.: *Mapa topográfico de la provincia de Oviedo, formado por orden de S. M. la Reina*. Escala 1:12.000.—Madrid, 1855.
80. SITTE, L. U. DE.: *The development of the paleozoic in northwest Spain*.—Geologie en Mijnbouw. II laarg., n.º 11, págs. 325-340, figs. 4-9. Leiden, 1949.
81. SOLÉ SABARÍS, L. (en colaboración con N. LLOPIS LLADÓ): *Península Ibérica. I, Geografía Física*.—Tomo IX de la Geografía Universal, publicada bajo la dirección de P. Vidal de la Blanche y L. Gallois, 1 vol., 500 págs., 186 figs., 96 láms., 1 mapa. Barcelona, 1951.
82. STILLE, H.: *Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tectonik Nords-spanies und Deutschlands*.—Nachr. Ges. Wiss. Gottingen, Mat. Phys. Kl., 479 págs. Berlin, 1930.
83. VEGA ROLLÁN, C. DE LA: *Flora carbonífera de Asturias y su distribución estratigráfica*.—Brev. Geol. Astúrica, año III, n.º 1-2, páginas 3-70, 1 cuadro, Oviedo, 1959.
84. VERNEUIL, E., et D'ARCHIAC, V.: *Sur le terrain crétacé et le terrain à Nummulites des Asturies*.—Bull. Soc. Géol. France. 2.ème ser., t. VI, págs. 522-524, 1 fig. Paris, 1849.
85. VERNEUIL, E., et COLLOMB, E.: *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. France, 2 ser., vol. 10, págs. 61-147, III láms. Paris, 1852.
86. WAGNER, R. H.: *Stratigraphy and Floral succession in the Carboniferous of NW. Spain*.—IV Comt. Strat. a Geol. Carbonif. Heerlen, 1958.
87. ZEILLER, R.: *Nota sur la flore houillere des Asturies*.—Bol. Comisión Mapa Geol. de España, t. II. Madrid. 1882.

## Estudio geológico de la región del norte de Llanera (Oviedo)

POR

N. LLOPIS LLADO

## INTRODUCCION Y PLAN DE ESTUDIO

La región de Llanera y la zona de relieves medios que separa la depresión prelitoral asturiana (41, 81) de la cuenca de Gijón y costa cantábrica comprende la hoja 29 del Mapa geológico de Asturias a la escala 1 : 25.000. Está ubicada en su totalidad dentro de la zona mesozoico-terciaria que se extiende por el centro de Asturias, de tal modo que muy accesoriamente aparecen escasos y reducidísimos afloramientos paleozoicos, cuyo papel en la geología de esta zona es insignificante. Únicamente tiene interés en este sentido el afloramiento carbonífero del Cerro de Santo Firme.

El plan de estudio de esta región comprenderá los siguientes puntos :

1. El Carbonífero de Santo Firme y su extensión bajo los términos mesozoicos y terciarios.
2. El Mesozoico de la zona septentrional.
3. El Terciario de la cuenca de Llanera.
4. El conocimiento de la estructura alpídica.
5. Las posibilidades geoeconómicas de la región.

Para la formación del mapa y estudio de los numerosos problemas que plantea la región han sido utilizados los datos de Schulz (77, 78, 79) y los estudios de Barrois (6), así como los recientes de Almela y Ríos (4, 5) sobre el Mesozoico y Terciario de Asturias.

Para la microfauna del Cretácico han sido consultados don Guillermo Colom, de Sóller, y doña Asunción Linares, de la Universidad de Granada; para la flora carbonífera, doña Carmen de la Vega, de Oviedo. Han sido utilizados también los trabajos inéditos del profesor Dr. J. A. Martínez, del Instituto de Geología Aplicada, de Oviedo, y para los afloramientos liásicos han sido preciosas para nosotros las conversaciones y excursiones realizadas con los profesores Mrs. Abbées Dubar y Mouterde, de Lille y Lyon, respectivamente, que se han ocupado del Lías de esta región.

Finalmente debemos dar también las gracias a la Dirección de la Real Compañía Asturiana de Minas por los datos suministrados sobre el Carbonífero de Santo Firme.

## I. EL AMBITO GEOGRAFICO Y LOS RASGOS MORFOLOGICOS

La región estudiada está situada de lleno en el límite de dos grandes unidades geográficas y geológicas:

1. La cuenca terciaria de Llanera, que ocupa la mitad meridional de la Hoja, y
2. La zona de cerros y relieves medios del norte de la región que separan dicha cuenca de la de Gijón.

La cuenca de Llanera es un divertículo dirigido hacia el norte de la cuenca de Oviedo, con la que está relacionada morfológicamente por el valle del Nora, del que forma en realidad el margen septentrional en esta zona. La vaguada del Nora pasa muy cerca del límite meridional de la Hoja, un poco al sur de Cayés, en el ángulo SW. La cuenca de Llanera es una plataforma ligeramente inclinada hacia el sur, descendiendo unos 60 metros desde su borde septentrional hasta el límite sur de la Hoja, a lo largo de cerca de cuatro kilómetros. Por el SW. está limitada por las cuestas de Cayés, inclinadas hacia el NW., y por el norte, por la línea de cerros de Santo Firme (440 m.), Robledo (253 m.), La Campana (276 m.) y Peñaferraz (205 m.), que forman un escalón abrupto sobre la zona deprimida de la cuenca. Ambos relieves marginales convergen hacia el oeste, puesto que, mientras los cerros septentrionales están orientados casi rígidamente de oeste a este, las cuestas de Cayés llevan dirección NW.-SE. Esta circunstancia hace que la cuenca de Llanera se estreche progresivamente de SE. a NW. (en el ángulo SE. tiene más de cuatro kilómetros de anchura; en el borde este, sólo uno escaso).

Los relieves del norte están formados por un conjunto de cerros de formas ya bastante maduras, cuyo punto culminante es el cerro de Castiello (442 m.), seguido del de Santo Firme (440 m.); el resto son eminencias que no llegan nunca a los 200 metros. No obstante, el relieve es muy variado y complejo, gracias al desarrollo de una red hidrográfica de dirección



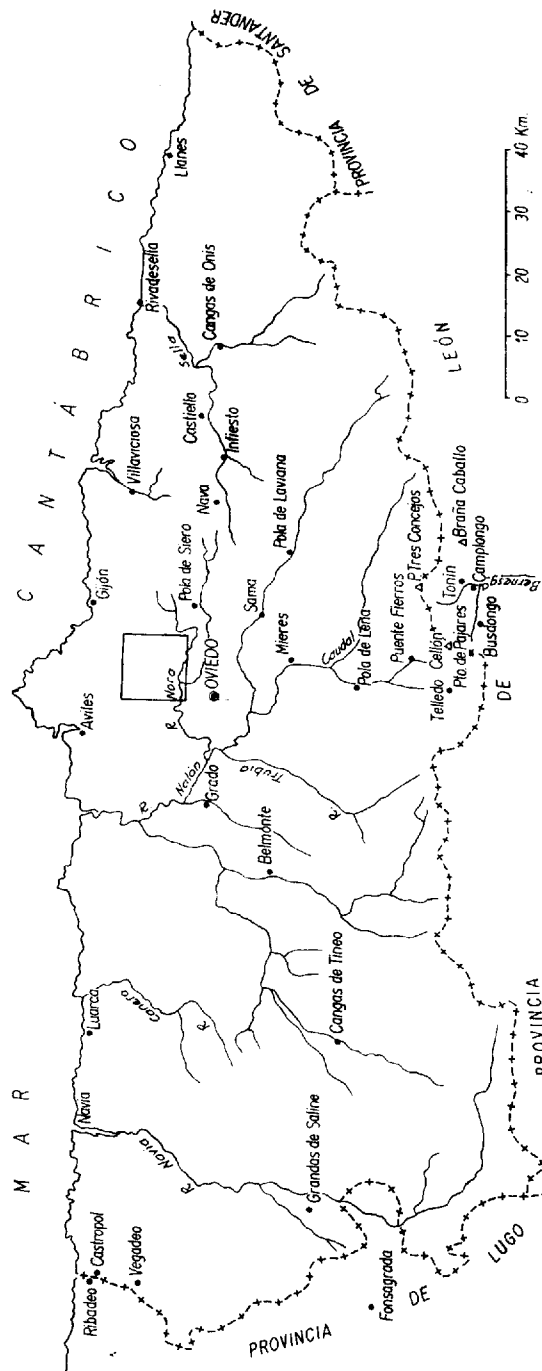


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada en el ámbito de Asturias.

sur-norte, tributaria directamente del Cantábrico. Los más destacados de estos valles son, de este a oeste, los de Pinzales, Beranes, Aboño, Osciva y Zoreda, siendo el más importante por su recorrido dentro de la zona estudiada es el de Villabona o Aboño, que nace en La Miranda y describe un ancho arco este-oeste hasta Sestiello, para dirigirse luego rígidamente hacia el norte. La plasticidad de los conglomerados kimmeridgienses, sobre los que se ha desarrollado esta red hidrogeográfica, ha facilitado enormemente su desarrollo.

En su conjunto, pues, los elementos morfológicos de esta región, de SW. a NE., son los siguientes:

- 1.º Zona de cuestras de Cayés, orientadas de NW. a SE.
- 2.º Cuenca de Llanera, tributaria del Nora.
- 3.º Divisoria hidrogeográfica Santo Firme-Peñaferraz.
- 4.º Relieves maduros septentrionales de la red hidrográfica cantábrica.

#### A) Las cuestras de Cayés

Sólo una pequeña parte de estas cuestras aparece en el ángulo SW. de la Hoja. Son cuestras que limitan por el norte la vaguada del Nora, creando un valle disimétrico, modelado en el contacto del Paleozoico de la vertiente norte del Naranco con la cobertera mesozoico-terciaria. Constituyen, pues, una depresión periférica incipiente, típica de los macizos antiguos con cobertera discordante (38, 65, 70), que se desarrolla íntegramente fuera de la zona estudiada.

Las cuestras tienen sus frentes abruptos hacia el SW. y se desarrollan sobre las capas cretácicas y terciarias, inclinadas ligeramente hacia el NW.; con ellas pueden hacerse dos elementos:

- 1.º Cuesta inferior de molasas turonenses, cuya parte más elevada constituye el cerro de Cayés.
- 2.º Cuesta superior, modelada sobre las calizas blancas sanoisienses, que se desarrolla a lo largo de la carretera de Posada de Llanera.

#### B) Cuenca de Llanera

Al NW. de las cuestras de Cayés se desarrolla la cuenca de Llanera, modelada íntegramente sobre las margas y areniscas sanoisienses. A consecuencia de su ligera inclinación hacia el sur está surcada por algunos re-

gueros poco importantes que la disecan muy ligeramente. La disección progresa de SE. a NW., de tal modo que mientras en el SE. los regueros han excavado ya entre 40 y 50 metros, en el NW. la disección no llega a los 8-10 metros, lo que hace que esta zona sea la más llana de la cuenca.

El límite septentrional es a la vez morfológico y estructural. El límite morfológico lo constituye una orla de conglomerados que, por su mayor resistencia a la erosión, forma un primer escalón limítrofe que casi siempre constituye la divisoria de aguas entre el Nora y el Cantábrico, excepto en la zona occidental, donde el relieve de Santo Firme se eleva cerca de 100 metros por encima de los conglomerados. El límite estructural está determinado por una red de fallas dirigida de oeste a este, formada por elementos NE.-SW. y NW.-SE., cortados por otros transversales, sensiblemente N.-S. Esta línea sirve también de límite entre el Terciario y el Mesozoico, y debió constituir el límite primitivo, puesto que no aparece Terciario más al norte. Los depósitos terciarios se sedimentarían en una cubeta previamente hundida. Más tarde la erosión, determinada por el desarrollo del valle del Nora, ha hecho destacar las diferencias petrogenéticas entre los conglomerados y las margas sanosienses, originándose así la depresión morfológica.

#### C) Las formas cársticas de los conglomerados sanosienses

Sobre los conglomerados sanosienses se desarrollan formas cársticas en algunos puntos. Ello es debido, tanto a la elevada pluviosidad de la región como a la composición de los conglomerados, formados por cantos de calizas cretácicas matriz arcilloso-caliza y cemento calizo. Estas circunstancias permiten el desarrollo de un karst, limitado por la extensión y potencia de los conglomerados.

El nivel de base cárstico lo constituyen las margas abigarradas sobre las que se apoyan. Por este motivo se trata de un karst poco desarrollado, que no alcanza nunca los 80 metros de profundidad. Cerca del cruce de carreteras a Gijón y Llanera hay un campo de dolinas, con formas de más de 50 metros de diámetro y 8-10 metros de profundidad. Pero los fenómenos característicos, más aparatosos y ostensibles, se encuentran en la carretera vecinal de Lugo de Llanera a Gijón, cerca de la divisoria; se trata de los fenómenos cársticos llamados Les Sardinieres, donde se pierden las aguas de la cabecera del arroyo de Fuenseca, que circula por la pequeña hondonada que sigue la carretera; estas aguas nacen en la surgencia de Les Sardinieres, en el margen este del arroyo de Fuenseca, en el contacto por falla de los conglomerados de Posada con las margas abigarradas subyacentes que actúan de barrera; el manantial origina un arroyuelo que se pierde, a los 200 metros de recorrido epigeo, en la cueva del Peñón de la Venta Blanca,

forma de conducción cárstica penetrable unos metros, desarrollada sobre la misma falla de Les Sardinieres y sobre los planos de estratificación de los conglomerados, que buzan 4° al SSE. Estas aguas reaparecen dispersas un kilómetro más hacia el sur, en el contacto con las margas abigarradas suprayacentes.

#### D) Las formas cársticas de las molasas turonenses

También en las molasas turonenses de las cuestas de Cayés aparecen formas cársticas. En Asturias, como consecuencia de la elevada pluviosidad, todas las calizas tienen karst activos; pero todo karst exige una mínima extensión y profundidad para poder desarrollarse. Por esto en las dovelas de calizas cretácicas del norte de la divisoria apenas si es perceptible la carsificación. En cambio en las cuestas del Cayés las superficies libres son suficientemente extensas para permitir una buena absorción.

De este modo se desarrolla un "karst embrionario" (71), que origina algunos sumideros, como el del Zalandrón, que absorbe las precarias aguas del arroyo de la Caleyá. La mayor parte de las aguas absorbidas se dirigen hacia el NE. por debajo del Terciario, a lo largo de diaclasas y planos de estratificación de las molasas, generando una red cárstica incipiente, pero bastante densa, puesto que la mayoría de los pozos perforados en los alrededores cortan conductos cársticos de 0,2 a un metro de diámetro. El nivel de base cárstico lo forman las margas calizas aptienses, que provocan algunas surgencias, como la fuente Melín, en la vaguada del Nora.

#### E) Los relieves septentrionales

El conjunto de cerros de la vertiente cantábrica forma una "gipfelflur", cuyas alturas oscilan alrededor de los 200 metros, no alcanzando nunca los 130 metros ni bajando de 190. Sólo en el oeste se elevan hasta cerca de 450 metros los cerros de Santo Firme (440 m.) y Castiello (442 m.), que hay que considerar como formando parte de un relieve residual más antiguo y, por tanto, anterior a la gipfelflur de 200 metros.

Esta gipfelflur, más al norte y NW., ya fuera de los límites de la zona estudiada, va descendiendo más suavemente hasta la "rasa" litoral de 100 metros del Cabo de Peñas, ya descrita en otra ocasión (39). Ello hace sospechar que esta gipfelflur sea la prolongación continental de la rasa de 100 metros, que debe mirarse como los restos de una superficie de abrasión de probable edad tirreniense (15, 16, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 41, 64, 81). En este caso, los relieves de la gipfelflur de 200 metros serían la prolon-

gación interior de la rasa litoral y la línea de costa tirreniense tendrá que colocarse en la vertiente norte del cerro de Castiello.

Sobre esta antigua plataforma se ha desarrollado la red hidrográfica actual, tributaria del Cantábrico, disecando la rasa y generando las formas actuales.

A pesar de este rejuvenecimiento reciente, las formas resultantes son muy maduras, por haberse desarrollado en su mayor parte sobre los conglomerados y arenas cretácicas y kimmeridgienses extremadamente plásticos, especialmente los primeros.

### F) Morfogénesis

Los relieves más antiguos deben buscarse en los testigos de Santo Firme y Castiello, situados a los 440 metros de altitud. Pueden corresponder a elementos de un nivel de cumbres plioceno, puesto que más hacia el interior, al sur de Oviedo, se reconocen varias penillanuras parciales encajadas de edad terciaria alta (43). De todos modos, en la zona estudiada este relieve tiene poco desarrollo.

Encajado en él aparece la rasa de 100-200 metros, que forma la divisoria Nora-Cantábrico. Por el momento hay que pensar en una superficie de abrasión, suavemente descendente desde 200 a 100 metros, de posible edad tirreniense sin más precisión.

El descenso post-tirreniense del nivel de base cantábrico determinó el comienzo de un ciclo de erosión que produjo la excavación del valle del Nora y la generación de la red hidrográfica cantábrica. En este momento comienza la morfogénesis de la cuenca de Llanera, rápidamente excavada a consecuencia de la plasticidad de las margas sanoisienses; también la red hidrográfica cantábrica progresa rápidamente sobre los conglomerados y arenas mesozoicas.

No obstante, otras circunstancias han influido en el desarrollo de la red hidrográfica:

1.º La diferencia de alturas entre el nivel de base de esta red septentrional, que es la costa cantábrica, y el de la cuenca de Llanera, que viene dado por la vaguada del Nora, a 160 metros.

2.º La circunstancia de que los relieves septentrionales constituyen el límite sur de la plataforma de abrasión de 100-200 metros y la red hidrográfica se desarrolló sobre esta plataforma.

Estas circunstancias, especialmente la primera, han permitido a la red hidrográfica cantábrica desarrollarse mucho más rápidamente que la tributaria del Nora, y las cabeceras de los valles cantábricos se han extendido a

expensas de la cuenca del Nora, capturando antiguos valles tributarios de aquél. Un caso bastante claro nos lo ofrece el segmento alto del valle de Villabona, orientado de oeste a este, y cuyo trazado está condicionado por la línea de fallas de esta orientación. Este segmento del valle de Villabona debió de formar un valle longitudinal W.-E. de génesis estructural, cuya prolongación oriental debe buscarse tal vez en la línea de collados de Robledo y Venta del Jamón, integrando una red hidrográfica pretirreniense (43, 39, 63) que debió desarrollarse condicionada por la estructura; pero a partir de la emersión de la rasa tirreniense (100-200 metros) se establecería la red hidrográfica N.-S., que comenzó a capturar los valles longitudinales pretirrenienses, capturas que fueron favorecidas constantemente por las sucesivas emersiones de la costa, desde el Tirreniense hasta los tiempos actuales.

Estas circunstancias nos permiten pensar que la morfogénesis de esta región es un fenómeno muy reciente, desarrollado en su mayor parte dentro del Cuaternario y en el que pueden distinguirse tal vez dos etapas:

1.ª Una etapa pretirreniense, tal vez pliocena, de desarrollo de la red hidrográfica del Nora y valles adyacentes; esta red hidrográfica debió dar formas estructurales, longitudinales, adaptadas sobre todo a los pliegues alpínicos y a las fallas de dirección W.-E. Esta red debió de desarrollarse a una altura no inferior a los 200 metros.

2.ª Una etapa post-tirreniense, desarrollada a partir de la erosión de la rasa de 100-200 metros, con generación de la red hidrográfica S.-N. y captura de valles longitudinales.

Este fenómeno de captura remeda, en un ámbito más reducido, el general entre la Cordillera Cantábrica y la Meseta del Duero, donde es mucho más aparatoso y espectacular y del que ya hemos hablado en otra ocasión (43).

Las etapas morfogénicas post-tirrenienses, posteriores a la excavación de la cuenca de Llanera, aparecen representadas exclusivamente por restos de terrazas de 60 metros (altura absoluta), que aparecen cerca del cruce de carreteras a Posada y a la estación de Lugo de Llanera, frente a la fábrica de cerámica, indicando la situación de la vaguada del Nora en aquella época. No conocemos otros restos que nos señalen más detalles sobre la morfogénesis.

Como ya indicamos, para la zona del Cabo de Peñas (39) la morfogénesis de esta región es muy moderna, y parca en historia, ligada más estrechamente al desarrollo litoral del Cantábrico cuaternario que a la evolución morfológica del interior de Asturias.

## II. ESTRATIGRAFIA

### A) LOS MATERIALES PRECARBONIFEROS

Los materiales paleozoicos precarboníferos tienen en la zona estudiada una extensión muy exigua, puesto que se reduce a un afloramiento de cuarcitas armoricanas que aparece entre las dovelas de la divisoria tectónica entre el Terciario de Llanera y el Mesozoico septentrional; otros dos afloramientos devónicos en el borde occidental de la zona estudiada, que forman parte de otros más extensos que se desarrollan fuera de esta región, y un tercero, muy reducido, en una dovela al NW. de Robledo. Con todos ellos no puede hacerse ni siquiera un solo corte.

### B) EL CARBONIFERO

#### a) Antecedentes.

El cerro de Santo Firme está formado casi totalmente por materiales carboníferos conteniendo capas de carbón explotadas en la vertiente septentrional del cerro.

Muy poco sabemos del Carbonífero de Santo Firme después de los datos de Schulz (77, 78), Barrois (6), Mallada (66, 68) y López Argos (37), de tal modo que todo cuanto podemos decir se reduce a nuestras propias observaciones y a los datos suministrados por las Minas de Santo Firme. Jongmans (34, 35) da una lista de flora extraída de los autores precedentes y recogida más tarde por C. de la Vega (83). La flora recogida por Barrois fue determinada por Zeiller (87). Más tarde, De Sitter (80) y Wagner (86) hacen referencia a la estratigrafía y paleobotánica general de Asturias.

## b) Los materiales.

El mejor corte que puede encontrarse de esta zona aparece en la carretera de Villabona, a partir del cruce con la general de Oviedo a Avilés. Allí pueden reconocerse las siguientes capas:

Muro: No es visible.

80 m. Pizarras oscuras micáceas con algunas capas de areniscas intercaladas.

20 m. Zona de secuencias binarias, areniscas amarillentas oscuras y pizarras micáceas oscuras.

Areniscas de 1-2 m.; pizarras de 2-3 m.

5 m. Microconglomerado cuarzoso y arenisca oscura.

6-7 m. Pizarras arenosas micáceas.

5 m. Arenisca amarillenta, oscura.

3-4 m. Pizarras oscuras micáceas.

7-8 m. Pizarras azuladas con restos de vegetación perteneciente a:

*Calamites cisti.*

*Sigillaria conferta* Boul.

*Sigillaria schlotheimi* Brogn.

*Sigillaria* sp.

*Alethopteris* sp.

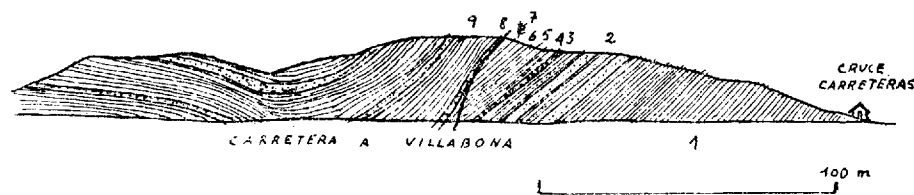


Fig. 2.—Corte del Carbonífero de la carretera de Villabona.

1. 80 m. Pizarras oscuras micáceas con algunas capas de areniscas intercaladas.—
2. 20 m. Zona de secuencias binarias, areniscas amarillentas oscuras y pizarras micáceas oscuras. Areniscas 1 a 3 m.—3. 5 m. Microconglomerado cuarzoso y arenisca oscura.—4. 6-7 m. Pizarras arenosas micáceas.—5. 5 m. Arenisca amarillenta oscura.—6. 3-4 m. Pizarras oscuras micáceas.—7. 7-8 m. Pizarras azuladas con restos de vegetación: *Calamites cisti*, *Sigillaria conferta*, *S. schlotheimi*.
8. 1,2 m. Marga caliza nodulosa.—9. 50-60 m. Pizarras oscuras micáceas y areniscas.

Esta sucesión queda interrumpida por una falla de poco salto que no debe afectar gran cosa a la serie estratigráfica; a continuación aparecen, un poco más inclinadas en el contacto, las siguientes capas:

1-2 m. Marga caliza nodulosa.

50-60 m. Pizarras oscuras micáceas.

Este tramo describe un sinclinal laxo, cuyo flanco este, al iniciarse, se pone en contacto por falla con el Trías. Sigue a este tramo otro formado por una hilada de pizarras alternando con areniscas micáceas.

Esta serie constituye la parte más elevada del conjunto estratigráfico de Santo Firme, puesto que ocupa el eje de un doble sinclinal, mientras que más hacia el este y hacia el sur se encuentran capas más inferiores que son las más interesantes desde el punto de vista industrial, puesto que constituyen un paquete de ciclothemias en el que pueden reconocerse más de cincuenta ciclothemias, entre los cuales se han explotado diecisiete capas de carbón, cuyas potencias oscilan entre 0,3 y 2,4 metros. Muchas de estas capas tienen poca extensión, pasando lateralmente a sapropelitas y finalmente a pizarras. La secuencia es la normal, arenisca gris oscura micácea, a veces microconglomerado cuarzoso, pizarra arcillosa, carbón. La potencia total de esta zona es de unos 800 metros. La serie de la base sólo aparece en las vertientes meridionales y SW. de Santo Firme, a consecuencia de que una falla, orientada SSW.-NNE., corta oblicuamente los pliegues hercinianos bipartiendo el cerro de Santo Firme en dos mitades, una NW. y otra SE., y poniendo en contacto mecánico la serie de la carretera de Villabona con la de las Minas. Las capas más bajas de la serie de las Minas aparecen, pues, en el SW. del cerro y son de difícil análisis estratigráfico por falta de afloramientos o registros. En su conjunto pueden considerarse 180-200 metros de secuencias arenisca-pizarra, sin perjuicio de que aparezcan algunos ciclothemias.

En cambio, en las Minas de Santo Firme puede obtenerse una buena serie estratigráfica, que es como sigue:

Muro: No es visible.

- 30 m. Visibles pizarras grises micáceas, varvadas en el techo.
- 0,35 m. Carbón. Capa "Gavitos". Tiene techo de 0,5 m. de sapropelita y una capita de 0,005 m. de carbón.
- 6 m. Areniscas amarillentas micáceas.
- 5 m. Pizarras negras sapropelíticas.
- 2 m. Arenisca.
- 0,75 m. Carbón. Capa "Vena Nueva". Tiene techo de sapropelita y una capita de 0,005 m. de carbón.
- 8 m. Arenisca amarillenta grisácea.
- 10 m. Zona de secuencias arenisca-pizarra gris con varvas. Hay también tramos de 25 metros de pizarras grises conteniendo:

*Aviculopecten scalaris.*

*Posidomya beckeri.*

*Antracosia bipennis.*

*A. carbonaria* y otros moluscos.

- 1 m. Arenisca.  
 0,6 m. Carbón. Capa "Alemanes".  
 5 m. Arenisca gris micácea.  
 15 m. Pizarras negras micáceas. En la parte alta son sapropélicas y contienen:

*Sigillaria conferta* Boulay.  
*Mariopteris acuta*.  
*Alethopteris lonchitica* Sdel.  
 Otros restos. Las últimas especies, muy abundantes.

- 2 m. Areniscas.  
 1,25 m. Capa de carbón "Reguerón".  
 3 m. Arenisca gris micácea.  
 16 m. Pizarras grises micáceas. Entre la parte alta son ampelíticas y contienen tallos de *Sigillaria*, entre los que se han reconocido:

*Sigillaria conferta* Boulay.  
*S. elegaris* Stern.  
*S. hexagona* Brogn.  
*S. schlotheimi* Brogn.  
*Sigillaria* sp.

- 1,2 m. Arenisca.  
 1,25 m. Carbón. Capa "Nobleza".  
 4 m. Arenisca amarillenta compacta.  
 4 m. Pizarras.  
 3 m. Areniscas gris-negruczas micáceas.  
 0,9 m. Carbón. Capa "Venuca".  
 5 m. Arenisca gris oscura micácea.  
 25 m. Pizarras grises arcillosas.  
 3 m. Arenisca amarillenta con estratificación oblicua, inclinada hacia el E. 15°.  
 20 m. Pizarras arcillosas oscuras conteniendo moluscos, entre ellos

*Mytilus lingualis*.  
*Aviculopecten scalaris*.  
*Posidonomya beckeri*.  
*Antracosia bipennis*.  
*A. carbonaria*.  
*Bellerophon navicula*.  
*Entomys grand-euryi*.

- 5 m. Areniscas.  
 4 m. Pizarras arcillosas muy oscuras.  
 1,25 m. Carbón, "Vena del Medio", Tiene techo de sapropelita y una venilla de carbón de 0,01 m.  
 1,8 m. Arenisca amarillenta.  
 58 m. Pizarras arcillosas grises con fauna de moluscos en la base:

*Antracosia bipennis*.  
*A. carbonaria*.  
*Sanguinolites subcarinatus*.  
*Naticopsis planispira*.  
*Orthonema conica*.  
*O. choffati*.  
*Bellerophon navicula*.  
*Entomis grand-euryi*.

En la parte alta son más arenosas y contienen restos de

*Sigillaria* y *Calamites*.

- 0,1 m. Carbón. Capa "Aguila 1.ª".  
 1,5 m. Arenisca.  
 4 m. Pizarras negras con:

*Mariopteris acuta*.  
*Mariopteris* sp.  
*Alethopteris lonchitica* Schl.  
*Alethopteris* sp.  
*Lepidostrobus variabilis* L. y H.

- 2 m. Areniscas.  
 0,2 m. Carbón. Capa "Aguila 2.ª".  
 14 m. Pizarras negras con restos de helechos.  
 1,4 m. Carbón. Capa "Aguila 3.ª".  
 2 m. Areniscas.  
 1 m. Pizarras.  
 2,5 m. Areniscas con restos de *Calamites* y *Sigillaria*; se ha reconocido:

*Calamites cisti* Brogn.  
*Sigillaria hexagona* Brogn.

- 17 m. Pizarras grises y negras arcillosas.  
 0,1 m. Carbón. Capa "Aguila 4.ª".  
 1,2 m. Arenisca micácea.

- 20 m. Pizarras negras compactas, nodulosas.
- 3 m. Areniscas delgadas y pizarras alternando.
- 16 m. Pizarras negras arcillosas con restos de moluscos.
- 1,8 m. Arenisca.
- 0,3 m. Carbón. Capa "Nueva".
- 0,45 m. Arcilla sapropélica.
- 0,02 m. Carbón.
- 5 m. Arenisca micácea.
- 38 m. Pizarras negras nodulosas con moluscos.

*Naticopsis planispira.*  
*Orthonema conica.*  
*Antracosia carbonaria.*  
*Entomis grand-euryi.*

- 2 m. Pizarras negras arcillosas micáceas.
- 0,5 m. Carbón. Capa "Tejera 1.ª".
- 4,2 m. Pizarras negras.
- 0,5 m. Carbón. Capa "Tejera 2.ª".
- 3,8 m. Pizarras negras.
- 0,1 m. Carbón. Capa "Carbonero" (sapropelita).
- 5 m. Pizarras negras.
- 2,25 m. Carbón. Capa "Tejera 3.ª".
- 0,3 m. Sapropelita.
- 0,01 m. Carbón.
- 45 m. Pizarras negras arcillosas. En la parte media tienen moluscos como los anteriores.
- 0,4 m. Carbón. Capa "Marta".  
Pizarras con crinoides y moluscos.

Estas pizarras no están muy alejadas, estratigráficamente, de las capas de la base del corte de la carretera de Villabona.

Las faunas encontradas por Almela y Ríos (5) corresponden, a nuestro juicio, a la parte alta de este paquete, pues no aparecen en él. Transcribimos las especies reconocidas por aquellos autores:

*Mourlonia* cf. *subconoidea* Koninck.  
*Hemizyga* cf. *inflata* Kn.  
*Solemiscus* sp.  
*Nuculana sharmani* Ether.  
*Cyathocrinites* ?  
*Poteriocrinites*.  
*Platycrinites* cf. *laevis*.

*Zeacrinites* sp.  
*Rhodocrinites* sp.

Estas faunas acreditan el carácter parálico de la cuenca asturiana en los albores del Westfaliense.

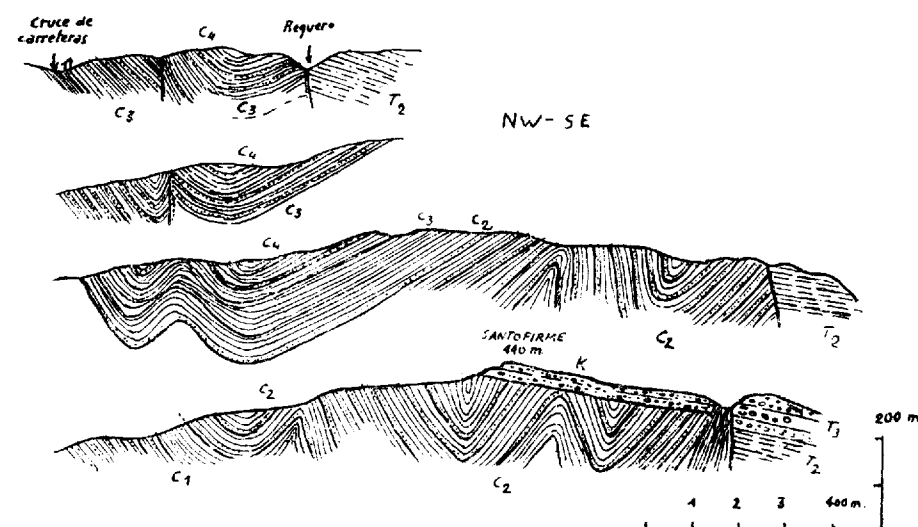


Fig. 3.—Estructura del Carbonífero de Santo Firme.

- C<sub>1</sub>. 180-200 m. Serie del SW. Secuencia de arenisca y pizarra con algún ciclothema.  
 C<sub>2</sub>. 600-650 m. Serie de ciclothemas con flora (véase texto) alternando con algunos horizontes de pizarras con moluscos y crinoideos.—C<sub>3</sub>. 100 m. Secuencias areniscas-pizarras, generalmente estériles y pobres en flora y fauna.—C<sub>4</sub>. 70-80 m. Conglomerados en la base, seguidos de secuencias de areniscas y pizarras con un horizonte calizo. En los últimos 40 m., flora análoga a la de C<sub>2</sub>.—Todos los tramos corresponden al Westfaliense A y B.

En su conjunto, podemos considerar en el Carbonífero de Santo Firme, los siguientes elementos estratigráficos:

- 1) 180-200 m. Serie del SW. Secuencia de arenisca y pizarra con algún ciclothema.
- 2) 600-650 m. Serie de ciclothemas conteniendo la flora ya indicada, alternando con algunos horizontes de pizarras arcillosas con moluscos marinos (serie de las Minas).
- 3) 100 m. Secuencias areniscas pardas-pizarras, generalmente estériles y pobres en flora y fauna.
- 4) 70-80 m. Conglomerados en la base seguidos de secuencias de areniscas y pizarras con un horizonte calizo. En

los últimos 40 metros hay una flora análoga a la del tramo 2). El corte de detalle que hemos dado anteriormente pertenece a este tramo.

El muro de esta formación, en opinión de Barrois (6), transcrita por Malleda (66), sería el Devónico, con ausencia de la caliza de montaña. En realidad no existe ninguna prueba en este sentido, puesto que dicho muro no ha sido encontrado nunca, ni en los sondeos ni en las exploraciones mineras. Nada se opone, por el contrario, que dicho muro sea, como en el resto de la cuenca, la caliza de montaña. Los contactos visibles del Carbonífero de Santo Firme con otros terrenos son siempre por fallas.

La flora es conocida desde los tiempos de Schulz (78) y Barrois (6) como correspondiente al Westfaliense A + B. El conjunto de especies recogidas es el siguiente:

*Calamites cisti* Brogn.  
*Sigillaria conferta* Boulay.  
*S. cortei*.  
*S. elegans* Stern.  
*S. hexagona* Brogn.  
*S. schlotheimi* Brogn.  
*S. tessellata* Brogn.  
*S. transversalis* Brogn.  
*Sigillaria* sp.  
*Mariopteris acuta*.  
*Alethopteris lonchitica* Schb.  
*Lepidostrobis variabilis* L. y H.

### c) La sedimentogénesis carbonífera durante el Westfaliense A+B.

El análisis estratigráfico de la serie de Santo Firme nos revela que durante el Westfaliense A + B, en la cuenca carbonífera asturiana, tuvo lugar una sedimentación de tipo parálico, rítmica, ciclométrica y megaciclométrica.

Los primeros 200 metros constituyen una serie rítmica formada por ocho secuencias arenisca-pizarras, los tramos pizarrosos cinco o seis veces más potentes que los arenosos; este dominio de metacoloideos parece indicar un relieve poco enérgico ya maduro en un área fuente de sedimentos, situada en zona de ectinitas (abundancia de moscovita). Los litotopos arenosos de la secuencia deben atribuirse mejor a momentos de aumentos periódicos en la intensidad erosiva que a oscilaciones del nivel de base.

Con la capa "Gavitos" comienza la deposición ciclothemática. El litotopo detrítico está a 25 metros por debajo del lecho carbonoso. Entre "Gavitos" y "Vena Nueva" hay un ciclothema abortado formado por la secuen-

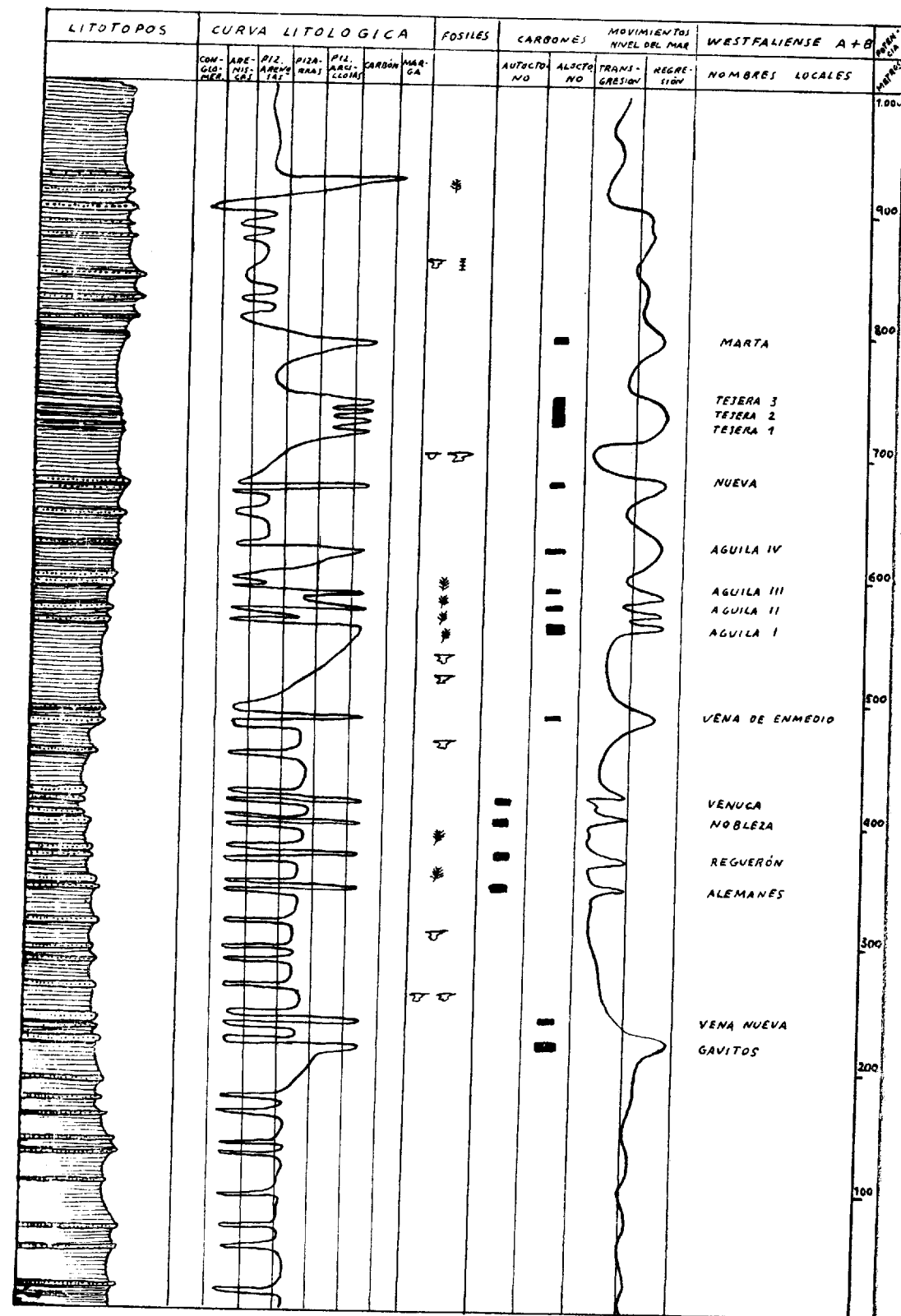


Fig. 4.—Análisis estratigráfico del Westfaliense A-B de Santo Firme.



cia ternaria arenisca-pizarrosa arcillosas-arenisca. "Vena Nueva" está instalada entre techo y muro de areniscas y lo propio pasa con "Alemanes", "Reguerón", "Nobleza", "Venuca" y "Nueva"; es decir, que parte de las capas de Santo Firme no forman ciclothemias típicas. Ello hace pensar en una génesis autóctona para estas capas, estrechamente ligadas a depósitos detríticos. En cambio "Gavitos", "Vena del Medio" y "Aguilas 1.ª, 3.ª, 4.ª" forman parte de la típica secuencia ternaria pizarra-carbón-arenisca, característica del ciclothema típico. Finalmente, las tres "Tejeras" y "Marta" están entre pizarras.

Ello induce a creer que la sedimentación ciclothemática, comenzada con el depósito de "Gavitos", fue interrumpida por una abundante sedimentación detrítica que coincide con una primera invasión marina, representada por los litotopos de pizarras con moluscos. El depósito de "Alemanes" inicia el máximo de la sedimentación detrítica con "Reguerón", "Nobleza" y "Venuca". Más hacia arriba los litotopos van enriqueciéndose en metacoloideos hasta llegar a las "Tejeras", cuatro capas situadas entre pizarras. Más allá de "Marta" la sedimentación continúa normal. Una excepción en toda esta serie es el depósito de la caliza margosa que aparece cerca del techo de la formación.

La alternancia de pizarras con moluscos, con los ciclothemias, nos permite dilucidar las oscilaciones del nivel del mar durante los 40-50.000 años que probablemente duró la sedimentación de Santo Firme. La serie basal, o del SW., está formada por secuencias terrígenas que culminan con el depósito de "Gavitos". Seguidamente tiene lugar la primera transgresión, determinada por las pizarras con moluscos y el dominio de las aportaciones detríticas. Las capas de carbón de este tramo pueden ser alóctonas y de origen litoral. La estratificación oblicua que aparece en algunas areniscas parece corroborarlo, y la orientación de las "laminae" parece indicar que las aportaciones proceden del oeste.

En este caso, el mar comenzaría a entrar en regresión en "Vena del Medio", pero es sólo un intento tímido, puesto que las pizarras con moluscos que se le superponen indican un nuevo episodio parálico, pero fugaz, puesto que en las "Aguilas" impera de nuevo la regresión, que conservará su hegemonía, entre fugaces intrusiones parálicas, una entre "Nueva" y las "Tejeras" y otra al final de la serie.

Todo parece indicar, pues, que durante la sedimentación de Santo Firme existía un país emergido hacia el SW., en cuyos márgenes se formaban ya depósitos límnicos, ya parálicos, a tenor de las oscilaciones del nivel marino de un océano que se extendía ampliamente hacia el este.

## B) EL TRIASICO

### a) Generalidades.

El Trías aflora al norte de Santo Firme, formando el valle de Villabona, el alto de La Miranda y las vertientes del cerro de Castiello. También se desarrolla en la parte NW. de la zona estudiada, formando parte del valle de Cancienes.

Los primeros datos sobre este Trías proceden de Schulz (77, 78) y Barrois (6), y sobre todo de Karrenberg (36), estudiando el Mesozoico de Asturias y Santander. También existen algunos datos de zonas limítrofes de Adaro (1, 2, 3), Sampelayo (32) y Patac (73, 74). Recientemente Almela y Ríos (5) hablan del Trías al hacer el estudio del Mesozoico cantábrico con fines industriales.

### b) Los afloramientos.

En los afloramientos visibles dominan las margas abigarradas con aspecto de Keuper, con algunas delgadas intercalaciones más margosas, de hasta 0,3 metros de potencia, de color azulado o verde claro. Estos tramos margosos alternan con otros calizo-dolomíticos de 5 a 8 metros de potencia, como ocurre en el valle de Cancienes, entre Agüera y La Seta, frente al kilómetro 17 de la carretera de Avilés. Allí la base de estos tramos calizos está precisada por la existencia de horizontes yesíferos que fueron explotados no hace mucho tiempo.

En el valle de Villabona es donde el Trías aparece más completo dentro de la zona estudiada y donde afloran las capas más bajas; no obstante, el gran número de fallas que cortan este valle y la vegetación hacen difícil obtener series completas. Uno de los afloramientos más bajos está en la estación de Villabona; la trinchera del ferrocarril, en dirección a Oviedo, corta dolomías y margas abigarradas; estas últimas tienen intercalaciones de calizas de 0,2-0,3 metros y areniscas rojas del mismo espesor. Las mismas capas se encuentran en la entrada norte del túnel del ferrocarril. Con ellos se ponen en contacto los conglomerados cretácicos.

A lo largo de la carretera de Villabona a la general de Avilés hay también varios afloramientos de Trías; son margas abigarradas con intercalaciones delgadas de areniscas rojas y de calizas; son todas idénticas a las de la estación. También entre los Km. 153-154 afloran las margas abigarradas con una potencia visible de 60-70 metros. Tienen intercalaciones de 0,05-0,1 metro de calizas dolomíticas amarillentas, areniscas rojizas y margas azuladas.

El corte más completo del Trías, aunque sólo de su parte alta, nos lo ofrecen las vertientes del cerro de Castiello. Las capas más bajas visibles se

encuentran en la vertiente norte del cerro de Villar, contorneado por la carretera de Avilés entre los kilómetros 11-12. Ascendiendo a este cerro por la vertiente norte, y siguiendo la carretera hasta La Miranda, puede obtenerse el siguiente corte:

Muro: no es visible:

- 20 m. Visibles, margas abigarradas.
- 5-6 m. Dolomías amarillentas.
- 12-15 m. Margas abigarradas.
- 4-5 m. Dolomías.
- 25 m. Margas abigarradas.
- 2-3 m. Dolomías amarillentas.
- 40-45 m. Margas abigarradas con horizontes de 0,05-0,2 m. de margas azuladas más calizas.

Este tramo margoso forma el collado de La Miranda y los cerros del sur del mismo hasta el cruce con la carretera de Villabona. Las vertientes occidentales y meridionales del cerro de Castiello permiten continuar el corte como sigue:

- 5-6 m. Dolomías amarillentas cavernosas (carniolas).
- 30-35 m. Margas abigarradas yesíferas.
- 20 m. Dolomías amarillentas. En la base hay un horizonte lumaquélico, formado por moldes de lamelibranquios indeterminables.
- 15 m. Visibles, margas azuladas.

Techo: conglomerados kimmeridgienses.

La última capa de 20 metros, con lumaquelas de lamelibranquios, es idéntica a las capas de San Justo, cerca de Corvera, a tres kilómetros al oeste de Castiello, donde se encontró un ammonites, *Caloceras* cf. *pirondi* Rey, determinado por Mouterde, que sitúa este horizonte en el Hettangiense inferior. Las capas de Villar y de la base de Castiello deben de corresponder pues, con toda probabilidad, al límite Keuper-Lías, estableciéndose una zona de transición entre Lías y Triásico.

### c) Los sondeos.

Los perfiles más completos de este Triás son los proporcionados por los sondeos realizados en busca del posible substrato carbonífero.

El sondeo de Campañones, realizado por la Real Compañía Asturiana de Minas en 1952, proporcionó el siguiente corte del Triás:

- 22,2 m. Margas rojas.
- 9,45 m. Alternancia de calizas y margas rojas.
- 11,5 m. Caliza. En la base, una fajita de marga roja y gris.
- 34,93 m. Calizas grises y rojizas.
- 2 m. Pizarra.
- 9,78 m. Caliza gris con mucho cuarzo y marga negra.
- 6,7 m. Areniscas.
- 54,85 m. Caliza gris.
- 27,37 m. Alternancia de calizas grises y pizarras negras.
- 47,22 m. Calizas grises claras y oscuras.
- 15,10 m. Arena clara y caliza gris.
- 20,12 m. Pizarra negra y yeso.
- 10,40 m. Caliza oscura.
- 4,04 m. Marga rojiza.
- 3,08 m. Caliza gris.
- 1,84 m. Sulfato de cal.
- 84,93 m. Alternancia de yeso rojo y yeso gris.
- 10,09 m. Alternancia de marga roja y oscura.
- 3,67 m. Cuarcita con yeso.
- 2,40 m. Marga roja.
- 3,2 m. Pizarra.
- 4,65 m. Marga roja.
- 5,06 m. Arenisca.
- 12,22 m. Caliza gris en el techo y marga roja el resto.
- 76,67 m. Arenisca en el techo y el resto de marga roja.
- 2,80 m. Pizarra gris.

Este perfil constituye una serie de 510 metros en potencia, donde parece estar representado el Lías y la zona de transición al Triás y parte del Keuper. Los primeros 225 metros presentan litotopos en todo análogos a los del Hettangiense de Gijón y Avilés; los 75 metros siguientes, hasta los 300 metros de profundidad total, pueden representar la zona de transición, aunque no han sido vistas las capas de lumaquelas de lamelibranquios. El Keuper puede empezar tal vez con la zona yesífera, a los 300 metros, hasta el final del sondeo, a los 510 metros.

Otro sondeo muy interesante fue el efectuado, en 1955, por la Sociedad de las Minas de Santo Firme, en el Triás de la carretera de Villabona, kilómetros 1-2. El sondeo se inició en las margas yesíferas, cortándose las siguientes capas:

- 20 m. Margas abigarradas.
- 64 m. Margas rojas yesíferas.
- 4 m. Arenisca roja.

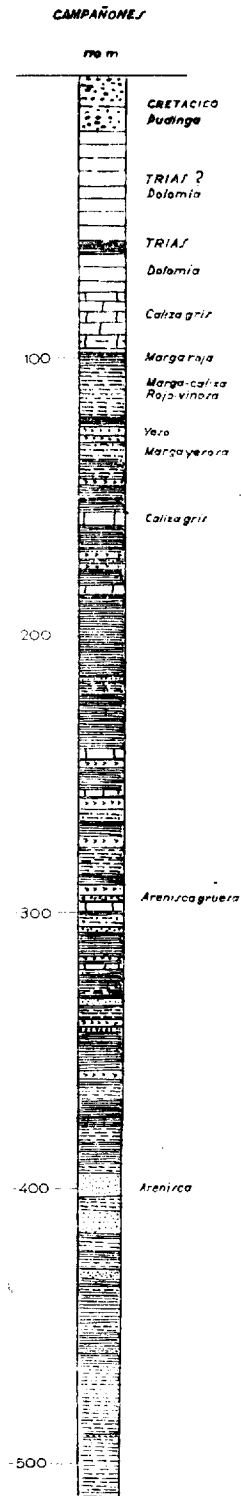


Fig. 5.—Corte del sondeo de Campañones (véanse los litotopos en el texto).

- 55 m. Margas rojas yesíferas.  
 61 m. Alternancia de margas rojas y areniscas rojas en capas de 2-5 metros.  
 5 m. Arenisca roja.  
 3 m. Conglomerados rojos.  
 29 m. Margas rojas.  
 5 m. Conglomerado rojo.  
 42 m. Margas rojas.  
 2 m. Arenisca roja.  
 5 m. Margas rojas.  
 6 m. Conglomerado rojo.  
 20 m. Marga roja yesífera.  
 5 m. Arenisca amarillenta.  
 33 m. Margas rojas yesíferas.  
 5 m. Conglomerado rojo de grano fino.  
 40 m. Margas abigarradas.  
 2 m. Arenisca roja.  
 1 m. Margas rojas y abigarradas.

Muro: Pizarras negras micáceas, areniscas micáceas y una capa de carbón.

El sondeo alcanzó 447 metros, habiendo llegado al muro de Westfaliense, sin ninguna duda prolongación hacia el norte de la cuenca de Santo Firme. La naturaleza del contacto de este sondeo, entre la base del Trías y el Carbonífero, es dudosa, puesto que en todos los afloramientos de Asturias donde es visible la base del Trías (Arnao, Heros, etc.), las capas inferiores son conglomerados rojos cuarzosos, mientras que aquí son margas abigarradas. Como por otra parte el sondeo está hecho en las inmediaciones de las fallas de la vertiente norte de Santo Firme, nada tendría de particular que cortara una de ellas.

Todo parece indicar que las capas inferiores del Trías no aparecen en esta zona ni siquiera en los sondeos. No es ésta, no obstante, la opinión de Almela y Ríos (5), que sitúan la mayor parte del Trías del valle de Villabona en el Buntsandstein.

#### d) Ensayo de correlación y edad.

La correlación entre los sondeos entre sí y entre éstos y la serie que puede obtenerse en la superficie no es fácil de hacer, puesto que no existe capa-guía alguna ni hay identidad entre los litotopos, ni posibilidad de comparación paleontológica por falta de fósiles. Estas circunstancias se agravan por el hecho de que el sondeo de Campañones no ha sido controlado personalmente y, en cambio, hemos visto buena parte de los testigos del de Villabona.

En principio, por su posición respecto a los conglomerados kimmeridgienses, los techos de las series de Campañones y de Castiello deben de corresponder a unidades muy próximas en sentido cronológico, pero como los litotopos del Trías varían rápidamente sus litofacies en sentido longitudinal la sucesión petrográfica es algo distinta. Por otra parte, como los conglomerados kimmeridgienses son discordantes sobre el Lías, el substrato sobre el que se apoyan puede ser de edad distinta en Campañones y en Castiello.

Las litofacies de evaporitas más altas las consideramos como pertenecientes al Keuper, puesto que por encima de ellas aparecen las lumaquelas de Castiello, que deben colocarse en el Hettangiense superior por las razones ya indicadas. Por estos motivos, y por la situación del sondeo de Villabona respecto a la serie de Castiello, es lógico suponer que las capas cortadas por dicho sondeo deban situarse inmediatamente por debajo de las del cerro de Castiello. Con lo que, juntando ambas series, obtendremos el perfil más completo del Trías de esta zona.

En cuanto a la edad es posible que esté representado todo el Trías. Ya ha indicado Karrenberg (36) las analogías de litofacies entre el Buntsandstein y el Keuper, y el escaso desarrollo que presenta el Muschelkalk marino. No cabe duda acerca de la edad keuper del techo de la formación, con tránsito hacia el Lías, pero no es posible delimitar el límite inferior del Keuper. Tampoco conocemos con certeza el límite inferior del Trías, pues sospechamos que el muro del Trías en el sondeo de Villabona es una falla. No obstante, por los litotopos, ricos en elementos detríticos gruesos alternando con tramos de evaporitas, esta base de Villabona tiene más aire de Bunt que de Keuper. Sería necesario un estudio mucho más extenso del Trías asturiano para poder establecer una más amplia correlación estratigráfica y, por tanto, afinar más respecto a la edad.

Provisionalmente, y utilizando las series de Castiello y Villabona, estableceremos las siguientes series estratigráficas:

Muro: *Carbonífero*.

*Buntsandstein*. 220 m. Alternancia de margas abigarradas, con capas delgadas de conglomerados y areniscas rojas y tramos de evaporitas. (Yesos inferiores.)

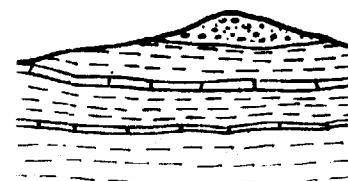
*Muschelkalk* (?). 60-70 m. Alternancia de areniscas rojas con margas abigarradas algo yesíferas. (Yesos medios.)

*Keuper*. 140 m. Margas yesíferas con algunas capas de areniscas intercaladas. (Yesos altos.)

130 m. Margas abigarradas alternando con capas de 0,5 a 5 metros de dolomías.

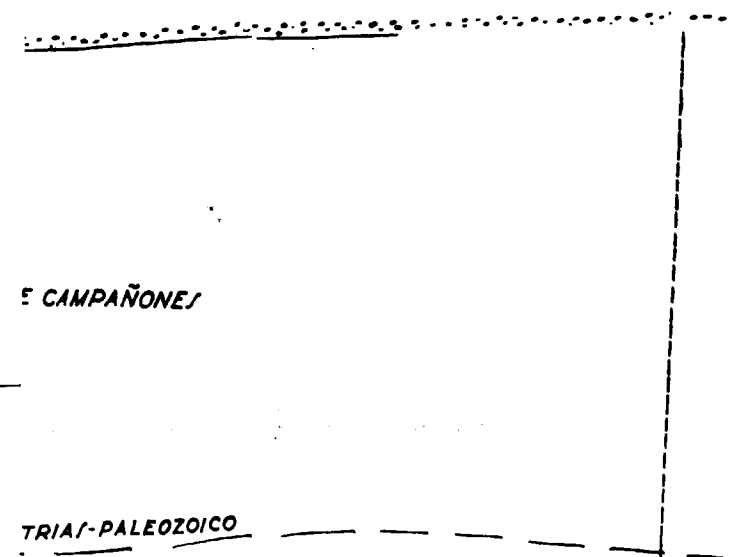
30 m. Margas yesíferas. (Yesos superiores.)

Techo: Lumaquelas hettangienses.



SSW.-NNE.

VALLE DE PIL  
SONDEO ELECT



: geológico provisional de los

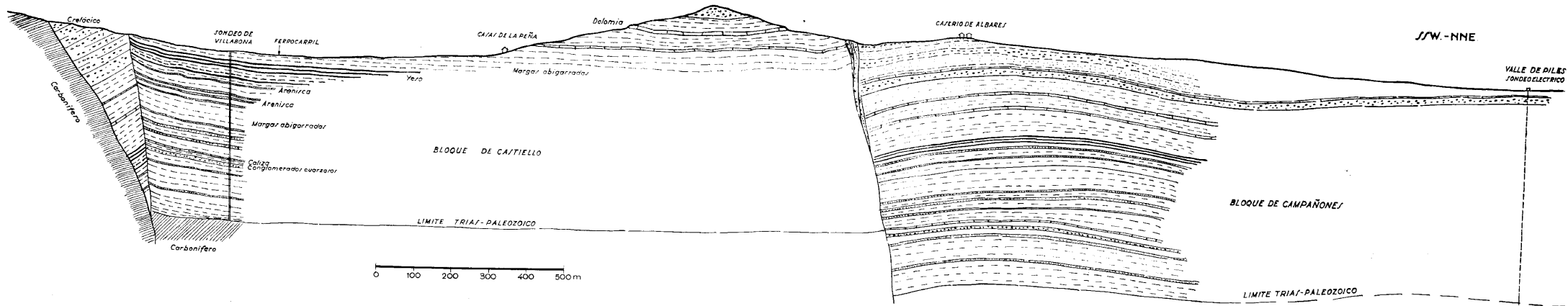


Fig. 6.—Corte geológico provisional de los bloques de Castiello y Campañones, por N. Llopis Lladó.

e) **Sedimentogénesis y consideraciones paleogeográficas.**

La sedimentogénesis triásica tuvo lugar en el extremo más occidental de la cuenca mesozoica pirenaica, sobre una plataforma continental sujeta a frecuentes oscilaciones epirogenéticas o eustáticas (53, 57). De aquí las exageradas influencias continentales que aparecen en todos los litotopos y determinan características muy particulares:

- 1.º Aire keuperoide de todos los tramos, que les hace difíciles de colocar estratigráficamente. En efecto, las litofacies de evaporitas se encuentran en todos los niveles, dando aspecto de Keuper a toda la serie.
- 2.º Ausencia casi completa de elementos calizos del Muschelkalk. En la zona estudiada no aparecen. Llegan muy tardíamente, al finalizar el Keuper.
- 3.º Influencia continental muy marcada.

En efecto, los primeros 200 metros de litotopos que hemos atribuido al Buntsandstein constituyen una serie rítmica formada por la secuencia conglomerado o arenisca-margas abigarradas o margas yesíferas.

Los espesores de estos litotopos son distintos; los detríticos son siempre poco potentes, no rebasando los 5 metros; los metacolíoides y las evaporitas, en cambio, alcanzan 40 metros, de tal modo que las potencias totales son del orden de 120 metros de margas abigarradas, 60 de evaporitas y 20 de detríticos sobre 200 metros de espesor total.

Estos ritmos pueden tener origen climático; las capas de detríticos, que evidentemente corresponden a momentos de más fuerte intensidad erosiva en el macizo marginal, pueden representar por su escasa potencia periodos efímeros de humedad intercalados en una región árida o semiárida capaz de permitir la generación de evaporitas. El territorio marginal estaba peneplanizado o a lo más poseía un relieve extremadamente maduro (penillanura pretriásica).

Estas condiciones persistieron durante todo el Buntsandstein, y se continuaron probablemente en el Muschelkalk. Tanto si el Trías medio está representado en la serie de Villabona, como si existiese una laguna Bunt-Keuper, las condiciones paleogeográficas fueron las mismas en esta zona.

Las capas detríticas se reducen aún más en la serie considerada como Keuper, pero se introduce en cambio un régimen algo menos litoral representado por las intercalaciones de dolomías de la parte. Las areniscas representan aquí sólo el 3,3 por 100 del espesor total, y las dolomías el 6,6 por 100, correspondiendo a las margas yesíferas el 50 por 100 y a las margas abigarradas el 40 por 100. El grueso de la sedimentación son, pues, evapo-

ritas y metacoloideas, lo que parece indicar que el régimen climático marginal es aún más severo en el Keuper que en el Buntsandstein.

La sedimentación triásica se desarrolló pues, en esta zona, sobre una plataforma continental en región litoral, donde se formaban las evaporitas en los momentos de descenso del nivel marino. La abundancia de metacoloideas es consecuencia probablemente de la madurez del relieve marginal y también de la sequedad del clima. Sólo los depósitos detríticos corresponden a momentos de aumento de la intensidad erosiva en el área fuente de sedimentos.

#### D) EL LIASICO

##### a) Generalidades.

El Lías ocupa poca extensión en la zona estudiada y está siempre extremadamente relacionado con el Triásico, al que ya hemos dicho pasa insensiblemente; Schulz (78), Adaro (1) y Karrenberg (36), sobre todo este último, nos hablan del Lías de esta zona; Dubar y Mouterde, que han estudiado todo el Lías asturiano, han dado ya algunos avances de sus estudios (17, 18). Almela y Ríos (5) tratan también recientemente del Lías de esta zona. En las regiones limítrofes se han ocupado de este terreno Jiménez de Cisneros (3), Gómez de Llarena (23) y Martínez (69).

##### b) Los materiales.

Los afloramientos del Lías pueden dividirse en tres conjuntos: primero, cerros de Castiello y Remopia; segundo, Venta del Jamón, y tercero, zona de Belaño, Fontanielles y Serín.

Las capas más bajas del Lías aparecen en los cerros de Castiello, tal como ya se ha indicado al hablar del Triás; el límite inferior es impreciso, puesto que el régimen de evaporitas del Keuper invade probablemente la base del Lías. Las lumaquelas amarillas, formadas por lamelibranquios, en las cuales se han encontrado *Caloceras* cf. *pirondi*, pertenecen con toda certeza al Hettangiense superior. En la vertiente sur de Castiello, ascendiendo desde el caserío de la Peña al de Castiello, el camino vecinal corta las siguientes capas:

- Muro: margas abigarradas y yesíferas atribuidas al Keuper.  
 20 m. Dolomías amarillentas. En la base hay unas lumaquelas amarillas formadas por lamelibranquios indeterminables.  
 15 m. Margas azuladas.  
 Techo: conglomerados kimmeridgienses.

La parte alta del sondeo de Campañones, hasta los 250 metros de profundidad, debe de colocarse en el Lías, tal como ya hemos indicado; las capas son las siguientes:

- 22,2 m. Margas rojas.  
 9,45 m. Alternancia de calizas y margas rojas.  
 11,5 m. Caliza. En la base, una fajita de margas rojas y grises.  
 34,93 m. Calizas grises y rojizas.  
 2,00 m. Pizarra.  
 9,78 m. Caliza gris con mucho cuarzo y marga negra.  
 6,7 m. Arenisca.  
 54,85 m. Caliza gris.  
 27,37 m. Alternancia de calizas grises y pizarras negras.  
 47,22 m. Calizas grises, claras y oscuras.  
 15,10 m. Arena clara y caliza gris.  
 Muro: pizarras negras y yeso.

El muro de esta serie puede correlacionarse con los yesos superiores triásicos, en cuyo caso los 15,10 metros de arena clara y caliza gris pueden equipararse a los 20 metros de dolomías amarillentas de Castiello. El control de los testigos de un sondeo corre generalmente a cargo de un capataz de sonda,

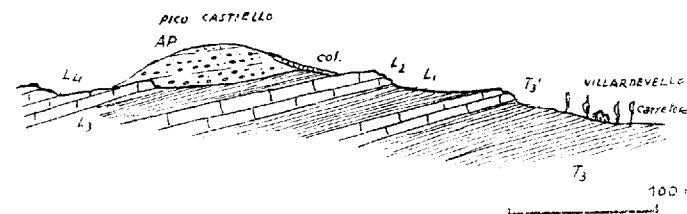


Fig. 7.—Corte geológico del Cerro de Castiello.

- T<sub>3</sub>. Margas abigarradas del Keuper.—T<sub>3</sub>'. 5 m. Dolomías cavernosas.—D<sub>1</sub>. 15 m. Margas abigarradas, posiblemente hettangienses.—L<sub>2</sub>. Calizas tableadas con fauna de lamelibranquios que acompaña a *Caloceras pirondi*, del Hettangiense inferior.—L<sub>3</sub>. Margas azuladas.—L<sub>4</sub>. Dolomías compactas del Hettangiense superior.—AP. Conglomerado kimmeridgiense.—Col. Coluvión del conglomerado.

que clasifica "de visu" el material extraído. Las llamadas pizarras son sin duda margas oscuras, grises o azuladas; las dolomías, tan abundantes en todo este Lías, han sido sistemáticamente denominadas calizas. No repugna, pues, hacer la equiparación que precede, en cuyo caso toda la serie de Campañones debe superponerse a la serie de Castiello, como es lógico, por

otra parte, dada la situación de ambas. La serie de dolomías que aparecen a continuación en el sondeo corresponden sin duda alguna a los tramos dolomíticos situados en el límite Trías-Lías (33, 23, 39), antes del hallazgo del ammonites ya indicado en capas más bajas.

En la carretera de Oviedo a Gijón, en Pruvia, Km. 456-457, hay un afloramiento del Lías que permite un corte muy detallado. Almela y Ríos (5) dan recientemente un perfil del mismo, situando sus capas en el Rhetiense. Un corte muy detallado permite reconocer los siguientes litotopos:

Muro: margas abigarradas.

- 1 m. Dolomías amarillentas con leptoclasas en capas de 0,01 a 0,05 metros alternando gruesas y delgadas.
- 1,5 m. Dolomías en capas de 0,1-0,3 metros bastante regulares. Estratificación regular. En general microestratigráfica en todas las capas, especialmente en la parte alta.
- 20 m. Margas azules en la base y abigarradas en la parte alta.
- 3-4 m. Dolomías amarillentas, compactas en la base, con estratificación regular y microestratificación. Capas de 0,1-0,3 metros en la base. En la parte alta, capas de 0,8 a 1 metro.
- 1,5 m. Margas oscuras, verdes en la base.
- 2,0 m. Dolomías amarillentas, completas, con microestratificación.
- 1,0 m. Margas oscuras y amarillentas.
- 1,5 m. Dolomía brechoide.
- 2,0 m. Margas grises oscuras.
- 0,8 m. Dolomías brechoides, amarillentas.
- 0,5 m. Margas oscuras varvadas.
- 2,0 m. Calizas grises algo brechoides.
- Dolomías amarillentas microestratificadas.

Techo: arcillas amarillentas aptienses.

Toda la serie está orientada al WNW, buzando 20° NE. Estas capas se prolongan hacia el SE. y NW. pero pronto son estranguladas por las numerosas fallas que atraviesan esta zona.

Esta secuencia de margas oscuras y dolomías puede corresponder a la base del Lías del sondeo de Campañones.

En el borde norte de la zona estudiada aparecen otros afloramientos liásicos por debajo de los conglomerados kimmeridgienses. En el kilómetro 159 de la carretera de Gijón se halla el contacto de estos conglomerados con las dolomías del Lías, pero no hay buenos cortes hasta un poco más al norte de la carretera a Gijón y a Veriña. Allí aparece un corte que puede seguirse hasta el collado por donde pasa la carretera a Gijón, después de pasar el

kilómetro 161. El conjunto forma un sinclinal muy laxo, en el que pueden reconocerse las siguientes capas:

Muro: no es visible.

- 25-30 m. Margas grises y rojizas.
- 6 m. Dolomías amarillentas.
- 8-10 m. Margas abigarradas.
- 15-20 m. Calizas y dolomías amarillentas.

En la base de este tramo calizo pueden discernirse algunos horizontes según el siguiente detalle de abajo a arriba:

- 1,5 m. Margas rojas.
- 0,4 m. Margas azuladas.
- 0,6 m. Calizas tableadas con lumaquelas de lamelibranquios indeterminables. Este horizonte fosilífero es muy constante.
- 0,2 m. Caliza compacta.
- 0,6 m. Brecha caliza.
- 10,0 m. Calizas dolomíticas, blancas.

A lo largo de la carretera de Veriña hasta Beloño, cerca del límite NE. de la zona estudiada, se encuentran siempre las mismas calizas y dolomías alternando con margas abigarradas. Todo horizontal, con ondulaciones laxas, lo que no permite obtener ninguna serie de interés. Un poco al NE. de

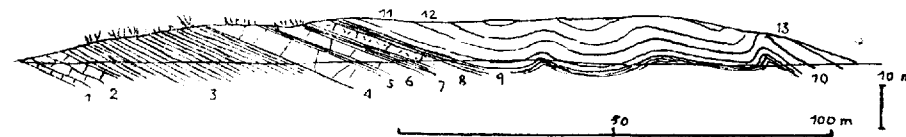


Fig. 8.—Corte geológico del Hettangiense superior del Km. 456 de la carretera de Oviedo a Gijón.

1. 1 m. Dolomías amarillentas, muy fisuradas. Capas de 0,01 a 0,05 m. Polaridad positiva-negativa.—2. 1,5 m. Dolomías en capas de 0,1-0,3 m. Estratificación regular. Microestratificación en todas las capas, más acusada en la parte alta.—3. 20 m. Margas azuladas en la base y abigarradas en la parte alta.—4. 3-4 m. Dolomías amarillas compactas en la base, con estratificación parecida a (2). Luego vienen capas de 0,8 a 1 m., todas con microestratificación.—5. 1,5 m. Margas oscuras verdosas en la base.—6. 2 m. Dolomía amarillenta, compacta, microestratificada.—7. 1 m. Margas oscuras y arcillas.—8. 1,5 m. Dolomías brechoides.—9. 2 m. Margas grises oscuras.—10. 0,8 m. Dolomías brechoides amarillentas.—11. 0,5 m. Margas oscuras microestratificadas.—12. 2 m. Calizas grises algo brechoides.—13. 3 m. visibles. Dolomía amarillenta microestratificada.



Beloño, ya fuera de la zona estudiada, este tramo tiene las mismas características que en Agüera y, como allí, se apoya sobre una hilada de margas yesíferas que deben corresponder a los yesos superiores del Keuper, en cuyo caso estas capas deben homologarse con las de Agüera y Campañones.

Desde la estación de Serín hacia el sur, a lo largo de la trinchera del ferrocarril y al otro lado del puente, puede verse el contacto del Lías con el Kimmeridgiense. El Lías está formado por dos tramos dolomíticos: uno superior, de dolomías cristalinas muy blancas, y otro inferior, de calizas dolomíticas grises bien estratificadas; las capas altas tienen 25-30 metros de potencia; las inferiores tienen 10-12 metros vistos, pero no se ve la base de la formación.

### c) Resumen estratigráfico y edad.

Como se ve, el Lías de esta zona es muy incompleto y sólo están representados los tramos inferiores de transición al Keuper. Las capas más bajas reconocidas paleontológicamente son las lumaquelas amarillas de Castiello, que han de situarse en el Hettangiense superior por la presencia de *Caloceras* cf. *pirondi*, en capas análogas. Todo el resto de la formación liásica está constituido por los tramos dolomíticos y calizos que se situaban en el Rhetiense (23, 33) y que deben ser considerados todavía como hettangienses.

La serie más completa la encontramos en el sondeo de Campañones, con una potencia total de 250 metros.

## E) LOS CONGLOMERADOS KIMMERIDGIENSES Y LOS PROBLEMAS QUE PLANTEAN

El Lías está recubierto casi siempre por un depósito detrítico, coherente, de elementos cuarzosos bien rodados de hasta 0,3 metros de diámetro, que en la zona que nos ocupa fue considerado siempre como Cretácico (77, 78, 8, 9, 10, 11). Karrenberg (36) lo considera como Wealdense. Recientemente Dubar y Mouterde han comprobado que al este de Gijón dicho conglomerado sirve de muro a areniscas y arcillas con fauna kimmeridgiense y que, por lo tanto, debe colocarse en el Jurásico superior. Almela y Ríos (5) hacen idénticas consideraciones y lo colocan en la misma edad. Martínez (69), por extensión cartográfica, coloca en el Kimmeridgiense todos los conglomerados de la zona estudiada hasta Avilés.

La atribución al Kimmeridgiense de los conglomerados de Gijón no ofrece duda alguna, como ya demostraron Dubar y Mouterde (17, 18), pero cuando nos hallamos en una región donde se encuentran materiales cretá-

cicos comienzan a plantearse los problemas de identificación, puesto que, por otra parte, no cabe duda tampoco que el Cretácico tiene potentes capas de conglomerados de características muy semejantes, "grosso modo", a los kimmeridgienses. En el Aptiense de Oviedo (42, 44) hay indiscutiblemente tres horizontes de conglomerados intercalados entre las calizas y arcillas. También en el Aptiense de Luanco y Andromero (39) hay una capa detrítica que tiene características parecidas.

En las zonas como la que nos ocupa, donde los conglomerados de la base del Cretácico se apoyan sobre los conglomerados kimmeridgienses, no es extraño que se hayan dado como cretácicas dos formaciones diferentes, pues el análisis ordinario de campo no permite un diagnóstico seguro.

Existen, no obstante, algunos caracteres petrográficos que permiten sentar un criterio bastante concreto a este respecto. Las características del conglomerado kimmeridgiense de La Providencia (Gijón) son las siguientes:

Cantos medianamente rodados, índices de aplanamiento, 1,6-1,8.

Diámetros: 0,01 a 0,1 m.

Composición: 95 % cuarcita, 5 % lidita.

Matriz arenosa de igual composición que los cantos.

Cemento silíceo.

Isotropía marcada.

Cohesión muy alta. Compactación elevada y lapidificación por diagénesis.

Contiene algunos lentejones de areniscas muy compactas y margas.

Un perfil de estos conglomerados en la misma ermita de la Providencia, en el cantil un poco al norte, permite ver las siguientes capas de arriba a abajo:

7-8 m. Conglomerados con los caracteres tipo ya indicados.

0,7 m. Arenisca compacta con algunos cantos.

0,8 m. Conglomerado tipo.

0,6 m. Margas rojas y azuladas.

1,0 m. Arenisca compacta.

2,0 m. Conglomerado tipo.

0,3 m. Arenisca compacta.

1,0 m. Conglomerado tipo.

Muro: Lías.

Las características de la capa superior detrítica del Aptiense de Oviedo, en el Km. 3 de la carretera a Trubia, son las siguientes (42):

Cantos medianamente rodados; índices de aplanamiento, 1,8-1,9.

Diámetros: 0,05 a 0,18.

Composición: 98 % cuarcita, 2 % lidita.

Matriz arenosa, de igual composición que los cantos.

Sin cemento. Anisotropía. Granoselección.

Cohesión baja. Roca incoherente, sin compactación ni lapidificación.

Contienen frecuentemente lentejones de arena con estratificación cruzada, arcillas oscuras y lechos de lignito.

Esta roca es la clásica "piedra fabuda", así llamada por la forma y tamaño de los cantos, que en general no sobrepasan los 0,03 metros de longitud máxima.

Estos caracteres parecen poder permitir establecer, en principio, un criterio de separación; especialmente el grado de lapidificación es muy constante y fácil de determinar en el campo. Este carácter repercute en los caracteres físicos de las rocas y así, mientras el conglomerado kimmeridgiense es una roca impermeable por imbibición, la "piedra fabuda" clásica es totalmente permeable y constituye en Oviedo los niveles freáticos que se explotan (42, 54, 55, 56).

A nuestro modo de ver, en la zona estudiada aparecen superpuestos ambos tipos de conglomerados. A lo largo del valle de Villabona, entre Gijón y Serín, entre los kilómetros 154,3 y 155 del ferrocarril a Gijón, afloran conglomerados plegados en anticlinal laxo. En el flanco este puede obtenerse el siguiente corte:

Muro: no es visible, pero no están muy profundas las dolomías hettangienses que afloran al otro lado del valle.

25 m. Conglomerado cuarzoso, compacto y coherente, silicificado, con lentejones de arenas de hasta un metro, también muy compactas.

5-6 m. Areniscas abigarradas.

2 m. Caliza dolomítica.

5-6 m. Margas abigarradas.

2 m. Pudingas de cantos de hasta 0,2 m. sin lapidificar. Elementos de cuarcita.

5-6 m. Arenisca compacta amarillenta.

80 m. Conglomerados cuarzosos de cantos de hasta 0,3 m., sin lapidificar.

Estos conglomerados se desarrollan por encima de estas hiladas, formando los relieves de Campañones. Son siempre de cohesión muy baja y alternan con capas margosas y arcillosas de 1 a 2 m. La potencia total de este conjunto no sobrepasa los 140 metros.

Las capas basales tienen todas las características del conglomerado kimmeridgiense y no repugna considerarlas como de esta edad. Las capas superiores, en cambio, son mucho más parecidas a los conglomerados aptienses. Las areniscas y calizas intermedias, que acreditan claramente una importante interrupción en la sedimentación, pueden, en este corte, constituir el límite Kimmeridgiense-Aptiense. Así pues, mientras no se demuestre lo contrario, consideraremos provisionalmente a las series detríticas de los cerros de Gallinal y Tabladiello como kimmeridgienses en la base y aptienses en la parte alta.

Esta superposición es lógica, por parte, si se tiene en cuenta que los conglomerados kimmeridgienses se siguen ininterrumpidamente en el terreno, desde Gijón hasta nuestra zona, pero allí no hay Aptiense y continúa en cambio la serie kimmeridgiense. A nuestro modo de ver, la transgresión

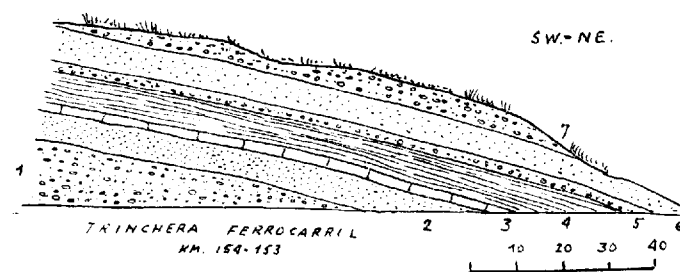


Fig. 9.—Probable límite Kimmeridgiense-Aptiense en la serie detrítica post-liásica.

1. Kimmeridgiense. Conglomerado cuarzoso.—2. 5-6 m. Areniscas abigarradas.—3. 2 m. Caliza dolomítica.—4. 5-6 m. Margas abigarradas.—5. Aptiense? Pudinga cuarzosa, cantos diámetro 0,3 máx., sin lapidificar.—6. 5-6 m. Arenisca muy compacta, amarillenta.—7. Pudinga como la anterior.

kimmeridgiense llegó solamente hasta la altura de Posada de Llanera por el SW., dejando como testigo el caparazón de conglomerados de la cumbre de Santo Firme, que de ningún modo puede colocarse en el Permotriás, como hacen Almela y Ríos (5) en su mapa. En Oviedo ya no se encuentran los conglomerados kimmeridgienses y sí en cambio los aptienses, lo que parece apoyar la idea de que hasta allí no llegó el mar kimmeridgiense.

En cambio la dovela de conglomerados y arenas de la vertiente septentrional de Santo Firme tiene todas las características del Aptiense y parece mejor relacionado con el Cretácico de más al este que con los conglomerados de Santo Firme. Almela y Ríos (5), en su mapa, lo sitúan en el Permotriás, sin duda por error tipográfico, pues no tiene ningún carácter de Permotriásico. Está formado por 70 por 100 de cantos de cuarzo, 30 por 100 de pizarras verdes arcillosas y cemento arenoso.

Cerca de Serín, en el puente del ferrocarril a Gijón, cerca del Km. 159 hay otro afloramiento del contacto Lías-serie detrítica, con conglomerados basales con todos los caracteres del Kimmeridgiense, y que en realidad constituyen la prolongación de las capas del anticlinal de Tabladiella.

Como resumen de todo lo que antecede hemos de considerar a Santo Firme como límite SW. de la transgresión kimmeridgiense. Hasta aquí sólo llegaron los conglomerados, puesto que las areniscas y arcillas que llevaban superpuestas en Gijón no aparecen aquí. Tal vez las ligeras intercalaciones de areniscas y arcilla del anticlinal de Tabladiello puedan homologarse con las capas de Gijón. Más tarde, en el Aptiense, durante la transgresión, ambos conglomerados debieron superponerse, aunque hasta ahora no hemos podido encontrar ninguna superficie clara de discontinuidad.

## F) EL CRETACICO

### a) Generalidades.

Los materiales cretácicos ocupan relativamente poca extensión superficial en la zona estudiada, pero tienen, en cambio, una importancia grande, puesto que forman parte importante de la estructura geológica por constituir buena parte del substrato del Terciario de Llanera. Los mares cretácicos se extendieron por todo el ámbito de esta región depositando interesantes sedimentos.

En estos depósitos está representado parcialmente el Cretácico inferior y superior, separados por una importante laguna estratigráfica que alcanza desde el Gargasiense hasta el Turonense.

El Cretácico de Oviedo es conocido desde Schulz (77, 78), quien le atribuyó mayor extensión al incorporarle al Terciario. Más tarde Verneuil y Collomb (84, 85), Carez (10, 11) y sobre todo Barrois (8) y Karrenberg (36) han reconocido los terrenos cretácicos de esta región. Recientemente Almela y Ríos (5), en su estudio del Mesozoico cantábrico, se ocupan también de este Cretácico. En las regiones limítrofes existen otros estudios de Llopis Lladó (42, 45, 39) y Sánchez de la Torre y Barrero (76).

Los afloramientos estudiados en esta zona son muy fragmentarios y no permiten obtener series estratigráficas muy completas, por formar parte de dovelas empotradas en la compleja red de fallas de la divisoria de aguas de las cuencas cantábrica y del Nora.

### b) Eocretácico.

1. LOS MATERIALES.—Las capas más antiguas del Cretácico de la región se encuentran en la base de las cuevas de Cayés, apoyándose en discor-

dancia sobre el Carbonífero de la vertiente septentrional del Naranco. La vaguada del Nora se ha orientado precisamente sobre este contacto.

Desde la vaguada del Nora a Cayés, a lo largo de la carretera, y desde el Nora, por el Zalandrón, hasta la Fábrica de Explosivos, pueden obtenerse buenos cortes de este Cretácico. El mejor de todos puede verse desde Capiello y cerro inmediato, cota 202, hasta la Fábrica de Cerámica, a lo largo de la carretera:

#### Muro: Carbonífero.

20-25 m. Conglomerados, arenas y lentejones de arcilla oscura de facies wealdense.

10-12 m. Calizas grises con restos de moluscos y algunas escasas *Orbitolina conoidea-discoidea* A. Graz. Al microscopio aparece una matriz arenosa con esquirlas de lamelibranquios, secciones de gasterópodos, restos de equínidos y bastantes secciones de microforaminíferos: miliólidos, textuláridos, cuneolinas, dicyclinas, *Nummuloculina*?

1-2 m. Margas grises rizadas con abundantes *Orbitolina conoidea-discoidea* A. Graz. y numerosa microfauna:

*Dicyclina* sp.

*Coskinolina* sp.

*Cuneolina* sp.

*Choffatella*?

*Pseudocyclamnina*?

*Nautiloculina* sp.

8-10 m. Caliza gris clara compacta, con moldes y secciones de gasterópodos (*Tylostoma*?) y ostreidos. Contiene los mismos microforaminíferos de la capa anterior, especialmente miliólidos y textuláridos.

#### Techo: Turonense.

Los 20-25 metros de detritos basales tienen las mismas características litológicas y estratigráficas que las capas semejantes de la carretera de Oviedo a Trubia (42, 45, 76), que ocupan la misma posición estratigráfica. Las zonas arenosas tienen frecuente estratificación oblicua y granoselección. La fauna del techo es distinta, puesto que allí no aparecen las *Orbitolinas* y en cambio abundan los ostreidos y los equínidos. Todo ello hace que, sin ninguna clase de escrúpulos, puedan homologarse ambos tramos y se coloquen en el Aptiense inferior (Beduliense).

El horizonte 1-2 metros de margas grises con *Orbitolinas* constituye una

capa guía claramente definida que permite situar perfectamente las hiladas superior e inferior.

En el borde septentrional la serie estratigráfica del Cretácico no es tan clara, puesto que la compleja red de fallas que cruzan esta zona permite sólo un reconocimiento fragmentario; no obstante, pueden reconstruirse los niveles utilizando los afloramientos de las dovelas. En la cumbre y vertientes meridionales del cerro cota 231, situado en el collado sobre el túnel de Llanera, aparece el Beduliense inclinado 60° S. Allí puede verse la siguiente sucesión:

Muro: plano de falla con el Terciario.

6-7 m. Calizas gris blanquecinas brechoides.

0,5 m. Margas grises con profusión de *Orbitolina conoidea-discoidea* A. Graz.

8-10 m. Calizas grises compactas con secciones de gasterópodos, braquiópodos (*Rhynchonella*) y ammonoideos. Al microscopio aparecen numerosos microforaminíferos, la misma fauna de Cayés:

*Cuneolina* sp.

*Dicyclina* sp.

*Cosckinolina* sp.

Miliólidos.

Textuláridos.

12-15 m. Calizas grises blanquecinas con ostreidos y rudístidos.

Techo: plano de falla con el Terciario.

Los últimos 12-15 metros de calizas con rudístidos con aire de *Toucasia* pueden equipararse, a nuestro modo de ver, a las calizas gargasienses de Luanco con *Pseudotoucasia santanderensis* Douv.

Un poco al sur, sobre la misma entrada sur del túnel de Llanera, hay otro afloramiento cretácico de unos 150 metros de ancho; son calizas grises claras muy parecidas a las gargasienses, buzando 70° S. Aunque no aparecen charnelas vistas, es de suponer que hay pliegues, dado el espesor anómalo que tendría esta hilada si formara un paquete isoclinal. En la parte alta aparecen calizas algo amarillentas o rosáceas, que al microscopio se resuelven en una matriz de calcita englobando numerosos restos detríticos. Hay abundancia de pequeñas orbitolinas discoides de difícil clasificación; además aparecen:

*Prealveolina* sp.

*Ovalveolina* sp.

*Ammodiscus* sp.

*Cuneolina* sp.

*Textulariella* sp.

La presencia de *Prealveolina* sp. parece indicar un nivel más alto para estas capas, posiblemente cenomanense. En este caso serían éstas las capas más occidentales de un Cenomanense que se desarrolla más ampliamente un poco más hacia el oeste y equivaldrían, por lo tanto, a las calizas rosadas de la carretera de Gijón con *Orbitolina aperta*.

Finalmente, estas capas están cubiertas por otras de molasas y areniscas con numerosas pistas y moldes de gasterópodos (*Natica*), que representan probablemente la base de la molasa turonense.

La sucesión estratigráfica que puede obtenerse reconstruyendo todos los fragmentos de este Cretácico de Llanera es la siguiente:

Muro: conglomerados y arenas de facies wealdense.

*Beduliense*:

6-7 m. mínimo. Calizas blanquecinas brechoides.

0,5 m. Margas grises con *O. conoidea-discoidea* A. Graz.

8-10 m. Calizas grises compactas con restos de moluscos y braquiópodos, y conteniendo la microfauna ya indicada anteriormente.

*Gargasiense*:

12-15 m. Calizas grises blanquecinas con ostreidos y rudístidos.

*Cenomanense* ?:

3-4 m. Calizas amarillentas o rosáceas con *Prealveolina* sp.

3-4 m. Areniscas con pistas y moldes de *Natica*.

*Turonense*:

30-40 m. Molasas color camello con *Biradiolites* cf. *cornu-pastoris*.

El corte más completo del Cretácico inferior en esta región septentrional de la zona estudiada lo encontramos entre los kilómetros 156 al 158, a pesar de la compleja tectónica que le afecta, con la gran curva de la carretera cerca del Km. 156, en contacto con el Lías aunque en aparente concordancia aparece un paquete de capas cuyo detalle es el siguiente:

Muro: falla con el Lías.

5-6 m. Visibles arcillas amarillentas.

0,8 m. Margas muy calizas gris amarillentas con numerosos restos y fragmentos de *Exogyra aquila* Coq. y *Ostrea* cf. *polyphemus* Coq.

2 m. Margas arcillosas amarillo-rojizas algo arenosas.



- 0,6 m. Arenisca compacta gris amarillenta.
- 6 m. Arcillas amarillentas, rojizas en la parte alta.
- 5-6 m. Arena amarillenta.
- 1,5 m. Arcilla caolinífera.
- 4 m. Arena compacta amarillenta con microhorizontes limonitíferos.
- 2 m. Arcilla blanca caolinífera.
- 0,8 m. Arenisca amarillenta.
- 1 m. Arcilla amarillenta con gasterópodos y ostreidos, entre ellos las siguientes especies:

*Vicarya lujani* Vern.  
*Vicarya adan-yarzae* Vidal.  
*Cerithium* sp.  
*Exogyra aquila* Coq.

- 1,5 m. Arenas rojizas compactas.
- 2-3 m. Arcillas amarillentas rojizas.

La serie queda interrumpida por el arroyo. Al otro lado del puente continúa aunque es más difícil de obtener a consecuencia de la vegetación. En el interior de la plantación de eucaliptus se encuentran antiguas canteras abandonadas que permiten, con alguna laguna, la continuación del corte:

- 30-40 m. Predominio de arcillas claras con lechos limonitíferos formando la vaguada del arroyo.
- 8-10 m. Arenas amarillentas y blancas de 0,1-0,3 m. alternando con capas de arcillas negras de 0,01-0,2 m. Las arcillas son varvadas y tienen lechos de limonitas.
- 6-7 m. Arcillas blancas y rojizas. Son arenosas en la parte alta.
- 20-25 m. Calizas grises y rosadas con *Orbitolina aperta*.
- Techo: molasas turonenses.

La fauna del primer tramo con *Vicarya lujani* y *Exogyra aquila*, indica claramente la edad aptiense de la formación, mientras que las calizas grises y rosadas del techo con *Orbitolina aperta* denuncian el Cenomanense. Dada la continuidad estratigráfica que parece existir en toda la serie, no repugna colocar en el Albiense el tramo intermedio de arcillas y arenas. Esta es la misma opinión de Almela y Ríos (5) en un corte esquemático que dan de esta zona.

A partir de este punto es difícil obtener una buena serie estratigráfica a consecuencia de la serie de fallas que rompen la continuidad. Se forman,

como resultado de estas fracturas, varias dovelas, sobre todo a expensas de las molasas turonenses por ser más duras y potentes.

En el collado de la divisoria aparece de nuevo la normalidad en forma de una serie isoclinal ligeramente inclinada hacia el SW., en la que pueden conocerse los siguientes tramos:

- Muro: conglomerado kimmeridgiense.
- 20-25 m. Conglomerado de facies wealdense.
  - 25-30 m. Areniscas, arcillas y arenas.
  - 30-40 m. Arenas y arcillas negras y caoliníferas.

Techo: falla con la molasa turonense.

Un corte detallado del segundo tramo permite ver las siguientes capas de abajo a arriba:

- 5 m. Pizarras arcillosas oscuras con lechos de arenas impregnadas de limonita. Las arenas están en capitas de 0,1-0,3 metros en la parte alta y son más delgadas en la base.
- 6-7 m. Arcillas grises arenosas.
- 0,6 m. Arenisca compacta.
- 2 m. Arcillas grises oscuras.
- 0,4 m. Arenisca amarillenta.
- 2 m. Arcillas grises oscuras.
- 0,6 m. Caliza margosa.
- 4 m. Arcillas grises azuladas.
- 1,5-2 m. Conglomerados.
- 6-7 m. Arenas amarillentas y blancas con lechos de arcillas y lignitos, intercalados; las arcillas se explotan en la tejera de Antuña.

No cabe duda que este conjunto de los tres tramos antes indicados forma la base del Cretácico, puesto que se apoya sobre los conglomerados kimmeridgienses, y el techo no debe estar muy lejos de la serie del Km. 156 con *Vicarya lujani* y *Exogyra aquila*. En este caso la serie eocretácica de esta zona de la carretera de Gijón estaría formada de la siguiente manera:

- Muro: conglomerado kimmeridgiense.
- Aptiense: serie de la Tejera de Antuña.
- 20-25 m. Conglomerados.
  - 25-30 m. Areniscas, arcillas y arenas.
  - 30-40 m. Arenas y arcillas negras caoliníferas. Serie de Pruvia (Km. 156).
  - 28-30 m. Arenas, margas y arcillas con *Vicarya lujani* y *Exogyra aquila*.

*Albiense*:

30-40 m. Arcillas claras con lechos limonitíferos.

8-10 m. Arenas amarillentas y blancas.

6-7 m. Arcillas blancas y rojizas.

8-10 m. Margas arcillosas nodulosas rojo vinoso.

*Cenomanense*:20-25 m. Calizas grises y rosadas con *Orbitolina aperta*.

2. FACIES Y CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.—El Eocretácico tiene carácter transgresivo; los conglomerados basales de facies wealdense se apoyan indistintamente sobre el Paleozoico, sobre el Trías, Lías o Jurásico en diferentes puntos de Asturias. Al sur de Cayés se apoyan sobre el Carbonífero; al norte de Antuña, en el Km. 459 de la carretera de Gijón, descansan sobre los conglomerados kimmeridgienses, lo propio que en todo el borde norte de la zona estudiada.

Esta litofacies detrítica basal revela casi el límite de la costa cretácica en el Aptiense, pues corresponde a un ambiente sedimentario litoral de una área fuente de sedimentos rica en cuarcita, capaces de proporcionar los cantos de conglomerados y las arenas. Un régimen fluvial activo y persistente era necesario para transportar estos materiales. Esta litofacies basal de principio de transgresión parece estar extendida por todo el Eocretácico asturiano.

En Cayés aparecen a continuación las calizas y margas con *Orbitolina conoidea-discoidea* del Beduliense, mientras que hacia el este, en Pruvia y Antuña, se desarrollan arenas y arcillas alternando. Estos litotopos son los detríticos normales de la transgresión aptiense, subsiguientes a los conglomerados basales, y lo propio ocurre con las capas albienses que les siguen. El régimen transgresivo normal está, pues, en la carretera de Gijón. En cambio, en Cayés y en Lugo de Llanera (túnel), todo el Aptiense es calizo y de menor espesor. Si a esto se añade que las litofacies calizas aptienses, con *Orbitolina conoidea-discoidea* en la base y rudistidos (*Pseudotoucasia santanderensis*) en la parte alta, sólo se encuentran al W. y NW. de Asturias, puede pensarse en la existencia de un biostroma de rudistidos cuyo desarrollo comenzó en el Beduliense con las calizas con orbitolinas. Sobre ellos se desarrolló el biostroma durante el Gargasiense. Una zona marginal correspondería a las calizas superiores de Cayés y Lugo de Llanera, que en este caso deben interpretarse como un biohermo.

Así, mientras la transgresión aptiense alcanzaba toda su amplitud por el centro y este de Asturias, en el oeste se desarrollaba este arrecife de rudistidos. A esta facies recifal deben pues corresponder las arenas y arcillas litorales con *Vicarya* de la carretera de Gijón. Por otra parte, la subsidencia persistente en Pruvia hasta el Cenomanense, está ausente en Cayés-Lugo, que debió constituir ya una zona emergida durante el Albiense, pues no hay huellas de depósitos superiores a las calizas gargasienses. Tal vez la delgada

capita de caliza intercalada en la base de la serie de Antuña, es el último testigo hacia el este del biohermo de Cayés.

## c) Neocretácico.

1. LOS MATERIALES BASALES.—Sobre los depósitos albienses aparecen con gran constancia y regularidad capas de calizas detríticas, color marrón, con aspecto de molasas, que desde antiguo han sido atribuidas al Turonense (77, 78, 8, 67.). Karrenberg (36) y Almela y Ríos (5) están de acuerdo con esta edad. El estudio microscópico de estas rocas revela tratarse en realidad de un microconglomerado calizo formado por: 20 por 100 cuarzo anguloso, 2 por 100 fragmentos de conchas, 38 por 100 cemento calizo. La hidratación del oligisto da el color marrón a la roca al pasar a limonita. Como otros elementos detríticos más aparecen frecuentemente restos de foraminíferos.

Estas rocas presentan diversas litofacies a tenor de los porcentajes en cuarzo, caliza y aun en oligisto y restos orgánicos. A veces forman verdaderas lumaquelas de fragmentos indeterminables, disminuyendo el porcentaje de cuarzo y oligisto, en cuyo caso son mucho más calizas.

No obstante, en la carretera de Gijón, Km. 157, el Albiense está recubierto por calizas grises y rosas en las que Almela y Ríos (5) han encontrado *Orbitolina aperta*. Sobre estas calizas aparecen también las molasas turonenses en el cerro cota 244.

Estas circunstancias no nos han de extrañar si tenemos en cuenta que en esta zona la subsidencia ha sido permanente durante el Eocretácico, mientras que en Cayés hay pruebas de emersión en el Gargasiense.

El Neocretácico es, pues, transgresivo sobre el Eocretácico y aún más al W. y SW. sobre el Trías y Paleozoico.

2. LOS AFLORAMIENTOS.—En la carretera de Cayés, por encima de las capas de calizas gargasienses aparece el Turonense formado por:

Muro: caliza gargasiense.

1-2 m. Microconglomerados con la composición ya indicada y grandes *Orbitoides*.50-60 m. Molasas color camello con *Biradiolitis* cf. *cornu-pastoris* d'Orb. y *Orbitoides*.

Techo: calizas blancas terciarias.

Estas molasas forman la cuesta media de Cayés.

Más al norte, entre Truébano y Posada, aparece una dovela de Cretácico formada por molasas turonenses subverticales y plegadas en anticlinal; en el flanco sur de este anticlinal hay capas muy calizas con *Biradiolites* cf. *cornu-pastoris* d'Orb. aislados.

Entre Villabona y la carretera de Gijón hay una serie de afloramientos, todos ellos fragmentarios por formar dovelas en el complejo mosaico de la divisoria de aguas. En todas estas dovelas aparecen siempre dos litotopos perfectamente diferenciados: molasas turonenses color camello, soportando capas de conglomerados finos, y arenas de facies wealdense. Entre las cotas 231-275 hay una serie bastante más completa:

Muro: falla con el Terciario.

20 m. Calizas compactas lumaquéllicas con restos de moluscos indeterminables.. Color camello.

5 m. Arenas amarillentas.

15-20 m. Calizas compactas.

56-60 m. Secuencia de calizas y margas.

50 m. Arenas y conglomerados finos.

Techo: falla con el Trías.

En la boca sur del túnel de Llanera, por encima de las calizas gargasienses aparecen las siguientes capas:

Muro: calizas gargasienses.

4 m. Calizas margosas grisáceas con pistas y gasterópodos indeterminables.

2 m. Caliza blanca compacta.

En estas capas es donde Almela y Ríos (5) han encontrado la siguiente fauna:

*Orbitolina* sp.

*Astrocaenia konincki* Edw. H.

*Trochociathus* aff. *conulus* Edw. H.

*Callianasa* (pinzas).

Esta faúna no es nada característica, pero puede pertenecer ya a la base del Turonense.

Más al este, en los alrededores de Robledo, entre el Bar y el Collado de Remoria, puede obtenerse un buen corte, aunque accidentado por fallas:

Muro: no es visible.

60-70 m. Molasa color camello en capas regulares de 0,2 a 0,3 metros.

6-8 m. Calizas nodulosas, arenosas, algo rosáceas.

Estas capas forman el núcleo y flanco norte de un anticlinal algo disimétrico, ligeramente vergente al sur. Por el norte una falla corta el flanco norte, apareciendo a continuación:

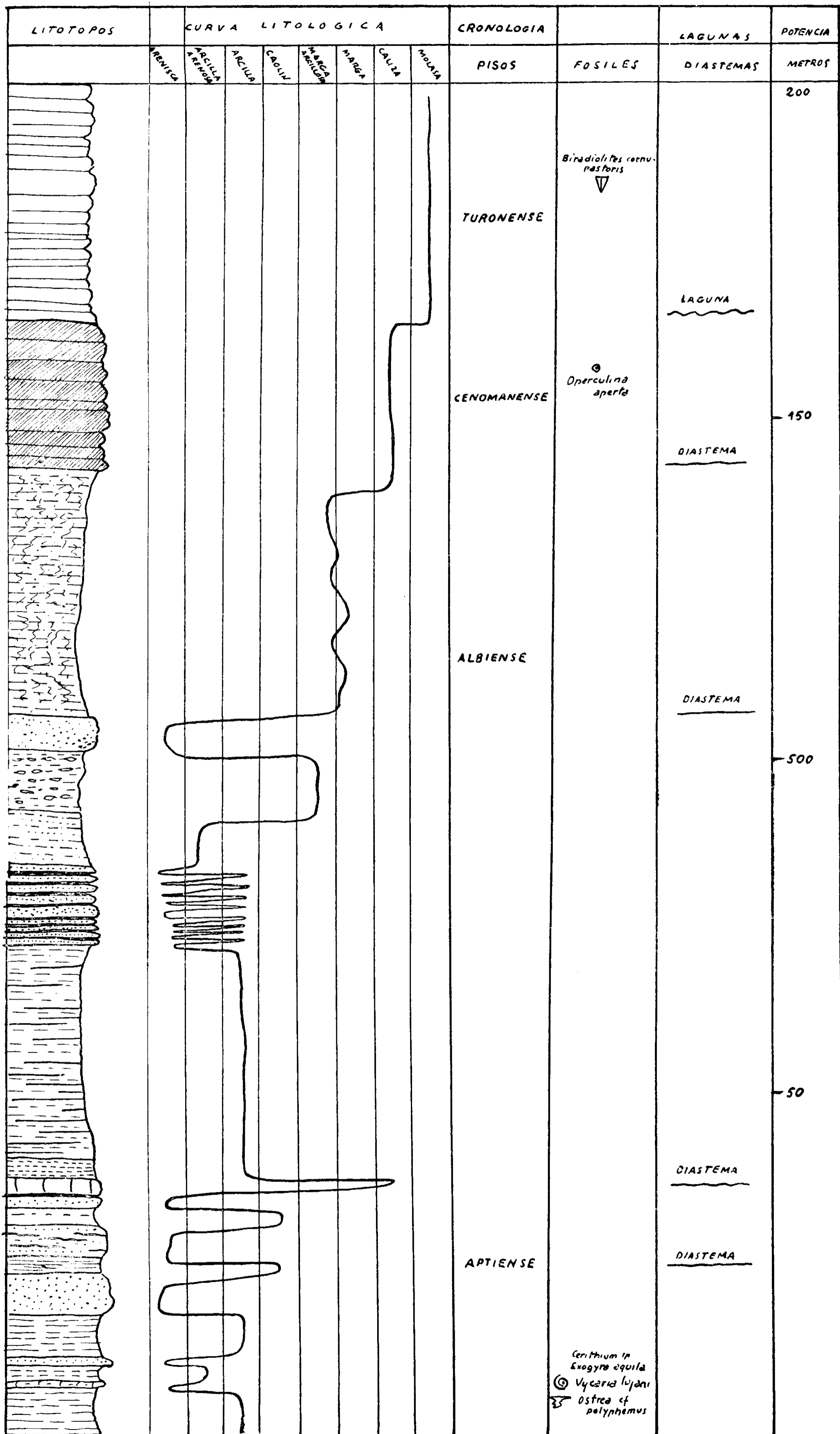


Fig. 10.—Análisis estratigráfico del Cretácico de la carretera de Oviedo a Gijón.



Muro: falla.

5-6 m. Arenas amarillentas.

25-30 m. Calizas margosas grisáceas.

25-30 m. Caliza molásica de color rosado en las superficies alternando con *Orbitolina aperta* y orbitoides.

70-80 m. Molasa color camello con restos de ostreidos.

8-10 m. Biostroma de *Biradiolites radiosus* d'Orb. y *Pterodonta inflata* d'Orb.

Techo: falla.

Más al norte aparecen areniscas amarillentas y arenas claras inclinadas al N. 35°-40° con un espesor total de 30-40 metros, terminando ante otra falla que pone a la misma serie en posición vertical, pudiéndose ver en un arenero en el camino vecinal de Remoria, al llegar al Collado. Estas capas, a pesar de las fallas, deben superponerse a las calizas de *Biradiolites*.

En la carretera de Gijón a Oviedo, Km. 457, el cerro cota 244 está formado por un tramo de molasas turonenses de 40-50 metros de potencia plegado en sinclinal, apoyándose sobre las calizas grises y rosadas con *Orbitolina aperta*.

3. FACIES Y CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.—En el Neocretácico de esta zona se reconocen dos litofacies perfectamente diferenciadas: una inferior, caliza y detrítica, formada por las molasas y microconglomerados turonenses, y otra más alta de tipo wealdense, formada por arenas y conglomerados finos con bancos de arcillas intercalados. Ya en otra ocasión hemos indicado (42) el carácter recurrente que la facies wealdense tiene en todo el Cretácico asturiano, pues existe una marcada convergencia en los materiales detríticos, desde el Aptiense al Santoniense. Esta recurrencia tiene ya antecedentes jurásicos, como se ha visto al tratar de los conglomerados kimmeridgienses.

Esta circunstancia hace muy difícil de colocar uno de estos tramos en su verdadera posición estratigráfica, cuando forma parte de cuñas o dovelas y no está relacionado directamente con ningún otro litotopo perfectamente datado.

Los microconglomerados y molasas turonenses se apoyan casi siempre sobre el Eocretácico. En la carretera de Gijón, Km. 457, es el único punto donde entre el Albiense y el Turonense se intercalan 25-30 metros de calizas cenomanenses.

Las faunas de foraminíferos y rudístidos, aunque no muy abundantes, revelan claramente la situación estratigráfica de estas capas, que hay que situar en el Turonense.

También, como en el Eocretácico, las series estratigráficas más completas aparecen hacia el E.; en Cayés las molasas basales están cubiertas por el

Terciario, a 60 metros de la base; en cambio, en Robledo, la serie visible sobrepasa algo los 200 metros de potencia, y la base no es visible. Este aumento de potencia se hace sobre todo a expensas del desarrollo de las molasas, que en Robledo alcanzan cerca de 200 metros sobre la base de la formación.

#### d) Desarrollo de la cuenca cretácica y consideraciones paleogeográficas.

La cuenca de sedimentación cretácica ocupó todo el ámbito de la zona estudiada, pero en él existieron dos elementos batimétricos que condicionaron el desarrollo de la sedimentogénesis, especialmente en el Eocretácico. En la mitad occidental, aproximadamente al oeste del meridiano de Lugo de Llanera, la sedimentogénesis debió realizarse sobre una plataforma continental muy cercana a la costa, mientras que al E. los depósitos se originaban en una cubeta subsidente desarrollada sobre la propia plataforma continental. De aquí la existencia de dos tipos de facies bien marcadas: al oeste facies recifales con orbitolinas en el Beduliense y rudístidos en el Gargasiense; al E., facies detríticas, finas y metacoloides, desde el Beduliense al Albiense, inclusive. Por otra parte, mientras la zona oeste permaneció prácticamente estable, al E. la subsidencia permitió acumular más de 200 metros de sedimentos.

El litotopo inferior de conglomerados basales es común a toda la zona; la diferenciación de facies comienza en el techo de este horizonte, que representa un depósito transgresivo con deformación epirogenética del reborde continental (57). A partir de este momento comienza la subsidencia en la zona este, mientras la oeste permanece estable. La sedimentación en la zona subsidente es una sucesión de secuencias detríticas y metacoloides, cuyas influencias terrígenas no sólo están reflejadas en los litotopos, sino en las faunas: la asociación de *Vicarya*, *Exogyra* y *Ostrea* debe considerarse como una thannatocenosis, puesto que estos moluscos eran litorales bentónicos y fueron transportados con los detríticos hasta el estrato actual. La marcada anisotropía de todos los litotopos hace pensar en una zona de sedimentación tranquila, con ausencia de oleaje, a dos o tres kilómetros del litoral. Esta característica se acentúa claramente en el Albiense con el depósito de las arcillas negras varvadas, que revelan ya un fondo cenagoso, probablemente pobre en oxígeno. Estos sedimentos corresponden muy bien con un aumento progresivo en la subsidencia, que al llegar al Albiense ha hecho descender suficientemente el zócalo de la cuenca para aislarla en cierto modo de las influencias del mar libre.

Esta subsidencia no fue continua. Los ritmos algo desordenados que presenta la serie estratigráfica hacen pensar en frecuentes interrupciones de la subsidencia y aun en elevaciones pasajeras. En cambio, en Cayés la sedimentación se detuvo antes de terminar el Gargasiense, con el biostroma de

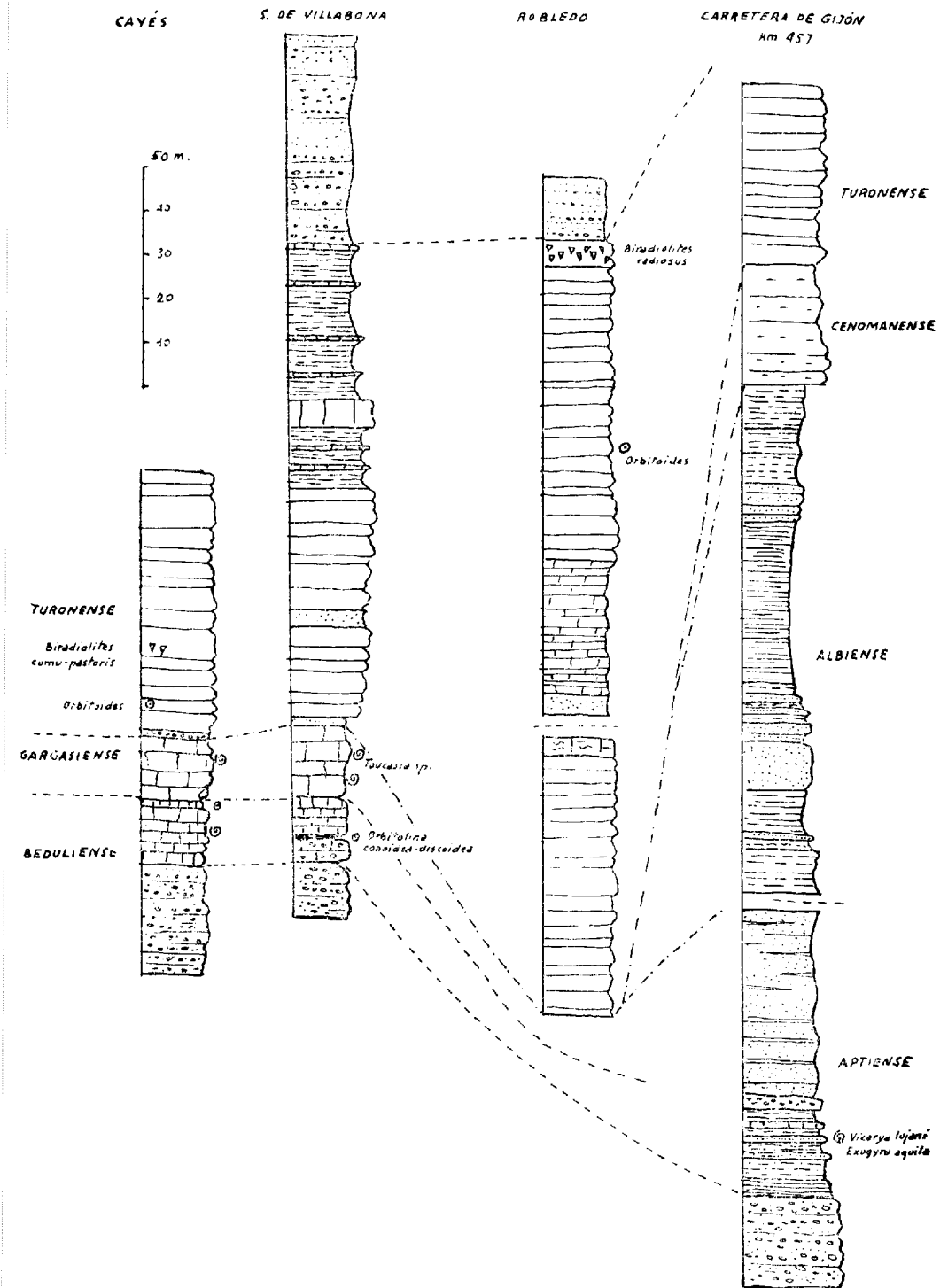


Fig. 11.—Correlaciones estratigráficas del Cretácico de la zona de Llanera. (Véase en el texto la significación de los litotopos de los cortes.)

rudístidos ya mencionado. Ello parece indicar un lento proceso de emersión de la plataforma litoral, de SW. a NE., que, además, viene corroborado por otras circunstancias:

- 1.ª Empobrecimiento en *Orbitolinas* de las capas margosas bedulien-ses de N. a S.
- 2.ª Aparición de las calizas gargasienses con rudístidos en el borde septentrional. Ausencia de rudístidos en Cayés.

Al comenzar el Turonense la plataforma litoral vuelve a hundirse, lo que permite la transgresión turonense y el depósito de los microconglomerados de Cayés. En cambio, en Pruvia-Antuña la sedimentación es prácticamente continua desde el Albiense, con las arenas y arcillas albienses y las calizas cenomanenses, hasta llegar a la base de las molasas turonenses. Es cierto que el Cenomanense se reduce a 25 metros de calizas, lo que refuerza la idea de las frecuentes oscilaciones del nivel marino durante toda la sedimentogénesis.

La característica de los litotopos, los ritmos y las secuencias que aparecen en las series estratigráficas revelan que la cuenca cretácica se desarrolló íntegramente sobre una plataforma continental oscilante sometida a continuas influencias terrígenas, en la cual se desarrolló un simple sinclisio subsidente donde se acumularon en total cerca de 500 metros de sedimentos, mientras en el resto de la plataforma los depósitos fueron mucho menos potentes.

El país marginal debió tener relieves medios y un régimen fluvial bien desarrollado, mantenido por una pluviosidad regular durante todo el Aptiense y el Albiense. La persistencia de rudístidos desde el Gargasiense al Turonense revela temperaturas del mar bien altas.

## G) EL TERCIARIO

### a) Generalidades.

Los materiales terciarios ocupan una gran extensión, puesto que recubren más de la tercera parte de la zona estudiada, y son ellos quienes dan el carácter peculiar a la cuenca de Llanera. Los primeros investigadores los creyeron cretácicos (Schulz, Barrois, Adaro), porque en los contactos visibles la base del Terciario se apoya aparentemente concordante con el Terciario. Tal ocurre en los cortes clásicos de los alrededores de Oviedo. Hasta el descubrimiento de mamíferos fósiles en los yesos de Llamaquique (Oviedo) no pudo precisarse la edad ludiense de la base de este Terciario (21, 23, 24, 61, 62). Los materiales superpuestos a estos yesos han sido considerados

como sanoisienses por los investigadores ulteriores (61, 62, 36, 63), mientras no existan otras pruebas paleontológicas más concretas. Toda la formación terciaria de Llanera corresponde a la parte alta de este Terciario y, por tanto, la seguiremos considerando como sanoisiense. Este es también el criterio adoptado por Karrenberg (36) y por Almela y Ríos (5).

### b) Los materiales.

Las capas más bajas del Terciario de Llanera están constituidas por un tramo calizo que sigue sensiblemente paralelo a la carretera de Avilés en la recta de Posada de Llanera hasta la Fábrica de Explosivos.

Este tramo se apoya sobre las molasas turonenses de Cayés. En una cantera abandonada, próxima a la fábrica de cerámica, puede verse el detalle de la base de este tramo:

Muro: no es visible.

- 1 m. Visible conglomerado de grano disperso, de cantos de cuarzo de 1,5 a 2 cm. y cemento calizo blanco.
- 2 m. Conglomerado, como el anterior, pero de tono amarillo.
- 1,5 m. Marga caliza, amarillenta ocrácea con granillos de cuarzo dispersos.
- 0,25 m. Marga abigarrada.
- 0,8 m. Marga amarilla con granillos de cuarzo dispersos en una zona ferruginosa en mitad de las capas.
- 0,8 m. Caliza nodulosa blanca cementada por una marga amarilla.
- 1,2 m. Visible arcilla azulada.

El conjunto constituye un tramo calizo de unos 5 metros de potencia, que de una manera muy constante puede seguirse desde Posada de Llanera hasta más allá de Colloto.

Un poco al este de Posada de Llanera puede obtenerse la siguiente serie:

Muro: molasas turonenses.

- 12-15 m. Margas abigarradas de tonos predominantemente vinosos.
- 2-3 m. Caliza margosa, de aspecto cretoso, blanca.
- 16-18 m. Margas blanquecinas y amarillentas.
- 3-4 m. Caliza margosa blanca, como la anterior.
- 50 m. Complejo de margas rojas y abigarradas con algunas intercalaciones delgadas de hasta 0-1 m. de areniscas.
- 70 m. Conglomerado de Posada, formado por cantos brechoides de 3 a 40 cm. y algunos más, de calizas cretácicas y matriz arenosa rojiza. Tiene intercalaciones de margas arenosas rojo vinosas de hasta 0,2 metros.

Para las correlaciones estratigráficas la llamaremos serie A o de Posada.

Un poco más al E., en Truébano, aparece una serie idéntica a la anterior, con la sola variante en el complejo de margas rojo-vinosas, cuya potencia aumenta hasta 80-90 metros, manteniéndose con análogos caracteres de composición y potencia, su muro de calizas blancas y el techo de conglomerados.

Más al SE. aún, en el meridiano de Lugo de Llanera, aparece una sucesión parecida. Un corte desde el Nora hasta la estación de Lugo de Llanera, a lo largo de la carretera de Vega de Gallo a Lugo, descubre las siguientes series:

Muro: no es visible.

20-22 m. Tramo calizo formado por calizas blancas cretosas con intercalaciones margosas más blandas.

20-25 m. Margas abigarradas rojo vinosas.

1,5-2 m. Microconglomerado calizo (Km. 2-3 carretera Vega de Gallo-Lugo) formado por:

40 por 100 cuarzo anguloso de 0,5 a 1 mm. (clastos).

30 por 100 cuarzo anguloso de 0,5 a 1 mm. (matriz).

30 por 100 caliza (cemento).

10-12 m. Margas abigarradas rojo-vinosas de la carretera de Lugo de Llanera.

1-2 m. Conglomerado calizo de características idénticas al conglomerado de Posada.

La llamaremos serie B o de las Campas de Llanera.

Al norte de la estación de Lugo de Llanera, a lo largo de la trinchera del ferrocarril, hasta la entrada del túnel, aparece un buen corte de todo el Terciario gracias a que está levantado por fallas; las capas se orientan de W. 10-20 S. a E. 10-20 N. y buzan 60° al S.

Muro: molasas turonenses.

50 m. Margas rojas, azuladas y verdosas yesíferas.

0,2 m. Capa de marga rojo vivo.

10 m. Margas rojas y grises yesíferas.

12-14 m. Caliza rosada cortada por una falla.

1,8 m. Caliza gris blanquecina brechoide, con aspecto de brecha intraformacional.

2,2 m. Marga roja vinosa con vetillas de calcita escalenoédrica paralelas a la estratificación.

1,8 m. Caliza rosada.

10 m. Margas abigarradas con cantos de caliza.

6 m. Margas rosadas muy calizas.

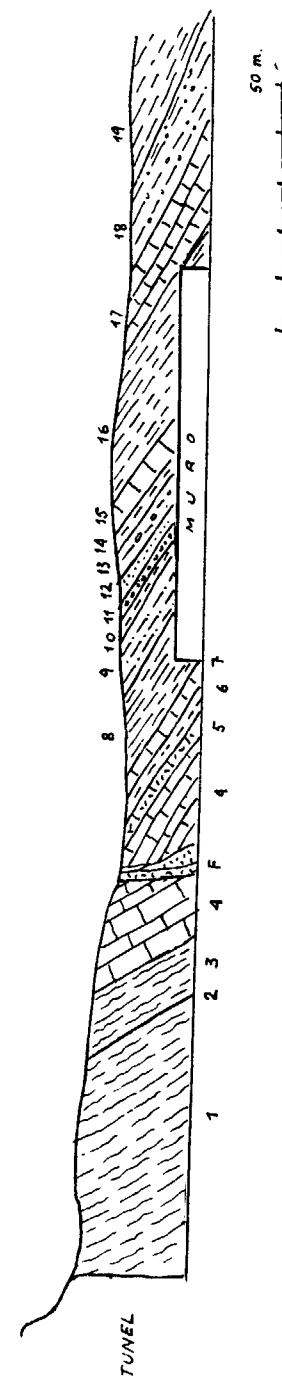


Fig. 12.—Corte del Terciario de la trinchera al norte de la estación de Lugo de Llanera.

1. 50 m. Margas rojas y azuladas o verdosas, yesíferas. 2. 0,2 m. Marga rojo vivo.—3. 10 m. Margas rojas y grises, yesíferas.—4. 12-14 m. Caliza rosada.—5. Caliza gris blanquecina brechoide, 1,8 m.—6. 2,2 m. Marga roja vinosa. 7. 1,8 m. Caliza rosada.—8. 10 m. Margas abigarradas con cantos de caliza.—9. 6 m. Margas rosadas muy calizas.—10. 1,5 m. Marga abigarrada.—11. 1,5 m. Conglomerado calizo análogo al de Posada.—12. Microconglomerado gris claro de cemento calizo.—13. Marga grisácea con nódulos calizos.—14. Marga roja vinosa, 2 m.—15. 4 m. Caliza rosada, algo nodulosa y margosa.—16. 15 m. Marga rojo vinosa.—17. 10-12 m. Tramo de calizas blancas rosáceas.—18. 8 m. Marga rojo vinosas con nódulos de caliza.—19. 12-15 m. Margas rojo vinosas.



- 1,5 m. Marga abigarrada.
- 1,5 m. Conglomerado calizo análogo al de Posada.
- 2 m. Microconglomerado gris claro de cemento calizo.
- 3 m. Marga grisácea con nódulos calizos.
- 2 m. Marga roja vinosa.
- 4 m. Caliza margosa, rosada clara, algo nodulosa.
- 15 m. Marga rojo vinoso.
- 10-12 m. Tramo de calizas blancas rosáceas.
- 8 m. Margas rojo vinoso con nódulos de caliza.
- 12-15 m. Margas rojo vinoso.
- 45-50 m. Conglomerado de Posada.

Serie que llamaremos C o de Lugo.

Todavía más al E., a lo largo de la carretera de Gijón, entre el cruce con la de Avilés y el cruce con la de Lugo de Llanera, aparece la siguiente serie, que llamaremos D o de Casaquemada:

Muro: no visible.

- 20-22 m. Calizas blancas cretosas con intercalaciones margosas más blandas.
- 56-60 m. Margas rojo vinoso.
- 2-3 m. Conglomerado calizo.
- 60 m. Margas rojo vinoso.
- 70-80 m. Tramo detrítico formado por conglomerados calizos alternando con margas rojas.
- 100 m. Margas abigarradas.
- 3-4 m. Conglomerado calizo.
- 25-30 m. Margas abigarradas.
- 50 m. Conglomerado de Posada.

Estos cortes nos ilustran acerca de las variaciones de facies y potencias de los materiales terciarios de NW. a SE. La variación más importante consiste en el aumento de potencia de las margas abigarradas y capas detríticas del centro de la formación, quedando sin variación notable las capas de conglomerados superiores. En Posada, las margas abigarradas tienen 40-50 m. de potencia; la misma en la carretera de Vega de Gallo a Lugo de Llanera; 300 m. en la carretera de Oviedo a Gijón, enriqueciéndose casi bruscamente en litotopos detríticos.

Los niveles basales de calizas son mucho más complejos en el borde norte, como puede verse en el corte del túnel de Lugo de Llanera, que en el sur, según aparece en la carretera de la Fábrica de Cerámica, donde conservando su carácter calizo constituye un verdadero tramo detrítico de base de transgresión. También existen diferencias notables en cuanto a los tramos yesíferos inferiores, de la que no existen en el borde sur.

### c) Evolución de la cuenca terciaria y sedimentogénesis.

Las capas más bajas de la cuenca de Llanera (tramo detrítico-calizo del borde sur) están situadas 250-300 m. sobre los yesos ludienses de Llamaquique. Constituyen en realidad el punto de partida de una etapa sedimentogénica que sucedió a la inicial, comenzada en el Ludiense en Oviedo.

Los depósitos de Llanera tienen marcado aire lacustre y deben corresponder a la colmatación final de una cuenca que se estableció ya en el Ludiense y que continuaría durante todo el Sanoisiense. En esta sedimentogénesis pueden considerarse dos etapas:

- 1.ª Depósito de los materiales de Oviedo, hasta la caliza detrítica de la base de la formación de Llanera.
- 2.ª Depósito de la formación de Llanera.

Las calizas detríticas o conglomerados calizos de Llanera constituyen en realidad el punto de partida de una transgresión lacustre que se extendió progresivamente de este a oeste, tal vez por progresiva colmatación de la cuenca, tal vez por aumento de la pluviosidad o por ambas cosas conjuntamente. En efecto, las litofacies de evaporitas de la parte inferior, comprendidas las calizas, no aparecen en la parte alta, donde dominan, por el contrario, de manera progresiva los litotopos detríticos hasta culminar en el conglomerado de Posada. No hay que excluir tampoco la posibilidad de que estos materiales sean depósitos sinorogénicos, como creen Almela y Ríos (5). En la zona de Llanera no hemos visto ninguna discordancia progresiva que lo acredite y el estilo tectónico dominante es el germánico. No obstante, no cabe duda que estos materiales son discordantes sobre el Cretácico plegado y que, a su vez, están plegados; por lo tanto podría invocarse para la generación del conglomerado de Posada una deformación orogénica del borde septentrional de la cuenca.

Lo que parece claro, en cambio, es que la etapa lacustre de Llanera se inicia con aguas someras bajo un clima árido, y termina en aguas más profundas bajo un clima mucho más lluvioso.

### III. TECTONICA

#### A) GENERALIDADES

Casi toda la zona estudiada está ocupada, como ya se ha visto, por materiales mesozoicos y terciarios, y por tanto domina en ella la tectónica alpídica. No obstante no cabe negligir el papel que en la génesis de las actuales estructuras ha desempeñado la tectónica herciniana. En el cerro de Santo Firme, por otra parte, aparece claramente la estructura del zócalo paleozoico en los materiales carboníferos. El conocimiento de la estructura herciniana de Asturias se debe, sobre todo, a Barrois (6) y Adaro (1-3), especialmente a este último. La tectónica alpídica ha sido estudiada por Karrenberg (36) y Almela y Ríos (5). La verdadera estructura de esta zona no ha sido, no obstante, correctamente interpretada.

#### B) LA TECTONICA HERCINIANA

##### a) Los accidentes tectónicos.

Nada se conoce de la tectónica herciniana de Santo Firme. En sus detalles es difícil de dilucidar a consecuencia de la escasez de buenos afloramientos. No obstante, la formación de un mapa detallado de este cerro a la escala 1 : 10.000 ha permitido obtener una idea bastante exacta de la estructura herciniana.

Los arrumbamientos van todos dirigidos de NE. a SW. con ligeras variaciones hacia el N. y W., excepto en las terminaciones periclinales. Los ejes de los pliegues siguen pues la misma orientación NE.-SW. de toda la

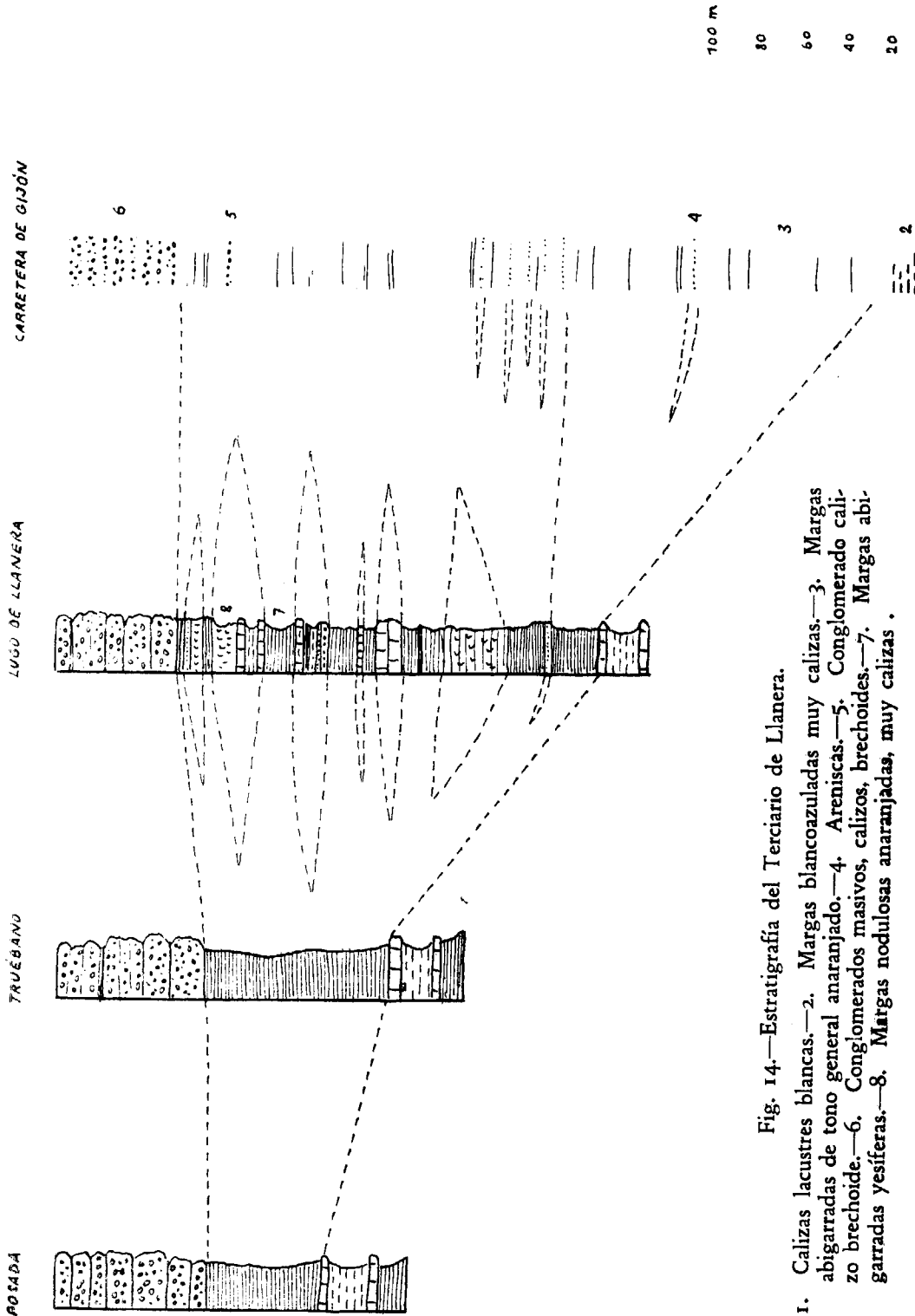


Fig. 14.—Estratigrafía del Terciario de Llanera.

1. Calizas lacustres blancas.—2. Margas blancoazuladas muy calizas.—3. Margas abigarradas de tono general anaranjado.—4. Areniscas.—5. Conglomerado calizo brechoide.—6. Conglomerados masivos, calizos, brechoides.—7. Margas abigarradas yesíferas.—8. Margas nodulosas anaranjadas, muy calizas.

tectónica herciniana del centro de Asturias, situada en la zona de curvatura del arco astórico (1, 16, 50).

El análisis tectónico revela gran uniformidad estructural, puesto que sólo pueden apreciarse tres áreas sinclinales colocadas entre cuatro bóvedas anticlinales. Estos accidentes son medianamente laxos, de estilo jurásico, avergentes, con ligera tendencia a verger hacia el SE.

De NW. a SE. se pueden distinguir, pues, los siguientes elementos:

1. Anticlinal del collado de la Miranda, del que sólo aparece el flanco SE. desarrollado en la zona media de la serie estratigráfica.
2. Sinclinal de la cota 276. Pliegue recto de flancos simétricos sostenidos por conglomerados y calizas margosas.
3. Anticlinal de la cota 276. Pliegue simétrico del anterior y con idénticas características.
4. Sinclinal situado entre las cotas 276-350. Pliegue algo disimétrico; el flanco NW. más escarpado ( $50^\circ$ ); el SE. más tendido ( $35^\circ$ ). Ambos flancos se desarrollan en los mismos conglomerados de los pliegues anteriores. Núcleo de pizarras negras micáceas.
5. Gran anticlinal de Santo Firme, de flancos sensiblemente simétricos desarrollados en los tramos medios y con núcleo en la serie inferior de cyclothemias. En la zona norte está cortado por una falla alpídica que rompe sus charnelas.
6. Sinclinal de Santo Firme, modelado en la zona baja de cyclothemias. Pliegue simétrico con ligera tendencia a verger hacia el SE.
7. Anticlinal de la cota 380, del que sólo es visible el flanco NW.

Los ejes de estos pliegues se hunden progresivamente de SW. a NE., de tal modo que en las vertientes meridionales de Santo Firme aparecen los elementos estratigráficos más bajos, mientras que los más altos se localizan en los sinclinales del NW. Lo propio ocurre de NW. a SE., lo que hace pensar que estos accidentes forman parte de un anticlinorio cuyo núcleo lo constituiría la caliza de montaña, oculta bajo la cobertera mesozoico-terciaria. El eje de este anticlinorio estaría a menos de un kilómetro al SE. del accidente más occidental.

#### b) Estilo tectónico y edad.

El estilo tectónico es el propio del Carbonífero asturiano, cuando la tectónica es laxa, sin disarmonías, es decir, el Jurásico de ejes bien definidos por charnelas angulosas. No existen charnelas curvadas ampliamente, sino que, por el contrario, son angulosas.

En cuanto a la edad del plegamiento, no podemos obtener ningún dato

de campo en la zona estudiada por su escasa extensión, pero no cabe duda que ha de corresponder a la fase astúrica, como ocurre con el resto del Carbonífero de la cuenca central de Asturias (51, 52).

### C) LA TECTONICA ALPIDICA

#### a) Tipos de accidentes.

La estructura fundamental de esta zona es alpídica, tal como ya hemos indicado. No obstante, el zócalo paleozoico ha desempeñado un papel muy importante en esta estructura, a consecuencia del pequeño espesor de la covertera mesozoico-terciaria que en el caso máximo no sobrepasa nunca los 1.000 metros. De aquí la existencia de dos tipos de accidentes:

- 1.º Pliegues desarrollados sobre todo en el Mesozoico.
- 2.º Fallas que cortan a los pliegues y dividen la región en bloques y dovelas.

Como en el resto de Asturias y de España (38, 39, 40, 41, 49, 59), hay una secuencia tectónica entre estos dos grupos de accidentes, siendo casi siempre los segundos posteriores a los primeros.

#### b) Las formas de plegamientos del Mesozoico.

1. LOS ACCIDENTES.—La estructura del plegamiento que afecta a los materiales mesozoico-terciarios, y especialmente a los mesozoicos, tiene características diferentes en la zona septentrional de la región estudiada y en la divisoria de aguas Cantábrico-Nora. Almela y Ríos (5) han hecho notar ya el carácter mucho más apretado del plegamiento en esta divisoria.

En efecto, en toda esta zona septentrional dominan las formas laxas jurasicoides, con tendencia a la estructura tabular. Tal ocurre en todos los afloramientos del Lías y en el propio Cretácico. Prototipo de estos accidentes pueden serlo el sinclinal de Lías del cruce de carreteras a Gijón y Veriña y el anticlinal modelado en los conglomerados kimmeridgienses del kilómetro 154-155 del ferrocarril a Gijón.

Más hacia el sur, en la propia divisoria de aguas, el plegamiento es más apretado. Contribuye mucho, no obstante, a sembrar la confusión en el enmascaramiento de las formas de plegamiento por las fallas posteriores verticales correspondientes a la tectónica germanotípica. No obstante, no cabe duda de que el plegamiento es algo más apretado, como puede verse

en las dovelas elevadas, donde aflora el substrato cretácico entre el Terciario, que jalonan de oeste a este la divisoria de aguas.

La dovela más occidental es la de Truébano. Allí aparece un doble pliegue anticlinal-sinclinal muy apretado, todo lo que da de sí la rigidez de la caliza. Son pliegues rectos, jurásicos, pero apretados. Está modelado en las molasas turonenses.

En la dovela del túnel de Llanera no pueden discernirse pliegues, aunque los hay con toda probabilidad, dado el exagerado espesor de las calizas aptienses; el paquete buza 70° al sur y sin grandes dificultades puede enlazarse con el paquete de la cota 276, que buza también al sur y que debe constituir el flanco sur de una bóveda anticlinal rota por las fallas póstumas, cuyo flanco norte puede hallarse en la dovela del sur de Villabona, formada por calizas turonenses.

En Robledo aparece una magnífica charnela anticlinal modelada en las calizas turonenses; es un pliegue armónico de amplio radio de curvatura, pero sensiblemente más apretado que los accidentes de más al norte. Lo propio puede decirse de la serie de flancos septentrionales de anticlinales, desmenuzados por las fallas póstumas que aparecen entre Robledo y la carretera de Gijón; estos flancos se modelan en las calizas, arenas y arcillas turonenses, sin que con ellos pueda reconstruirse el accidente, pero no ofreciendo duda alguna de que constituyeron una larga zona anticlinal orientada sensiblemente de WNW. a ESE.

Los accidentes mejor conservados se encuentran en la carretera de Oviedo a Gijón, Km. 457, hasta la Tejera de Antuña; son dos sinclinales rectos, de puro estilo jurásico, con núcleo de molasas turonenses y flancos de calizas cenomanenses y arenas albienses. El más septentrional está cortado por una falla que rompe su flanco SE.

Finalmente en Cayés, al SE. de la carretera de Posada de Llanera, las calizas turonenses de la cuesta de Cayés aparecen algo plegadas. Son los pequeños domos braquianticlinales de Nabona-El Zalandrón, que apenas perturban el desarrollo de la cuesta.

En conjunto pues, podemos establecer para el Mesozoico las siguientes zonas de plegamientos de SW. a NE.:

- a) Zona de Cayés, formada por braquipliegues.
- b) Zona de la divisoria, formada por pliegues jurásicos algo apretados. En esta zona podemos distinguir los elementos siguientes, de norte a sur:
  1. Doble pliegue anticlinal-sinclinal de Truébano.
  2. Anticlinal fragmentario del túnel de Llanera-Villabona, del que se conserva parte del flanco sur y del norte.
  3. Anticlinal de Robledo.



4. Anticlinal de Pruvia, fuertemente vergente al SW. con núcleo de Lías.
5. Doble sinclinal de Antuña.

c) Zona septentrional de pliegues laxos con tendencia a la estructura tabular.

2. DESARROLLO LONGITUDINAL DEL PLEGAMIENTO Y ESTILO TECTÓNICO.—Si analizamos el desarrollo longitudinal de los accidentes de la divisoria observaremos que de SW. a NE. se establece una especie de desplazamiento cada vez más hacia el este en cuanto a la sucesiva disposición de los elementos tectónicos, es decir, los accidentes occidentales ocupan una posición más meridional que los orientales. Parece tratarse pues, de “pliegues en relevo” con cuyos ejes podría trazarse una resultante WSW.-ENE. Obsérvese que los pliegues apretados más meridionales están en Truébano, por el oeste, y los más septentrionales, en el este, en la Tejera de Antuña. Si se tiene en cuenta la orientación WNW.-ESE. de los ejes resulta que aparece un desplazamiento de SW. a NE. de tres a cuatro kilómetros sobre un recorrido longitudinal de cinco a seis kilómetros. El “relevo” parece, pues, evidente.

El estilo tectónico general es el jurásico. No hay roturas de charnelas ni despegues, a nuestro modo de ver. Las fallas longitudinales pueden dar la sensación de roturas derivadas de plegamientos. El único accidente que podría ofrecer dudas a este respecto es el anticlinal de Pruvia, con núcleo de Lías, que aparentemente tiende a cabalgar al Cretácico de Venta del Jamón, pero no creemos que sea así, puesto que la fractura Lías-Creta es casi vertical y, por otra parte, representaría una disarmonía en el limpio desarrollo del plegamiento.

Dentro del estilo jurásico general hay que distinguir, como acabamos de hacer, entre la zona con tendencia tabular del norte y la región de braquianticlinales del SW.

3. MECÁNICA DEL PLEGAMIENTO.—La generación de estas estructuras tiene antecedentes sedimentarios y su origen debe buscarse en la batimetría de la cuenca de sedimentación, que, como se vió, condicionó ya la repartición, potencia y facies de los sedimentos.

La zona SW., donde se localizan las litofacies litorales aptienses y turronenses, apenas se pliega dando braquipliegues. El talud, situado en la hoy divisoria de aguas, es la zona de tectónica más apretada, por constituir probablemente un “frente de empuje” y la zona de mayor espesor de sedimentos. Los estratos se doblaron aparatosamente contra este talud que les ofrecía mayor resistencia; en cambio las zonas de sedimentos, más alejadas de él, sólo sufrieron los esfuerzos generales del plegamiento de la cuenca.

Según esta hipótesis, se crearía un campo de fuerzas local en la zona de talud, orientada de WSW. a ENE., dirección que coincide con la de la resultante de direcciones de ejes y con el desplazamiento del relevo.

Todo esto hace descartar la posibilidad de una tectónica “stockwerck”, tanto más cuanto que la tectónica de estilo jurásico laxo con tendencia a

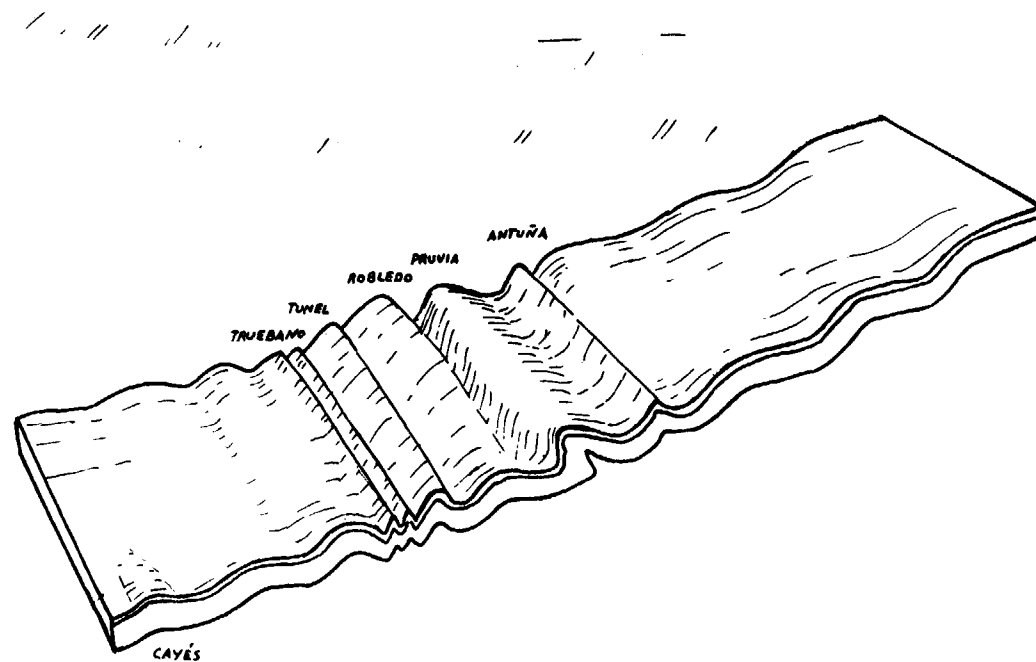


Fig. 15.—Diagrama estructural representando los pliegues alpídicos del norte de Llanera y su explicación mecánica.

- I. Reconstrucción de un perfil de la cuenca de sedimentación.—II. Reconstrucción de la estructura de plegamiento. Los pliegues disarmonicos se han generado en el talud de la cuenca.

la estructura tabular es la normal en todo el Mesozoico asturiano. Por otra parte, la idea del stockwerck podría aplicarse a la zona septentrional, donde los sedimentos van del Lías al Kimmeridgiense y base detrítica del Aptiense, pero no en cambio a la zona de Cayés, donde, aunque abreviadas, se encuentran las mismas unidades estratigráficas de la divisoria.

c) Los accidentes del Terciario.

El Terciario de Llanera aparece mucho menos plegado; en su conjunto parece un sinclinal, modelado por el substrato cretácico. El borde SW. forma las cuestas de Cayés y está orientado NW.-SE., mientras el septen-

trional forma un arco de gran radio, de orientación general W.-E., que converge hacia el oeste con el flanco meridional. La terminación periclinal debe de encontrarse fuera de la zona estudiada.

En realidad el Terciario de Llanera está adosado a un desnivel ya existente en el momento del depósito, y el sinclinal es más bien efecto del juego de las fallas de la divisoria que de un verdadero plegamiento. No cabe duda, no obstante, de que el Terciario está deformado, pero en mucho menor grado que el Cretácico. Ello es efecto de la discordancia Cretácico-

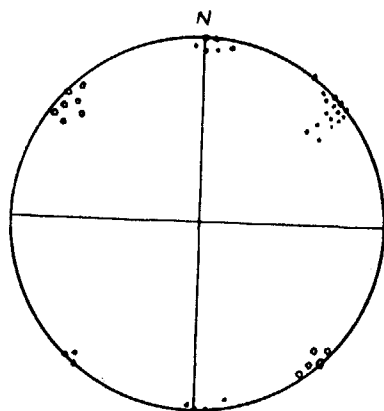


Fig. 16.

- Pliegues alpidicos.
- Pliegues hercinianos.

Proyección estereográfica de los planos axiales de los pliegues de la zona de Llanera.

Terciario, perfectamente visible en el reborde SW. Aquí es donde podemos hablar de tectónica en "stockwerck", como consecuencia de haberse producido el plegamiento en dos etapas.

Consecuencia de esta discordancia es que, mientras el substrato cretácico forma un sinclinorio, el Terciario es sólo un sinclinal muy amplio y de flancos muy disimétricos, puesto que mientras el SW. está inclinado 10-15° NE., el norte llega a inclinarse hasta 70° S. en la base del túnel de Llanera.

Hacia el SE. de la zona estudiada, en los alrededores de la carretera de Oviedo a Gijón, a consecuencia del aumento de espesor de toda la formación, se forma una flexión muy clara que se elimina lentamente hacia el oeste.

#### D) LA TECTONICA GERMANOTIPICA

El segundo grupo de accidentes alpidicos que aparece en la región de Llanera son fallas de desarrollo vertical, sin relación con los pliegues a los que cortan. Estos accidentes son una clara manifestación de la actividad del zócalo paleozoico durante la tectogénesis alpidica, que, falto de plasticidad para plegarse, se fracturó generando un verdadero mosaico de bloques y arrastrando a la cobertera en los movimientos de reajuste.

Este fenómeno es general para toda Asturias, tal como ya hemos indicado en otras ocasiones (40, 41, 44, 49, 59).

Estos accidentes tienen una importancia tan grande, tan acentuada por su edad, relativamente reciente, que son las que dictan los rasgos esenciales del relieve y las unidades orográficas. En consecuencia, se delimitan tres grandes unidades estructurales, de sur a norte:

- a) Cuenca de Llanera.
- b) Zona de mosaicos de la divisoria de aguas.
- c) Zona subtabular septentrional.

#### a) La cuenca de Llanera.

Es una zona hundida o fosa tectónica colocada entre las fracturas de la divisoria y las menos importantes de la vertiente septentrional del Naranco, fuera de la zona estudiada. La desigual importancia de las fallas septentrionales y meridionales hace que tenga más carácter de escalón que

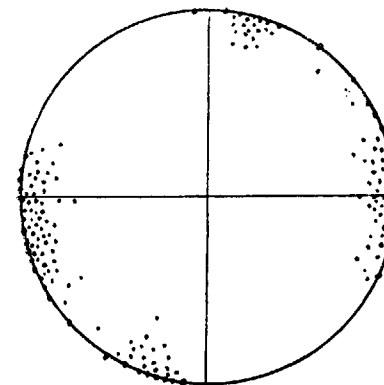


Fig. 17.—Proyección estereográfica de los planos de las fallas de la zona de Llanera.

de fosa, y el neto carácter morfológico de cuenca, que posee, no coincide totalmente con el carácter estructural de fosa.

En el borde septentrional está limitada por la trenza de fallas en mosaico de la divisoria de aguas. Estas fallas pueden agruparse en dos sistemas dominantes: uno sensiblemente orientado de norte a sur y otro de oeste a este.

Los elementos del primer sistema cortan a los del segundo, haciendo que el frente tectónico sea extremadamente irregular y se produzcan continuas indentaciones de dovelas. Las fallas N.S. se amortiguan rápidamente hacia el sur en el Terciario de la cuenca, demasiado plástico para que las roturas del zócalo puedan propagarse en él. No obstante, algunas lo cruzan claramente, llegando a permitirse incluso el afloramiento del substrato cretácico, como pasa a pocos metros al oeste del Km. 453 de la carretera de Oviedo a Gijón.

#### b) Zona de tectónica en mosaico de la divisoria de aguas.

La mayor concentración de fracturas aparece en la divisoria de aguas, desde Santo Firme a Peñaferraz. Allí se desarrolló una verdadera "trenza" de fallas que divide al conjunto en una serie caótica de bloques, dovelas y "horsts perforantes" (59). En conjunto es una zona elevada a manera de horst, fragmentado diversamente y desarrollado sobre el eje del anticlinorio de la divisoria de aguas. A este respecto es muy significativo el hecho de que en los horsts más desarrollados aparezca siempre el Paleozoico que constituía el zócalo del anticlinorio.

En general, y como es lógico, cuanto mayor es la importancia de las fallas tanto más profundo es el material que aflora en los horsts, o tanto más moderno el que tapiza las fosas.

De oeste a este pueden apreciarse los siguientes elementos estructurales:

1. Horst de Santo Firme y sus accesorios.
2. Bloque de Castiello.
3. Caos de bloques del túnel de Llanera.
4. Zonas de bloques de Robledo-Pruvia.

1. EL HORST DE SANTO FIRME Y SUS ACCESORIOS.—Está formado por un núcleo carbonífero cubierto en parte por el conglomerado kimberidgiense. La falla meridional es un accidente incurvado por el oeste que se digita hacia el este con formación de pequeñas cuñas y de la foseta "invertida" de la cota 380, ocupada por el conglomerado de Posada y casi cercada por el Carbonífero. Al sur de esta foseta aparece el horst accesorio de Truébano, formado por Turonense, emergiendo en el Terciario. Es un horst rectangular enmarcado por dos pares de fallas E. 15° N. y N 10° E.

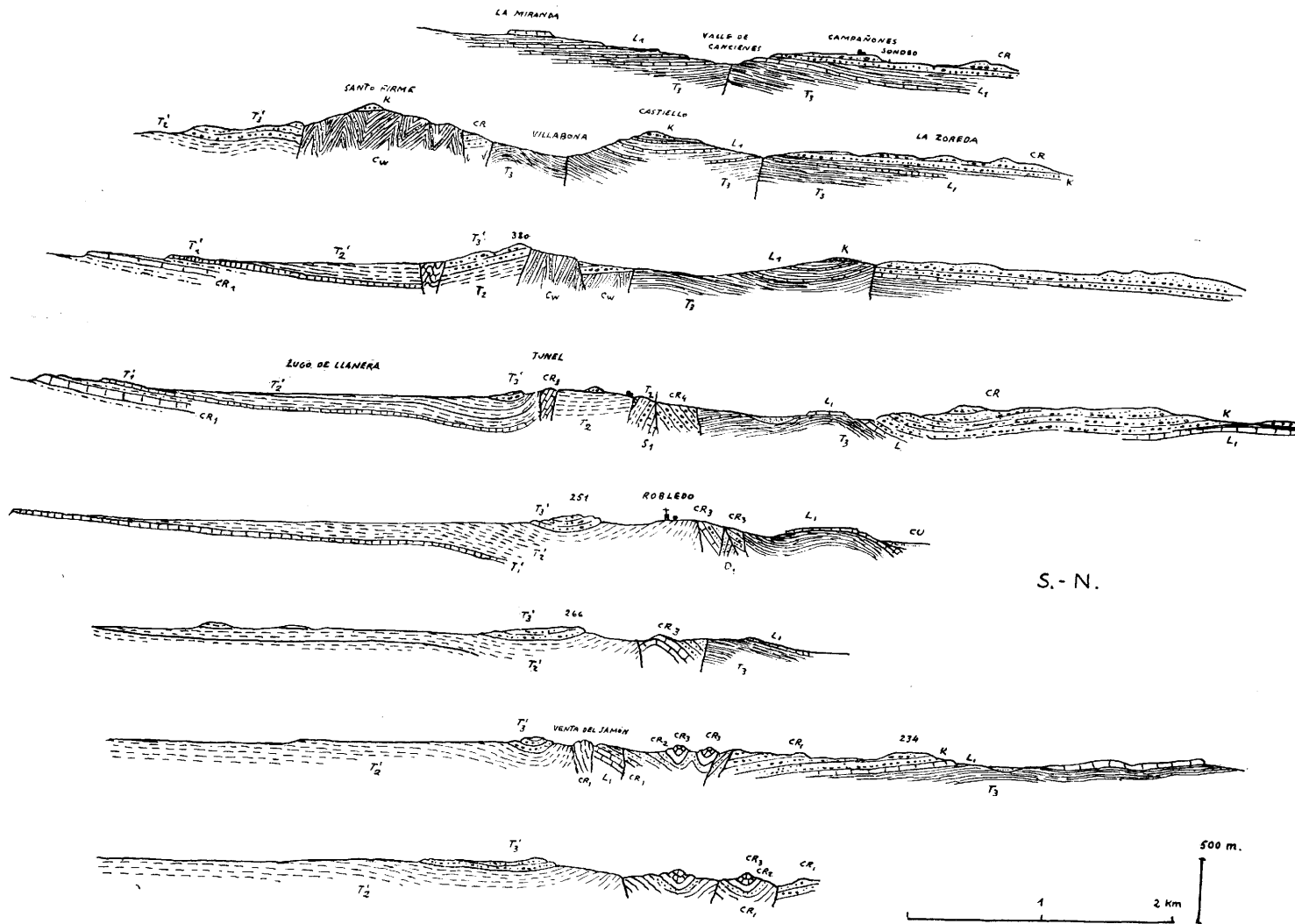


Fig. 18.—Cortes geológicos generales de la región de los alrededores de Llanera.

- S<sub>1</sub> = Cuarcitas armoricanas.
- D<sub>1</sub> = Devónico. Gedinense ?
- T<sub>1</sub> = Buntsandstein.
- T<sub>3</sub> = Keuper y Hettangiense inferior. Margas rojas, yesos y calizas delgadas.
- L<sub>1</sub> = Hettangiense superior. Do'omías grises.
- K = Kimmeridgiense. Conglomerados cuarzosos compactos.
- CR<sub>1</sub> = Aptiense. Facies septentrional: conglomerados cuarzosos sueltos y arcillas intercaladas. Facies meridional: calizas con *Orbitolina*, margas y calizas con *Toucasia*. Arenas albienses.
- CR<sub>2</sub> = Calizas con *Orbitolina aperta* del Cenomanense.
- CR<sub>3</sub> = Molasas turonenses con hippuritidos, arenas, conglomerados y arcillas superiores.
- T<sub>1</sub><sup>'</sup> = Terciario. Sanoisiense ? = Calizas lacustres y margas claras.
- T<sub>2</sub><sup>'</sup> = Idem id. Margas abigarradas.
- T<sub>3</sub><sup>'</sup> = Idem id. Conglomerados calizos de Llanera.
- CU = Cuaternario.



*Zeacrinites* sp.  
*Rhodocrinites* sp.

Estas faunas acreditan el carácter parálico de la cuenca asturiana en los albores del Westfaliense.

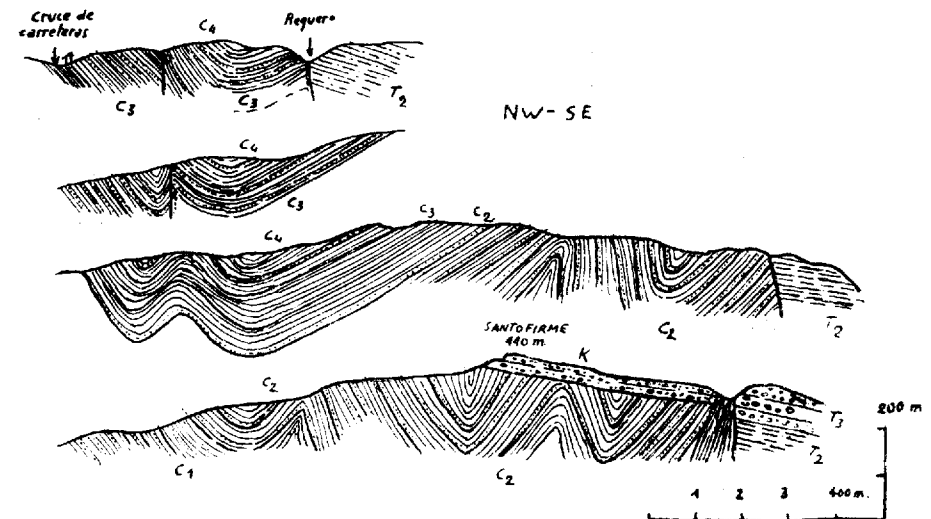


Fig. 3.—Estructura del Carbonífero de Santo Firme.

- C<sub>1</sub>. 180-200 m. Serie del SW. Secuencia de arenisca y pizarra con algún ciclothema.  
C<sub>2</sub>. 600-650 m. Serie de ciclothemas con flora (véase texto) alternando con algunos horizontes de pizarras con moluscos y crinoideos.—C<sub>3</sub>. 100 m. Secuencias areniscas-pizarras, generalmente estériles y pobres en flora y fauna.—C<sub>4</sub>. 70-80 m. Conglomerados en la base, seguidos de secuencias de areniscas y pizarras con un horizonte calizo. En los últimos 40 m., flora análoga a la de C<sub>2</sub>.—Todos los tramos corresponden al Westfaliense A y B.

En su conjunto, podemos considerar en el Carbonífero de Santo Firme, los siguientes elementos estratigráficos:

- 1) 180-200 m. Serie del SW. Secuencia de arenisca y pizarra con algún ciclothema.
- 2) 600-650 m. Serie de ciclothemas conteniendo la flora ya indicada, alternando con algunos horizontes de pizarras arcillosas con moluscos marinos (serie de las Minas).
- 3) 100 m. Secuencias areniscas pardas-pizarras, generalmente estériles y pobres en flora y fauna.
- 4) 70-80 m. Conglomerados en la base seguidos de secuencias de areniscas y pizarras con un horizonte calizo. En

los últimos 40 metros hay una flora análoga a la del tramo 2). El corte de detalle que hemos dado anteriormente pertenece a este tramo.

El muro de esta formación, en opinión de Barrois (6), transcrita por Mallada (66), sería el Devónico, con ausencia de la caliza de montaña. En realidad no existe ninguna prueba en este sentido, puesto que dicho muro no ha sido encontrado nunca, ni en los sondeos ni en las exploraciones mineras. Nada se opone, por el contrario, que dicho muro sea, como en el resto de la cuenca, la caliza de montaña. Los contactos visibles del Carbonífero de Santo Firme con otros terrenos son siempre por fallas.

La flora es conocida desde los tiempos de Schulz (78) y Barrois (6) como correspondiente al Westfaliense A + B. El conjunto de especies recogidas es el siguiente:

*Calamites cisti* Brogn.  
*Sigillaria conferta* Boulay.  
*S. cortei*.  
*S. elegans* Stern.  
*S. hezagona* Brogn.  
*S. schlotheimi* Brogn.  
*S. tessellata* Brogn.  
*S. transversalis* Brogn.  
*Sigillaria* sp.  
*Mariopteris acuta*.  
*Alethopteris lonchitica* Schb.  
*Lepidostrobis variabilis* L. y H.

### c) La sedimentogénesis carbonífera durante el Westfaliense A+B.

El análisis estratigráfico de la serie de Santo Firme nos revela que durante el Westfaliense A + B, en la cuenca carbonífera asturiana, tuvo lugar una sedimentación de tipo parálico, rítmica, ciclométrica y megaciclométrica.

Los primeros 200 metros constituyen una serie rítmica formada por ocho secuencias arenisca-pizarras, los tramos pizarrosos cinco o seis veces más potentes que los arenosos; este dominio de metacolooides parece indicar un relieve poco enérgico ya maduro en un área fuente de sedimentos, situada en zona de ectinitas (abundancia de moscovita). Los litotopos arenosos de la secuencia deben atribuirse mejor a momentos de aumentos periódicos en la intensidad erosiva que a oscilaciones del nivel de base.

Con la capa "Gavitos" comienza la deposición ciclothemática. El litotopo detrítico está a 25 metros por debajo del lecho carbonoso. Entre "Gavitos" y "Vena Nueva" hay un ciclothema abortado formado por la secuen-

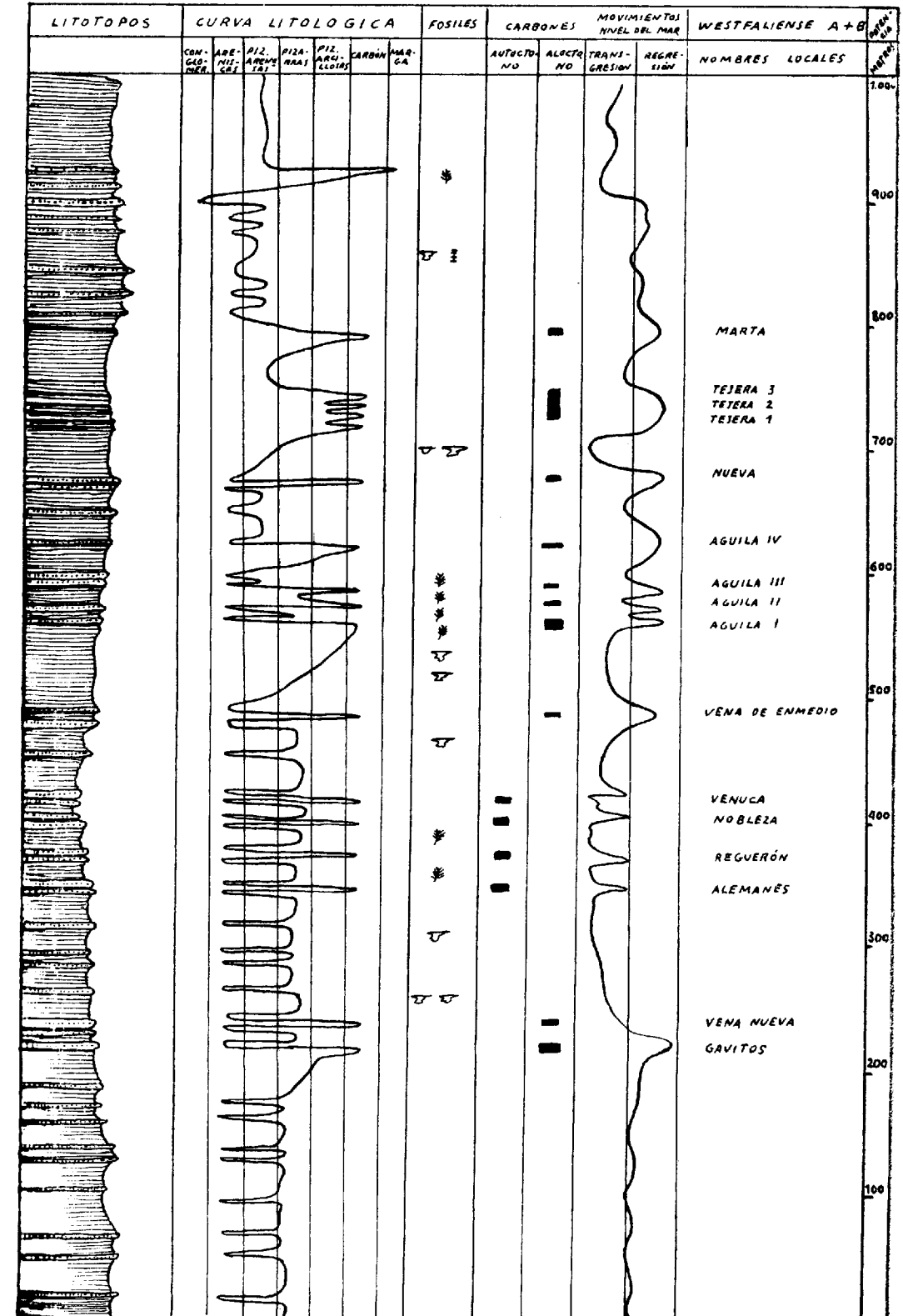


Fig. 4.—Análisis estratigráfico del Westfaliense A-B de Santo Firme.

cia ternaria arenisca-pizarrosa arcillosas-arenisca. "Vena Nueva" está instalada entre techo y muro de areniscas y lo propio pasa con "Alemanes", "Reguerón", "Nobleza", "Venuca" y "Nueva"; es decir, que parte de las capas de Santo Firme no forman ciclothemata típicos. Ello hace pensar en una génesis autóctona para estas capas, estrechamente ligadas a depósitos detríticos. En cambio "Gavitos", "Vena del Medio" y "Aguilas 1., 3., 4." forman parte de la típica secuencia ternaria pizarra-carbón-arenisca, característica del ciclothema típico. Finalmente, las tres "Tejeras" y "Marta" están entre pizarras.

Ello induce a creer que la sedimentación ciclothemática, comenzada con el depósito de "Gavitos", fue interrumpida por una abundante sedimentación detrítica que coincide con una primera invasión marina, representada por los litotopos de pizarras con moluscos. El depósito de "Alemanes" inicia el máximo de la sedimentación detrítica con "Reguerón", "Nobleza" y "Venuca". Más hacia arriba los litotopos van enriqueciéndose en metacolíoides hasta llegar a las "Tejeras", cuatro capas situadas entre pizarras. Más allá de "Marta" la sedimentación continúa normal. Una excepción en toda esta serie es el depósito de la caliza margosa que aparece cerca del techo de la formación.

La alternancia de pizarras con moluscos, con los ciclothemata, nos permite dilucidar las oscilaciones del nivel del mar durante los 40-50.000 años que probablemente duró la sedimentación de Santo Firme. La serie basal, o del SW., está formada por secuencias terrígenas que culminan con el depósito de "Gavitos". Seguidamente tiene lugar la primera transgresión, determinada por las pizarras con moluscos y el dominio de las aportaciones detríticas. Las capas de carbón de este tramo pueden ser alóctonas y de origen litoral. La estratificación oblicua que aparece en algunas areniscas parece corroborarlo, y la orientación de las "laminae" parece indicar que las aportaciones proceden del oeste.

En este caso, el mar comenzaría a entrar en regresión en "Vena del Medio", pero es sólo un intento tímido, puesto que las pizarras con moluscos que se le superponen indican un nuevo episodio parálico, pero fugaz, puesto que en las "Aguilas" impera de nuevo la regresión, que conservará su hegemonía, entre fugaces intrusiones parálicas, una entre "Nueva" y las "Tejeras" y otra al final de la serie.

Todo parece indicar, pues, que durante la sedimentación de Santo Firme existía un país emergido hacia el SW., en cuyos márgenes se formaban ya depósitos límnicos, ya parálicos, a tenor de las oscilaciones del nivel marino de un océano que se extendía ampliamente hacia el este.

## B) EL TRIASICO

### a) Generalidades.

El Trías aflora al norte de Santo Firme, formando el valle de Villabona, el alto de La Miranda y las vertientes del cerro de Castiello. También se desarrolla en la parte NW. de la zona estudiada, formando parte del valle de Cancienes.

Los primeros datos sobre este Trías proceden de Schulz (77, 78) y Barrois (6), y sobre todo de Karrenberg (36), estudiando el Mesozoico de Asturias y Santander. También existen algunos datos de zonas limítrofes de Adaro (1, 2, 3), Sampelayo (32) y Patac (73, 74). Recientemente Almela y Ríos (5) hablan del Trías al hacer el estudio del Mesozoico cantábrico con fines industriales.

### b) Los afloramientos.

En los afloramientos visibles dominan las margas abigarradas con aspecto de Keuper, con algunas delgadas intercalaciones más margosas, de hasta 0,3 metros de potencia, de color azulado o verde claro. Estos tramos margosos alternan con otros calizo-dolomíticos de 5 a 8 metros de potencia, como ocurre en el valle de Cancienes, entre Agüera y La Seta, frente al kilómetro 17 de la carretera de Avilés. Allí la base de estos tramos calizos está precisada por la existencia de horizontes yesíferos que fueron explotados no hace mucho tiempo.

En el valle de Villabona es donde el Trías aparece más completo dentro de la zona estudiada y donde afloran las capas más bajas; no obstante, el gran número de fallas que cortan este valle y la vegetación hacen difícil obtener series completas. Uno de los afloramientos más bajos está en la estación de Villabona; la trinchera del ferrocarril, en dirección a Oviedo, corta dolomías y margas abigarradas; estas últimas tienen intercalaciones de calizas de 0,2-0,3 metros y areniscas rojas del mismo espesor. Las mismas capas se encuentran en la entrada norte del túnel del ferrocarril. Con ellos se ponen en contacto los conglomerados cretácicos.

A lo largo de la carretera de Villabona a la general de Avilés hay también varios afloramientos de Trías; son margas abigarradas con intercalaciones delgadas de areniscas rojas y de calizas; son todas idénticas a las de la estación. También entre los Km. 153-154 afloran las margas abigarradas con una potencia visible de 60-70 metros. Tienen intercalaciones de 0,05-0,1 metro de calizas dolomíticas amarillentas, areniscas rojizas y margas azuladas.

El corte más completo del Trías, aunque sólo de su parte alta, nos lo ofrecen las vertientes del cerro de Castiello. Las capas más bajas visibles se

encuentran en la vertiente norte del cerro de Villar, contorneado por la carretera de Avilés entre los kilómetros 11-12. Ascendiendo a este cerro por la vertiente norte, y siguiendo la carretera hasta La Miranda, puede obtenerse el siguiente corte:

Muro: no es visible:

- 20 m. Visibles, margas abigarradas.
- 5-6 m. Dolomías amarillentas.
- 12-15 m. Margas abigarradas.
- 4-5 m. Dolomías.
- 25 m. Margas abigarradas.
- 2-3 m. Dolomías amarillentas.
- 40-45 m. Margas abigarradas con horizontes de 0,05-0,2 m. de margas azuladas más calizas.

Este tramo margoso forma el collado de La Miranda y los cerros del sur del mismo hasta el cruce con la carretera de Villabona. Las vertientes occidentales y meridionales del cerro de Castiello permiten continuar el corte como sigue:

- 5-6 m. Dolomías amarillentas cavernosas (carniolas).
- 30-35 m. Margas abigarradas yesíferas.
- 20 m. Dolomías amarillentas. En la base hay un horizonte lumaquéllico, formado por moldes de lamelibranquios indeterminables.
- 15 m. Visibles, margas azuladas.

Techo: conglomerados kimmeridgienses.

La última capa de 20 metros, con lumaquelas de lamelibranquios, es idéntica a las capas de San Justo, cerca de Corvera, a tres kilómetros al oeste de Castiello, donde se encontró un ammonites, *Caloceras* cf. *pirondi* Rey, determinado por Mouterde, que sitúa este horizonte en el Hettangiense inferior. Las capas de Villar y de la base de Castiello deben de corresponder pues, con toda probabilidad, al límite Keuper-Lías, estableciéndose una zona de transición entre Lías y Triásico.

### c) Los sondeos.

Los perfiles más completos de este Trías son los proporcionados por los sondeos realizados en busca del posible substrato carbonífero.

El sondeo de Campañones, realizado por la Real Compañía Asturiana de Minas en 1952, proporcionó el siguiente corte del Trías:

- 22,2 m. Margas rojas.
- 9,45 m. Alternancia de calizas y margas rojas.
- 11,5 m. Caliza. En la base, una fajita de marga roja y gris.
- 34,93 m. Calizas grises y rojizas.
- 2 m. Pizarra.
- 9,78 m. Caliza gris con mucho cuarzo y marga negra.
- 6,7 m. Areniscas.
- 54,85 m. Caliza gris.
- 27,37 m. Alternancia de calizas grises y pizarras negras.
- 47,22 m. Calizas grises claras y oscuras.
- 15,10 m. Arena clara y caliza gris.
- 20,12 m. Pizarra negra y yeso.
- 10,40 m. Caliza oscura.
- 4,04 m. Marga rojiza.
- 3,08 m. Caliza gris.
- 1,84 m. Sulfato de cal.
- 84,93 m. Alternancia de yeso rojo y yeso gris.
- 10,09 m. Alternancia de marga roja y oscura.
- 3,67 m. Cuarzita con yeso.
- 2,40 m. Marga roja.
- 3,2 m. Pizarra.
- 4,65 m. Marga roja.
- 5,06 m. Arenisca.
- 12,22 m. Caliza gris en el techo y marga roja el resto.
- 76,67 m. Arenisca en el techo y el resto de marga roja.
- 2,80 m. Pizarra gris.

Este perfil constituye una serie de 510 metros en potencia, donde parece estar representado el Lías y la zona de transición al Trías y parte del Keuper. Los primeros 225 metros presentan litotopos en todo análogos a los del Hettangiense de Gijón y Avilés; los 75 metros siguientes, hasta los 300 metros de profundidad total, pueden representar la zona de transición, aunque no han sido vistas las capas de lumaquelas de lamelibranquios. El Keuper puede empezar tal vez con la zona yesífera, a los 300 metros, hasta el final del sondeo, a los 510 metros.

Otro sondeo muy interesante fue el efectuado, en 1955, por la Sociedad de las Minas de Santo Firme, en el Trías de la carretera de Villabona, kilómetros 1-2. El sondeo se inició en las margas yesíferas, cortándose las siguientes capas:

- 20 m. Margas abigarradas.
- 64 m. Margas rojas yesíferas.
- 4 m. Arenisca roja.

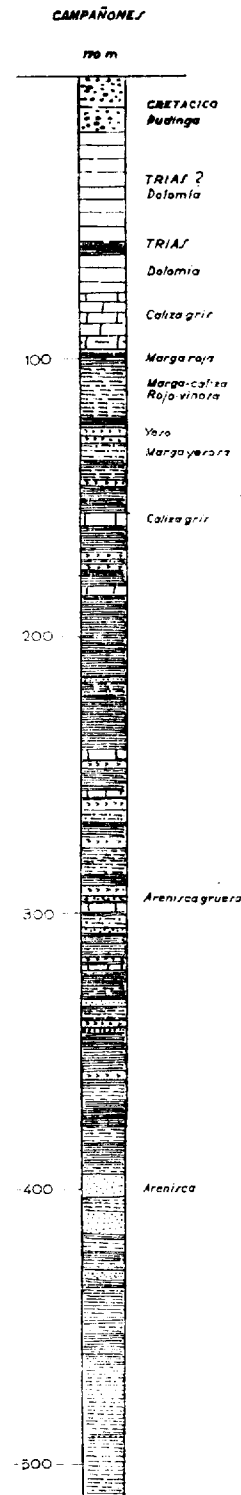


Fig. 5.—Corte del sondeo de Campañones (véanse los litotopos en el texto).

- 55 m. Margas rojas yesíferas.
- 61 m. Alternancia de margas rojas y areniscas rojas en capas de 2-5 metros.
- 5 m. Arenisca roja.
- 3 m. Conglomerados rojos.
- 29 m. Margas rojas.
- 5 m. Conglomerado rojo.
- 42 m. Margas rojas.
- 2 m. Arenisca roja.
- 5 m. Margas rojas.
- 6 m. Conglomerado rojo.
- 20 m. Marga roja yesífera.
- 5 m. Arenisca amarillenta.
- 33 m. Margas rojas yesíferas.
- 5 m. Conglomerado rojo de grano fino.
- 40 m. Margas abigarradas.
- 2 m. Arenisca roja.
- 1 m. Margas rojas y abigarradas.

Muro: Pizarras negras micáceas, areniscas micáceas y una capa de carbón.

El sondeo alcanzó 447 metros, habiendo llegado al muro de Westfaliense, sin ninguna duda prolongación hacia el norte de la cuenca de Santo Firme. La naturaleza del contacto de este sondeo, entre la base del Trías y el Carbonífero, es dudosa, puesto que en todos los afloramientos de Asturias donde es visible la base del Trías (Arnao, Heros, etc.), las capas inferiores son conglomerados rojos cuarzosos, mientras que aquí son margas abigarradas. Como por otra parte el sondeo está hecho en las inmediaciones de las fallas de la vertiente norte de Santo Firme, nada tendría de particular que cortara una de ellas.

Todo parece indicar que las capas inferiores del Trías no aparecen en esta zona ni siquiera en los sondeos. No es ésta, no obstante, la opinión de Almela y Ríos (5), que sitúan la mayor parte del Trías del valle de Villabona en el Buntsandstein.

#### d) Ensayo de correlación y edad.

La correlación entre los sondeos entre sí y entre éstos y la serie que puede obtenerse en la superficie no es fácil de hacer, puesto que no existe capa-guía alguna ni hay identidad entre los litotopos, ni posibilidad de comparación paleontológica por falta de fósiles. Estas circunstancias se agravan por el hecho de que el sondeo de Campañones no ha sido controlado personalmente y, en cambio, hemos visto buena parte de los testigos del de Villabona.



En principio, por su posición respecto a los conglomerados kimmeridgienses, los techos de las series de Campañones y de Castiello deben de corresponder a unidades muy próximas en sentido cronológico, pero como los litotopos del Trías varían rápidamente sus litofacies en sentido longitudinal la sucesión petrográfica es algo distinta. Por otra parte, como los conglomerados kimmeridgienses son discordantes sobre el Lías, el substrato sobre el que se apoyan puede ser de edad distinta en Campañones y en Castiello.

Las litofacies de evaporitas más altas las consideramos como pertenecientes al Keuper, puesto que por encima de ellas aparecen las lumaquelas de Castiello, que deben colocarse en el Hettangiense superior por las razones ya indicadas. Por estos motivos, y por la situación del sondeo de Villabona respecto a la serie de Castiello, es lógico suponer que las capas cortadas por dicho sondeo deban situarse inmediatamente por debajo de las del cerro de Castiello. Con lo que, juntando ambas series, obtendremos el perfil más completo del Trías de esta zona.

En cuanto a la edad es posible que esté representado todo el Trías. Ya ha indicado Karrenberg (36) las analogías de litofacies entre el Buntsandstein y el Keuper, y el escaso desarrollo que presenta el Muschelkalk marino. No cabe duda acerca de la edad keuper del techo de la formación, con tránsito hacia el Lías, pero no es posible delimitar el límite inferior del Keuper. Tampoco conocemos con certeza el límite inferior del Trías, pues sospechamos que el muro del Trías en el sondeo de Villabona es una falla. No obstante, por los litotopos, ricos en elementos detríticos gruesos alternando con tramos de evaporitas, esta base de Villabona tiene más aire de Bunt que de Keuper. Sería necesario un estudio mucho más extenso del Trías asturiano para poder establecer una más amplia correlación estratigráfica y, por tanto, afinar más respecto a la edad.

Provisionalmente, y utilizando las series de Castiello y Villabona, estableceremos las siguientes series estratigráficas:

Muro: *Carbonífero*.

*Buntsandstein*. 220 m. Alternancia de margas abigarradas, con capas delgadas de conglomerados y areniscas rojas y tramos de evaporitas. (Yesos inferiores.)

*Muschelkalk* (?). 60-70 m. Alternancia de areniscas rojas con margas abigarradas algo yesíferas. (Yesos medios.)

*Keuper*. 140 m. Margas yesíferas con algunas capas de areniscas intercaladas. (Yesos altos.)

130 m. Margas abigarradas alternando con capas de 0,5 a 5 metros de dolomías.

30 m. Margas yesíferas. (Yesos superiores.)

Techo: Lumaquelas hettangienses.

#### e) Sedimentogénesis y consideraciones paleogeográficas.

La sedimentogénesis triásica tuvo lugar en el extremo más occidental de la cuenca mesozoica pirenaica, sobre una plataforma continental sujeta a frecuentes oscilaciones epirogenéticas o eustáticas (53, 57). De aquí las exageradas influencias continentales que aparecen en todos los litotopos y determinan características muy particulares:

- 1.º Aire keuperoides de todos los tramos, que les hace difíciles de colocar estratigráficamente. En efecto, las litofacies de evaporitas se encuentran en todos los niveles, dando aspecto de Keuper a toda la serie.
- 2.º Ausencia casi completa de elementos calizos del Muschelkalk. En la zona estudiada no aparecen. Llegan muy tardíamente, al finalizar el Keuper.
- 3.º Influencia continental muy marcada.

En efecto, los primeros 200 metros de litotopos que hemos atribuido al Buntsandstein constituyen una serie rítmica formada por la secuencia conglomerado o arenisca-margas abigarradas o margas yesíferas.

Los espesores de estos litotopos son distintos; los detríticos son siempre poco potentes, no rebasando los 5 metros; los metacoloideos y las evaporitas, en cambio, alcanzan 40 metros, de tal modo que las potencias totales son del orden de 120 metros de margas abigarradas, 60 de evaporitas y 20 de detríticos sobre 200 metros de espesor total.

Estos ritmos pueden tener origen climático; las capas de detríticos, que evidentemente corresponden a momentos de más fuerte intensidad erosiva en el macizo marginal, pueden representar por su escasa potencia periodos efímeros de humedad intercalados en una región árida o semiárida capaz de permitir la generación de evaporitas. El territorio marginal estaba peneplanizado o a lo más poseía un relieve extremadamente maduro (penillanura pretriásica).

Estas condiciones persistieron durante todo el Buntsandstein, y se continuaron probablemente en el Muschelkalk. Tanto si el Trías medio está representado en la serie de Villabona, como si existiese una laguna Bunt-Keuper, las condiciones paleogeográficas fueron las mismas en esta zona.

Las capas detríticas se reducen aún más en la serie considerada como Keuper, pero se introduce en cambio un régimen algo menos litoral representado por las intercalaciones de dolomías de la parte. Las areniscas representan aquí sólo el 3,3 por 100 del espesor total, y las dolomías el 6,6 por 100, correspondiendo a las margas yesíferas el 50 por 100 y a las margas abigarradas el 40 por 100. El grueso de la sedimentación son, pues, evapo-

ritas y metacolíoides, lo que parece indicar que el régimen climático marginal es aún más severo en el Keuper que en el Buntsandstein.

La sedimentación triásica se desarrolló pues, en esta zona, sobre una plataforma continental en región litoral, donde se formaban las evaporitas en los momentos de descenso del nivel marino. La abundancia de metacolíoides es consecuencia probablemente de la madurez del relieve marginal y también de la sequedad del clima. Sólo los depósitos detríticos corresponden a momentos de aumento de la intensidad erosiva en el área fuente de sedimentos.

#### D) EL LIASICO

##### a) Generalidades.

El Lías ocupa poca extensión en la zona estudiada y está siempre extremadamente relacionado con el Triásico, al que ya hemos dicho pasa insensiblemente; Schulz (78), Adaro (1) y Karrenberg (36), sobre todo este último, nos hablan del Lías de esta zona; Dubar y Mouterde, que han estudiado todo el Lías asturiano, han dado ya algunos avances de sus estudios (17, 18). Almela y Ríos (5) tratan también recientemente del Lías de esta zona. En las regiones limítrofes se han ocupado de este terreno Jiménez de Cisneros (3), Gómez de Llerena (23) y Martínez (69).

##### b) Los materiales.

Los afloramientos del Lías pueden dividirse en tres conjuntos: primero, cerros de Castiello y Remopia; segundo, Venta del Jamón, y tercero, zona de Belaño, Fontanielles y Serín.

Las capas más bajas del Lías aparecen en los cerros de Castiello, tal como ya se ha indicado al hablar del Triás; el límite inferior es impreciso, puesto que el régimen de evaporitas del Keuper invade probablemente la base del Lías. Las lumaquelas amarillas, formadas por lamelibranquios, en las cuales se han encontrado *Caloceras* cf. *pirondi*, pertenecen con toda certeza al Hettangiense superior. En la vertiente sur de Castiello, ascendiendo desde el caserío de la Peña al de Castiello, el camino vecinal corta las siguientes capas:

- Muro: margas abigarradas y yesíferas atribuidas al Keuper.
- 20 m. Dolomías amarillentas. En la base hay unas lumaquelas amarillas formadas por lamelibranquios indeterminables.
- 15 m. Margas azuladas.
- Techo: conglomerados kimmeridgienses.

La parte alta del sondeo de Campañones, hasta los 250 metros de profundidad, debe de colocarse en el Lías, tal como ya hemos indicado; las capas son las siguientes:

- 22,2 m. Margas rojas.
- 9,45 m. Alternancia de calizas y margas rojas.
- 11,5 m. Caliza. En la base, una fajita de margas rojas y grises.
- 34,93 m. Calizas grises y rojizas.
- 2,00 m. Pizarra.
- 9,78 m. Caliza gris con mucho cuarzo y marga negra.
- 6,7 m. Arenisca.
- 54,85 m. Caliza gris.
- 27,37 m. Alternancia de calizas grises y pizarras negras.
- 47,22 m. Calizas grises, claras y oscuras.
- 15,10 m. Arena clara y caliza gris.
- Muro: pizarras negras y yeso.

El muro de esta serie puede correlacionarse con los yesos superiores triásicos, en cuyo caso los 15,10 metros de arena clara y caliza gris pueden equipararse a los 20 metros de dolomías amarillentas de Castiello. El control de los testigos de un sondeo corre generalmente a cargo de un capataz de sonda,

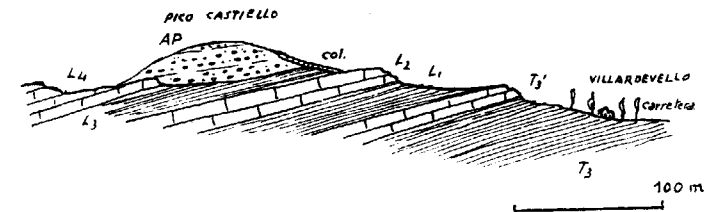


Fig. 7.—Corte geológico del Cerro de Castiello.

- T<sub>3</sub>. Margas abigarradas del Keuper.—T<sub>3</sub>'. 5 m. Dolomías cavernosas.—D<sub>1</sub>. 15 m. Margas abigarradas, posiblemente hettangienses.—L<sub>2</sub>. Calizas tableadas con fauna de lamelibranquios que acompaña a *Caloceras pirondi*, del Hettangiense inferior.—L<sub>3</sub>. Margas azuladas.—L<sub>4</sub>. Dolomías compactas del Hettangiense superior.—AP. Conglomerado kimmeridgiense.—Col. Coluvión del conglomerado.

que clasifica "de visu" el material extraído. Las llamadas pizarras son sin duda margas oscuras, grises o azuladas; las dolomías, tan abundantes en todo este Lías, han sido sistemáticamente denominadas calizas. No repugna, pues, hacer la equiparación que precede, en cuyo caso toda la serie de Campañones debe superponerse a la serie de Castiello, como es lógico, por

otra parte, dada la situación de ambas. La serie de dolomías que aparecen a continuación en el sondeo corresponden sin duda alguna a los tramos dolomíticos situados en el límite Trías-Lías (33, 23, 39), antes del hallazgo del ammonites ya indicado en capas más bajas.

En la carretera de Oviedo a Gijón, en Pruvia, Km. 456-457, hay un afloramiento del Lías que permite un corte muy detallado. Almela y Ríos (5) dan recientemente un perfil del mismo, situando sus capas en el Rhetiense. Un corte muy detallado permite reconocer los siguientes litotopos:

Muro: margas abigarradas.

- 1 m. Dolomías amarillentas con leptoclasas en capas de 0,01 a 0,05 metros alternando gruesas y delgadas.
- 1,5 m. Dolomías en capas de 0,1-0,3 metros bastante regulares. Estratificación regular. En general microestratigráfica en todas las capas, especialmente en la parte alta.
- 20 m. Margas azules en la base y abigarradas en la parte alta.
- 3-4 m. Dolomías amarillentas, compactas en la base, con estratificación regular y microestratificación. Capas de 0,1-0,3 metros en la base. En la parte alta, capas de 0,8 a 1 metro.
- 1,5 m. Margas oscuras, verdes en la base.
- 2,0 m. Dolomías amarillentas, completas, con microestratificación.
- 1,0 m. Margas oscuras y amarillentas.
- 1,5 m. Dolomía brechoide.
- 2,0 m. Margas grises oscuras.
- 0,8 m. Dolomías brechoides, amarillentas.
- 0,5 m. Margas oscuras varvadas.
- 2,0 m. Calizas grises algo brechoides.  
Dolomías amarillentas microestratificadas.

Techo: arcillas amarillentas aptienses.

Toda la serie está orientada al WNW. buzando 20° NE. Estas capas se prolongan hacia el SE. y NW. pero pronto son estranguladas por las numerosas fallas que atraviesan esta zona.

Esta secuencia de margas oscuras y dolomías puede corresponder a la base del Lías del sondeo de Campañones.

En el borde norte de la zona estudiada aparecen otros afloramientos liásicos por debajo de los conglomerados kimmeridgienses. En el kilómetro 159 de la carretera de Gijón se halla el contacto de estos conglomerados con las dolomías del Lías, pero no hay buenos cortes hasta un poco más al norte de la carretera a Gijón y a Veriña. Allí aparece un corte que puede seguirse hasta el collado por donde pasa la carretera a Gijón, después de pasar el

kilómetro 161. El conjunto forma un sinclinal muy laxo, en el que pueden reconocerse las siguientes capas:

Muro: no es visible.

- 25-30 m. Margas grises y rojizas.
- 6 m. Dolomías amarillentas.
- 8-10 m. Margas abigarradas.
- 15-20 m. Calizas y dolomías amarillentas.

En la base de este tramo calizo pueden discernirse algunos horizontes según el siguiente detalle de abajo a arriba:

- 1,5 m. Margas rojas.
- 0,4 m. Margas azuladas.
- 0,6 m. Calizas tableadas con lumaquelas de lamelibranquios indeterminables. Este horizonte fosilífero es muy constante.
- 0,2 m. Caliza compacta.
- 0,6 m. Brecha caliza.
- 10,0 m. Calizas dolomíticas, blancas.

A lo largo de la carretera de Veriña hasta Beloño, cerca del límite NE. de la zona estudiada, se encuentran siempre las mismas calizas y dolomías alternando con margas abigarradas. Todo horizontal, con ondulaciones laxas, lo que no permite obtener ninguna serie de interés. Un poco al NE. de

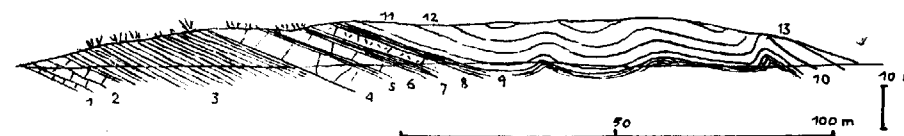


Fig. 8.—Corte geológico del Hettangiense superior del Km. 456 de la carretera de Oviedo a Gijón.

- 1. 1 m. Dolomías amarillentas, muy fisuradas. Capas de 0,01 a 0,05 m. Polaridad positiva-negativa.—2. 1,5 m. Dolomías en capas de 0,1-0,3 m. Estratificación regular. Microestratificación en todas las capas, más acusada en la parte alta.—3. 20 m. Margas azuladas en la base y abigarradas en la parte alta.—4. 3-4 m. Dolomías amarillas compactas en la base, con estratificación parecida a (2). Luego vienen capas de 0,8 a 1 m., todas con microestratificación.—5. 1,5 m. Margas oscuras verdosas en la base.—6. 2 m. Dolomía amarillenta, compacta, microestratificada.—7. 1 m. Margas oscuras y arcillas.—8. 1,5 m. Dolomías brechoides.—9. 2 m. Margas grises oscuras.—10. 0,8 m. Dolomías brechoides amarillentas.—11. 0,5 m. Margas oscuras microestratificadas.—12. 2 m. Calizas grises algo brechoides.—13. 3 m. visibles. Dolomía amarillenta microestratificada.

Beloño, ya fuera de la zona estudiada, este tramo tiene las mismas características que en Agüera y, como allí, se apoya sobre una hilada de margas yesíferas que deben corresponder a los yesos superiores del Keuper, en cuyo caso estas capas deben homologarse con las de Agüera y Campañones.

Desde la estación de Serín hacia el sur, a lo largo de la trinchera del ferrocarril y al otro lado del puente, puede verse el contacto del Lías con el Kimmeridgiense. El Lías está formado por dos tramos dolomíticos: uno superior, de dolomías cristalinas muy blancas, y otro inferior, de calizas dolomíticas grises bien estratificadas; las capas altas tienen 25-30 metros de potencia; las inferiores tienen 10-12 metros vistos, pero no se ve la base de la formación.

### c) Resumen estratigráfico y edad.

Como se ve, el Lías de esta zona es muy incompleto y sólo están representados los tramos inferiores de transición al Keuper. Las capas más bajas reconocidas paleontológicamente son las lumaquelas amarillas de Castiello, que han de situarse en el Hettangiense superior por la presencia de *Caloceras* cf. *pirondi*, en capas análogas. Todo el resto de la formación liásica está constituido por los tramos dolomíticos y calizos que se situaban en el Rhetiense (23, 33) y que deben ser considerados todavía como hettangienses.

La serie más completa la encontramos en el sondeo de Campañones, con una potencia total de 250 metros.

## E) LOS CONGLOMERADOS KIMMERIDGIENSES Y LOS PROBLEMAS QUE PLANTEAN

El Lías está recubierto casi siempre por un depósito detrítico, coherente, de elementos cuarzosos bien rodados de hasta 0,3 metros de diámetro, que en la zona que nos ocupa fue considerado siempre como Cretácico (77, 78, 8, 9, 10, 11). Karrenberg (36) lo considera como Wealdense. Recientemente Dubar y Mouterde han comprobado que al este de Gijón dicho conglomerado sirve de muro a areniscas y arcillas con fauna kimmeridgiense y que, por lo tanto, debe colocarse en el Jurásico superior. Almela y Ríos (5) hacen idénticas consideraciones y lo colocan en la misma edad. Martínez (69), por extensión cartográfica, coloca en el Kimmeridgiense todos los conglomerados de la zona estudiada hasta Avilés.

La atribución al Kimmeridgiense de los conglomerados de Gijón no ofrece duda alguna, como ya demostraron Dubar y Mouterde (17, 18), pero cuando nos hallamos en una región donde se encuentran materiales cretá-

## RESUME

La région étudiée comprend la zone N. d'Oviedo appelée "bassin de Llanera" et les reliefs qui separent la vallée du Nora de la côte atlantique.

La structure est essentiellement alpidique car le socle paleozoïque n'apparaît que dans le butte de Santo Firme, où affleure le carbonifère formé par 1000 m. environ, de couches à cyclothèmes avec flore et faune du Westphalien A + B. Le charbon des cyclothèmes est exploité. L'ensemble est plissé à style jurassique à orientation NE.-SW.

Le mésozoïque débute par le Trias formé à la base par des conglomerats rouges du Buntsandstein surmontés par des grès rouges et par une puissante série de marnes, gypseuses près du toit qui doivent représenter le Muschelkalk et le Keuper. La partie haute arrive jusqu'à l'Hettangien inférieur. L'ensemble a 400 m., du puissance.

Le Lias continue avec l'Hettangien supérieur formé par des dolomies et marnes bariolées de 50-60 m. Sur cette série s'appuient les conglomerats kimmeridgiens discordants, formés par des éléments de quartzites, très cimentés; les conglomerats transgredent le Lias par le S. et à Santo Firme s'appuient sur le Carbonifère.

Les conglomerats kimmeridgiens sont surmontés à son tour par les conglomerats aptiens. Sont aussi quartzeux, mais reliés très solidement à la sédimentogénèse crétacé. Sur ces conglomerats se déposent les couches à *Orbitolines* de l'Aptien et des biohermes équivalents aux calcaires gargassiens à *Pseudotoucasia santanderensis*. Vers l'E. apparaît encore l'Albien à *Vycaria lujani*, formé par des grès et argiles noires et le Cenomanien avec des calcaires à *Orbitolina aperta*.

Le Turonien est transgresif sur l'Aptien à Cayés et formé par des grès jaunes à *Radiolites* et à huîtres.

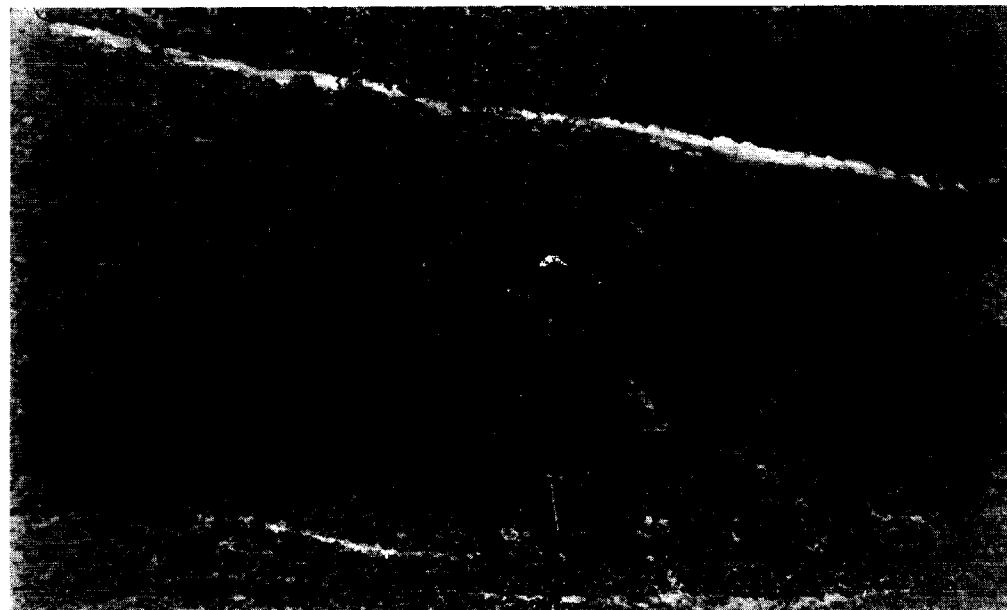
Donc, le Crétacé a des caractères faciaux différents, au S. et au NE. de la région.

Le Tertiaire recouvre tout cet ensemble mésozoïque et il est formé par des marnes et calcaires lacustres à la base, marnes orangées et grès, et con-

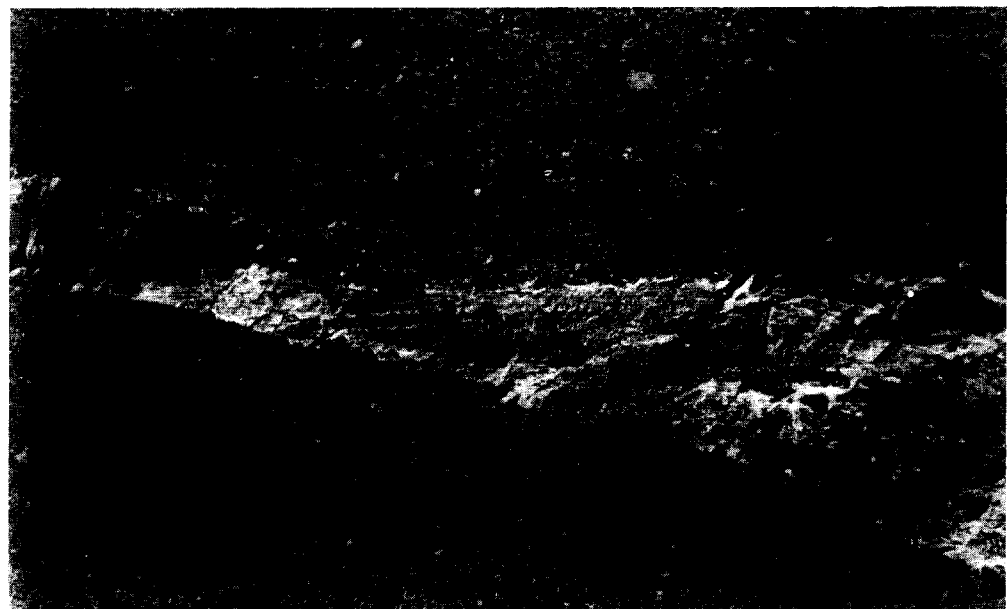
glomerats calcaires dans le sommet (conglomerats du Posada). La puissance diminue visiblement d'E. à W. Sur la route de Gijón a 450 m. et seulement 150 m. a Posada de Llanera.

La tectonique alpidique a plissé l'ensemble mésozoïque à style jurassien avant le dépôt du tertiaire. Postérieurement le Tertiaire a été morcelé en mosaïque tectonique à style germanotypique par l'orogénèse saivique.

Le travail fini par l'application de toutes ces données, a la connaissance de l'Hydrogéologie de la région.



Conglomerados aptienses en el Km. 157 del ferrocarril de Gijón a Madrid, cerca de Vallbona.



Un lentejón arenoso dentro de los conglomerados anteriores.

(Fotos Llopis.)





Conglomerados aptienses en el Km. 157 del ferrocarril de Gijón a Madrid, cerca de Vallbona.



Un lentejón arenoso dentro de los conglomerados anteriores.

(Fotos Llopis.)





Conglomerados de Posada, en la vertiente SW. del Cerro de Santofirme. El conglomerado termina a la derecha, en contacto por falla con el Carbonífero.



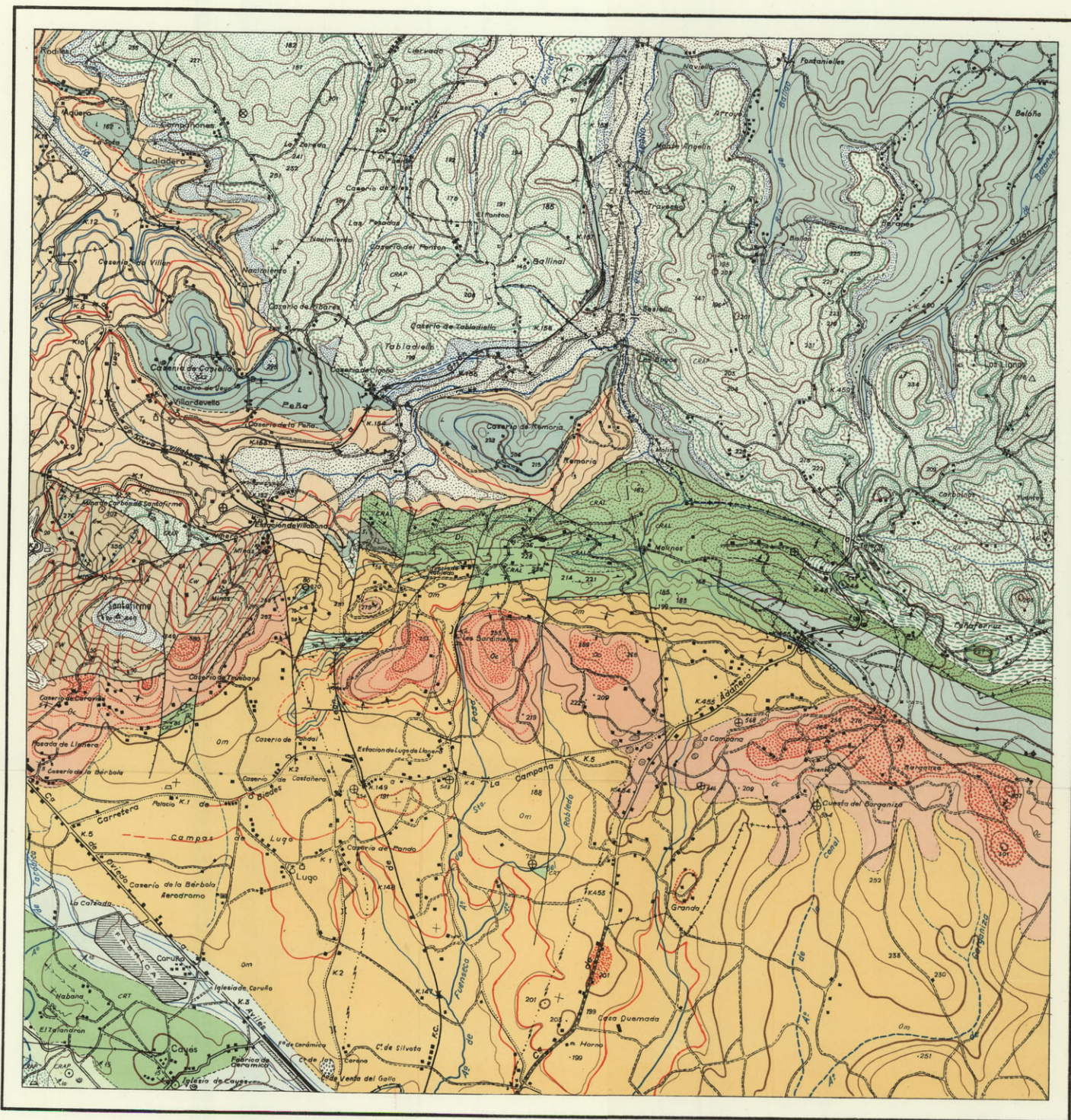
Surgencia cárstica en los conglomerados de Posada, entre los caseríos de Caravies y Truébano (Posada de Llanera).

(Fotos Llopis.)



# MAPA GEOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE LLANERA

POR  
N. LLOPIS LLADO  
1962



**LIMITES**

- Contacto normal, límite de terrenos y de laguna estratigráfica
- - - - - Discordancia
- - - - - Contacto mecánico en general
- Falla vista: salto
- Falla supuesta
- Falla deducida
- Cabalgadura

**BUZAMIENTOS**

- Horizontal
- Hasta 20°
- De 20° a 40°
- De 40° a 60°
- De 60° a 80°
- Vertical

**ACCIDENTES TECTONICOS**

- Eje anticlinal
- Eje sinclinal
- Vecinal
- Diaclasa, inclinación

**PALEONTOLOGIA**

- Lamelibranchios
- Rudistidos
- Orbitolinas
- Vegetales
- Fósiles en general

**MINERALOGIA**

- FL Fluorita
- AMB Ambar
- M Mirrita
- Ca Calcita

**PETROLOGIA**

- Calizas
- Areniscas
- Conglomerados
- Areniscas ferríferas
- Dolomitas
- Arcillitas
- Carbones

**HIDROGEOLOGIA**

- Fuente freática
- Surgencia cárstica
- Fuente de fisura
- Balnea

**INDUSTRIA EXTRACTIVA**

- Bocamina
- Oveas, profundidad
- Canteras
- Tejeras
- Gravera
- Yacimiento de interés nulo
- Yacimiento de posible interés
- Yacimiento de reconocido interés

- CUATERNARIO**
- Aluviones
  - Aluviones y terrazas
- CENOZOICO**
- OLIGOCENO**
- P. T. Conglomerados de Pozada
  - M. Margas abigarradas
  - A. Areniscas
  - C. Calizas lacustres
  - M. Margas yesíferas
- MESOZOICO**
- CRETACICO**
- CRT. Calizas molásicas color camello con rudistidos y orbitolinas
- TURKONENSE**
- CRT. Calizas rosadas con orbitolinas apertas
- CENOMANENSE**
- CRT. Dominio de arenas y detriticos gruesos en general
- ALBIENSE**
- CRAL. Dominio de arcillas y margas
  - CRAL. Arcillas y margas
- APTIENSE**
- CRAP. Facies detritica-oriental
  - CRAP. Arcillas y margas
  - CRAP. Facies caliza occidental
  - CRAP. Caliza gorgosense con rudistidos
  - CRAP. Calizas y margas grises bedulienenses con orbitolinas cardeas y discoides
  - CRAP. Conglomerados
  - CRAP. Arenas
- JURASICO**
- K. Conglomerado cuarzosos
  - K. Areniscas
  - K. Arcillas
- LIASICO**
- L. HETTANGIENSE SUPERIOR ?
  - L. Secuencia de dolomías y margas abigarradas
  - L. HETTANGIENSE INFERIOR
  - L. Calizas amarillas con lamelibranchios y Caloceras cf. pirand. Rey
- TRIASICO**
- T. MARGAS ABIGARRADAS
  - T. MARGAS YESIFERAS
  - T. HORIZONTES YESIFEROS
- PALEOZOICO**
- CARBONIFERO**
- CW. PIZARRAS OSCURAS MIASCEAS
  - CW. Cielotemas
  - CW. Areniscas
  - CW. Calizas
- DEVONICO**
- D. SEDINIENSE ?
  - D. Arenisca roja
- ORDOVICICO**
- S. SKIDAWIENSE
  - S. Cuarzita armoricana

Los trabajos de campo y laboratorio han sido subvencionados por el INSTITUTO DE ESTUDIOS ASTURIANOS de la EXCELENTISIMA DIPUTACION PROVINCIAL DE OVIEDO, para la formación del Mapa Geológico de Asturias a la escala 1 : 25.000.

Escala 1:25.000

0 1 2 km.

Los trabajos de campo fueron comenzados en 1955, en colaboración con el Prof. Dr. M. Julivert, de la Universidad de Bogotá, y terminados y revisados por N. Llopis Llado, en 1961.

IMP. LIT. GOULLAUT, MANRIQUE DE MADRID



## BIBLIOGRAFIA

1. ADARO, L., y JUNQUERA, G.: *Criaderos de hierro de Asturias*. Tomo II de la obra "Criaderos de hierro de España".—Mem. Instituto Geol. y Min. de España, 1 text. 676 págs., X láms. col. Madrid, 1916.
2. ADARO, L.: *Bosquejo estratigráfico (corte horizontal) de la zona ferrífera de Asturias*.—1914.
3. ADARO, L.: *Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana*.—Inst. Geol. y Min. de España, X láms., 1 mapa color 1:100.000. Madrid, 1926.
4. ALMELA, A., RÍOS, J. M., y DE LA REVILLA, J.: *Acerca de las facies wealdenses del norte de Asturias*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Minero España, núm. 37, págs. 113-131, con láms. Madrid, 1955.
5. ALMELA, A., y RÍOS, J. M.: *Investigación del hullero bajo los terrenos de la costa cantábrica*.—Empresa Nacional "Adaro". 1 vol. de 171 págs., 59 figs., 4 láms., 1 mapa. Madrid, 1962.
6. BARROIS, CH.: *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*.—Mem. Soc. Géol. de Nord, vol. II, núm. 1, 630 páginas, XX láms. (Thésés). Lille, 1882.
7. BARROIS, CH.: *Relación de un viaje geológico por España*.—Bol. Comisión Mapa Geol. de España, tomo X. París, 1879.
8. BARROIS, CH.: *Le terrain crétacé de la province d'Oviedo*.—Ann. Soc. Géol. France, t. X. París, 1879.
9. BATALLER, J. R.: *Bibliografía del Cretácico de España*.—Estud. Geológicos, núm. 1. Madrid, 1945.
10. CAREZ, L.: *Sur quelques points de la géologie du nord de l'Espagne*. Bull. Soc. Géol. France. París, 1910.
11. CAREZ, L.: *Etude des terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. France. (Thése). París, 1882.
12. CIRY, R.: *L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale*

- au Crétacé inferieur.*—Inst. Geol. y Min. de España. Libro Jubilar. Madrid, 1951.
13. COMPTE, P.: *Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Devonien dans les Asturies.*—C. R. Ac. Sc. Paris, t. 198, pp. 1164-1166. 1934.
  14. COMPTE, P.: *Sur le Gedinien de la chaîne cantabrique.*—C. R. Som. Soc. Géol. France, 5.<sup>a</sup> serie, t. VII, núm. II, págs. 154-155. 1937.
  15. CUETO Y RUI-DÍAZ, E.: *Nota acerca del origen de las llanuras rasas y sierras planas de la costa de Asturias.*—Bol. Soc. Esp. Hist. Natural, núm. 5, t. XXX, págs. 241-254, II láms. Madrid, 1930.
  16. CUETO Y RUI-DÍAZ, E.: *Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico.*—Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XLVII, VII de la 3.<sup>a</sup> serie, págs. 7-111, figs. 21, 1 mapa. Madrid, 1926.
  17. DUBAR, G., y MOUTERDE, R.: *Extensión del Kimmeridgiense marino en Asturias, desde Ribadesella a Gijón.*—Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, págs. 211-215. Madrid, 1957.
  18. DUBAR, G., et MOUTERDE, R.: *Précisions sur le Lias des Asturies et l'existence de mouvements intrajurassiques dans cette région.*—Comp. Rend. Ac. Sc., t. 244, págs. 1234-1236. París, 1957.
  19. DURÁN, M., y FERNÁNDEZ, J.: *Atlas geológico y topográfico de la provincia de Oviedo.* Recopilación y datos de Schulz, Barrois y Adaro.—I vol., XI láms. Madrid, 1944.
  20. FERNÁNDEZ NAVARRO, L.: *Las costas de la Península Ibérica.*—Asociación Esp. Progr. Cienc. Cong. de Zaragoza, t. IV, 1.<sup>a</sup> parte. Madrid, 1908.
  21. FRAGA TORREJÓN, E. DE: *Hallazgo de resto de Palaeotherium en los alrededores de Oviedo.*—Diario "La Voz de Asturias", 25 marzo.
  22. GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Sobre la pudinga de Posada.*—Bol. R. Sociedad Esp. Hist. Nat., t. XXXIV, págs. 293-294. Madrid, 1929.
  23. GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Algunos datos sobre el Terciario continental de Oviedo.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVII, págs. 219-220. Madrid, 1927.
  24. GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Notas geológicas. 2.<sup>a</sup>: Sobre la edad de la pudinga de Posada. 3.<sup>a</sup>: Sobre las rasas y terrazas litorales de Asturias.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVIII, págs. 465. Madrid, 1927.
  25. GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO GÓMEZ, J.: *Las terrazas litorales de Asturias y Santander.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 27, número 1, págs. 19-38, figs. 15. Madrid, 1927.
  26. GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO GÓMEZ, J.: *Adiciones a la nota sobre las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander.*—Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVIII, pág. 115. Madrid, 1927.
  27. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: *Ensayo de síntesis geológicas del norte*

- de la Península Ibérica.*—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Serie Geológica, núm. 3. Madrid, 1912.
8. HERNÁNDEZ-PACHECO, E.: *Síntesis fisiográfica y geológica de España.*—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol., núm. 38, 2 vol. Madrid, 1932.
  29. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.; LLOPIS LLADÓ, N.; JORDÁ, F., y MARTÍNEZ, J. A.: *El Cuaternario de la región Cantábrica.*—Guía de la Excursión N.º V Congreso Internacional de INQUA, 1 vol., páginas 72, 9 figs., 2 mapas. Oviedo, 1957.
  30. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano.*—Com. Rend. XVI Congreso Int. de Geographie Lisbonne, p. 29-88, 9 figs., VIII láms. Lisboa, 1949.
  31. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Las rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias.*—V Cong. Int. de INQUA, 32 págs., 5 figs. Oviedo, 1957.
  32. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico a escala 1:50.000 Gijón (núm. 14) y Oviedo (núm. 29).*—Mem. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1944.
  33. JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.: *Datos para el estudio del sistema Liásico de Asturias.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. IV, núm. 7, páginas 298. Madrid, 1904.
  34. JONGMANS, W. J.: *Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución: flora carbonífera de Asturias.*—Est. Geológicos, núm. 15, pág. 7-20, XXVIII láms. Madrid, 1952.
  35. JONGMANS, W. J.: *Las floras carboníferas de España.*—Estud. Geológicos, núm. 14. Madrid, 1951.
  36. KARRENBERG, H.: *La evolución postvariscica de la Cordillera Cántabro-Astúrica.*—Publ. extranj. sobre Geol. de España, vol. III, X. Madrid, 1946.
  37. LÓPEZ AGOS: *Síntesis paleontológica del Carbonífero español.*—Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIII. Madrid, 1923.
  38. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico del valle del Congost.*—Publ. Dip. Prov. Barcelona. V, 102 págs., 12 láms., 25 figs, 1 mapa. Barcelona, 1942.
  39. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas.* Mapa geol. de Asturias. Hoja núm. 1-2, 1 vol., 127 págs., 22 figuras, 10 láms., 2 mapas. Oviedo, 1962.
  - o. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la tectónica germánica de Asturias.*—Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat. Homenaje a E. Hernández-Pacheco, págs. 415-429, 3 figs. Madrid, 1954.
  1. LLOPIS LLADÓ, N.: *Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cántabro-astúrica.*—Trab. y Mem. Inst. Geol. Oviedo, páginas 9-51. Oviedo, 1950.



42. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre el Cretácico de los alrededores de Oviedo*. Monogr. Geol., núm. VI, 44 págs., 5 figs. Oviedo, 1957.—Memorias Inst. Geol. y Min. de España, t. LVII. Madrid, 1956.
43. LLOPIS LLADÓ, N.: *El relieve de la región central de Asturias*.—Estudios Geogr. Madrid.
44. LLOPIS LLADÓ, N.: *Mapa geológico de los alrededores de Oviedo*.—Escala 1:25.000. Oviedo, 1950.
45. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estratigrafía y tectónica de la zona Candás y Aboño (Asturias)*. (In lit.)
46. LLOPIS LLADÓ, N., y JULIVERT, M.: *Estudio geológico de la zona de sondeos de los alrededores de Avilés*.—Con un mapa a 1:25.000 y cortes. Oviedo, 1960.
47. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrogeológico de la costa de Asturias, entre las rías de Aboño y Candás*.—Con un mapa a 1:5.000 (inédito). Oviedo, 1960.
48. LLOPIS LLADÓ, N.: *La costa cantábrica*.—Guía de la Excursión N.º del V Congreso Intern. de INQUA, págs. 43-51. Oviedo, 1957.
49. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la tectónica germánica de Asturias*. (In lit.)
50. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de las sierras de la Coruxera, la Mostayal y Monsacro*.—Inst. de Estud. Asturianos, núm. 3-4, páginas 3-132.
51. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias*.—Mon. Geol. Inst. de Geol. Aplicada. Oviedo, 1955.
52. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sur les types de bordure du bassin houiller des Asturias*.—Comp. R. III Congr. Estr. Carbón, vol. II, pp. 401-406, 5 figs. Heerlen, 1952.
53. LLOPIS LLADÓ, N.: *Problemas de tectónica alpídica del Pirineo*. I. Tipo de cuenca de sedimentación.—II Congr. Inst. Inter. Pirineos, del Inst. Estr. Pirenaicos, 44 págs., 18 fotos. Zaragoza, 1950.
54. LLOPIS LLADÓ, N.: *Posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas en la fábrica de jabones "Vetusta"*.—13 págs., 2 figs., 1 mapa. Oviedo, 1954.
55. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrogeológico para el alumbramiento de aguas subterráneas en los alrededores de Noreña (Oviedo)*.—Oviedo, 1955.
56. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio hidrogeológico para el alumbramiento de aguas subterráneas en la fábrica "El Aguila Negra" (Colloto-Oviedo)*.—9 págs., 1 fig., 1 mapa. Oviedo.
57. LLOPIS LLADÓ, N.: *Cinématique marginale des bassins sédimentaires et sédimentation carbonifère*.—Compt. Rend. V Congr. Int. Stratig. y Geolog. du Carbon, pág. 553-561. París, 1964.

- LLOPIS LLADÓ, N.: *Datos geotectónicos provisionales para el alumbramiento de aguas en el subsuelo de Oviedo*.—1955.
- LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre las características estructurales de la tectónica germánica de Asturias*.—Brev. Geol. Ast., año V, núm. 1-2, páginas 3-16, 4 figs. 1961.
- LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la paleotectónica hercínica de Asturias*.—Brev. Geol. Ast., año VI, núms. 1-4, págs. 56-59.
- LLOPIS LLADÓ, N.: *El Terciario continental de los alrededores de Oviedo*.—Estud. Geol., t. XIII, núm. 36, págs. 287-304, 1 lám., 3 figs. Madrid, 1957.
- LLOPIS LLADÓ, N., y MARTÍNEZ, J. A.: *Contribución al conocimiento del Terciario de los alrededores de Oviedo*.—Monog. Geolog. IX, 23 págs., 2 láms., 4 figs. Oviedo, 1958.
- LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de los alrededores de Llanera*. (In lit.)
- LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de los alrededores de Luarca*. 1 vol. 72 págs., 7 láms., 26 figs., 1 mapa. 1964.
- MACAR, P.: *Principes de Geomorphologie normale*.—1 vol. 304 páginas, 212 figs. Liège, 1946.
- MALLADA, L.: *Explicación del Mapa geológico de España. Sistemas Devónico y Carbonífero*.—Mem. Com. Mapa Geol. Esp., t. III, 405 págs., 36 figs. Madrid, 1898.
- MALLADA, L.: *Explicación del Mapa geológico de España. Sistemas Infracretáceo y Cretáceo*.—Mem. Com. Mapa Geol. de España, tomo V. Madrid, 1898.
- MALLADA, L.: *Sinopsis de las especies fósiles encontradas en España*. Memorias Com. Mapa Geol. Esp. Madrid, 1887.
- MARTÍNEZ, J. A.: *Nota sobre la extensión del Jurásico superior en el triángulo Gijón-Avilés-Pola de Siero (Asturias)*.—Brev. Geol. Ast., año V, núm. 1-2, págs. 35-43, 1 fig. 1961.
- MARTONNE, E. DE: *Traité de Géographie physique*.—Vol. II. Le Relief. París, 1940.
- MAUCCI, W.: *L'ipotesis dell' "erosione inversa" come contributo alle studio della speleogenesis*.—Boll. Soc. Adriatica d. Sc. Nat., vol. XLVI, págs. 1-60, 26 figs. Trieste, 1951-52.
- MENGAUD, L.: *Recherches géologiques dans la région Cantabrique*.—Impt. Vve. Bonnet. 1 vol., 370 págs., 18 láms., 1 mapa. Toulouse, 1920.
- PATAC, I.: *La formación uraliense asturiana. Estudio de cuencas carboníferas*.—50 págs., con 1 lám. Gijón, 1920.
- PATAC, I.: *Ligeras ideas acerca de la tectónica del antracólítico de Asturias y León*.—Primer Congr. de Ing. de Minas del NO. de España, 10 págs., 2 láms. Madrid, 1932.

75. RADIG, F.: *Zur stratigraphie des Devons in Asturien (Spanien)*.—*Geol. Rundschau*, Bd. 51, H. 2, pp. 249-267, 7 figs., 2 láms. Stuttgart, 1962.
76. SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., y BARRERO, M. L.: *Algunos datos sobre la sedimentación del Cretácico de Oviedo*.—*Rev. Facult. Ciencias Univ. Oviedo*. N. serie, vol. IV, núm. 4, págs. 87-113, 8 figs. Oviedo, 1962.
77. SCHULZ, G.: *Reseña geognóstica del Principado de Asturias*.—*Anales de Minas*, núm. 1. Madrid, 1838.
78. SCHULZ, G.: *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*.—1 volumen, 138 págs., 1 mapa, 1 fig. Madrid, 1858.
79. SCHULZ, G.: *Mapa topográfico de la provincia de Oviedo, formado por Orden de S. M. la Reina*.—Escala 1.12.000. Madrid, 1855.
80. SITTE, L. U. DE: *The development of the paleozoic in northwest Spain*.—*Geologie en Mijnbouw*. II laarg., núm. 11, págs. 325-340, figs. 4-9. Leiden, 1949.
81. SOLÉ SABARÍS, L. (en colaboración con N. LLOPIS LLADÓ): *Península Ibérica. I: Geografía física*.—Tomo IX de la Geografía Universal, publicada bajo la dirección de P. Vidal de la Blanche y L. Gallois.—1 vol. 500 págs., 186 figs., 96 láms., 1 mapa. Barcelona, 1951.
82. STILLE, H.: *Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tectonik Nordspaniens und Deutschlands*.—*Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat Phys. Kl.* 479 págs. Berlín, 1930.
83. VEGA ROLLÁN, C. DE LA: *Flora carbonífera de Asturias y su distribución estratigráfica*.—*Brev. Geol. Astúrica*, año III, núms. 1-2, páginas 3-70, 1 cuadro. Oviedo, 1959.
84. VERNEUIL, E., et D'ARCHIAC, V.: *Sur le terrain crétacé et le terrain à Nummulites des Asturies*.—*Bull. Soc. Géol. France*, 2.<sup>a</sup> serie, tomo VI, págs. 522-524, 1 fig. París, 1849.
85. VERNEUIL, E., et COLLOMB, E.: *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*.—*Bull. Soc. Géol. France*, 2.<sup>a</sup> ser., vol. 10, págs. 61-147, III láms. París, 1852.
86. WAGNER, R. H.: *Stratigraphy and Floral succession in the Carboniferous of NW. Spain*.—*IV Compt. Strat. a Geol. Carbonif. Heerlen*, 1958.
87. ZEILLER, R.: *Nota sur la flore houillère des Asturies*.—*Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. II. Madrid, 1882.

## Ranínidos fósiles de España.

### Contribución al estudio paleontológico de la familia "Raninidae" (Crustáceos decápodos)

P O R

L U I S V I A B O A D A

PROFESOR DE CIENCIAS Y DIRECTOR DEL MUSEO GEOLOGICO  
DEL SEMINARIO DE BARCELONA  
COLABORADOR CIENTIFICO DEL PATRONATO "ALONSO DE HERRERA"  
(C. S. I. C.)

## RESUMEN

Descripción, directa y comparativa, del material español, exclusivamente eocénico, que corresponde a tres especies del género *Lophoranina* (*L. marestiana*, *L. reussi*, *L. straeleni*) y a una forma del género *Notopella* (*N. va-reolata*). Para cada una de las formas estudiadas se procura dar una idea aproximada del *hipodigma* (muestra estadística, colección-tipo) de la especie taxonómica y de las condiciones de yacimiento.

En la segunda parte se da una visión sintética de la familia RANINIDAE y de su distribución en el espacio y en el tiempo. Asimismo, gracias al estudio detenido de todos los materiales asequibles y de la correspondiente bibliografía, se deja bien sentada y deslindada la categoría genérica de las denominaciones *Lophoranina* y *Laeviranina*, que durante mucho tiempo, y por parte de muchos autores, venían considerándose como subgéneros del género *Ranina*, el único de los tres que ha persistido hasta hoy, representado por una única especie, *R. ranina*, de la región indopacífica.

## RESUME

Description, directe et comparative, du matériel espagnol, exclusivement éocène, qui appartient à trois espèces du genre *Lophoranina* (*L. marestiana*, *L. reussi*, *L. straeleni*) et à une forme du genre *Notopella* (*N. va-reolata*). Pour chacune des formes étudiées on essaie de se faire une idée de l'*hypodigme* (échantillon statistique voire collection-type) de l'espèce taxonomique et des conditions de gisement.

Dans la deuxième partie, on donne un aperçu synthétique de la famille RANINIDAE et de sa distribution dans l'espace et au cours des temps. Aussi, grâce à l'étude détaillée des matériaux mis à la disposition de l'auteur et à la bibliographie qui s'y rapporte, on a pu établir et délimiter avec précision les coupures génériques de *Lophoranina* et de *Laeviranina*. Ces dé-

nomination depuis longtemps étaient considérées par beaucoup d'auteurs comme appartenant à des sousgenres du genre *Ranina* le seul (parmi les trois) qui a persisté jusqu'à nos jours, représenté par une unique espèce, *R. ranina*, de la région indopacifique.

### SUMMARY

Direct and comparative description of the Spanish material, exclusively Eocene concerning three species of the genus *Lophoranina* (*L. marestiana*, *L. reussi*, *L. straeleni*) and one form of the genus *Notopella* (*N. vareolata*). For every one of the studied forms the autor tries to give an approximate idea of the *hipodigma* (statistic sample, type-collection) of the taxonomique species and also of the conditions of the deposits.

In the second part, the autor looks about the family of the RANINIDAE and its distributions in the space and time. The autor, also, gives a careful study on the available materials and the appropriate bibliographie, that allow to set up and to mark out limits with accuracy of the genus *Lophoranina* and *Laeviranina*. Many authors believed that these denominations belonged at the sub-genus of the genus *Ranina* the single enduring still now, and represented for an only species *R. ranina* from the indo-pacific region.

### RANINIDOS FOSILES DE ESPAÑA.

#### CONTRIBUCION AL ESTUDIO PALEONTOLOGICO DE LA FAMILIA RANINIDAE (CRUSTACEOS DECAPODOS)

El título que precede expresa claramente el contenido del presente trabajo.

Los materiales estudiados y descritos son en su gran mayoría españoles y proceden exclusivamente de los niveles eocénicos —probablemente lutecienses, aunque de distinta biocenosis— de dos regiones muy distanciadas.

Los restos de *Lophoranina reussi* y de *Notopella vareolata* fueron recogidos en la Sierra de Alaiz, en Navarra, no lejos de Pamplona.

Los de *Lophoranina marestiana* y *L. straeleni* fueron encontrados en la región de Alicante.

Del Luteciense de Pozzani y de Bolca, localidades típicas del Vicentino y del Veronese (Italia), proceden, respectivamente, un pequeño caparazón de *L. reussi* (Lám. 2, fig. 3), y uno de los ejemplares (Lám. 4, fig. 2) que han servido para fundamentar la nueva especie *L. straeleni*, que dedicamos con todo el afecto al antiguo Director del Museo Real y del Instituto Real de Ciencias Naturales de Bélgica, recientemente fallecido. A Mr. V. VAN STRAELEN se debe, además de otras notas posteriores, la primera monografía sobre decápodos fósiles españoles, publicada en 1927. Descanse en paz el insigne maestro, bajo cuya dirección y orientación tuve el honor de iniciar mis estudios de paleocarcinología.

Aprovecho gustosamente la ocasión para manifestar mi agradecimiento a los escolapios P. Goñi y P. Ruiz de Gaona, descubridor el primero y divulgador el segundo de la fauna carcínica de la Sierra de Alaiz. Con ellos visité reiteradamente el yacimiento, y al P. Ruiz, de modo especial, debo agradecer las facilidades obtenidas para el estudio de todos los preciosos ejemplares de su colección.

Mi agradecimiento se hace extensivo al Dr. B. Meléndez y al profesor Mr. Piveteau, quienes han puesto a mi entera disposición los valiosos ejemplares de las colecciones del Museo de Ciencias Naturales de Madrid y de la Sorbona de París, respectivamente.



También me complazco en subrayar, aparte de la perfección de su trabajo artístico, el mérito interpretativo del Sr. José M.<sup>a</sup> Thomas Doménech, de Barcelona, al cual se deben los dibujos a la pluma que ilustran este trabajo. Con tales dibujos se ha pretendido dar una versión sintética y figurada de los principales rasgos de cada especie, a base de las descripciones publicadas con anterioridad, de la observación personal del material extranjero y principalmente a la vista del excelente material español, objeto directo de este estudio.

En la segunda parte del trabajo se da una visión resumida de la familia RANINIDAE y de su distribución en el espacio y en el tiempo, con el objeto de enmarcar y justipreciar la notable aportación paleobiológica y paleogeográfica que representa el resultado del doble estudio, directo y comparativo, de los ejemplares españoles.

Tal aportación consiste en dejar bien sentada y deslindada la categoría genérica de las denominaciones *Ranina* s. str., *Lophoranina* y *Laeviranina*, aplicadas a casi cincuenta formas fósiles y que durante mucho tiempo, incluso en el catálogo de GLAESSNER (1929), venían consideradas como denominaciones subgenéricas de un único género, *Ranina*, en su sentido amplio.

Conclusión de tipo sistemático que entraña otras interesantes consecuencias referentes a la sucesiva distribución geográfica, a la evolución biológica y a las condiciones de existencia de los tres géneros *Laeviranina*, *Lophoranina* y *Ranina* desde el Cretáceo superior hasta el momento actual, en que sólo ha sobrevivido el género *Ranina*, reducido a su única especie *R. ranina*.

## I. RANINIDOS FOSILES DE ESPAÑA

Subtribu: *Gymnopleura* BOURNE

Familia: *Raninidae* DANA

Género: *Lophoranina* FABIANI subg.

1910. FABIANI, R., p. 2, nota 1 (nov. subg.).  
 1910 bis. FABIANI, R., p. 88 (nov. subg.).  
 1929. LÖRENTHEY-BEURLLEN, p. 110 (subg.).  
 1930. BEURLLEN, K., p. 363.  
 1954. REMY, J. M., p. 75 (subg.).

Caparazón algo aplanado, de contorno lateral aovado, con la mayor anchura en la parte anterior.

Borde anterior en su conjunto cóncavo. Borde posterior ligeramente convexo, siempre menos desarrollado que el anterior. Bordos latero-anteros menos desarrollados que los latero-posteriores y armados de varios dientes más o menos espinosos, dirigidos hacia adelante.

Frente reducida a un rostro saliente, aislado, lateralmente cóncavo y rematado por un ensanchamiento anterior de forma más o menos trilobada.

Orbitas muy anchas, con el borde superior fuertemente entallado por dos cisuras, entre las cuales se individualiza un diente más o menos agudo y saliente. Angulo orbital externo muy adelantado, en forma de diente más o menos espinoso. Exceptuando los dos surcos gastro-branquiales, generalmente bien marcados, no existe ningún indicio de diferenciación de regiones en el dorso.

Salvo en la reducida zona inmediata al borde fronto-orbital, la superficie del dorso está cubierta de listas transversales, en conjunto paralelas, más o menos arqueadas y flexuosas, casi siempre ligeramente levantadas por su borde anterior. Este borde anterior, "en cuesta", está guarnecido de tu-

bérculos más o menos romos, dentiformes, espiniformes o crateriformes, formando como cordones o peines transversales, notablemente destacados.

Una disposición listada y tuberculada, análoga a la del dorso, se revela más o menos manifiestamente en la superficie externa —opuesta al cuerpo— del meros, carpo y própodo de los pereiópodos P<sub>1</sub> y P<sub>2</sub>, y también en la superficie y bordes articulares anteriores de los tergitos abdominales. Gracias a este carácter el animal, en su posición normal y con los quelípedos retraídos, presenta una ornamentación homogénea muy vistosa y característica en todo lo que representa cubierta protectora del cuerpo, incluido el dorso abdominal.

Por lo demás, la forma de todas las piezas enumeradas es la común de las especies típicas de la familia.

Especie tipo: *Lophoranina marestiana* KÖNIG

*Lophoranina marestiana* KÖNIG, 1825

(Figuras 1 y 3; lám. 1)

1817. DESMAREST, A. G., p. 512 (*Remipes sulcatus*).  
 1822. DESMAREST, A. G., p. 124, lám. 10, f. 5-7 (*Ranina aldrovandi*, pars.).  
 1925. KÖNIG, CH., p. 2, lám. 1, f. 15.  
 1852. MEYER, H. V., p. 302 (*R. aldrovandi*).  
 1854. CATULLO, T. A., p. 1 (*R. aldrovandi*).  
 1854. CATULLO, T. A., p. 886 (*R. aldrovandi*).  
 1859. REUSS, A., p. 20, lám. 5, f. 1, 2.  
 1861. SISMONDA, E., p. 17, f. 16, 17 (*R. aldrovandi*).  
 1861. MICHELLOTTI, G., p. 141 (*R. aldrovandi*).  
 1863. SCHAFHÄUTL, K. E., p. 222, lám. 60, f. 1; lám. 61, f. 1. (*R. fabri*); p. 223, lám. 60, f. 3 (*R. helli*).  
 1872. MILNE-EDWARDS, A., p. 2, 8.  
 1875. BITTNER, A., p. 64, lám. 1, f. 1, 2.  
 1877. MAYER, K., p. 27.  
 1883. BITTNER, A., p. 300, lám. 1, f. 1.  
 ? 1885. NOETLING, F., p. 488 (*R. cfr. marestiana*).  
 1887. MAYER-EYMAR, K., p. 117 (*R. aldrovandi*).  
 1887. EBERT, TH., p. 264, lám. 8, f. 5-9 (*R. bavarica*).  
 1889. EBERT, TH., p. 129, f. 1-3, 6 (*R. helli*, f. 7).  
 ? 1889. RISTORI, G., p. 408 (*R. aldrovandi*).  
 1895. GREGORIO, A. DE, p. 9, lám. 1, f. 1 (*R. sulcata*).  
 1897. OPPENHEIM, P., p. 209.  
 1905. BIGOT., p. 266.  
 1908. FABIANI, R., p. 209.  
 1910. FABIANI, R., p. 89.  
 1911. JIMÉNEZ DE CISNEROS, D., p. 79 (*R. aff. marestiana*).  
 1915. DAINELLI, G., p. 629.  
 1917. JIMÉNEZ DE CISNEROS, D., p. 116.  
 1918. JIMÉNEZ DE CISNEROS, D., p. 391.

1925. SCHLOSSER, M., p. 142.  
 1927. VAN STRAELEN, V., p. 84 (*R. reussi*).  
 1929. GLAESSNER, M. F., "Fossilium Catalogus", Pars 41, p. 366.  
 1930. GLAESSNER, M. F., p. 159.  
 1930. LÖRENTHEY-BEURLLEN, f. 12, b.  
 1932. WITHERS, TH., p. 470, lám. 13, f. 2.  
 1946. I. G. M. E., p. 46.  
 1959. VÍA, L., p. 365.  
 1959. AVNIMELECH, M., p. 131-134, 1 fig.

#### Materiales.

BITTNER, ya en 1875, afirmaba que "en la mayoría de los museos se encuentran fragmentos de una *Ranina* con el nombre de *R. marestiana*". Las primeras descripciones de DESMAREST, REUSS y MILNE-EDWARDS, y las posteriores más completas de BITTNER, han sido hechas casi exclusivamente sobre ejemplares procedentes del Eoceno medio y superior del Vicentino y del Veronese (Italia del Norte). No hay duda que la mayoría de los ejemplares conocidos tienen esta procedencia, pero su cómputo, aun aproximado, se hace muy difícil. En las colecciones de la Sorbona, de París, hemos reconocido dos ejemplares procedentes de Pozza (Vicentino).

Aunque con un número más reducido de ejemplares, también se han citado numerosos yacimientos en el Luteciense de los Alpes nórdicos, correspondientes a Suiza, Alta Baviera y Alta Austria. Destacan los ejemplares de Kressemberg (Alta Baviera), descritos por SCHAFHÄUTL y EBERT como especies distintas por su peculiar variabilidad.

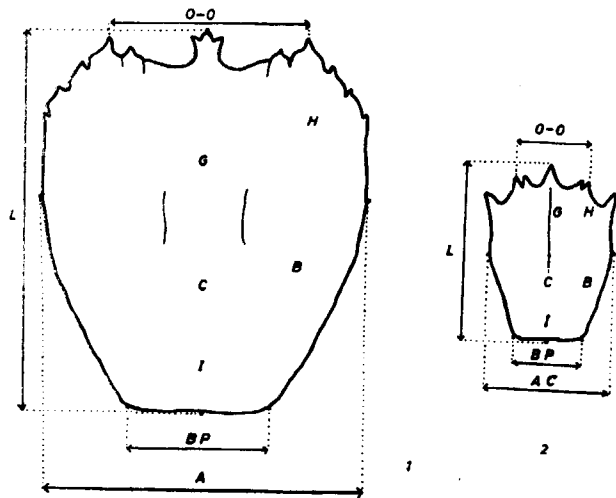
Del Eoceno de Egipto sólo hay la referencia de NOETLING, basada en un fragmento de pinza y no confirmada posteriormente por LÖRENTHEY (1909, p. 115). En el Museum de París se guardan dos ejemplares egipcios procedentes de Gebel Haridi, los cuales —de acuerdo con Mr. REMY— creemos pueden ser atribuidos a *R. marestiana*.

Recientemente M. AVNIMELECH ha reconocido un ejemplar de *R. marestiana* procedente del monte Arbel, junto a Tiberíades, en la baja Galilea (Palestina, Israel).

En cuanto a material español, las primeras alusiones de D. JIMÉNEZ DE CISNEROS —recogidas en la memoria de la hoja de Alicante (I. G. M. E., 1946)—, y principalmente la breve descripción que hace dicho autor (1917) se refieren a un ejemplar procedente de las capas nummulíticas de Tángel, cinco kilómetros al norte de Alicante.

En el mismo trabajo, J. DE CISNEROS da cuenta del hallazgo de otros dos individuos en el Eoceno del Garbinet, a un kilómetro de Villafranca, actualmente suburbio de la capital alicantina. V. VAN STRAELEN estudió tres ejemplares de *Lophoranina*, dos de los cuales pertenecen al Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid: uno de los tales corresponde a

la especie *L. straeleni*, de la que nos ocuparemos más adelante, y que procede de Agost; el otro procede de Callosa de Ensarriá, a 60 kilómetros al NE. de Alicante, y corresponde a la *L. marestiana* típica. El tercer ejemplar estudiado por VAN STRAELEN —de la colección “Albricias”, de Alicante— procede de Villafranqueza y suponemos que es uno de los dos mencionados por J. DE CISNEROS y considerados también por dicho autor como *L. marestiana*. De todo este material sólo nos ha sido dado examinar con detención tres individuos del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid



Figs. 1 y 2.—Trazo esquemático del caparazón de una forma del género *Lophoranina* (*L. marestiana*) y del género *Notopella* (*N. vareolata*), respectivamente, con la indicación de las principales regiones del dorso. En ambos esquemas se localizan las medidas tomadas personalmente y consignadas en el texto con el fin de que puedan ser homologadas con las de otros materiales de la misma o de diversa procedencia.

G: área gástrica; C: área cardiaca; I: área intestinal; H: área hepática; B: área branquial.—Medidas. O-O: borde anterior; BP: borde posterior; L: longitud del caparazón; A: anchura del caparazón.

y hemos visto, rápidamente, el ejemplar del Sr. J. DE CISNEROS en su propia colección, celosamente guardada por su hijo D. Miguel. Por cuenta propia, en el yacimiento de Agost hemos recogido dos fragmentos muy reducidos del caparazón de otros dos individuos, y en Orcheta hemos encontrado otro, aún más pequeño; todos ellos muy bien caracterizados.

En total, pues, se conocen restos de ocho individuos, distribuidos de esta manera:

Tángel (Col. J. DE CISNEROS)...	1 pieza.
Garbinet (Col. “Albricias”) ...	2 piezas.
Callosa de Ensarriá (Col. Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid) ...	1 pieza.
Agost (Col. del Seminario) ...	2 piezas.
Agost (Col. Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid) ...	1 pieza.
Orcheta (Col. del Seminario)...	1 pieza.

Todas las localidades citadas son de la provincia de Alicante.

Dimensiones del caparazón (en milímetros):

Medidas publicadas por los diversos autores

		Anchura	Longitud	Borde anterior	Borde posterior
Primer ejemplar descrito por BITTNER ...	♀	36	45	21	20
Segundo íd. íd. (1875)...	♀	55	65		
Tercer íd. íd. (1883) ...	♂	32,5	40	21	14
Ejemplar de EBERT...	♂	36	47	24	

Medidas homologadas, tomadas directamente (véase fig. 1)

	Núm.	Sexo	Anchura (A)	Longitud (L)	Índice A/L	Borde anterior (0-0)	Borde posterior
Material italiano del Museum de París. (Ejemplares de Pozza.)	2	?	44	54	0.81	31	22.5
	3	?	26	30.5	0.85	11.2	11
Material egipcio de íd. (Ejemplares de Gebel Haridi.)	4	?	28	35	0.80	19	12
	5	?	17	22	0.77	?	8
Material español. (Ejemplar de Callosa.)	6	♂	44	52	0.85	26	?
Valores medios.			31.8	38.7	0.816	21.8	14.13

### Delimitación de la especie.

Caparazón con el dorso abovedado, principalmente en sentido transversal (REUSS). Su contorno es abovedado, aunque los bordes anterior y posterior son casi rectos, el primero ligeramente arqueado, con la concavidad vuelta hacia adelante. La anchura máxima corresponde aproximadamente a la mitad de la longitud del caparazón.

Los bordes laterales, en su cuarta parte anterior, están armados de varios dientes más o menos espinosos, algo laminares; el resto de dichos bordes está flanqueado por una orla lineal, finamente dentada, no continuada en el borde posterior.

Borde orbital muy ancho, tanto como toda la parte anterior del caparazón. Rostro trilobado, longitudinalmente excavado en el dorso, haciéndose más profunda la excavación en la parte más adelantada. Borde superior de las órbitas muy extenso, dividido en tres partes muy distintas por dos profundas entalladuras: su porción interna es la más ancha y forma un arco muy abierto con el borde rostral contiguo; la porción media consiste en un diente laminar poco saliente, obtusamente espinoso; la porción externa constituye el flanco interno del amplio diente postorbital, que es algo triangular, obtuso, pero de punta espinosa. Todo este borde orbital y rostral es afilado, liso, sin denticulaciones.

Zona anterior del dorso lisa o sólo ligeramente granulada junto al borde anterior o frontal. Las granulaciones van aumentando, sobre todo en tamaño, hacia atrás, observándose grupos especialmente apiñados hacia la línea media, por detrás del rostro. Las alineaciones transversales típicas se caracterizan —principalmente las centrales— por su trayectoria mucho más ininterrumpida que en otras especies afines. Precisamente es este carácter el que, junto con la convexidad posterior de tales alineaciones, sugirió a DESMAREST la posibilidad de tratarse de una nueva especie. Según su propia expresión, “la mayor parte de las líneas salientes atraviesan de uno a otro borde” (1822). Las dos primeras filas de tubérculos destacan muy bien, pero son muy discontinuas e irregulares, particularmente hacia la línea media del cuerpo. Las siguientes —anteriores a los surcos urogastro-branquiales— discurren ininterrumpidamente de un borde a otro del caparazón formando arcos muy acentuados en la línea media, con la concavidad anterior. Las siguientes, cada vez más rectilíneas, en todo su trayecto sólo quedan interrumpidas por dichos surcos urogastro-branquiales. Las restantes alineaciones son mucho más flexuosas y se entrecruzan mutuamente con mucha frecuencia. Los tubérculos de todas estas filas son en general apretados, alargados, no muy obtusos. Al pie de cada fila, especialmente en los dos tercios posteriores del caparazón, se desarrolla un amplio y profundo surco.

Las únicas regiones dorsales diferenciadas son la urogástrica y las bran-

quiales, separadas por los surcos mencionados, profundos y sensiblemente paralelos.

La región pterigostomiana está cubierta de tubérculos irregulares, más bien granulados, más o menos transversalmente dispuestos. La superficie anterior y media de las regiones branquiostegas está adornada de finas crestas lineales, denticuladas, transversales, arqueadas, con la concavidad anterior; hacia atrás van desapareciendo y la superficie es casi completamente lisa.

Placa esternal anterior típica, algo más estrecha y esbelta en los machos. En un ejemplar de Kressenberg y en el de Callosa, paralelamente a los bordes laterales se observan sendas alineaciones de anchos orificios capilíferos circulares. Además, en la parte central de la pieza también se observan algunas cavidades.

El ejemplar de Callosa posee un nutrido grupo central de orificios en forma de incisiones arqueadas —unas, semilunares; otras, ojivales— dispuestas con simetría respecto del plano sagital.

Abdomen trilobado en el sentido longitudinal, con la lobulación más regular en los individuos hembras. El de los machos es más alargado, sin ser estrecho y, considerándolo en su posición normal —o sea extendido, como prolongación posterior del cuerpo—, el borde articulado anterior de los anillos está guarnecido de una fila de pequeños dientes muy parecidos a los de las listas transversales del caparazón. Además de esta fila delantera, en el tergo del segundo anillo existen otras dos filas transversales, algo oblicuas, cruzadas, precedidas de una profunda excavación al pie de las mismas. Otra fila semejante —arqueada, paralela a los dos bordes articulados, igualmente arqueados—, destaca en el tergo de los anillos 3-4. Los demás anillos no se han conservado (ejemplar de Callosa). En las hembras el abdomen es de contorno oval y la superficie, en su conjunto, es mucho más lisa. Los anillos 2-3-4 son también arqueados, con sus filas dentadas en sendos bordes anteriores. En el dorso de los mismos también se observan filas transversales de tubérculos, con los correspondientes surcos anteriores (ejemplar 2.º, descrito por BITTNER, 1875, p. 66, lám. 1, f. 2 b).

Del tercer par de maxilípedos se han figurado algunas piezas (EBERT, 1887, lám. 8, f. 6). Todas ellas son alargadas, también con incisiones y trazos transversales arqueados. El ejemplar de Callosa conserva el mero izquierdo, alargado y granuloso en su tercio anterior.

Quelípedos raramente conservados. La descripción más completa se debe a EBERT, a base del ejemplar bávaro ya mencionado. El mero es de sección más o menos triangular y su cara externa está guarnecida de listas transversales paralelas, no dentadas.

La cara externa de la mano es ancha y plana, adornada de pequeños listones transversales cortos, algo entallados por delante, no dentados, a los que corresponden otros, sólo débilmente insinuados, en la cara interna.



Borde inferior de la mano en forma de sierra, con cinco dientes muy salientes, el último de los cuales corresponde al dedo inmóvil de la pinza. El borde funcional de este artejo está armado de varios dientes espaciados y obtusos.

Dactilópodo largo, agudo, con un espolón espinoso en la base de su borde externo y con dientes romos en su borde funcional.

D<sub>2</sub> P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub> y P<sub>4</sub>, en general sólo se conservan los primeros artejos. El isquion es grueso y en P<sub>3</sub> agudamente carenado. El meros es de sección elíptica, también carenado en sus dos bordes. En todos ellos la superficie es lisa.

P<sub>5</sub> muy deprimido, casi laminar. Artejo basal muy desarrollado, con algunas filas tuberculadas insinuadas en su borde externo. Isquion más o menos triangular, con su borde articular anterior finamente dentado y con un reborde posterior lineal destacado. Meros y carpo cruzados, algo oblicuamente, por las típicas filas de tubérculos y también flanqueados por un reborde posterior lineal.

*Lophoranina reussi* WOODWARD, 1866  
(Fig. 4; lám. 2. figs. 1-3)

1859. REUSS, A., p. 21, 81, lám. 5, f. 3, 4 (*Ranina* sp.)  
1866. WOODWARD, H., p. 592.  
1872. MILNE-EDWARDS, A., p. 3 (*R. marestiana*, var.).  
1883. BITTNER, A., p. 302.  
1898. LÖRENTHY, E., p. 18, lám. 2, f. 1.  
1905. AIRAGHI, C., p. 203, lám. 4, f. 2.  
1908. FABIANI, R., p. 210.  
1910. FABIANI, R., p. 19.  
1910 bis. FABIANI, R., p. 89.  
1929. GLAESSNER, "Fossilius Catalogus", Pars 41, p. 368.  
1929. LÖRENTHY-BEURLIN, p. 111, lám. 5, f. 1, textf. 12 a.  
1932. WITHERS, J. H., p. 428.  
1943. RUIZ DE GAONA, M., p. 341, f. 5 (*R. reussi*, var. *goñii*).  
1949. I. G. M. E., p. 126 (*R. reussi*, var. *goñii*).  
1953. REMY, J. M., p. 8, ídem.  
1954. REMY, J. M., p. 79, ídem.  
1959. VIA, L., p. 365.

**Materiales.**

El primer ejemplar, bastante defectuoso, descrito y figurado por REUSS, procedía del Eoceno de S. Pietro Incariano Veronese, de la región italiana del Vicentino (FABIANI, 1910 bis, p. 14, nota; WITHERS, 1932, p. 468) y pertenecía a la colección del Instituto Geológico Nacional de Viena. También proceden de los diferentes niveles del Eoceno vicentino los ejemplares estudiados por MILNE-EDWARDS, BITTNER, AIRAGHI y FABIANI. En cuanto

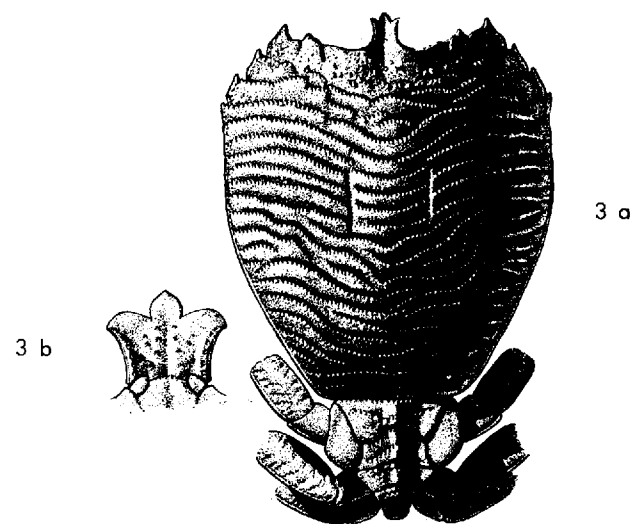


Fig. 3.—*Lophoranina marestiana* KÖNIG.  
3a. Vista dorsal del caparazón, abdomen y parte de las patas.—3b. Forma y detalles de la placa esternal anterior.

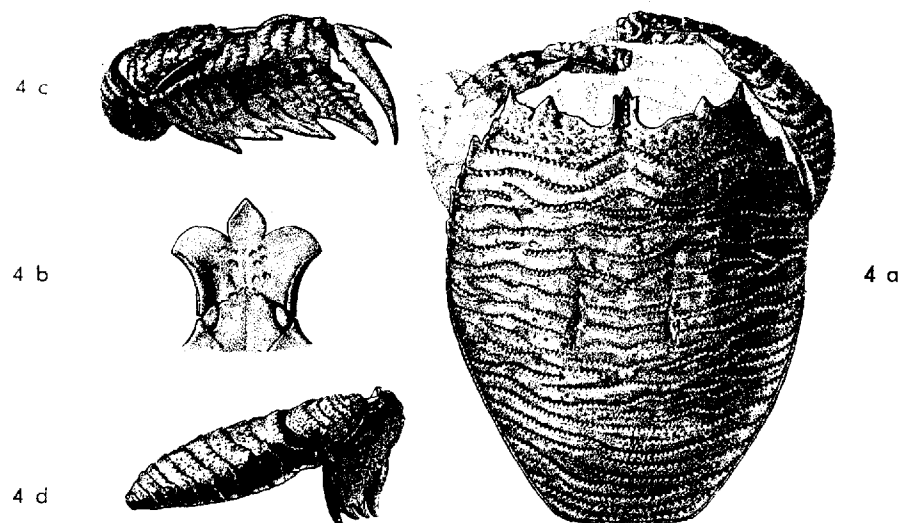


Fig. 4.—*Lophoranina reussi* WOODWARD.  
4a. Dorso del caparazón y borde superior de los quelípedos.  
4b. Forma y detalles principales de la placa esternal anterior.—4c. Quelípodo derecho retraído, visto de frente (fotografía de la lámina 2, fig. 1 c).—4d. Vista lateral del mismo quelípodo (fotografía de la lámina 2, fig. 1 b).

al número de piezas encontradas en Italia, sólo tenemos la indicación de AIRAGHI (1905, p. 204), quien afirma disponer de "un gran número de ejemplares, aunque no siempre bien conservados", procedentes de los museos de Padua, de Turín y de la colección particular del Sr. Gardinale, de Vicenza. En la colección de la Sorbona, del Museum y de la Escuela de Minas de París hemos reconocido seis ejemplares italianos: dos de ellos proceden de Pozzani, región de San Giovanni Ilarione (Sorbona); otros dos son de Verona (Museum); un quinto ejemplar procede de Pozza, región de San Giovanni Ilarione, y otro de Lonigo, en la región de Berici (Escuela de Minas).

En cuanto a los ejemplares húngaros, LORENTHEY - BEURLEN afirman haber examinado cincuenta piezas, procedentes de muy variados yacimientos, todos bartonienses. En el Museum de París hemos visto un hermosísimo ejemplar de Kis-Svabhegy y el molde en yeso de otro de Matyashegy, cuyas medidas se dan en el cuadro correspondiente.

Los restos de *Lophoranina* del Eoceno medio de Mokattam, en Egipto, atribuidos provisionalmente a *L. reussi* por LORENTHEY (1909, p. 116) no permiten una determinación definitiva por su mal estado de conservación.

En cuanto al material español, el P. RUIZ DE GAONA habla de sólo dos ejemplares procedentes de las canteras del Carrascal, en la Sierra de Alaiz, 16 kilómetros al sur de Pamplona. Son los mismos que, amablemente cedidos por este religioso y previamente preparados, constituyen la base de la presente determinación. En las exploraciones posteriores que hemos verificado personalmente —junto con el descubridor de este yacimiento y colega del P. RUIZ, P. FRANCISCO GOÑI— se han recogido fragmentos de otros cuatro individuos. En total, pues, son seis los individuos de los que se conocen restos, repartidos entre las colecciones del P. RUIZ y del Seminario de Barcelona.

Dimensiones del caparazón:

*Medidas tomadas por Lörenthey*

	Anchura	Longitud	Índice A/L	Borde anterior 0-0	Borde posterior
Ejemplar húngaro de Kis-Svabhégy ... ..	43	52	0.83	27	20

Medidas homologadas, tomadas directamente (véase fig. 1)

	Anchura (A)	Longitud (L)	Indice A/L	Borde anterior 0-0	Borde posterior
<i>Material italiano.</i>					
(Colección de París). Ejemplares de POZZANI ... ..	18 14	26 18.2	0.69 0.77	13 8.2	8 6
Ejemplar de POZZA ...	32	39	0.82	21	14
Ejemplar de LONIGO ...	53	60	0.88	?	?
Ejemplares de VERONA.	41 42	45 47	0.91 0.89	26 27	20 20
<i>Material húngaro.</i>					
(Museum de París). Ejemp. de Kis-Svabhéry... ..	27	30	0.90	19	12
Vaciado de Matyashégy... ..	37	45	0.82	24	22
<i>Material español.</i>					
Ejemplar núm. 1. (Col. RUIZ) ... ..	49	61	0.80	33 ?	24
Ejemplar núm. 2. (Col. Seminario) ...	49	60	0.82	32 ?	23 ?
Valores medios ... ..	36,20	43,12	0,83	22.58	16.56

## Delimitación de la especie.

Caparazón fuerte y de aspecto macizo, con el dorso ampliamente y muy regularmente abovedado. Su contorno es aovado, aunque el borde anterior está ligeramente arqueado, con la concavidad vuelta hacia adelante. La anchura máxima corresponde aproximadamente al tercio anterior del caparazón. Partiendo de los extremos de este diámetro máximo los bordes laterales son rectilíneos y convergen hacia atrás, flanqueados por una fina orla ligeramente tuberculada que continúa más atenuada en el borde posterior. Hacia adelante los bordes laterales son curvilíneos, decrecen rápidamente y están flanqueados por varios dientes laminares, escalonados, más o menos desarrollados y agudos.

El borde fronto-orbital ocupa toda la parte anterior del caparazón. En la mitad del mismo avanza notablemente un rostro trispinoso muy esbelto, con una ancha depresión longitudinal en su dorso, en el fondo de la cual destaca perfectamente una alineación de cuatro o cinco tubérculos espinosos. A uno y otro lado del rostro el borde orbital queda dividido en tres porciones por dos fuertes entalladuras: la porción interna, ancha, junto al rostro, forma con él un semicírculo muy regular; la porción media, estre-

cha, forma un diente saliente, robusto y puntiagudo; la externa es recta en su primera mitad y, adelantándose luego rápidamente, forma una fuerte espina extraorbital. En los mejores ejemplares se observa una finísima denticulación que adorna todo el borde orbital descrito y buena parte del rostral.

La ornamentación del dorso del caparazón es muy característica dentro de un margen de variación bastante amplio. Inmediatamente, y paralelamente al borde frontal, se encuentra una franja continua, recubierta de tubérculos romos que dejan entrever una cierta disposición transversal escamiforme. Hacia los extremos de esta franja algunos de los tubérculos se disponen claramente en fila transversal. El resto de la superficie dorsal está cubierto por entero de alineaciones transversales de tubérculos romos, arrosariados, que corresponden al borde anterior —en cuesta— de las franjas transversales propias del género. Las tres primeras de dichas alineaciones son las más destacadas y flexuosas, y en la línea media del cuerpo forman tres arcos paralelos con la convexidad anterior. El resto de las alineaciones, ligeramente arqueadas, con la convexidad vuelta hacia atrás, son menos características. Unas y otras rara vez son continuas en todo su trayecto, y principalmente las de la mitad posterior del cuerpo suelen interrumpirse y entreverarse mutuamente. Las regiones del dorso son indiferenciadas, a excepción de la urogástrica y branquiales, separadas en parte por dos surcos cortos, profundos, sensiblemente paralelos. En el cruce de dichos surcos urogastro-branquiales con los cordones granulosos transversales, éstos quedan cortados y la parte de cordón comprendida entre aquéllos queda adelantada o retrasada respecto de su trayecto lateral.

El margen inferior del caparazón o región de pterigostomía está cubierta de tubérculos planos, irregulares, más o menos escamiformes. Las regiones branquiostegas, en su parte anterior y media están adornadas de finos trazos denticulados transversales, discontinuos, ligeramente arqueados, con la concavidad anterior. En el tercio posterior estos trazos pasan insensiblemente a rugosidades atenuadas, oblicuamente dispuestas.

En la placa esternal anterior, dos surcos lineales paralelos a los bordes laterales determinan sendos rebordes lisos, sin orificios capilíferos perceptibles. En cambio hacia el centro de la pieza se observa una agrupación irregular de tales orificios, en forma de incisiones, que semejan acentos circunflejos.

Quelípedos muy robustos. La superficie externa del meros, carpo y própodo está cubierta de amplias franjas transversales, en cuesta, con hileras de finos tubérculos que bordean la parte anterior elevada, de manera análoga a lo que se observa en el dorso del caparazón. En cambio, la superficie de dichos artejos, que queda aplicada al cuerpo en la posición de retracción, es casi completamente lisa.

En los meros se cuentan alrededor de 10 de dichas franjas transversales, con tuberculitos sólo hacia la parte externa superior de la pieza, en donde

se observa una cresta longitudinal afilada, divisoria entre la cara lisa (interna) y la ornamentada (externa).

En el carpo las franjas de la cara externa son menos numerosas y más irregulares, con las filas de tubérculos mucho más patentes, pero más oblicuas y entreveradas. La pieza termina anteriormente con un largo diente laminar-espinoso.

El própodo es plano, comprimido, más o menos alargado, según el sexo, con las franjas transversales de su cara externa oblicuas, discontinuas y bastante entreveradas, con sus filas de tubérculos progresivamente más perceptibles hacia adelante. Su borde inferior es afilado y tiene forma de sierra, con cuatro grandes dientes, el último y mayor de los cuales corresponde al dedo inmóvil de la pinza. El borde superior es una cresta afilada, lineal, divisoria con la cara interna. Esta no es del todo lisa, sino que está cruzada transversalmente por finos trazos discontinuos, ligeramente arqueados, escamiformes.

El dedo inmóvil es comprimido, puntiagudo, y está flanqueado externamente por una fila de tubérculos que continúa en la superficie de la mano paralelamente a las restantes filas ya descritas. Su borde funcional está armado de varios dientes largos, inclinados.

El dactilópodo es muy largo, comprimido, con un espolón laminar bien desarrollado implantado en la base de su borde externo. Su borde funcional está armado de dientes muy poco desarrollados. (Ejemplares españoles.)

#### Observaciones.

A pesar de las fluctuaciones de BITTNER y de la interpretación distinta dada por Mr. VAN STRAELEN a propósito de los ejemplares de la provincia de Alicante (infra: *L. straeleni*), *L. reussi* es una forma completamente independiente, cuyos caracteres específicos son extraordinariamente constantes, según afirman y demuestran LÖRENTHEY-BEURLLEN y lo confirman los ejemplares del Carrascal.

En Hungría, según dichos autores, es el fósil más característico del Eoceno superior y el más frecuente de las formaciones calcáreas y de conglomerados.

En Italia se señalan varios yacimientos del Luteciense inferior y medio y del Priabonense (FABIANI, 1910, p. 5). En general, se trata de formaciones de tobas calcáreas, de color amarillento y de grano grosero.

El nivel de Carrascal es también Luteciense, de naturaleza francamente calcárea (calizas de *Nummulites* y *Alveolina*).

Por consiguiente —como observan AIRAGHI y LÖRENTHEY-BEURLLEN— *Lophoranina reussi*, que vivió durante el Eoceno medio y superior, no caracteriza ningún nivel. Su ausencia o presencia en un área determinada más que fijar la edad de la formación constituye un indicio muy útil para

el estudio de los desplazamientos faunísticos, de las condiciones biogeográficas y del régimen de sedimentación.

Gracias al material español ha podido completarse la descripción de la especie en lo referente al rostro, al plastron, a la parte esternal del caparazón y al par de quelípedos.

*Lophoranina straeleni* VIA, 1959  
(Fig. 5; lám. 3, fig. 1; lám. 4, figs. 1 y 2)

1927. VAN STRAELEN, V., p. 84, lám. 2, fasc. 4 (*Ranina* (L.) *reussi*).  
1929. GLAESSNER. "Fossilium Catalogus" Pars 41, p. 368 (*Ranina* (L.) *reussi*).  
1959. VIA, L., p. 366, fig. 7.

#### Materiales.

Conocemos restos de cuatro individuos españoles. El mejor de todos es el ejemplar del Museo Nacional de CC. NN. de Madrid, descrito y figurado por VAN STRAELEN con el nombre de *Ranina* (L.) *reussi*. Su preparación ha puesto al descubierto una gran parte del cuerpo facilitando una determinación más exacta. Junto con otros dos fragmentos muy reducidos de la costra dorsal del caparazón recogidos por el autor (colección del Seminario de Barcelona), todos estos ejemplares proceden de la formación luteciense de "els terrers" de Agost (Alicante). La ganga es una caliza dura de tono rojizo claro, plagada de microforaminíferos. Otro ejemplar reducido a la parte anterior derecha del caparazón y a la correspondiente región pterigostomiana y branquióstega, procede de la misma formación de Orcheta (Alicante). La ganga es una caliza blanca rellena de nummulítidos.

En las colecciones de la Sorbona hemos estudiado tres ejemplares italianos procedentes de la región de Bolca, provincia de Verona. Su conservación es bastante buena y coinciden completamente con la forma española. La ganga es una caliza compacta, con microfauna abundante.

En total van estudiados restos de siete individuos.



## Dimensiones del caparazón (véase fig. 1):

	Anchura (A)	Longitud (L)	Indice A/L	Borde anterior 0-0	Borde posterior
<i>Material español.</i>					
Ejemplar de Agost (Museo de CC. NN. Madrid) ... ..	54.5	64.5	0.84	30.8	25
<i>Material italiano.</i>					
(De la Sorbona) 1	30.4	36	0.84	?	?
4	31.7	40.5	0.78	22.5	14.3
5	31.8	41	0.78	23	12.5
Valores medios ... ..	37.1	45.5	0.81	23.43	17.26

## Delimitación de la especie.

Caparazón robusto, con el dorso amplia y regularmente abovedado. Su contorno es aovado, con el borde anterior en forma de amplio arco. El diámetro máximo transversal pasa por detrás del primer tercio del caparazón.

Los bordes laterales en su cuarta parte anterior están armados de varios dientes, francamente espiniformes. El resto de los bordes, a partir del último de dichos dientes, está flanqueado por una orla lineal finamente tuberculada que no continúa en borde posterior, el cual es algo convexo y completamente liso.

El borde fronto-orbital ocupa toda la parte anterior del caparazón. En la mitad del mismo destaca un rostro trispinoso, con una depresión longitudinal en su dorso, especialmente profunda en la parte más adelantada. A lo largo y en el fondo de tal depresión se encuentra una hilera de tubérculos muy finos.

Orbitas muy anchas, con el borde superior dividido en tres porciones por dos fuertes entalladuras no paralelas: la porción interna es la más ancha y forma con el rostro un semicírculo muy regular; la media forma un diente no muy saliente, de ancha base, pero de punta espinosa; la porción externa es también arqueada y termina con una aguda y larga espina extraorbital. Todo este borde anterior de las órbitas y los bordes laterales del rostro están finísimamente dentados.

La superficie dorsal anterior del caparazón, paralelamente al borde frontal, forma una zona continua que destaca del resto del dorso sólo por la ornamentación. Toda ella está tapizada de finos tubérculos, en conjunto ligeramente escamiformes. Esta parte del dorso, homogéneamente granulada, queda delimitada marginalmente por una amplia escotadura que separa la primera espina del borde lateral-anterior de la base de la espina

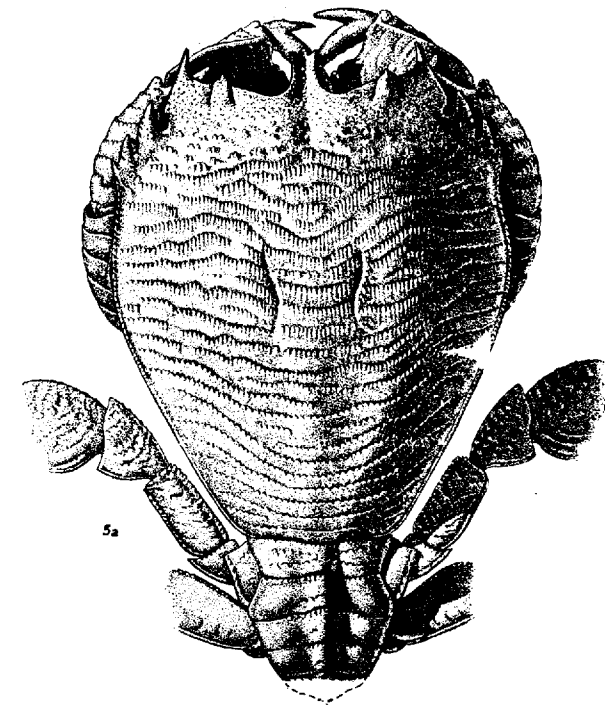


Fig. 5 a.—*Lophoranina straeleni* VIA.  
Vista dorsal del caparazón, abdomen, quelípedos y parte de las patas.

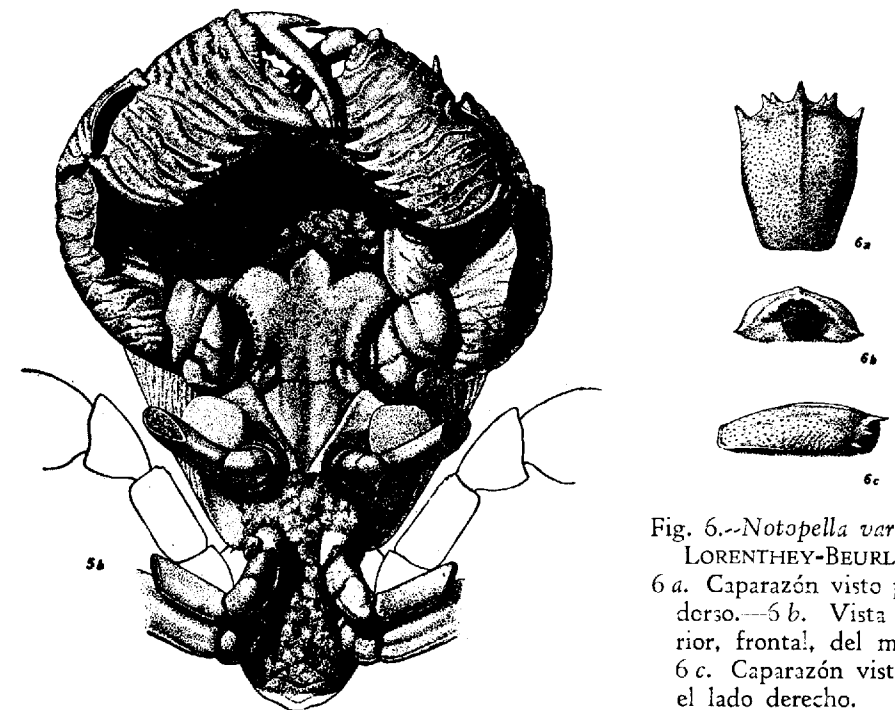


Fig. 6.—*Notopella vareolata*  
LORENTHY-BEURLIN.

6 a. Caparazón visto por el dorso.—6 b. Vista anterior, frontal, del mismo.  
6 c. Caparazón visto por el lado derecho.

Fig. 5 b.—*Lophoranina straeleni* VIA.  
El mismo conjunto de la figura anterior, con parte



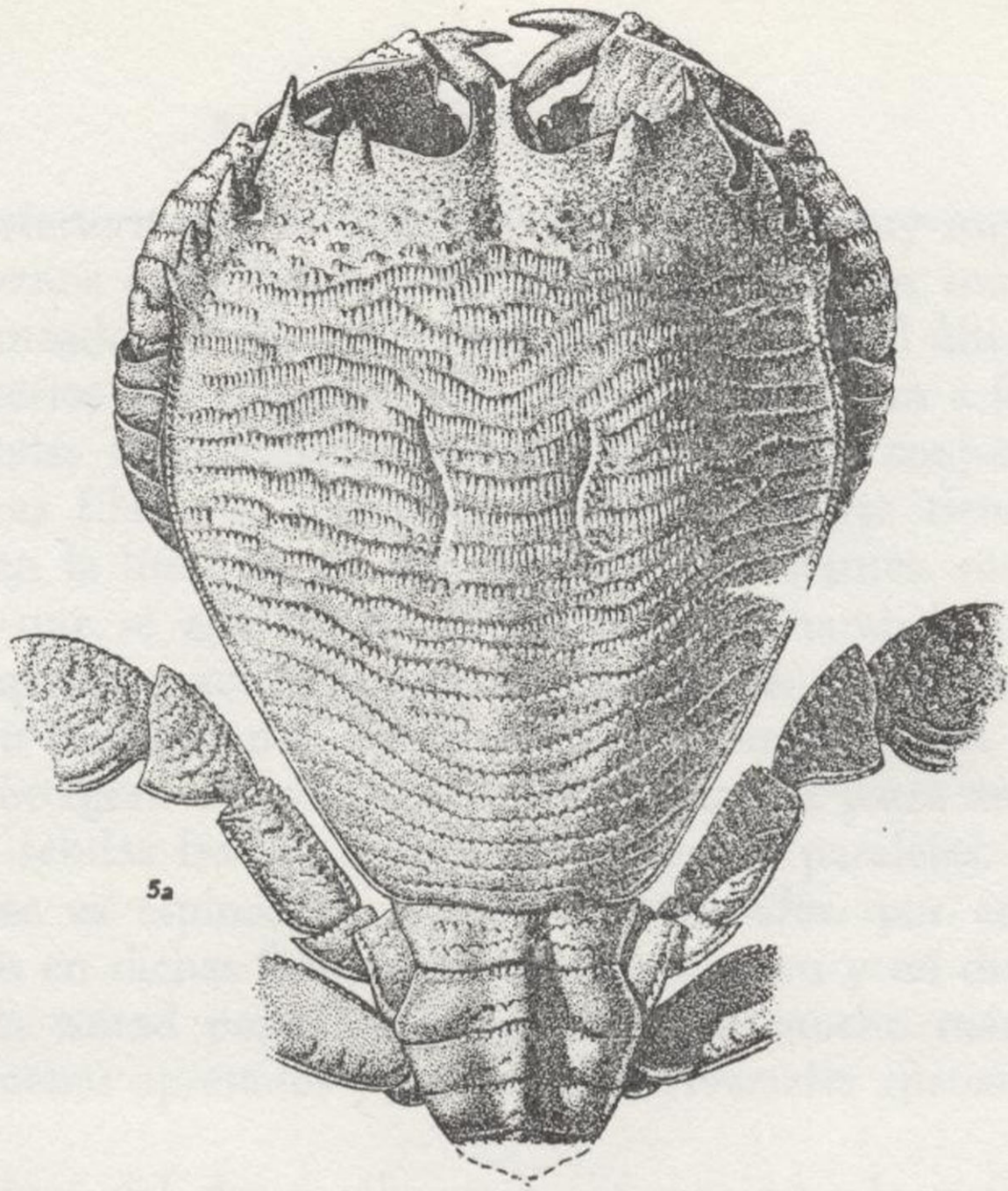


Fig. 5 a.—*Lophoranina straeleni* VIA.  
Vista dorsal del caparazón, abdomen, quelípedos y parte de las patas.

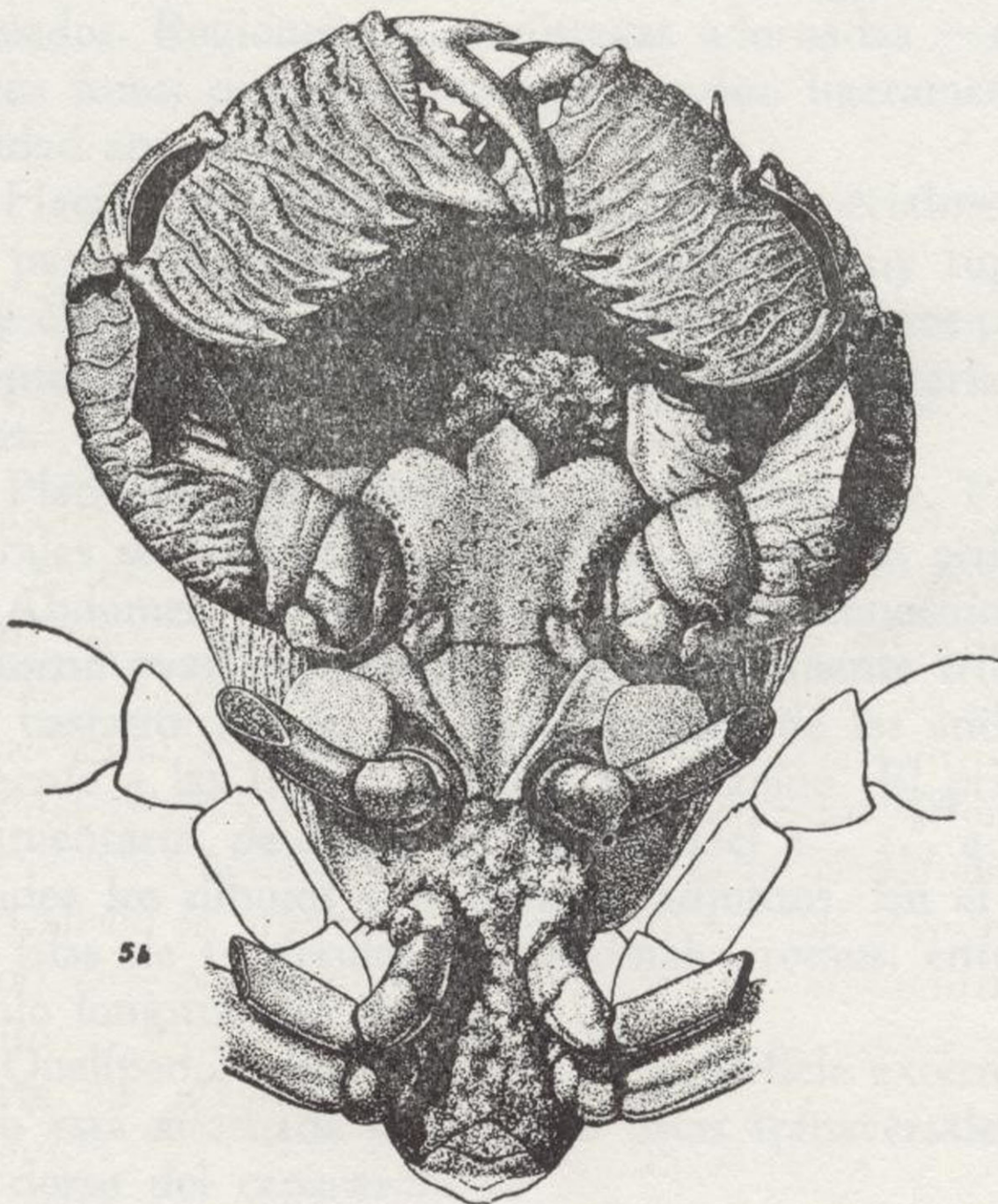


Fig. 5 b.—*Lophoranina straeleni* VIA.  
El mismo conjunto de la figura anterior, con parte del plastron, visto por la cara esternal.

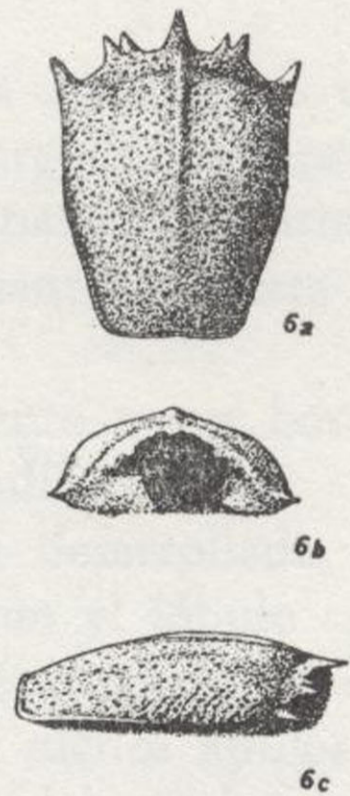


Fig. 6.—*Notopella vareolata*  
LORENTHEY-BEURLIN.  
6 a. Caparazón visto por el dorso.—6 b. Vista anterior, frontal, del mismo. 6 c. Caparazón visto por el lado derecho.



extraorbital. Posteriormente el límite de esta zona es muy impreciso, avanzando más o menos entre grupos de tubérculos espinosos mucho mayores, más o menos alineados en sentido transversal. Al nivel del último diente del borde latero-anterior dichos grupos de tubérculos empiezan a formar alineaciones transversales más definidas, discontinuas, en su conjunto flexuosas. Las tres primeras filas que empiezan a individualizarse tienen su convexidad anterior en la línea media del cuerpo. Las restantes, menos discontinuas a medida que se apartan de la frente, están también cada vez más ampliamente arqueadas, con la convexidad posterior. Unas y otras se entrecruzan a menudo mutuamente. En la parte anterior y media del dorso los tubérculos que integran dichas alineaciones forman la parte anterior —algo levantada— de sendas franjas o listas transversales paralelas. La forma de dichos tubérculos es espinosa y, sin ser puntiagudos, por estar marcadamente entallados en dichas franjas, aparecen alargados y en disposición pectiniforme. En la mitad posterior del cuerpo son mucho más romos, más anchos; están menos apretados y las listas transversales apenas están levantadas.

De las regiones del dorso sólo están diferenciadas la urogástrica y las branquiales, delimitadas por dos surcos longitudinales algo flexuosos, claramente divergentes.

La superficie marginal inferior del caparazón (pterigostomía) está cubierta de tubérculos grandes, planos, alargados, transversal u oblicuamente alineados. Regiones branquióstegas adornadas —en su parte anterior— de trazos finos, discontinuos, transversales, ligeramente arqueados con la concavidad anterior.

Hacia el exterior del caparazón, y especialmente hacia atrás, estos trazos pasan insensiblemente a rugosidades muy tupidas, alargadas, alineadas muy oblicuamente; todas ellas cubiertas de finas puntuaciones crateriformes, lo que indica que esta parte del cuerpo estaría densamente cubierta de pelos.

Placa esternal anterior de forma corriente. Paralelamente a sus bordes laterales se observan sendas líneas de anchos orificios capilíferos.

Abdomen de la hembra —el único conocido—, bien desarrollado, de contorno oval, en conjunto longitudinalmente trilobado, con el lóbulo central bastante agudo. El borde anterior de los anillos es denticulado, análogamente a las franjas dorsales del pereión. El primero de dichos anillos es rudimentario, de forma triangular. Del 2.º, 3.º, 4.º y parte del 5.º dan buena idea los dibujos y fotografías adjuntos. En el dorso del 2.º se insinúan dos filas de tubérculos longitudinales romos, entrecruzadas a la altura del lóbulo longitudinal medio.

Quelípedos muy robustos. La superficie externa del meros, carpo y própodo está adornada de amplias listas transversales, también análogas a las del dorso del caparazón.

En el mero se cuentan alrededor de diez de dichas listas, quedando muy indefinidas las tres o cuatro posteriores; en las anteriores más destacadas apenas se insinúa una finísima denticulación. La superficie interna de esta pieza no es del todo lisa, sino escamiforme hacia su base y, hacia adelante, está cruzada por varios trazos discontinuos, rectilíneos, muy bien definidos, dispuestos casi longitudinalmente.

En el carpo las listas de la cara externa son menos numerosas y más irregulares, con filas oblicuas de tubérculos muy patentes, algunas entreveradas entre sí. La pieza termina anteriormente en robusta y larga espina.

Própodo comprimido, bastante alargado, con su cara externa plana, cruzada transversalmente por numerosos trazos discontinuos, más acusados y claramente tuberculados en la mitad anterior. El borde superior consiste en una cresta lineal, afilada. La cara interna es mucho más lisa, pero no hemos podido observar su ornamentación.

Dedo inmóvil comprimido, corto, puntiagudo, armado de dientes obtusos y espaciados, flanqueado externamente por hileras de tubérculos.

El dactilópodo es largo, con un espolón espinoso muy desarrollado en la base de su borde externo. En su borde funcional no se ven indicios de dientes o tubérculos.

Para los artejos basales (isquion, basis, coxa) de los quelípedos, remitimos a las figuras.

$P_5$  muy comprimido, casi laminar. Todos sus artejos se han conservado a excepción del dactilópodo. Salvo el isquion —cuya cara externa aparece lisa y de forma triangular— los demás artejos conservados están cruzados transversalmente por rugosidades de aspecto escamiforme. En el borde posterior de todas las piezas se observa un ligero reborde muy finamente denticulado.

$P_2$ ,  $P_3$  y  $P_4$ , gruesos y muy robustos. Según muestran las piezas basales y parte del mero, que se han conservado, la superficie de los mismos es completamente lisa.

#### Justificación de la nueva especie.

Son muchas las *Lophoranina* nummulíticas y todas ellas difieren de *L. straeleni*:

*L. aculeata* A. MILNE-EDWARDS.—De la arenisca calcárea estampienense del faro de Biarritz (sin borde frontal conocido, A. MILNE-EDWARDS, 1881, p. 7, lám. 22, f. 4). Difiere por las crestas transversales mucho más espaciadas y regulares, con espinas crateriformes, y por la ausencia casi total de los surcos urogastro-cardíacos.

*L. aldrovandi* RANZANI.—De procedencia y nivel dudosos, probablemente del Eoceno del norte de Italia (FABIANI, 1910 bis, p. 95, f. 1-4), tam-

bién sin borde frontal conservado. Difiere por su contorno más elíptico, por las listas transversales menos arqueadas y por los tubérculos anteriores de las mismas, cortos y redondeados.

*L. bakeri* A. MILNE-EDWARDS.—De las capas con nummulites del Eoceno medio de Karachi y Alore Hills (Sind, Pakistán). (WITHERS, 1932, página 468, lám. 13, f. 3-5) y cuyo borde frontal tampoco se conoce. Difiere por los surcos transversales del dorso, mucho más profundos, por las crestas tuberculadas mucho más salientes y por los tubérculos de las mismas, mucho más cortos y redondeados.

*L. barroisi* BROCCHI.—De la caliza grosera del departamento del Aisne, cuenca de París (BROCCHI, 1887, p. 4, lám. 29, f. 6-9). Difiere por su caparazón transversalmente más abovedado, por las espinas de los bordes latero-anteros mucho más distanciadas entre sí, y por una mayor irregularidad y discontinuidad de las crestas pectiniformes transversales, cuyos tubérculos también son mucho más espinosos.

*L. bittneri* LÖRENTHEY.—De las tobas calcáreas lutecienses y del priaboniense del Vicentino y de Sicilia, y de las calizas de *Orbitoides* y otros foraminíferos del priaboniense de Hungría (LÖRENTHEY, 1903, p. 104, lámina 1, f. 4; DI SALVO, 1933, p. 133, p. 13, lám. 1, f. 4; LÖRENTHEY-BEURLIN, 1929, p. 114, lám. 5, f. 2-3). Difiere por el cefalotórax mucho más alargado, por las crestas transversales más espaciadas entre sí, mucho más continuas y menos flexuosas, y por los tubérculos de las mismas en la mitad anterior del dorso, cortos y mucho más romos.

*L. georgiana* RATHBUN.—Del Oligoceno inferior de Georgia y Alabama, Estados Unidos (RATHBUN, 1935, p. 97, lám. 21, f. 7-8 y f. 2 del texto). Difiere por las crestas transversales del dorso mucho más regulares, menos arqueadas y numerosas y más espaciadas; todas ellas integradas por tubérculos romos, arrosariados, crateriformes. De su borde anterior sólo se conservan fragmentos.

*L. kemmerlingi* VAN STRAELEN.—Procedente del nivel de R. D. M. Verbeek (probablemente Oligoceno) de la cuenca del río Barito, en la isla de Borneo (VAN STRAELEN, 1923, p. 489, f. 1), y fundada sobre un fragmento dorsal muy incompleto del caparazón y un artejo de un probable  $P_5$ . Difiere por sus crestas transversales constantemente entreveradas, no paralelas, atravesando oblicuamente toda la anchura del caparazón (según interpretación de su autor) y por los tubérculos subespinosos de las mismas, de punta mucho más roma.

*L. laevifrons* BITTNER.—Del Luteciense de S. Giovanni Ilarione, Vicentino (BITTNER, 1875, p. 68, lám. 1, f. 4; BITTNER, 1895, p. 247, lám. 1, f. 3-4). Difiere por la franja postfrontal mucho más reducida, por un me-



nor desarrollo del diente extra-orbital y de los dientes marginales. Además las crestas transversales del dorso son menos flexuosas, con sus tubérculos también agudos, pero más cortos y no entallados en la superficie de la lista correspondiente.

*L. marestiana* KÖNIG.—Según la descripción dada anteriormente. Difiere, entre otros detalles, por los dientes marginales y postorbital menos espinosos, por las crestas transversales menos discontinuas y mucho más destacadas por estar precedidas de profundos surcos. Los tubérculos de las crestas de la mitad anterior del dorso no son espinosos y, sin ser muy cortos, son homogéneamente dentiformes en toda la superficie restante.

*L. persica* WITHERS.—Del Eoceno de Kuh-i-Bard-i-Nizami, al SW. de Persia (WITHERS, 1932, p. 469, lám. 13, f. 1), reducida a su caparazón incompleto, sin rostro. Difiere por los profundos surcos que separan las listas transversales y por los tubérculos, grandes, bastos, muy anchos, tan largos como la anchura total de la lista correspondiente.

*L. porifera* WOODWARD.—Del Oligoceno inferior de San Fernando, en la isla de la Trinidad (WOODWARD, 1886, p. 572-591, lám. 26, f. 18; MAURY, 1912, p. 106, lám. 13, f. 23). Difiere por los tubérculos, crateriformes, de las crestas transversales y por una mayor regularidad y continuidad de dichas crestas en la mitad anterior del dorso.

*L. reussi* WOODWARD.—Anteriormente descrita, difiere por el contorno más aovado del caparazón, por los dientes extraorbital y marginales menos espinosos, por las listas transversales anteriores del dorso más regularmente arqueadas, con tubérculos más romos, etc.

*L. soembaensis* VAN STRAELEN.—Del Eoceno inferior (Ypresiense-luteciense) de la isla Soemba (islas de la Sonda, Indonesia) (VAN STRAELEN, 1938, p. 95, f. 3). Difiere por las listas transversales anteriores, más espaciadas y más regularmente arqueadas, con los tubérculos más espinosos y apretados.

*L. tchihatcheffi* A. MILNE-EDWARDS.—Del Eoceno de San Jorge (Tracia, Grecia) (A. Milne-Edwards, 1886, p. 105, lám. 1, f. 7; íd. 1872, p. 4, 8). Difiere por un mayor abombamiento y notable estrechamiento del caparazón, por las crestas transversales de la mitad anterior del dorso mucho más regulares y continuas y por los tubérculos de todas las crestas, más romos.

*L. toyosimai* YABE-SUGIYAMA.—De las tobas calcáreas eocénicas de Oki-Mura, en las islas Bonín, Japón (YABE-SUGIYAMA, 1935, p. 1, lám. 1, f. 1-11, y fig. 1-2 texto), es sin duda la especie más afín a la *L. straeleni*. Desgraciadamente no puede establecerse comparación respecto de la frente y de los quelípedos, que no se han conservado en los ejemplares japoneses.

En cuanto a las demás partes y piezas conservadas, sólo difiere por el borde posterior del caparazón, bastante más ancho, por una mayor separación de las crestas transversales, correspondiendo en la región branquióstega unas alineaciones y estrías también mucho más espaciadas. Además los tergitos del abdomen sólo están ligeramente ondulados en sentido transversal, sin dar lugar a la trilobación longitudinal tan marcada en *L. straeleni*.

#### Género *Notopella* LÖRENTHEY-BEURLÉN, 1929

1929. LÖRENTHEY-BEURLÉN, p. 119.

Caparazón de contorno sensiblemente trapecial. Su mayor anchura corresponde a la parte anterior del mismo, entre las dos fuertes espinas laterales, inmediatamente por detrás del borde fronto-orbital.

Bordes laterales casi rectilíneos y convergentes hacia atrás a partir de dichas espinas laterales. Entre éstas y el borde fronto-orbital existe un amplio arco latero-anterior.

El borde fronto-orbital está guarnecido con cinco dientes espinosos. El central, mayor que los otros, forma un rostro triangular muy agudo.

A partir del diente rostral se desarrolla hacia atrás, siguiendo la línea sagital del cuerpo, una carena continua que destaca fuertemente en la primera mitad del dorso y luego va disminuyendo, hasta desaparecer, en el cuarto trasero del mismo.

No se conocen restos de la parte ventral del cefalotórax ni de ningún apéndice.

Especie tipo: *Notopella vareolata* LÖRENTHEY-BEURLÉN

*Notopella vareolata* LÖRENTHEY-BEURLÉN, 1929

(Fig. 2 y 6; lám. 3, fig. 2; lám. 4, fig. 3)

1929. GLAESSNER, "Fossilium Catalogus", Pars 41, p. 274.

1929. LÖRENTHEY-BEURLÉN, p. 119, lám. 5, f. 7.

1953. ROGER, J., p. 352, lám. 9, f. 28.

1959. VÍA, L., p. 367.

#### Materiales.

Seis caparazones, parcialmente bien conservados. Cinco de ellos proceden de la caliza nummulítica del Eoceno superior de Matyashegy. El sexto, aplastado, procede de Urhida (Hungría).

Restos de otros seis caparazones, dos de ellos reducidos a pequeños frag-

mentos, proceden de la caliza, también nummulítica, luteciense, del Carrascal, en Navarra. Es el mismo yacimiento de *Lophoranina reussi*, la especie anteriormente descrita.

#### Dimensiones del caparazón:

	Anchura (A)	Longitud (L)	Indice A/L	Borde anterior 0-0	Borde posterior
<i>Ejemplares húngaros.</i>					
1	19	23	0.78	11	8
2	20	29	0.69	10	10
3	22	29	0.76	10	
4	22	31	0.71	11	10
5	24	31	0.77	13	11
<i>Ejemplares españoles.</i>					
(Medidas no homológicas)...	17	24 (aprox.)	0.71	8	9
	17.5	23	0.76	9.5	9

#### Delimitación de la especie.

Caparazón pequeño, de configuración sensiblemente trapecial. Sus bordes laterales son casi rectilíneos y —aproximadamente desde la línea media transversal del cuerpo— están flanqueados por un reborde lineal muy finamente denticulado que continúa en el borde posterior, ligeramente cóncavo, del caparazón. Los bordes latero-anterosos forman un amplio arco que se desarrolla entre la espina extraorbital y el único diente lateral, fuerte, espinoso, oblicuamente orientado.

La frente ocupa más de la mitad de todo el borde anterior en su parte central.

El rostro es unidentado, agudo, liso, agudamente triangular y longitudinalmente carenado. A partir de este diente rostral se desarrolla hacia atrás, siguiendo la línea sagital del cuerpo, una carena continua que destaca fuertemente en la mitad del dorso; luego va disminuyendo y, en el cuarto trasero del mismo, desaparece.

Orbitas no muy desarrolladas. Su borde superior forma también un amplio arco, entre la espina rostral y la espina extra-orbital correspondiente. Arco que queda interrumpido por una espina interior no muy desarrollada, fuertemente ladeada y limitada lateralmente por dos pequeñas incisiones.

Las regiones del dorso no están diferenciadas. Sólo se adivinan los surcos gastro-branquiales gracias a una ligera depresión y a una mayor lisura de la superficie en el lugar de su emplazamiento. Toda la superficie restante está cubierta de pequeñas cavidades (*vareolata*) que corresponden a poros setíferos, de forma y distribución variada: a lo largo y a los lados de la

carena mediana tienen forma alargada y tienden a disponerse en filas, longitudinalmente; en el emplazamiento de las regiones hepáticas y branquiales externas se fusionan formando surcos y rugosidades apretadas, muy finas, dispuestas oblicuamente y, hacia los bordes del caparazón, casi transversalmente (fig. 6 c).

La región pterigostomiana subhepática forma, con la región hepática superior, un borde lateral-anterior, muy romo: la ornamentación es casi la misma en las dos regiones, algo más densa en la subhepática. La parte de la misma que forma el borde suborbital tiene una pequeña entalladura. El borde interno de la pterigostomía que estuvo en contacto con la región branquióstega, no conservada en ningún ejemplar, tiene un ligero reborde, cuya continuación a partir de la línea media transversal del caparazón constituye el ya descrito reborde lineal de los flancos postero-laterales del mismo.

## II. CONTRIBUCION AL ESTUDIO PALEONTOLOGICO DE LA FAMILIA RANINIDAE

El género *Ranina* fue creado por LAMARCK en 1801 para encuadrar una especie actual muy vistosa, única en su género, ya descrita por LINNÉ en 1758 y designada con diversos nombres, según los autores:

*Cancer raninus* (LINNÉ), 1758.

*Ranina serrata* (LAMARCK), 1801.

*Ranina dentata* (LATREILLE).

*Ranina scabra* (FABRICIUS).

Su *habitat* corresponde a las costas arenosas, entre 10 y 50 metros de profundidad, encontrándose en toda la región indo-pacífica, desde el Japón al Africa del Sur (SAKAI, 1937, p. 180).

La familia *Raninidae* fue introducida por DANA en 1852 para reunir otros varios géneros, distintos del género *Ranina*, aunque con él claramente relacionados por rasgos comunes. Tales rasgos son tan peculiares que constituyen dicha familia en grupo aparte, claramente emparentado con los macruros. Los principales géneros actuales de la familia *Raninidae* son los siguientes:

*Symethis* WEBER, 1795 (Zanclifer HENDERSON, 1888).

*Ranina* LAMARCK, 1801.

*Ranilia* H. M.-EDW., 1837.

*Raninoides* H. M.-EDW., 1837.

*Lyreidus* DE HAAN, 1841.

*Cosmonotus* ADAMS ET WHITE, 1848.

*Notopoides* HENDERSON, 1888.

*Notosceles* BOURNE, 1922.

Su repartición geográfica es variada, aunque limitada a las regiones indopacífica, sudafricana y centroamericana (costas atlántica y pacífica).

Los géneros de ranínidos fósiles reconocidos hasta ahora ascienden a 20, de los cuales 14 son exclusivamente fósiles —seis de éstos datan del periodo cretácico— y los seis restantes: *Lyreidus*, *Notopoides*, *Notosceles*, *Ranina*, *Ramnoides* y *Symethis* están todavía representados en algunos de los mares actuales antes indicados. Entre vivientes y fósiles el número de géneros conocidos actualmente asciende a 22.

Las formas fósiles atribuidas con cierta seguridad al género *Ranina* ascienden actualmente a 47, de las cuales 35 constan en el catálogo de GLAESSNER, 31 de ellas directamente y otras cuatro indirectamente. Ninguna de las especies rebasa en antigüedad los límites de la era terciaria, aunque los restos son bastante frecuentes desde el Eoceno medio.

Ante la variedad de las formas fósiles y la constancia de algunos caracteres aberrantes respecto de la forma actual *R. ranina*, se ha intentado en diversas ocasiones establecer subdivisiones del género primitivo de LAMARCK (A. MILNE-EDWARDS, 1872, p. 4; EBERT, 1887, p. 262; FABIANI, 1910 bis, p. 85; VAN STRAELEN (1924), p. 777; LÖRENTHEY-BEURLÉN, 1929, p. 103).

La subdivisión más aceptada durante mucho tiempo fue la de FABIANI, quien distinguió entre:

*Lophoranina*, subgénero integrado por numerosas formas fósiles casi exclusivamente numulíticas (eoceno-oligocénicas), caracterizadas por la superficie dorsal del caparazón, cruzada por listas transversales muy conspicuas, más o menos arqueadas y paralelas. La forma tipo del género sería *Ranina marestiana* KÖNIG. Las especies de este grupo actualmente reconocidas ascienden a 19.

*Eteroranina*, subgénero que comprende todas las demás formas del género que no poseen dichas listas transversales. LÖRENTHEY-BEURLÉN ha desdoblado este grupo en dos subgéneros distintos:

- a) *Laeviranina*, integrado por doce formas casi exclusivamente eocénicas, de reducido tamaño, y con lóbulos simples en el borde fronto-orbital.
- b) *Hela* (*Ranina*), subgénero que, con la forma tipo del género *R. ranina*, abarca todas las formas atribuidas al género de LAMARCK, tanto por la ausencia de listas transversales en el dorso como por las expansiones del borde fronto-orbital y bordes latero-anteriores que presentan los ejemplares adultos. Tales formas ascienden a 17, y sus restos se encuentran casi ininterrumpidamente desde el Eoceno medio, contando actualmente con la única representación de dicha forma típica *R. ranina*.

En el catálogo de GLAESSNER se adopta la división de FABIANI con la subdivisión de LÖRENTHEY-BEURLÉN, aunque se retiene el nombre de *Ranina* en lugar de *Hela*, por ley de prioridad.

Resumiendo y concretando, damos a continuación la lista de todas las formas de que tenemos noticia.

### Género LOPHORANINA (FABIANI, subg.)

#### Formas indopacíficas:

- L. soembaensis* VAN STRAELEN, 1938. Ypresiense-Luteciense. Indonesia.
- L. bakeri* A. MILNE-EDWARDS, 1872. Eoceno. Sind. Pakistán.
- L. toyosimai* YABE-SUGIYAMA, 1935. Eoceno. Japón.
- L. persica* WITHERS, 1932. Eoceno. Persia.
- L. kemmerlingi* VAN STRAELEN, 1924. Oligoceno. Borneo.
- L. quinquespinosa* RATHBUN, 1945. Neógeno. Islas Fiji.

#### Formas afroeurasiáticas:

- L. barroisi* (BROCCHI), 1877. Luteciense. Cuenca de París.
- L. laevifrons* BITTNER, 1875. Luteciense. Italia.
- L. cfr. marestiana*. Luteciense. Sicilia.
- L. straeleni* VIA, 1959. Luteciense. España, Italia.
- L. marestiana* KÖNIG, 1825. Eoceno medio y superior. Italia, Suiza, Alemania, Austria, España, Egipto, Palestina.
- L. bittneri* LÖRENTHEY, 1902. Luteciense-Bartonense. Italia, Sicilia.
- L. reussi* WOODWARD, 1866. Luteciense-Bartonense. Italia, Hungría, España.
- L. cfr. reussi*. Eoceno superior. Italia, Alpes nórdicos.
- L. aldrovandi* RANZANI, 1820. Eoceno. Italia.
- L. tchihatcheffi* A. M.-EDW., 1866. Eoceno. Grecia.
- L. aculeata* A. M.-EDW., 1881. Estampiense. SW. de Francia.

#### Formas americanas:

- L. georgiana* RATHBUN, 1935. Oligoceno inferior. Estados Unidos.
- L. porifera* WOODWARD, 1866. Oligoceno inferior. Trinidad (Antillas).

### Género LAEVIRANINA (LÖRENTHEY-BEURLÉN, subg.)

#### Formas europeas:

- L. glabra* (WOODWARD), 1874. Ypresiense. Alemania del Norte, Inglaterra.
- L. gootschei* (BORN), 1927. Ypresiense. Inglaterra.
- L. ombonii* (FABIANI), 1910. Ypresiense. Italia.
- L. fabiani* LÖRENT.-BEUR., 1929. Luteciense. Hungría.
- L. notopoides* BITTNER, 1883. Luteciense. Italia.
- L. simplicissima* BITTNER, 1883. Luteciense-Bartonense. Italia, Hungría.
- L. budapestinensis* LÖRENT., 1898. Bartonense. Hungría.



**Formas americanas (GLAESSNER-WITHERS):**

- L. dickersoni* (RATHBUN), 1926. Eoceno medio. Estados Unidos.  
*L. vaderensis* (RATHBUN), 1926. Eoceno medio y superior. Estados Unidos.  
*L. laevisana* (RATHBUN), 1926. Eoceno. Estados Unidos.  
*L. washburnei* (RATHBUN), 1926. Eoceno y Oligoceno. Estados Unidos.

**Forma indopacífica:**

- L. perarmata* (GLAESSNER), 1960. Eoceno medio. Nueva Zelanda.

**Género RANINA LAMARCK****Formas indopacíficas:**

- R. molengraaffi* VAN STRAELEN, 1924. Mioceno. Borneo.  
*R. lamiensis* RATHBUN, 1934. Neógeno. Islas Fiji.  
*Ranina ranina* (LINNÉ), 1758. Actual. Región indopacífica.

**Formas euroafricanas:**

- R. hirsuta* SCHAFHÄULT, 1863. Luteciense. Baviera.  
*R. granulosa* A. MILNE-EDWARDS, 1872. Eoceno-Oligoceno? SW. de Francia.  
*R. bouilleana* A. MILNE-EDWARDS, 1872. Oligoceno. SW. de Francia. Italia.  
*R. hazslinskyi* REUSS, 1859. Oligoceno. Hungría.  
*R. oblonga* (MÜNSTER), 1840. Oligoceno. Alemania.  
*R. speciosa* (MÜNSTER), 1840. Oligoceno. Italia, Alemania.  
*R. cfr. brevispina* (= *R. adamsi* WOODWARD, nomen nudum). Burdigalense. Malta.  
*R. palmea* SISMONDA, 1846. Helveciense. Italia.  
*R. brevispina* LÖRENTHEY, 1898. Mioceno. Argelia.  
*R. propinqua* RISTORI, 1891. Plioceno. Italia.

**Formas americanas:**

- R. tejoniana* RATHBUN, 1926. Eoceno. Estados Unidos.  
*R. americana* WITHERS, 1924. Oligoceno. Estados Unidos.  
*R. cuspidata* GUPPY, 1909. Oligoceno. Trinidad.

BEURLEN, en 1930, considera los tres grupos precedentes en plan de igualdad con los demás géneros de la familia. GLAESSNER - WITHERS, en 1931, hacen lo mismo respecto del grupo *Laeviranina*, en el cual incluyen dos formas inglesas antes atribuidas al género *Raninellopsis* y cuatro formas americanas antes descritas por RATHBUN como *Raninoides* (GLAESSNER-WITHERS, 1931, pág. 491.).

O sea que prácticamente dichos autores elevan a la categoría de género los tres, o por lo menos dos, de los tres subgéneros comúnmente admitidos.

Al estudiar por nuestra cuenta los ejemplares de ranínidos españoles que acabamos de describir, hemos tenido ocasión de revisar la bibliografía y de examinar algunos materiales de comparación. La conclusión a que nos ha conducido este estudio está en completo acuerdo con la actitud de dichos autores. Los dos grupos *Lophoranina* y *Laeviranina* —y muy especialmente el primero— merecen ser considerados como géneros fósiles independientes del actual género *Ranina*.

Para las formas del grupo *Laeviranina* —aparte la marcada individuación de una porción antero-lateral del borde del caparazón y la notable finura del dorso— es un poderoso argumento en favor de la independencia genérica el alejamiento masivo en el tiempo de las formas del género *Ranina*, de las cuales sólo una —*R. hirsuta*, del Luteciense de Baviera— rebasa el límite inferior del Oligoceno. En cambio todas las formas atribuidas al grupo *Laeviranina* son eocénicas y sólo una —*L. washburnei*, del Eoceno del Estado de Oregón, Estados Unidos— llegaría al Oligoceno.

La forma simple —no digitada— de los lóbulos del borde fronto-orbital no creemos pueda ser aducida en sí misma como carácter genérico muy seguro. Hay que tener en cuenta a este respecto el hecho de que en los individuos jóvenes de la actual especie *R. ranina* dichos lóbulos son del tipo simplificado y, por la forma, casi coinciden con los de *Laeviranina* (fig. 7).

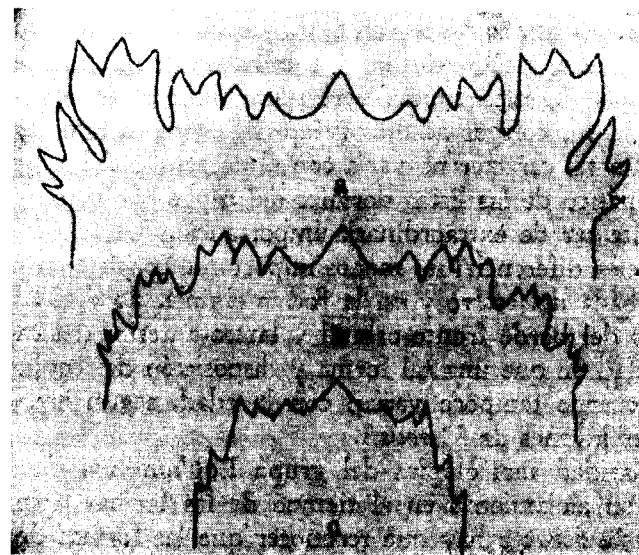


Fig. 7.—Borde fronto-orbital de tres individuos de la especie actual *Ranina ranina* (LINNÉ).

- 7 a. Individuo ♂ adulto ( $\times 2/3$ ).—7 b. Individuo ♀ adulto ( $\times 4/5$ ).—7 c. Individuo ♀ joven ( $\times 4 1/2$ ).  
 (Según SAKAI, 1936, pág. 178, fig. 45.)



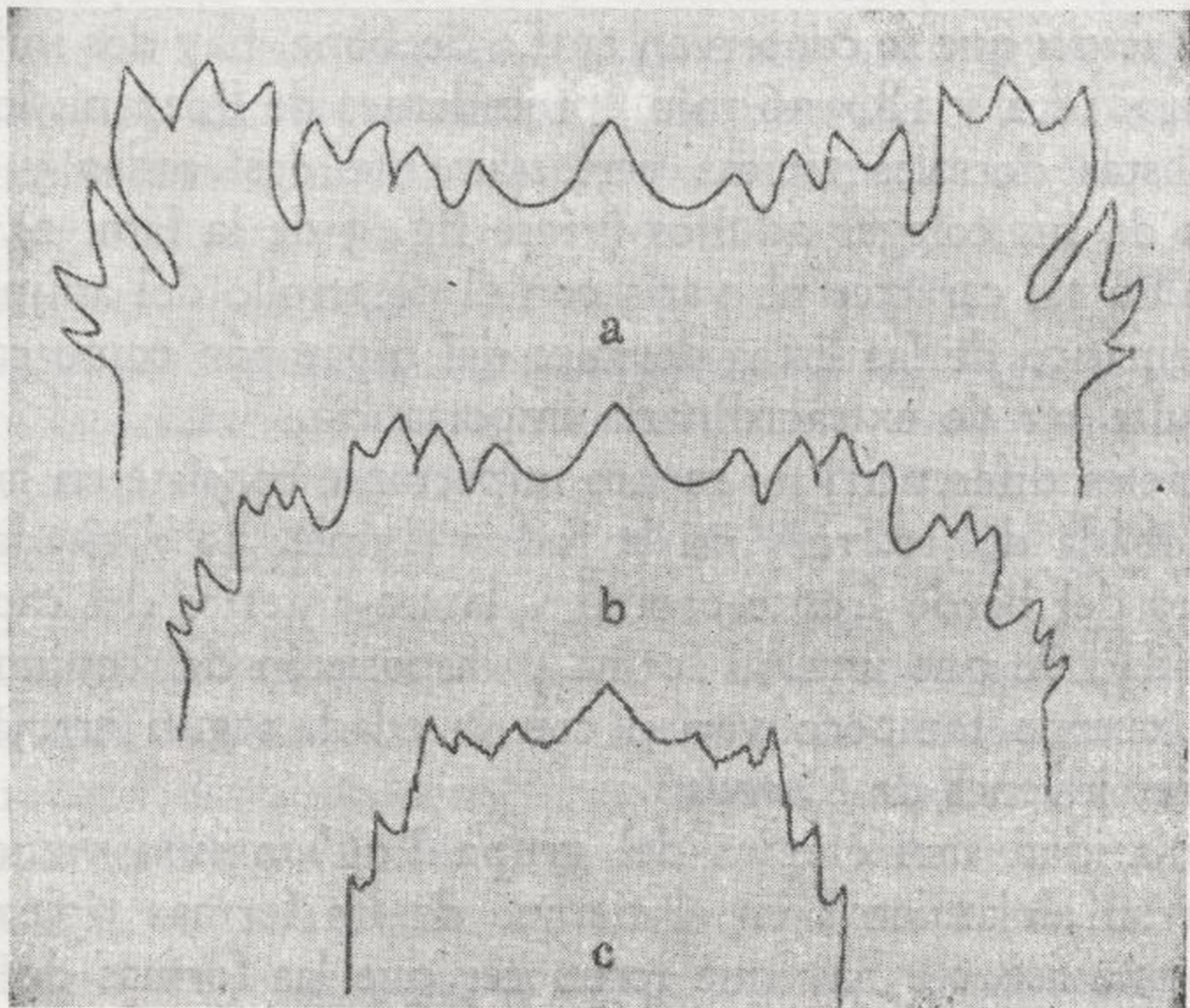


Fig. 7.—Borde fronto-orbital de tres individuos de la especie actual *Ranina ranina* (LINNÉ).

- 7 a. Individuo ♂ adulto ( $\times 2/3$ ).—7 b. Individuo ♀ adulto ( $\times 4/5$ ).—7 c. Individuo ♀ joven ( $\times 4 1/2$ ).  
(Según SAKAI, 1936, pág. 178, fig. 45.)



Con la edad del individuo los lóbulos orbitales y latero-anteriores experimentan un desarrollo extraordinario, y cada uno de ellos se subdivide en otros varios (SAKAI, 1937, p. 178, text. 45, que reproducimos). Por tanto, nun podrá excluirse —atendiendo a este solo carácter— la eventualidad de que los restos descritos como *Laeviranina*, todos ellos de pequeña talla, pueden corresponder a individuos jóvenes de formas del género *Ranina*. Con todo el hecho de no haberse encontrado restos de individuos mayores en relación con las formas de *Laeviranina* hasta ahora reconocidas, y las comprobaciones efectuadas en algunos ejemplares italianos de *Lophoranina* —de las que luego hablaremos—, casi excluyen tal posibilidad.

En cuanto a las formas del grupo del *Lophoranina*, todas las observaciones y todos los datos que hemos recogido coinciden en patentizar su completa independencia genérica. En primer lugar debe figurar la típica ornamentación listada del dorso del caparazón.

Se trata de un carácter muy visible que abarca casi todo el dorso y que en tal grado, no es compartido por ninguno de los 21 géneros restantes ranínidos actualmente conocidos. Gracias a este carácter, la determinación genérica de los restos fósiles de *Lophoranina*, por reducidos que sean, resulta sumamente fácil.

Por otra parte, respecto de este carácter hemos tenido ocasión de comprobar un extremo muy interesante. Entre los cinco ejemplares italianos *Lophoranina reussi* que se conservan en La Sorbona, hay dos individuos muy pequeños ( $14 \times 18,2$  y  $18 \times 26$  mm.) procedentes de Pozzani, los cuales presentan sus listas dorsales típicas perfectamente destacadas y exactamente iguales a las de sus colegas adultos (véase fig. 3 de la lám. 2). Lo cual demuestra que un tal carácter no varía con el desarrollo del animal, o sea que el valor sistemático de las listas dorsales del caparazón como carácter intergenérico resulta ser de extraordinaria importancia.

Otro carácter diferencial no menos importante consiste en la forma francamente trilobada del rostro y en la forma simple, no digitada, de los restantes lóbulos del borde fronto-orbital y latero-anterior del caparazón. Con la particularidad de que una tal forma y disposición del conjunto del borde anterior del cuerpo tampoco varían con la edad, según arroja uno de los dos ejemplares jóvenes de *L. reussi*.

La singularidad morfológica del grupo *Lophoranina* viene confirmada también por su alejamiento en el tiempo de las formas típicas del género *Ranina*. En este aspecto hay que reconocer que las formas de *Lophoranina* resultan algo menos aisladas que las del grupo *Laeviranina*, ya que sus dos especies americanas, *L. georgiana* y *L. porifera*, empalman con *Ranina americana* en el Oligoceno de Norteamérica. Además, *L. quinquespinosa*, de Neógeno de las islas Fiji, coexiste con *R. lamiensis* en la misma formación de una localidad vecina. Lo cual no quita el contraste siempre existente entre un género cosmopolita, totalmente extinguido, y otro que continuó

viviendo exclusivamente en la región indopacífica, de donde proceden precisamente los restos más recientes de *Lophoranina*.

El que los tres grupos —*Ranina*, *Lophoranina* y *Laeviranina*— puedan y deban considerarse como tres géneros distintos e independientes desde el punto de vista taxonómico, no excluye de ningún modo un mutuo e íntimo parentesco. La misma forma cambiante del borde anterior del caparazón en los individuos actuales de *R. ranina* sugiere la idea de que la forma de dicho borde en los dos géneros fósiles *Lophoranina* y *Laeviranina* —e incluso en otros géneros de ranínidos fósiles— podría significar una estabilización de alguna de las fases juveniles del esquema que nos revela el desarrollo ontogénico de la forma actual (fig. 7).

Con la particularidad —manifestada por el estudio de *R. reussi*— de que dicho carácter tendría menos plasticidad en el desarrollo ontogénico de algunas formas fósiles. Y si contamos entre tales las del grupo *Laeviranina*, la independencia de este género frente al género *Ranina* quedaría notablemente reforzada.

Aparte de la coincidencia “momentánea” en el tiempo y en el espacio que ya hemos indicado entre los géneros *Ranina* y *Lophoranina*, existe entre los mismos una conexión o punto de contacto de tipo morfológico y filético que juzgamos de gran interés.

En 1886, DAMES describió como *Ranina cretacea* un ejemplar aplastado conservado en las calizas fértidas tabulares del yacimiento cenomanense de Hakel, a unos 45 kilómetros al norte de Beyruth, Siria (DAMES, p. 553). Ningún complemento gráfico acompañaba a la descripción de DAMES, razón por la cual seguramente esta determinación no fue tenida en cuenta por los autores posteriores hasta la publicación del catálogo de GLAESSNER, en 1929. GLAESSNER examinó personalmente el ejemplar original —conservado en el Naturkunde Museum de Berlín— y en su catálogo lo incluye, con reserva, en el subgénero *Lophoranina*, y añade una nota en la que manifiesta la posibilidad de que se trate incluso de otro género distinto de *Ranina*.

LÖRENTHEY-BEURLIN, a través de la sola descripción de DAMES —en la que se destaca la presencia de las listas transversales del dorso— opinan que debe tratarse del subgénero *Lophoranina*, concluyendo de ello el probable origen cretácico del mismo.

GLAESSNER, en 1945, publicó un estudio sobre los crustáceos del Líbano, basado en nuevos materiales, entre los cuales pudo reconocer un ejemplar de regular tamaño y otros nueve, mucho más pequeños, de la forma de DAMES (GLAESSNER, 1945, p. 704, lám. 8, f. 6, non. 7, y text. 4). Con estos materiales y con su conocimiento del ejemplar tipo, GLAESSNER pudo desentrañar la verdadera forma y significación de la curiosa especie libanesa. Se trata de una forma mixta, con las listas típicas de *Lophoranina* en la mitad posterior del dorso y con la mitad anterior del mismo mucho

más lisa, con crestas granuladas tenues, arqueadas, cortas, muy espaciadas y no paralelas. Por la ornamentación de esta parte anterior la forma de DAMES se parece en concreto a *Notopocorystes carteri* MCCOY, del Gault de Inglaterra, y en general a las formas de algunos géneros predominantemente cretácicos, entre ellos *Raninella*, muy parecido al género *Laeviranina* (LOREN-

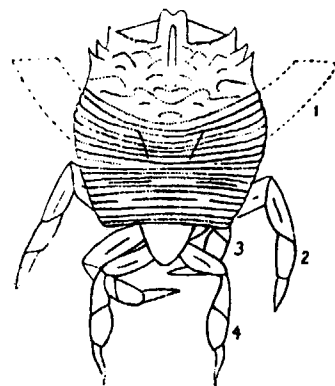


Fig. 8.—*Lophoraminella cretacea* (DAMES).

Vista dorsal de la forma sintética del Cenomanense de Siria. La parte anterior del caparazón coincide con las formas de *Raninella* y otros géneros afines. En cambio las listas denticuladas de la porción posterior coinciden completamente con las del género *Lophoranina*.

(Según GLAESSNER, 1945, pág. 705, fig. 4.)

THEY-BEURLIN, 1929, p. 105) y a las formas jóvenes de *Ranina*. Con tales precisiones GLAESSNER ha fundado el nuevo género *Lophoraminella*, denominación que expresa perfectamente el carácter sintético de la especie-tipo de DAMES (fig. 8).

En el Museum de París hemos tenido ocasión de admirar un lote de ejemplares procedentes del Ypresiense de Fresco, Senegal, entre los cuales se encuentra un caparazón muy completo con las mismas características del género *Lophoraminella*.

Otra forma mixta que recuerda el tipo general de *Lophoraminella* ha sido descrita y figurada con el nombre de *Ranina elegans* en un trabajo de miss RATHBUN aparecido en 1945. Se trata de dos ejemplares bastante defectuosos recogidos en los depósitos neogénicos de Vanua Mbalavu, en la isla Fiji. Aunque el yacimiento es distinto, la formación geológica es la misma que ha dado los restos de quelípedos (dos meros incompletos) descritos por RATHBUN como *Ranina quinquespinosa* y que nosotros hemos colocado en el género *Lophoranina* por sus listas transversales tan patentes. Con ello no excluimos la posibilidad de que se trate de pinzas de la especie *R. elegans*.

Al mencionar estas dos últimas formas en esta ocasión no pretendemos ni prejuzgar ni rectificar sendas determinaciones genéricas en favor de *Lophoraminella*. No obstante no creemos falto de interés el señalar con ello una posible convergencia morfológica, más o menos acentuada, de las tres formas sintéticas (*Lophoraminella cretacea*, el ejemplar del Senegal y *Lophoranina elegans*) con las del género *Lophoranina*. Tanto más cuando éstas quedarían como encuadradas en el tiempo y en el espacio por dos formas de tránsito, una del Cretácico (*Lophoraminella cretacea*) y otra neogénica —posiblemente regresiva— de la región indopacífica. O sea, que podríamos encontrarnos ante un proceso evolutivo completo dentro del grupo de los ranínidos más afines al actual género *Ranina* y, por ello, tal vez, los más significativos de la familia *Raninidae*. Proceso de naturaleza y mecanismo íntimo ciertamente desconocidos, pero cuya existencia habría sido detectada por la forma listada del dorso, característica del género *Lophoranina*.

A lo largo de la descripción y determinación de los materiales españoles de dicho género *Lophoranina* habrá podido observarse que todos los ejemplares, sin excepción, proceden de formaciones calcáreas, más o menos consistentes, de grano más o menos fino, y de tipo detrítico, localizadas en dos regiones bien definidas.

Una de ellas es la formación de calizas con *Nummulites* y con *Alveolina* del Carrascal (Sierra de Alaiz), en Navarra, en cuyo yacimiento han aparecido restos de ranínido exclusivamente.

La otra es la zona más extensa de la provincia de Alicante, en la que han aparecido otros decápodos además de los restos de *Lophoranina*, que son los más numerosos.

A juzgar por los datos que hemos podido reunir, los yacimientos extranjeros de las formas del género *Lophoranina* de modo particular y de otros ranínidos en general, son también, si no detríticos, por lo menos de naturaleza calcárea. Como formaciones extranjeras y típicas podemos citar las tobas calizas del Vicentino, en Italia, y las calizas con *Nummulites* y abundante microfauna de Hungría, cuyos yacimientos tantas formas de ranínidos —entre muchos restos de decápodos— han proporcionado a la Paleontología.

El hecho viene contrastado por la total ausencia de restos de ranínido en las formaciones carciníferas de Cataluña y Aragón, que tan pródigas han sido en restos de otros decápodos, muchos de los cuales en los yacimientos italianos y húngaros convivieron con los ranínidos. Una posible explicación es la naturaleza margosa, a veces casi arcillosa, de tales formaciones catalano-aragonesas, las cuales incluso cuando son detríticas —como en el caso de algunos niveles lutecienses de la región de Vich y de Gerona— son más areniscosas que calcáreas.

La naturaleza química del sedimento se relaciona sin duda alguna con la gruesa costra, extraordinariamente calcificada, que recubre todo el cuerpo



de los ranínidos. Además, las condiciones ecológicas que suponen el carácter predominantemente detrítico de los yacimientos explicarán también la sólida arquitectura del caparazón y de las superficies externas protectoras de los demás órganos. Como hacemos constar en la descripción genérica, en las formas del género *Lophoranina* este dispositivo protector es particularmente resistente gracias al considerable refuerzo mecánico que representa la integración de las listas transversales en la bóveda dorsal de caparazón y en la superficie externa de los quelípedos.

Terminamos llamando la atención sobre una tal influencia en la composición química y en la morfología del exoesqueleto, ciertamente ejercida por las pretéritas condiciones de vida en que se desarrollaron las formas del género *Lophoranina*. Condiciones pretéritas de las cuales algo podemos saber a través de las condiciones actuales del yacimiento. Se trata sin duda alguna de un factor que forzosamente deberá tenerse en cuenta al pretender investigar las causas de la repartición estratigráfica-geográfica de tales crustáceos y sobre el mecanismo íntimo de su evolución biológica.

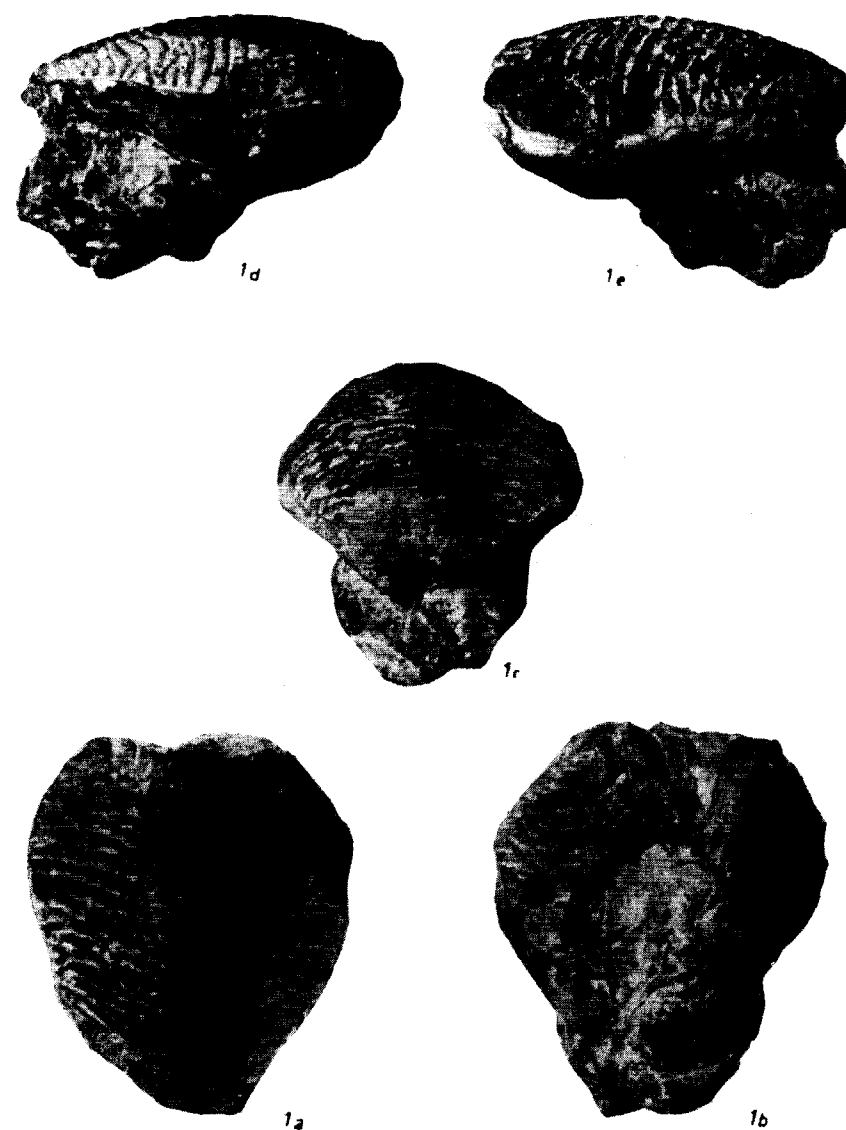


Fig. 1.—*Ranina marestiana* (KONIG).

Ejemplar del Museo de Ciencias Naturales de Madrid, procedente del Luteciense de Callosa de Ensarriá (Alicante).—1 a. Vista dorsal del caparazón.—1 b. El mismo visto por su cara inferior.—1 c. Vista posterior, con el abdomen casi vertical y separado del plastron.—1 d. Vista lateral derecha. Obsérvese la región pterigostomiana, junto con el plastron y abdomen, separados en bloque del caparazón y compárese con la figura 1 a de la lámina 4.—1 e. Vista lateral izquierda.

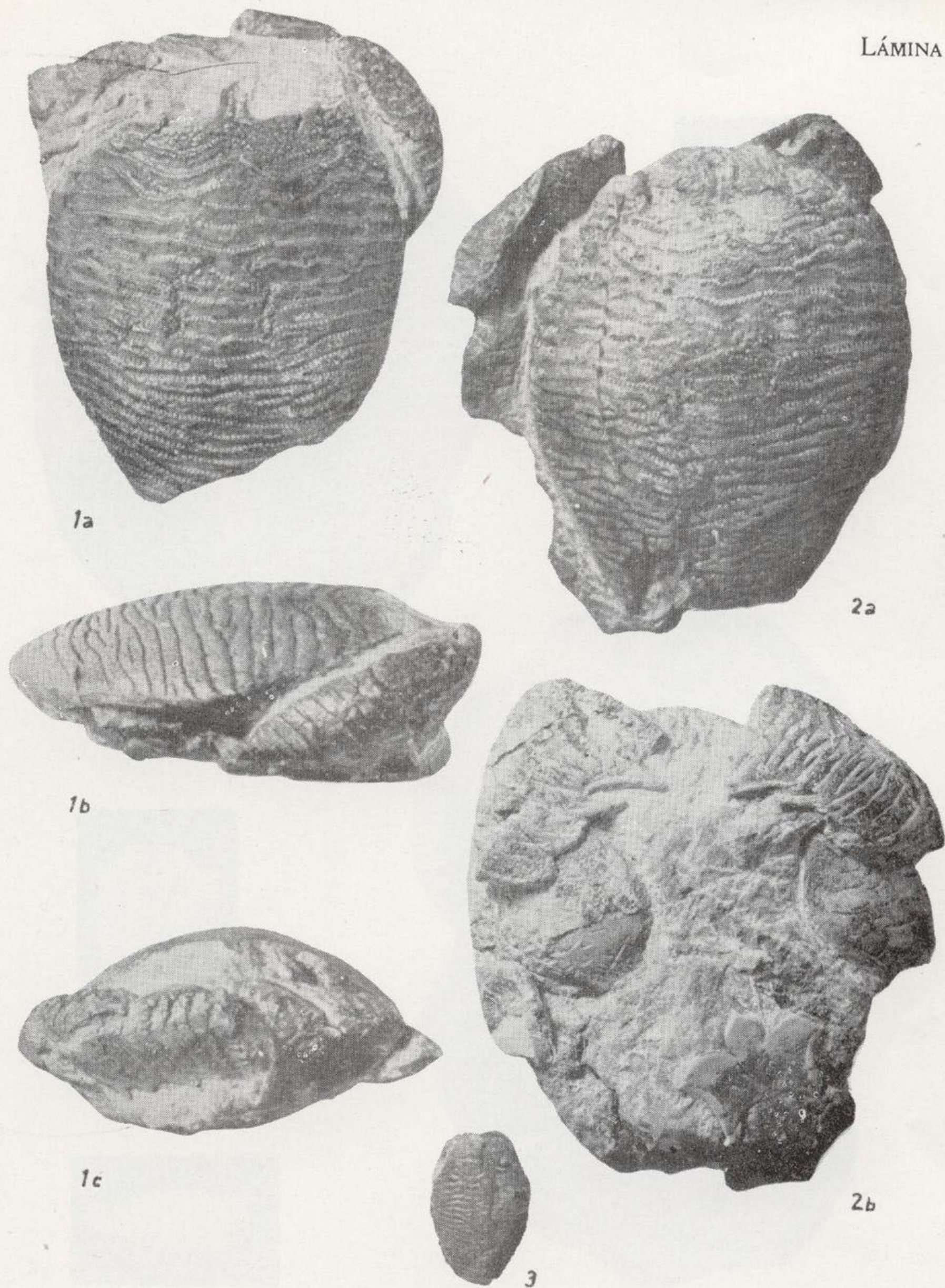




Fig. 1.—*Ranina marestiana* (KONIG).

Ejemplar del Museo de Ciencias Naturales de Madrid, procedente del Luteciense de Callosa de Ensarriá (Alicante).—1 a. Vista dorsal del caparazón.—1 b. El mismo visto por su cara inferior.—1 c. Vista posterior, con el abdomen casi vertical y separado del plastron.—1 d. Vista lateral derecha. Obsérvese la región pterigostomiana, junto con el plastron y abdomen, separados en bloque del caparazón y compárese con la figura 1 a de la lámina 4.—1 e. Vista lateral izquierda.





*Lophoranina reussi* (WOODWARD).

Figs. 1 y 2.—Ejemplares procedentes del Luteciense de las canteras del Carrascal, Sierra de Alaiz (Navarra).

Fig. 1.—Ejemplar del Museo Geológico del Seminario de Barcelona.—1 a. Vista dorsal del caparazón y parte de los quelípedos.—1 b. Vista lateral derecha del mismo ejemplar.—1 c. Vista frontal del mismo.

Fig. 2.—Ejemplar de la colección del P. RUIZ DE GAONA, descrito en 1943 como *Ramina marestiana* var. *goñii*.—2 a. Vista dorsal del caparazón y parte de los quelípedos.—2 b. El mismo ejemplar, por su cara inferior. Véanse las regiones branquióstegas y la placa anterior del plastron fuera de su lugar.

Fig. 3.—Dorso del caparazón de un ejemplar italiano de pequeña talla con las listas transversales bien desarrolladas. Pertenece a la colección de la Sorbona, de París, y procede del Luteciense de Pozzani, provincia del Vicensino.



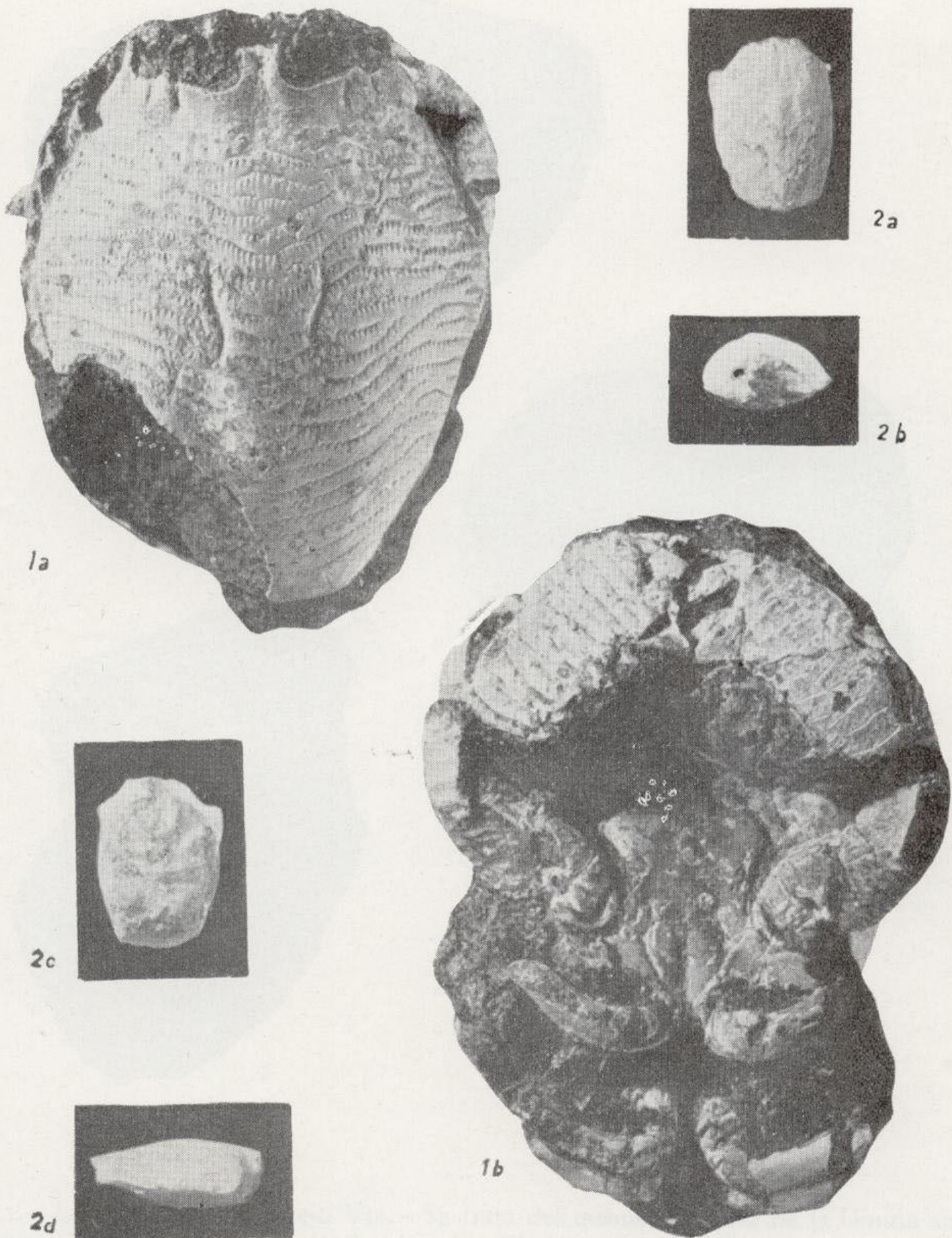


Fig. 1.—*Lophoranina straeleni* VIA.

- 1 a. Vista dorsal del caparazón y parte de los quelípedos del ejemplar ♀ procedente del Luteciense de Agost (Alicante) descrito en 1927 por Mr. V. VAN STRAELEN como *Ranina* (*Lophoranina*) *reussi*. Pertenece a la colección del Museo de Ciencias Naturales de Madrid.—1 b. El mismo ejemplar, visto por su cara inferior o esternal.

Fig. 2.—*Notopella vareolata* LORENTHEY-BEURLÉN.

- 2 a. Dorso del caparazón de un ejemplar de la colección del Museo Geológico del Seminario de Barcelona, procedente de las canteras del Carrascal, Sierra de Alaiz (Navarra).—2 b. Vista dorsal del mismo.—2 c. Vista inferior.—2 d. Vista lateral derecha.



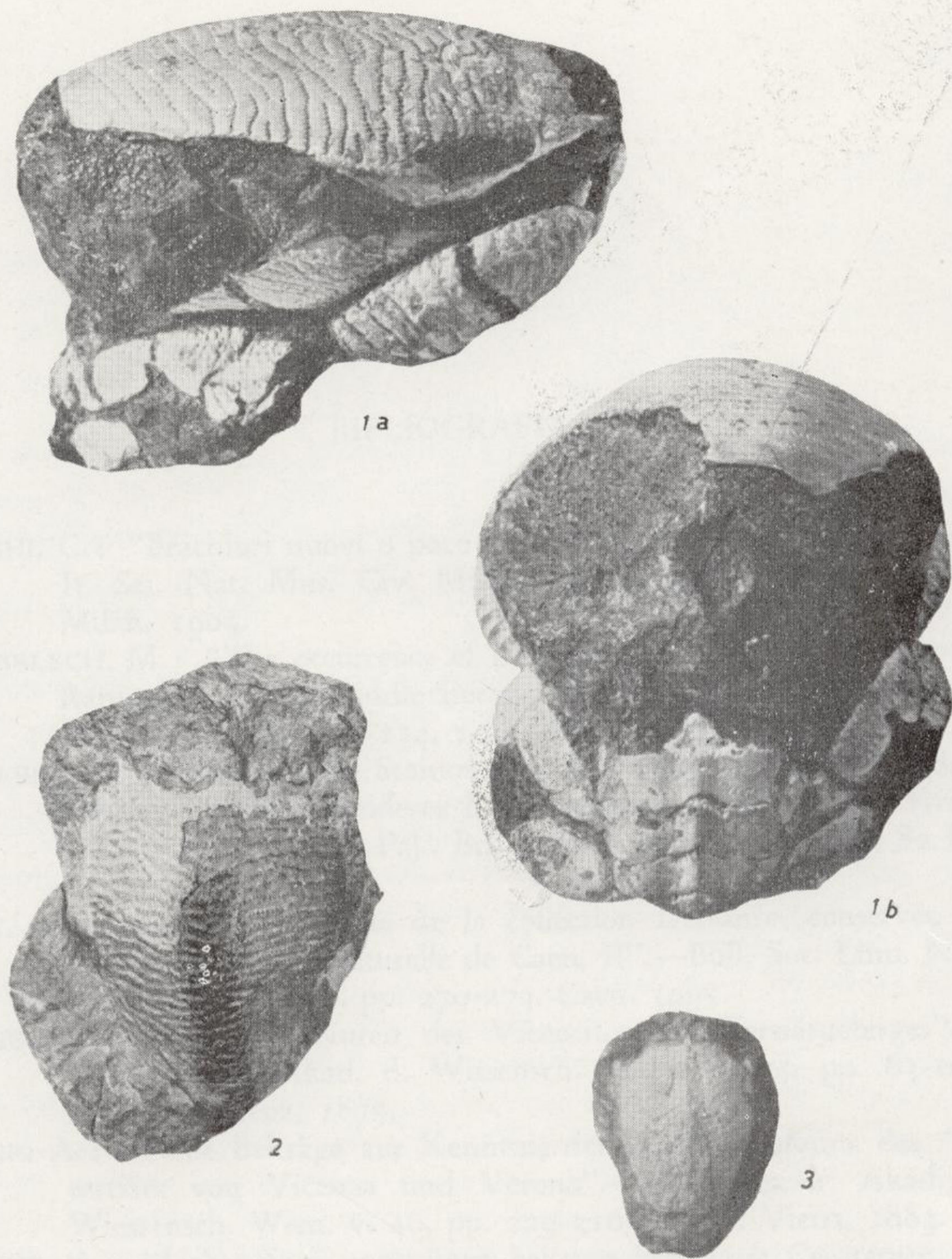


Fig. 1.—*Lophororanina straeleni* VIA.—Se trata del mismo ejemplar de la lámina anterior, fig. 1.—1 a. Vista lateral derecha. Obsérvese la notable separación entre el dorso del caparazón y la parte inferior —pterigostomiana— del mismo, asociada al plastron, con los pereiópodos, y al abdomen (cfr. lám. 1, fig. 1 d). Una tal disposición indica claramente que el conjunto de piezas corresponde a una muda o exuvia, en este caso bastante completa.—1 b. Vista posterior, con el abdomen desplegado y separado del plastron.

Fig. 2.—Vista dorsal de un ejemplar italiano de la colección de la Sorbona, procedente del Luteciense de Bolca, en la provincia de Verona. (*Ranina ceratoi*, según MURNIER-CHALMAS).

Fig. 3.—*Notopella vareolata* LÖRENTHEY-BEURLÉN.—Vista dorsal de un segundo ejemplar de las canteras del Carrascal, Sierra de Aláiz (Navarra). Colección del Museo Geológico del Seminario de Barcelona.



## BIBLIOGRAFIA

- AIRAGHI, C.: "Brachiuri nuovi o poco noti Terziario Veneto".—Atti Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Milano, v. 44, pp. 202-208, lám. 4. Milán, 1905.
- AVNIMELECH, M.: "The occurrence of *Lophoranina* (Crustacea, Decapoda, Raninidae) in the Middle Eocene of Israel".—Bull. Res. Council Israel, t. G8, pp. 131-134, 1 fig. Jerusalem, 1959.
- BEURLÉN, K.: "Vergleichende Stammesgeschichte Grundlagen, Methoden, Probleme unter besonderer Berücksichtigung der höheren Krebse".—Fortschr. Geol. Pal., Bd. 8, Heft 26, pp. 317-583, 82 fig. Berlin, 1930.
- BIGOT, A.: "Catalogue critique de la collection Defrance, conservée au Musée d'Histoire Naturelle de Caen, II".—Bull. Soc. Linn. Normandie, sér. 3, c. 8, pp. 270-273. Caen, 1905.
- BITTNER, A.: "Die Brachyuren des Vicentinischen Tertiärgebirges".—Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Wien, v. 34, pp. 63-106, lám. 1-5. Viena, 1875.
- BITTNER, A.: "Neue Beiträge zur Kenntnis der Brachyurenfauna des Alttertiärs von Vicenza und Verona".—Denkschr. k. Akad. d. Wiessensch. Wien, v. 46, pp. 229-316, lám. 1. Viena, 1883.
- BITTNER, A.: "Ueber zwei ungenügen bekante brachyure Crustaceen des Vicentinischen Eozäns".—Sitzungsber. k. Akad. d. Wissensch. Wien, v. 104, Abt. 1, pp. 247-253, lám. 1. Viena, 1895.
- BROCCHI, P.: "Description de quelques Crustacés fossiles appartenant à la tribu des Raniniens".—Ann. Sci. Géol., v. 8, Art. 2, pp. 1-8, lám. 29. París, 1877.
- CATULLO, T. A.: "Sui Crostacei fossili della Calcaria Grossolana del Veronese".—Padua, 1854.
- CATULLO, T. A.: "In Jahrb. k. k. Geol. Reichsants. Wien, v. 5, p. 886. Viena, 1854.
- DAINELLI, G.: "L'Eocene Friulano".—Memorie Geografiche. Firenze, 1915.

- DAMES, W.: "Ueber einige Crustaceen aus den Kreideablagerungen des Libanon".—Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesells, v. 38, pp. 551-575, lám. 13-15. Berlín, 1886.
- DESMAREST, A. G.: "Histoire naturelle des Crustacés fossiles. Les Crustacés proprement dits".—Pp. 67-142, lám. 5-11. París, 1822.
- DESMAREST, A. G.: "In Nouveau Dictionnaire d'Histoire Naturelle".—Seconde Edition, v. 8, Art. Crustacés fossiles. París, 1817.
- EBERT, TH.: "Beitrag zur Kenntnis der tertiären Dekapoden Deutschlands".—Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., pp. 262-271, lám. 8, f. 5-11, lám. 9. Berlín (1886), 1887.
- EBERT, TH.: "Die Raninen des Kressenbergs".—Jahrb. k. Preuss. Geol. Landesanst., pp. 129-133, f. 1-7. Berlín (1888), 1889.
- FABIANI, R.: "Paleontologia dei colli Berici".—Mem. Soc. It. Sci., ser. 3, v. 15, pp. 45-248, lám. 1-6. Roma, 1908.
- FABIANI, R.: "I crostacei terziarii del Vicentino".—Boll. Mus. Civ. Vicenza, v. 1, Fasc. 1, 40 pp., 2 láms. Vicenza, 1910.
- FABIANI, R.: "Sulle specie di Ranina finora note ed in particolare sulla Ranina Aldrowandi".—Atti. Accad. Ven.-Trent-Istria, ser. 3, v. 3, pp. 85-102, 1 lám. Padua, 1910.
- GLAESSNER, M. F.: "Crustacea decapoda".—Fossilium catalogus. I. Animalia. Pars. 41, 1-464 pp. Berlín, 1929.
- GLAESSNER, M. F.: "Cretaceous crustacea from Mount Lebanon, Syria".—Ann. Mag. Nat. Hist., G. B., t. 12, pp. 694-707, 4 figs., 1 pl. h. t., Londres, 1945.
- GLAESSNER, M. F.-WITHERS, J. H.: "On London clay Crabs of the family Raninidae".—Ann. Mag. Nat. Hist. (10), t. 8, pp. 484-493, 2 láms., 1 fig. Londres, 1931.
- GLAESSNER, M. F.: "The Fossil Decapod Crustacea of New Zealand and the Evolution of the Order Decapoda".—New Zeal. Geol. Survey., Paleontological Bull. 31, pp. 1-63, 7 láms., 24 figs. Wellington, 1960.
- GREGORIO, A. DE: "Monographie des fossiles éocènes de l'étage Parisien du Mt. Postale".—Ann. Géol. Pal. Palermo, 14e livr., p. 9, lám. 1 (Crustacea). Palermo (1894), 1895.
- I. G. M. E.: "Explicación de la hoja núm. 872. Alicante. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000".—75 pp., 16 láms. Madrid, 1946.
- I. G. M. E.: "Explicación de la hoja núm. 141. Pamplona".—Mapa geológico de España, escala 1:50.000".—36 pp., 5 láms., 19 figuras. Madrid, 1949.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.: "Datos para la geología del SE. de España".—Asoc. Esp. Progr. Cien., Congreso de Valencia, t. V, pp. 75-78, 1 lám. Madrid, 1911.

- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.: "Geología y Paleontología de Alicante".—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., ser. geológica núm. 21, 140 pp., 11 láms. Madrid, 1917.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.: "Geología y Paleontología".—En Geografía general del Reino de Valencia, dirigida por F. Carreras Candi, páginas 303-420, del tomo "Reino de Valencia". Barcelona, 1918.
- KÖNIG, CH.: "Icones fossilium sectiles".—Londres, 1825.
- LÖRENTHEY, E.: "Beitrag zur Dekapodenfauna de ungarischen Tertiärs".—Termész-Füzetek, v. 21, pp. 1-133, lám. 1-9. Budapest, 1898.
- LÖRENTHEY, E.: "Neuere Beiträge zur Tertiären Dekapodenfauna Ungarns".—Math. Naturw. Ber. a Ungarn, v. 18, pp. 98-120, lám. 1-2, Budapest (1900), 1903.
- LÖRENTHEY, E.: "Beiträge zur Kenntnis der eozänen Dekapoden fauna Aegyptens".—Math. Naturw. Ber a. Ungarn. v. 25, pp. 106-152, lám. 1-2. Budapest (1907), 1909.
- LÖRENTHEY, E., y BEURLEN, K.: "Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone".—Geolog. Hungarica, ser. palaeont., fasc. 3, pp. 1-420, 16 lám., 12 cuadros y 49 figs. en texto. Budapest, 1929.
- MAURY, C. J.: "A Contribution to the Paleontology of Trinidad".—Journ. Acad. Nat. Sci., ser. 2, v. 15, pp. 25-112, lám. 5-13. Filadelfia, 1912.
- MAYER, K.: "Paläontologie der Pariserstufe von Einsiedeln und seinen Umgebungen".—Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 14. Lief. 2 Abt. Anhang. Berna, 1877.
- MAYER-EYMAR, K.: "Systematisches Verzeichnis der Kreide und Tertiäversteinerungen der Umgebung von Thun".—Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 24. Lief., 2 Teil. Berna, 1887.
- MEYER, H. V.: "Briefliche Mitteilungen".—In: N. Jahrb. f. Min. 1835-1838, 1840-1847, 1851, 1852, 1856, 1857, 1861. Stuttgart, 1865.
- MICHELOTTI, C.: "Etude sur le miocène inférieur de l'Italie septentrionale".—Mem. Soc. Holl. Sci. Harlem, 148 pp., 16 láms. Harlem, 1861.
- MILNE-EDWARDS, A.: "Note sur quelques Crustacés fossiles appartenant aux genres *Ranina* et *Galenopsis*".—Ann. Sci. Géol., v. 3, art. 3, páginas 1-11, lám. 8. París, 1872.
- MILNE-EDWARDS, A.: "Note sur quelques Crustacés fossiles des environs de Biarritz".—Ann. Sci. Géol., v. 11, art. 2, pp. 1-8, lám. 21 y 22. París, 1881.
- MILNE-EDWARDS, A., in TCHIHATCHEF: "Asie Mineure, description physique de cette contrée. Paleontologie".—P. 166, lám. 1, fig. 6. París, 1866.

- NOETLING, F.: "Ueber Crustaceen aus dem Tertiär Aegyptens".—Sitz. k. Preuss. Akad. d. Wissensch., v. 26, pp. 487-500, lám. 4. Berlín 1885.
- OPPENHEIM, P.: "Die Eocänfauna des Monte Postale bei Bolca in Veronesischen".—Palaeontogr., v. 43, 125-221, lám. 12-19. Stuttgart, 1897.
- RATHBUN, M. J.: "Fossil Crustacea of the Atlantic and Gulf Coastal Plain". Geol. Soc. Amer. New York. Spec. pap., n.º 2, 160 pp., 26 láminas, 2 figs. en texto. New York, 1935.
- REMY, J. M.: "Un méthode d'étude des Paleorépartitions géographiques". C. E. D. P., Bull. trimestr. d'information. 5º année, n.º 20 (août), páginas 2-8, 1 fig., en ciclostilo. Paris, 1953.
- REMY, J. M.: "Contribution a l'étude des Décapodes fossiles. Les Décapodes tertiaires du Bassin Parisien".—Dipl. Et. sup. Sci. Nat., In 4º, 175 pp., dactyl., 6 pl. h. t. Paris, 1954.
- REUSS, A.: "Zur Kenntnis fossiler Krabben".—Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Bd. 17, pp. 1-90, lám. 1-24. Viena, 1859.
- RISTORI, G.: "Crostatei Piemontesi del Miocene inferiore".—Boll. Soc. Geol. Ital., v. 7, pp. 397-412, lám. 15. Roma, 1888.
- ROGER, J.: "Sous-classe des Malacostracés (Malacostraca-Latreille, 1806)".—Traité de Paléontologie publié sous la direction de Jean Piveteau, tomo III, pp. 309-378, lám. 1-11. Paris, 1953.
- RUIZ DE GAONA, M.: "Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe (Alsasua)".—Bol. S. E. H. N., v. 40, pp. 425-433, lám. 28. Madrid, 1943.
- SAKAI, T.: "Studies on the crabs of Japan. II, Oxystomata".—Sci. Rep. Tokyo Bunrika Baigaku. Sect. B., Suppl. n.º 2, pp. 67-192, láminas 10-19, 45 figs. en texto. Tokyo, 1937.
- SALVO, G. DI: "I Crostatei del Tertiario inferiore della Provincia di Palermo".—Giorn. Sci. Nat. Econom., v. 37, Mem. n.º 3, 48 pp., 2 láminas. Palermo, 1933.
- SCHFHÄUTL, K. E.: "Südbayerns Lethea geognostica. Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen geognostisch betrachtet in ihren Petrefacten".—487 pp., y atlas con 98 láms. y 2 mapas. Leipzig, 1863.
- SCHLOSSER, M.: "Die Eocänfaunen der bayerischen Alpen".—Abh. Bayr. Akad. d. Wissensch. Math.-Naturw., Abt. v. 30, Abh. 7, pp. 42-43 y pp. 142-145 (Crustacea). Munich, 1925.
- SISMONDA, E.: "Appendice alla descrizione dei Pesci e dei Crostatei fossili nel Piemonte".—Mem. R. Acad. Sci. Torino, ser. 2, v. 19, 24 páginas, 1 lám. Torino, 1861.
- STRAELEN, V. VAN: "Description de Crustacés décapodes nouveaux des terrains tertiaires de Borneo".—Proc. Sect. Sci. Kon. Akad. van

- Wet. Amsterdam, v. 26, n.º 5-6, pp. 489-492, f. 1-3. Amsterdam, 1923.
- STRAELEN, V. VAN: "Description des Raniniens des terrains tertiaires de Borneo".—Proc. Sect. Sci. Kon. Akad. van Wet., v. 26, n.º 9-10, páginas 777-782, fig. 1-2. Amsterdam 1923 (1924).
- STRAELEN, V. VAN: "Contribution a l'étude des Crustacés décapodes fossiles de la Péninsule Ibérique".—Eos, Rev. Esp. Entom., v. 3, páginas 79-94. lám. 1-4. Madrid, 1927.
- STRAELEN, V. VAN: "Crustacés Décapodes cenozoïques des Indes Orientales Néerlandaises".—Leidsche Geol. Med., Deel X, afl. I, páginas 90-103, f. 4. Leiden, 1938.
- VÍA, L.: "Decápodos fósiles del Eoceno español".—Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. 70, pp. 331-402, 7 láms., 20 figs. Madrid, 1959.
- WITHERS, TH.: "Some Eocene Crabs from Persia and India".—Ann. Magaz. Nat. Hist. (10), v. 9, pp. 467-472, lám. 1. Londres, 1932.
- WOODWARD, H.: "Note on a new species of *Ranina* (*Ranina porifera*) from the tertiary strata of Trinidad".—Quart. Journ. Geol. Soc., v. 22, páginas 591-952, lám. 26, f. 18. Londres, 1866.
- WOODWARD, H., in R. J. L. GUPPY: "On the Relations of the tert. Form. of the West Indies with a Note on a new species of *Ranina*".—Quart. Journ. Geol. Soc., v. 22, pp. 572-591, lám. 26, f. 18. Londres, 1886.
- YABE, H., y SUGIYAMA, T.: "A new Species of the Genus *Ranina* (*Lophoranina*) from Haha-zima, Ogasawara Group (Bouin Islands) Japan".—Jap. J. Geol. G., v. XII, N.º 1-2, pp. 1-4, 2 figs. lám. 1. Tokyo, 1935.



# Microfaunas del Cretácico de Ibiza (Baleares)

P O R

Y. RANGHEARD \* y G. COLOM \*\*

---

\* Laboratorio de Geología de la Universidad de Besançon.

\*\* Sóller (Mallorca).

## RESUMEN

La presente nota contiene algunos resultados relacionados con el Cretácico inferior de la porción SW, de la isla, región que actualmente ha sido enteramente estudiada por uno de nosotros (Y. R.).

Esta porción fue objeto de trabajos de H. Nolan (1895), P. Fallot (1917, 1922) y de este último con H. Termier (1921, 1923). Posteriormente los geólogos holandeses E. N. Spiker y U. Haanstra (1935) aportaron nuevos datos. La interpretación estructural de estos autores consistía en la superposición de la escama de Ibiza, al sureste, sobre la escama de la serie Cirer-Rey, al noroeste. Los trabajos recientes de uno de nosotros (Y. R.) llevan a admitir una interpretación estructural diferente, la cual será expuesta en otra nota próxima a publicarse. Haremos señalar aquí que en la mayoría de los casos nos encontramos ante series tectónicas invertidas.

El Cretácico inferior ofrece facies diferentes al sureste y al noroeste de la zona estudiada. Al SE., cerca de la ciudad de Ibiza, y en los contornos del cabo Falcó, este piso sigue a las calizas del Jurásico superior. En tal punto contiene margas y calizas arcillosas abarcando desde la base de la serie cretácica hasta el Albiense. Más al NE., en la zona situada al este, al sur y al SW. de San José, el Cretácico inferior empieza por calizas compactas, organógenas, llamadas por nuestros antecesores, algo exageradamente, "urgonianas": son ricas en *Trocholina*. A tales calizas les suceden lechos margosos comparables a los definidos anteriormente en la región situada al SE. conteniendo asociaciones de Ammonites del Hauteriviense, Barremiense y del Aptiense-Albiense.

El objeto de nuestro estudio es el indicar, respecto a los niveles que van del Valanginiense al Aptiense, las microfaunas que uno de nosotros (G. C.) ha podido determinar en las diferentes muestras examinadas. En la mayoría de los casos se han obtenido Ammonites en estos mismos niveles: Mr. J. Sor-nay ha tenido la amabilidad de clasificarlos. De esta manera las determinaciones de edad logradas a través del estudio de las microfaunas se apoyan sobre una zonación precisa a base de Ammonites (ver cuadro A).

## SOMMAIRE

La présente note rapportera certains résultats relatifs au Crétacé inférieur du sud-ouest de l'île, région qui actuellement a été entièrement étudiée pour l'un de nous (Y. R.). Cette partie de l'île a fait l'objet des études géologiques de H. Nolan (1895), P. Fallot (1917, 1922), P. Fallot et H. Termier (1921, 1923) et encore, ultérieurement, par deux géologues hollandais, E. N. Spiker et U. Haanstra (1935). L'interprétation structurale admise jusqu'à maintenant consistait en la superposition de l'écaïlle d'Ibiza, au sud-est, sur l'écaïlle de Cirer-Rey, au nord-ouest. Les recherches récentes de l'un de nous conduisent à une interprétation tectonique différente qui sera exposée dans une prochaine note. Notons toutefois que, dans la plupart des cas, nous avons affaire à des séries renversées.

Le Crétacé inférieur ne présente pas les mêmes faciès au sud-est et au nord-ouest de la région étudiée. Au sud-est, près de la ville d'Ibiza et aux abords immédiats du cabo Falcó, le Crétacé inférieur fait suite à des calcaires du Jurassique supérieur. Il montre des marnes et calcaires argileux, à Céphalopodes pyriteux, allant depuis la base du Crétacé jusqu'à l'Albien.

Plus au nord-ouest, dans la région située à l'est, au sud et au sud-ouest de San José, le Crétacé inférieur débute par des calcaires compacts, plus ou moins organogènes, qualifiés abusivement d'"urgoniens" par les auteurs antérieurs. Il s'agit en réalité de formations riches en *Trocholina* (*T. alpina* et *elongata*), dont l'âge est compris entre le Tithonique et le Valanginien. Stratigraphiquement au-dessus de ces calcaires viennent des marnes, comparables à celles définies dans la région plus au sud-est, montrant des associations d'Ammonites de l'Hauterivien, du Barrémien et de l'Aptien-Albien.

Le but de notre étude est d'indiquer, pour des niveaux allant du Valanginien au Barrémien, les microfaunes que l'un de nous (G. C.) a pu déterminer sur des lavages d'échantillons prélevés dans les différents gisements. Dans la plupart des cas, des Ammonites ont été découvertes dans ces mêmes niveaux: elles ont été obligamment déterminées par M. J. Sornay. De la sorte, les attributions d'âge proposées pour les microfaunes s'appuient-elles, le plus souvent, sur une zonation à base d'Ammonites (voir tableau A).

## MICROFAUNAS DEL CRETACICO DE IBIZA (BALEARES)

Uno de nosotros (Y. R.) ha emprendido desde 1961 un estudio geológico detallado de la isla de Ibiza. La presente nota contendrá algunos resultados relacionados con el Cretácico inferior de la porción SW. de la isla, región que actualmente ha sido enteramente estudiada.

Esta porción de la isla ha sido objeto de investigaciones geológicas de H. Nolan (1895) y P. Fallot (1917, 1922) este último con la colaboración de H. Termier (1921, 1923). Ambos describen numerosas especies de Ammonites del Cretácico inferior, precisando a su vez su distribución estratigráfica en varios yacimientos. Posteriormente dos geólogos holandeses, E. N. Spiker y U. Haanstra (1935) volvieron a reemprender la estructura de la isla. La interpretación estructural admitida hasta el presente consistía en la superposición de la escama de Ibiza, al sureste, sobre la escama de la serie de Cirer-Rey, al noroeste. Los trabajos recientes de uno de nosotros (Y. R.) llevan a admitir una interpretación tectónica diferente, la cual será expuesta en otra nota próxima a publicarse. Apuntemos de todas maneras que en la mayoría de los casos nos encontramos ante series invertidas.

El Cretácico inferior no presenta las mismas facies al sureste y al noroeste de la región estudiada. Al sureste, cerca de la población de Ibiza, y en los alrededores del cabo Falcó, el Cretácico inferior acompaña a las calizas del Jurásico superior. En tal sitio contiene margas y calizas arcillosas abarcando desde la base de la serie cretácica hasta el Albiense.

Más al noroeste, en la región situada al este, al sur y suroeste de San José, el Cretácico inferior empieza por calizas compactas, más o menos organógenas, y a las que nuestros antecesores han llamado, algo exageradamente, "urgonianas": se trata, en realidad, de formaciones ricas en *Tocholina alpina* y *T. elongata*. Estratigráficamente suceden a estas calizas una serie de margas comparables a las definidas anteriormente en la región situada más al sureste, conteniendo asociaciones de Ammonites del Hauteriviense, del Barremiense, así como también del Aptiense-Albiense.

El objeto de nuestro estudio es el de indicar, respecto a los niveles que

van del Valanginiense al Aptiense, las microfaunas que uno de nosotros (G. C.) ha podido determinar en las diferentes muestras obtenidas por el primer firmante de esta nota. En la mayoría de los casos se han obtenido Ammonites en estos mismos niveles: Mr. J. Sornay ha tenido la amabilidad de clasificarlos. De esta manera las determinaciones de edad logradas a través del estudio de las microfaunas se apoyan también sobre una zonación precisa a base de Ammonites.

Condiciones del yacimiento y edad de las muestras obtenidas

En esta segunda parte de la nota serán detalladas la locación geográfica de las muestras, representadas en la figura 1, así como su situación geológica. Al mismo tiempo se indicará, al menos en lo más esencial de los casos, las macrofaunas que se han podido obtener. Finalmente se discutirá la atribución estratigráfica que las microfaunas tienden a revelar; pero indicamos desde ahora que un cuadro recapitulativo (cuadro A) ha sido dado, para cada yacimiento, en cuanto concierne con los foraminíferos encontrados.

1. PUIG D'ES MOLINS (fig. 2).—Por el lado oeste de la salida de la ciudad de Ibiza, sobre la carretera que lleva a San José, el Puig d'Es Molins

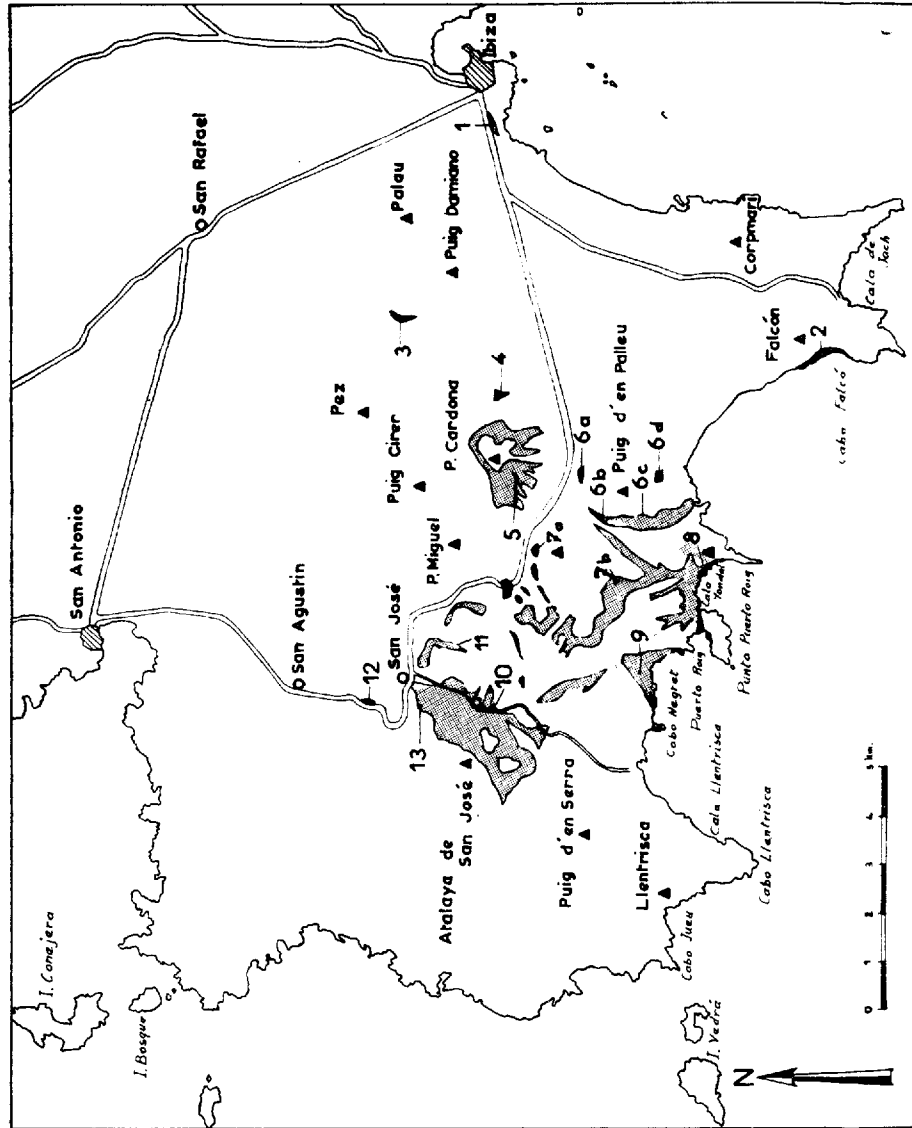


Fig. 1.—Situación de los yacimientos: 1, Puig d'Es Molins; 2, Falcón; 3, Ca'n Domingo Chomeu; 4, Ca'n Berrinola; 5, Puig d'en Cardona; 6, Puig d'en Palleu;

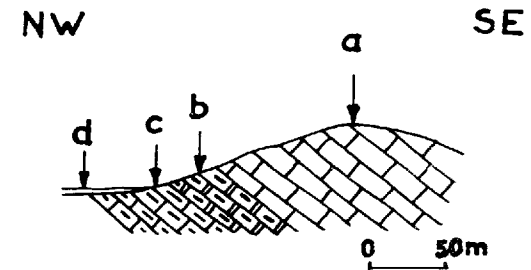


Fig. 2

contiene en su porción extrema del noroeste una cantera en la cual aflora una serie invertida (fig. 2) y conteniendo los siguientes términos estratigráficos:

- a) Calizas compactas en bancos grises azulados o negruzcos y de edad Kimmeridgiense s. l.
- b) y c) Calizas arcillosas amarillo-verdosas y estructura grumosa, más o menos ricas en pequeños granos de cuarzo detríticos y angulosos; con



ellos aparecen también algunas pajuelas de muscovita. Los bancos son regulares, de 30 a 60 centímetros de espesor, alternando con otros de margas finamente estratificadas, grises y amarillo-verdosas, en lechos de 20 centímetros generalmente. Todos buzcan hacia el sur con una inclinación de unos 35°, siendo visibles sobre más de 25 metros de potencia. Más al norte desaparecen bajo un manto de cuaternario (d).

El estudio en láminas delgadas de las calizas arcillosas del nivel b ha revelado la presencia de *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga), *Cr. massutiniana* (Col.), *Stenosemellopsis hispanica*, Col. Esta asociación caracteriza al Titónico superior.

Las muestras de margas estudiadas han sido recolectadas en el nivel c (Muestras I-10, I-12, I-14) en la porción inferior de la cantera. Este nivel nos ha proporcionado fragmentos de Ammonites indeterminables. La microfaua de foraminíferos indica más bien una edad Valanginiense superior-Hauteriviense. Contiene las siguientes especies:

Nivel I-14:

*Bulbophragmium aequale* (Roemer).  
*Lenticula munsteri* (Roemer).  
*Lenticula macrodisca* (Reuss).  
*Lenticula gaultina* Berth.

Nivel I-12:

*Lenticulina macrodisca* (Reuss).  
*Pityusina conica* n. gen., n. sp.  
*Bulbophragmium aequale* (Roemer).

Nivel I-10:

*Lenticulina munsteri* (Roemer).  
*Lenticulina macrodisca* (Reuss).  
*Acruilammia neocomiensis* Brat.-Brandt.  
*Tritaxia macfadyeni* Cush.  
*Pityusina conica* n. gen., n. sp.  
*Ammobaculites* cf. *irregulariformis*.  
*Bulbophragmium aequale* (Roemer).

Nivel I-6:

*Bulbophragmium aequale* (Roemer).

Nivel I-2:

*Haplophragmium* cf. *neocomianum* Chapm.

2. FALCÓN.—En el acantilado de esta colina, que domina el mar, se observa de abajo a arriba la siguiente serie invertida:

50 a 60 metros de calizas arcillosas, gris-verdosas, con estructura grumolosa, ricas en cuarzos detríticos, angulosos, y en pajuelas de muscovita, alternando con lechos de margas amarillo-verdosas de 15 a 20 centímetros de potencia. Las muestras estudiadas (F. 15 y F. 16) provienen de esta formación.

30 a 40 metros de calizas arcillosas, gris-claras o amarillentas, de estructura grumolosa, conteniendo una asociación de Calpionelas de edad Titónico superior, con *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Crassicollaria intermedia* (Dur.-Del.), *Cr. massutiniana* (Col.), *Stenosemellopsis hispanica* (Col.).

50 metros de calizas en bancos, negruzcas, del Kimmeridgiense s. l.

El nivel F. 16 contiene *Lenticulina macrodisca*, y el F. 15 las siguientes:

*Lenticulina macrodisca* (Reuss).  
*Lenticulina gaultina* Berth.  
*Bulbophragmium aequale* (Roemer).  
*Tritaxia macfadyeni* Cush.  
*Tritaxia pyramidata* Reuss.

La edad de este último nivel parece Valanginiense-Hauteriviense.

3. CA'N DOMINGO CHOMEU.—Un afloramiento del Cretácico inferior ha sido descubierto cerca de Ca'n Domingo Chomeu en x-1038,650: y-492,900. Se trata de margas pardo-amarillentas y de calizas arcillosas, amarillo-verdosas, conteniendo numerosos y diminutos cuarzos detríticos juntamente con algunas pajuelas de muscovita. Este nivel se halla recubierto por una serie invertida de calizas negruzcas del Kimmeridgiense s. l.

Las margas han proporcionado algunos Ammonites piritosos, particularmente del género *Berriasella*, de edad Berriasiense. Los Foraminíferos (ver cuadro A) indican más bien un Valanginiense-Hauteriviense.

4. CA'N BERRIOLA.—Al este de Ca'n Berriola, en 1057,200: y-491,100, aflora un conjunto de margas finamente estratificadas, pardo-amarillentas, visibles con un espesor de una docena de metros. Sobre ellas se apoyan en serie invertida las calizas del Kimmeridgiense s. l.

Las margas han proporcionado algunos Ammonites del género *Berriasella* (?), y entre los foraminíferos la *Lenticulina eichenbergi* resulta bastante abundante, viniendo a indicar en este yacimiento una edad, en general, Hauteriviense. La microfaua, en su conjunto, parece Valanginiense-Hauteriviense.

Estos dos yacimientos (Ca'n Domingo Chomeu y Ca'n Berriola) presentan bastantes discrepancias entre sus asociaciones de foraminíferos y los

Ammonites encontrados en sus lechos. Las *Berriasella* revelan una edad Berriasiense. Un grupo de foraminíferos arenáceos tiende a confirmarlo por un lado (ver cuadro A), pero discrepando con la presencia entre ellos de *Tritaxia tricarinata* (Reuss), las *Epistominas* (*E. ornata* y *caracolla*), *Lenticulina eichenbergi* Bart.-Brand y *L. macrodisca* Reuss, generalmente propias de niveles más altos.

5. PUIG D'EN CARDONA (fig. 3).—Esta colina, situada a 8 kilómetros al oeste de la ciudad de Ibiza, está coronada por una masa de calizas del Kimmeridgiense s. l. Estas calizas descansan sobre margas finamente estratificadas y calizas arcillosas amarillo-verdosas, con pequeños granos de cuarzo y otros más escasos de glauconia. Un corte efectuado desde la base de la colina, en x-1035,400: y-490,400 hasta la cúspide (fig. 3) ha permitido recoger en diferentes niveles (PCa, PCb, PCc, PCd, PCE, PCF) una serie de

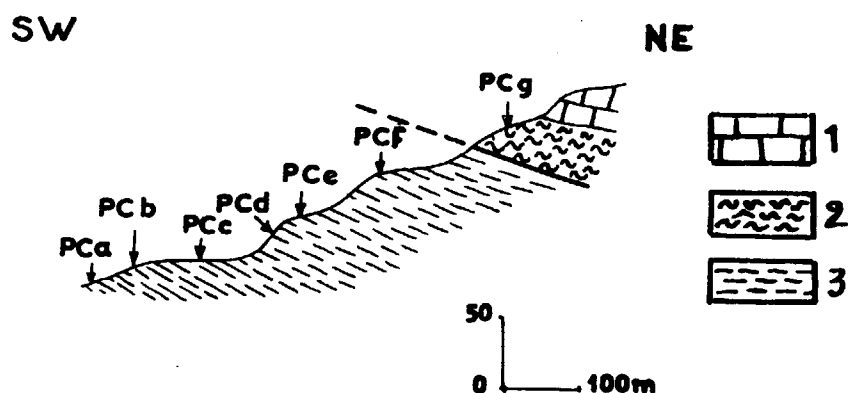


Fig. 3.—Corte de la ladera SW. del Puig d'en Cardona: 1, Kimmeridgiense s. l.; 2, Titónico; 3, Barremiense.

Ammonites piritosos del Barremiense, entre los cuales, *Spitidiscus querolensis* Busnardo, *S. douvillei* (Nick.), *S. cf. alcoyensis* (Nick.), *Holcodiscus evolutus* Fall.-Term., *H. sophonisba* (Coq.), *Pulchella cf. hoplitiformis* Sayn, *P. sp. ex gr. provincialis* (d'Orb.), *P. ouachensis* (Coq.), *Heteroceras* sp. El nivel PCg ha proporcionado algunos raros Ammonites, entre ellos *Berriasella cf. oppeli* Kil., de edad Titónico-Berriasiense. Las calizas estratificadas y las arcillosas del Jurásico final forman parte de esta serie invertida.

Las margas lavadas provienen de estos niveles PCa, PCc, PCE. Los foraminíferos más importantes son *Tritaxia pyramidata* Reuss, de amplia distribución vertical durante el Cretácico inferior, y la forma pelágica (?) *Epistomina caracolla* (Roemer), generalmente localizada en el Hauteriviense, pero que también puede encontrarse en el Barremiense. La edad de esta microfauna, en general, parece Hauteriviense-Barremiense inferior.

6. PUIG D'EN PALLEU.—En diferentes afloramientos situados sobre su borde norte, oeste y sur de esta colina se observan una serie de margas calizas y margas amarillo-claras, pasando a amarillo-verdosas, soportando en una serie invertida a las calizas del Kimmeridgiense s. l.

Las recolecciones de muestras han sido efectuadas en los puntos de las mencionadas coordenadas.

6a. (PPa). x-1035,9: y-489,1. En este nivel han sido obtenidos algunos Ammonites piritosos del Hauteriviense superior-Barremiense inferior. La microfauna indica niveles altos del Hauteriviense, con *Epistomina ornata* y *E. caracolla*. Las otras especies son muy pocas en número (ver cuadro estratigráfico).

6b. (PPb). x-1034,75: y-488,55. Ammonites piritosos del Valanginiense-Hauteriviense. La microfauna indica aquí niveles más bajos, coincidiendo con los Ammonites, pero no pudiendo precisar más (ver cuadro A).

6c. (PPc). x-1034,65: y-487,8. Ammonites piritosos del Valanginiense-Hauteriviense inferior. Muy pobre en foraminíferos (ver cuadro A).

6d. (PPd). x-1035,65: y-487,45. Ammonites piritosos del Barremiense inferior. Pocas especies características de foraminíferos (ver cuadro A).

7. SERRA DE SA COVA SANTA (fig. 4).

a) Un reducido afloramiento cretácico ha sido descubierto sobre la ladera norte de la colina (x-1033,950: y-489,900), sobre las calizas del Kimmeridgiense s. l. Se trata de margas amarillo oscuras pasando a pardo-rojizas

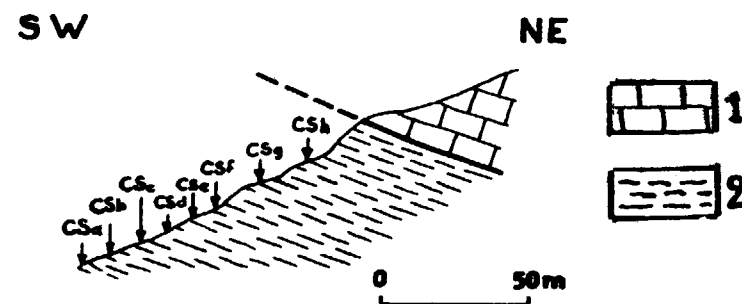


Fig. 4.—Corte esquemático de la extremidad SW. de la Sierra de Sa Cova Santa: 1, calizas en grandes bancos del Kimmeridgiense s. l.; 2, caliza arcillosa y margas del Cretácico inferior.

(SLa), visibles sobre unos 15 hasta 20 metros de potencia; no nos han proporcionado ningún Ammonites. Según su microfauna (véase cuadro A), su edad parece Hauteriviense.

b) Un corte de la ladera SO. de esta misma colina muestra a las mar-

gas amarillo-verdosas pasando a parduscas, finamente estratificadas, en bancos de 30 a 40 centímetros, aflorando sobre unos 75 metros, poco más menos, de potencia. Las muestras margosas han sido recolectadas en diferentes niveles (CSa, CSb, CSd, CSf, CSh). Indicaremos que las macrofaunas revelan que las margas se hallan en una serie normal: los niveles CSa, CSb, CSc, CSd, CSe, CSf, contienen Ammonites piritosos de edad Hauteriviense-Barremiense inferior; el nivel CSg nos ha proporcionado Ammonites del género *Heinzia*, de edad barremiense, y el nivel CSh otros Ammonites del género *Heteroceras*, del Barremiense superior. Sobre estas margas descansan anormalmente, en serie invertida, las calizas del Kimmeridgiense s. l.

La microfauna obtenida en este yacimiento no permite especificar con detalle su posición estratigráfica (véase cuadro A). Sin embargo, según algunos de sus componentes, serían principalmente de edad Hauteriviense-Barremiense inferior.

El nivel SLa contiene *Lenticulina munsteri* (Roemer), *L. macrodisc* Reuss, *L. praegultina* BBB y *Ammobaculites* cf. *agglutinans*. La edad de este nivel podría ser Hauteriviense-Barremiense.

8. YONDAL.—Esta colina está formada por una serie invertida y coronada por calizas kimmeridgienses s. l., descansando sobre las calizas cuya edad está comprendida entre el Titónico y el Valanginiense. Estas últimas sobrepujan a las margas grises, así como también a las calizas arcillosas margas amarillas con Ammonites de edad Barremiense-Aptiense. Muestras de las margas grises han sido obtenidas al pie del acantilado en x-1033,850: y-486,400. La microfauna resulta muy poco explícita, pues sólo contiene una forma banal para el Cretácico inferior, la *Tritaxia pyramidata* Reuss

9. SA CAIXOTA.—Al NO. del Puerto de Roig aflora un conjunto de margas amarillas y amarillo-grisáceas del Cretácico inferior, descansando en serie normal sobre las calizas titónicas-berriasienses. Están sobrepujadas por un segundo conjunto de calizas titónicas-berriasienses formando parte de una serie invertida. Estas margas han proporcionado Ammonites piritoso que van del Hauteriviense al Barremiense inferior. Algunas muestras margosas recogidas por B. Escandell en este punto nos han proporcionado foraminíferos indicando la misma edad (véase cuadro).

10. SERRA D'EN CREVERES.—Las muestras margosas del Cretácico inferior han sido recolectadas, morfológicamente, debajo de las calizas titónicas-berriasienses de la extremidad NO. de la colina. El único foraminífero encontrado ha sido la *Tritaxia pyramidata* Reuss, sin gran valor estratigráfico.





11. CA'N VERGERA.—Esta colina queda situada al SE., inmediata a San José. Sobre su ladera SE. se encuentra, de abajo a arriba, una serie invertida:

a) Margas pardas, visibles sobre unos 25 metros de espesor. La microfauna que contienen es reducida y poco explícita: *Marginulinopsis ebustanus* n. sp., *Triplasia emslandensis* Bart.-Brandt, *Tritaxia tricarinata* (Reuss), *Ammobaculites* cf. *subcretaceos*. La segunda y la tercera especies indicarán probablemente una edad Hauteriviense.

b) Calizas titónicas-berriasienses gris-parduscas, de 30 a 35 metros de espesor.

c) Calizas del Kimmeridgiense s. l.

12. CA'N MARIANO D'ES RECO.—Al oeste de esta localidad una trinchera de la carretera que va de San José a San Antonio muestra en su porción del este (x-1030,700: y-493,100) la presencia de margas del Cretáceo inferior. Los foraminíferos, bastante frecuentes, son los siguientes:

*Lenticulina heiermanni* Bettenst.

*Lenticulina münsteri* (Roemer).

*Lenticulina macrodisca* (Reuss).

*Lenticulina praegaultina* BBB.

*Lenticulina eichenbergi* Bart.-Brandt.

*Lenticulina orbignyi multireticulata* Bart.-Brandt.

*Lenticulina ouachensis ouachensis* Sigal.

*Vaginulina* cf. *protosphaera*.

*Marssonella oxycona* (Reuss).

*Bulbophragminum aequale* (Roemer).

Este conjunto parece indicar una edad Hauteriviense.

13. ATALAYA DE SAN JOSÉ.—Bajo las calizas del Senonense inferior cubriendo esta colina, se observa, en su ladera del este, en x-1030,750: y-492,100, un conjunto de margas grumolosas, amarillas, del Cretácico inferior, habiendo proporcionado varios Ammonites del Hauteriviense y del Barremiense, entre ellos *Subsaynella sayni* (Paquier), *Spitidiscus querolensis* Busnardo, *Barremites strettostoma* (Uhlig), *Silesites imparecostatus* (Coquand). La microfauna revela una edad semejante (ver cuadro A).

14. CA'N PULCHA.—Las margas de este yacimiento han proporcionado un reducido conjunto de foraminíferos, entre ellos *Lenticulina macrodisca*, *L. tricarinella* Reuss, *L. crepidularis* Roemer y *Spiroplectammina an-*

*nectens* (Park-Jon.). Esta última especie hace ciertamente su aparición en estos niveles, donde es muy rara; abunda, en cambio, en el Aptiense de Mallorca. Es posible que se trate de un nivel barremiense.

### Micropaleontología

Todas las muestras margosas recolectadas en estas diferentes localidades han proporcionado, en general, una microfauna más o menos abundante y variada, pero casi siempre en muy mal estado de conservación. Las especies recolectadas en niveles que también han dado representantes de los Ammonites (citados en el texto) han sido atribuidas en el cuadro A para mejor comparar el valor estratigráfico de los foraminíferos con el de los mencionados cefalópodos. Las asociaciones de foraminíferos procedentes de niveles que no han dado Ammonites se han mencionado en cada uno de sus respectivos yacimientos. De este modo podrán compararse también con las especies que figuran en el cuadro general (cuadro A).

En general, esta comparación entre Ammonites y foraminíferos no resulta muy clara y definida para estos últimos. *Triplasia emslandensis*, *Tritaxia tricarinata*, *Lenticulina saxonica bifurcilla*, *L. ouachensis ouachensis*, *L. munsteri*, *L. eichenbergi*, *Epistomina ornata* y *E. caracolla caracolla* son más bien propios del Hauteriviense, pero apareciendo en la parte alta del Valanginiense y pudiéndose prolongar hasta el Barremiense o en su porción inferior. La *T. tricarinata* hace su aparición, siempre escasa, en estos niveles. En cambio *Bulbophragmium aequale*, juntamente con todo un grupo de arenáceos que el lector podrá encontrar en el mencionado cuadro estratigráfico, parecen más propios de los niveles inferiores (Valanginiense-Berriasiense).

Dispuestos los yacimientos en la escala estratigráfica, según lo que indican las faunas de los Ammonites citados en el texto (cuadro A), puede observarse de esta manera cómo los foraminíferos se agrupan principalmente en el área de los niveles barremienses y hauterivienses, y otro reducido número en los pisos más inferiores (Valanginiense-Berriasiense). Pero este reducido conjunto de especies no permite diferenciar los diversos pisos del Cretácico inferior, pues no llega a poseer formas características para cada uno de ellos; la mayoría de las especies poseen una distribución vertical muy amplia dentro de estos límites estratigráficos.

El conjunto de estas asociaciones de foraminíferos de los yacimientos del Cretácico inferior de Ibiza se caracterizan por el predominio de las formas bentónicas, de tipo más o menos litoral, faltando en cambio por completo, o tan sólo representadas por escasos ejemplares aislados, las del tipo pelágico. Tan sólo hacia el Gault o en niveles todavía más superiores en el sur

de la isla, hacen su aparición las especies planctónicas (Globigerinas, Ticinellas, Globotruncanas, etc.).

A su vez este cuadro de especies muestra la prevalencia de dos grupos muy dispares: los de concha arenácea juntamente con una nutrida representación de los Lagénidos, principalmente con Lenticulinas y *Robulus*. Ambos grupos comprenden especies muy características. Pero las demás familias de foraminíferos muestran una escasa representación. Pasaremos ahora revista a los grupos o especies que ofrecen más destacado interés paleontológico o estratigráfico.

El grupo de los "arenáceos" está formado en realidad por un rico conjunto de especies, pero en tan mal estado de conservación, rotas y reducidas a fragmentos, que tan sólo una pequeña parte de las mismas puede ser reconocida con alguna seguridad. Sin esta dificultad, que anula en gran parte su estudio, es seguro que la lista de especies resultaría el doble de la expuesta en el indicado cuadro. Así, por ejemplo, *Haplophragmium neocomianum* Chapmann, *Ammobaculites agglutinans*, *A. subcretaceous*, *A. irregulariformis*, se mencionan siempre con duda, pues no ha sido posible obtener en ningún caso un material adecuado para lograr determinaciones más precisas.

Entre las *Tritaxia*, la forma más constante en la mayoría de los yacimientos es la *T. pyramidata* Reuss, viniendo a indicar su presencia que se trata de niveles del Cretácico inferior. En algunos de ellos le acompaña la diminuta *T. macfadyeni* Cushman, de idéntico significado. En cambio, la *Tritaxia tricarinata* (Reuss) la hallamos restringida a un menor número de afloramientos por pertenecer esta especie, en general, a niveles más superiores, siendo algo frecuente tan sólo en tres de ellos. Posiblemente por pertenecer entonces a lechos más altos dentro de esta serie del Cretácico inferior y por tal motivo donde tienden ya a hacer su aparición, pues se trata de una especie más bien propia del Cretácico medio y superior. Otra forma banal es la *Marssonella oxycona* (Reuss), limitada a dos yacimientos.

*Spiroplectammina annectens* (Parker y Jones), *Acruliammina neocomiensis* Bart.-Brand son raras. La primera, por ser propia de los lechos del Gault, donde abunda en Mallorca, está representada únicamente en el yacimiento de Ca'n Pulcha por unos pocos ejemplares, ciertamente los primeros que aparecen en estas series más inferiores. La segunda, descrita por Bartenstein y Brand, es una forma aplanada, incrustante o de vida adherida a los objetos sumergidos, con cámaras visibles únicamente del lado ventral, habiendo sido observada tan sólo en Ca'n Domingo Chomeu y en el Puig d'es Molins.

Otro conjunto de "arenáceos" ofrece especies todavía más interesantes. En primer lugar tenemos al *Bulbophragmium aequale* (Roemer), frecuente en bastantes yacimientos y común en el de Sa Caixota, oeste de Ca'n d'es Racó y en el Puig d'es Molins (lámina IV); en los demás es más escaso. Sus ejemplares oscilan entre dos y tres milímetros cuando se trata de for-

mas bastante desarrolladas (lámina IV, figs. 13 y 15). Su primera porción de cámaras está casi siempre dispuesta de una manera muy irregular y complicada, y en no pocos ejemplares resulta sumamente compleja (lámina I figuras 1-5). La mayoría de los ejemplares poseen muy pocas cámaras dispuestas en serie rectilínea, tal vez debido en parte a posibles rupturas; pero en algunos se halla bien desarrollada. En tales casos muestran una abertura múltiple, con cuatro o cinco agujeros (lámina IV, fig. 14).

Siguiendo a W. Maync, que ha llevado a cabo, sobre la familia *Litididae*, importantes trabajos, la disposición de la espiral en este grupo resulta un carácter muy constante, distinguiendo dicho autor entre ellas las formas provistas de una espiral aplanada y las que la poseen apelotonada (estrepta espiral) e irregular. Enlazado con tal carácter, hay que tener en cuenta entonces la disposición de las aberturas, simples o múltiples. De este modo Maync dispone el siguiente cuadro de caracteres entre estos cuatro géneros más íntimamente enlazados con *Bulbophragmium*.

	Carácter de la espiral	Aberturas
<i>Ammobaculites</i> ... ..	Planoespiral	Simple
<i>Lituola</i> .. ... ..	Planoespiral	Múltiple
<i>Bulbobaculites</i> .. ... ..	Estreptoestrial	Simple
<i>Bulbophragmium</i> ... ..	Estreptoestrial	Múltiple

No obstante, nosotros dudamos que estas formas de dimensiones muy reducidas de Ibiza, y con una primera porción espiral complicadamente apelotonada e irregular, puedan pertenecer a la antigua especie de Roemer la *Lituola aequale*. Todas las figuras y descripciones concernientes con la especie de Roemer poseen una concha de crecimiento más regular, incluso en su primera porción, y con las cámaras en línea recta más anchas, bajas y unidas entre sí (fig. 7, pág. 24, Hofker, 1957). Tan sólo un estudio muy detallado y comparativo con ejemplares estrechamente relacionados con la forma de Roemer podrían resolver estas sospechas. Estudio que no podemos emprender por falta de material adecuado de comparación. J. Espitalié y J. Sigal, en un trabajo reciente sobre los foraminíferos del Cretáceo inferior de Madagascar, la citan en los niveles neocomienses. *Haplophragmium* o *Bulbophragmium aequale* (Roemer) posee una distribución vertical muy amplia si seguimos a Bartenstein, Brand, Lutze, etc., pues se le encuentra desde Bajociense superior hasta el Barremiense. Sin embargo, nos parece posible que estas formas del Cretáceo inferior de Ibiza pertenezcan a una forma primitiva, Hauteriviense-Barremiense, del *B. aequale* de Roemer, que deberá ser estudiada con mayor atención.

La *Pityusina conica* n. sp. es también una forma arenácea muy típica

de estos depósitos ibicenses. Como se trata de un género y especie nuevos no puede proporcionarnos de momento ningún dato de interés estratigráfico. Pero resulta una de las formas más características de este conjunto de especies arenáceas. El lector interesado encontrará más datos sobre ella en las páginas donde se describe con detalle.

Otra forma notable de este grupo es la *Triplasia emslandensis* Bart.-Brand, existente en algunos yacimientos y tan sólo común en los de Sierra de Sa Cova Santa, nivel CSd. En la mayoría de los casos está representada por ejemplares más bien de reducido tamaño, siendo análogos entonces a los del norte de África, tan brevemente descritos y figurados por Sigal (1952) con el nombre de *Frankeina djaffaensis* y considerados actualmente por H. Bartenstein y F. Bettenstaedt (1962) como sinónimos de *T. emslandensis*. Pero en el nivel CSd de la mencionada sierra, existe una gran población de esta especie y con ejemplares en todos sus estados de desarrollo (lámina I, figs. 11-17). Las formas bulbosas no faltan (lámina I, figs. 11-14); pero con ellas encontramos también grandes ejemplares estrechos y alargados, con lados paralelos muy simétricos y primera porción inicial más aguzada que en las anteriores ya mencionadas. En tales ejemplares sus suturas resultan muy débilmente perceptibles o del todo borrosas. Es posible que pertenezcan a formas microesféricas.

*Flabellammia stadthagenis* Bart.-Brand es escasa y tan sólo representada en el yacimiento de Ca'n Berrinola por una corta serie de ejemplares en todas sus fases de desarrollo, pero siendo raros los ejemplares bien adultos (Lám. I, fig. 10). La presencia de *Pseudonubeculina* cf. *lepida* Bartenstein-Brand parece segura entre los "arenáceos"; pero como se trata de una forma de concha alargada, con delgadas separaciones entre sus cámaras, sólo hemos podido obtener fragmentos de la misma (Lám. III, figs. 2-6). Por tal motivo, se menciona aquí con cierta duda.

En el grupo de los de concha "hialiana", casi reducidos a los representantes de la familia *Lagenidae*, encontramos una gran cantidad de especies en un estado de conservación deficiente. Pertenecen a los géneros *Vaginulina*, *Citherina*, *Frondicularia* y *Lenticulina*. Entre los tres primeros, sus escasos representantes son en general raros, y por tal causa pocas determinaciones específicas han podido llevarse a cabo debido a la fragmentación de sus conchas, ya de por sí frágiles y quebradizas. Del género *Lenticulina*, en cambio, se han obtenido un gran número de representantes, pero también debido a su mala conservación la lista de especies que figura en el cuadro no viene a representar más que la mitad de las existentes en estos yacimientos.

Entre las *Frondicularias*, la *F. hastata hastata* Roemer parece la más difundida (Lám. I, figs. 18-20.)

Las *Lenticulinas* contienen algunas especies muy interesantes por su valor estratigráfico, como la *Lenticulina eichenbergi* Bart.-Brand y la *L. ouachensis* Sigal. Ambas especies se hallan bastante difundidas en estos aflora-

mientos, abundando en varios de ellos. La disposición de las pústulas y granos de la concha en la primera permiten reconocerla, aun entre poblaciones de Lenticulinas mal conservadas; la particular disposición de las suturas e las segundas resulta igualmente un buen carácter para su distinción. La forma típica de la *Lenticulina ouachensis* Sigal da origen a algunas variedades, como la *L. ouachensis striata* F. M. P., recogida en el afloramiento de la Atalaya de San José. Como ocurre con bastantes Lenticulinas del Cretáceo, su ciclo de desarrollo abarca una serie de formas desde las que poseen una espiral más cerrada, a igual que en los Robulus típicos, hasta las que ofrecen más abierta, como en las verdaderas Lenticulinas, tendiendo todavía a derivar otras hasta la forma grande, aplanada, íntimamente unidas entonces con las Planularias. La *L. ouachensis* del yacimiento de Sierra de S. Cora Santa (Mtra. CSd) (Lám. II, figs. 9-14) nos ha proporcionado ejemplares de este tipo, grandes y aplanados, con sus últimas cámaras muy altas, cual las verdaderas Planularias. Por tal motivo, se describen al final de este trabajo como una nueva forma, *planularioides*, del mencionado yacimiento (Lám. II, figs. 7-8.)

La *Lenticulina tricarinella* (Reuss) no deja de ser frecuente en algunos afloramientos, presentando entonces una gran variedad de formas. No falta aunque más rara, la *Lenticulina crepidularis* Roemer, mostrando formas de paso o transición con la anterior, como ha demostrado Bettenstaedt (1962 Lám. II, figs. 1-6). Otras especies resultan más escasas, pero aún reconocible entre las poblaciones de Lenticulinas en mal estado de conservación. De este modo hemos podido identificar ejemplares de *Lenticulina d'orbigny* multireticulata Bart.-Brand; *L. saxonica bifurcilla* Bart.-Brand (Lám. I, fig. 22); *L. gaultina* Berthelin; *L. macrodisca* Reuss; *L. sternalis* Berthelin; *L. heiermanni* Bettenst. (Lám. III, fig. 1); *L. guttata* (T. Dam) (Lám. I, fig. 21); *L. nodosa* Reuss, etc.

Entre los "rotaliformes" encuéntrase tan sólo dos Epistominas, escasamente difundidas en la mayoría de los yacimientos. Son la *Epistomina caracolla caracolla* (Roemer), de forma biconvexa y con una diez cámara en su última vuelta espiral, aunque no resulten raros los ejemplares de mayores dimensiones que alcancen las doce (Lám. I, figs. 1-6). Esta especie abunda únicamente en los yacimientos de la Atalaya de San José (muestras ASJc. 1.). En cambio, la *Epistomina ornata* (Roemer), aunque siempre mucho más escasa, aparece con mayor frecuencia en los lavajes, pero mal conservada, siendo reconocible tan sólo gracias a la peculiar ornamentación de sus caparazones (Lám. I, figs. 7-9).

Esta microfauna de foraminíferos, estudiada desde el punto de vista de su distribución estratigráfica, viene a tener el siguiente significado:

La difusión de la *Tritaxia pyramidata* en la mayoría de los yacimientos indica ya que se trata de niveles del Cretáceo inferior. La *T. macfadanyi* acentúa todavía esta nota, pues es propia del Neocomiense. En cam-

bio, la *T. tricarinata* y la *Marssonella oxycona* hacen su aparición en los niveles más altos, donde tienden a abundar más. *Haplophragmium neocomianum*, *Acruliammina neocomiensis*, *Ammobaculites* y *A. irregulariformis* son formas del Valanginiense y Hauteriviense.

*Bulbophragmium aequale* es una forma del Hauteriviense y de la base del Barremiense, pero no pocos autores la citan del Cenomanense y hasta del Coniaciense, sobre todo en el sentido de la especie típica de Roemer. La *Flabellamina stadthagensi* parece poseer amplia dispersión vertical. La *Triplasia emslandensis* abunda principalmente durante el Hauteriviense.

La mayoría de las Vaginulinas que mencionamos (*V. aptiensis*, *V. kochi*, *V. gaultina*, etc) son raras en estos niveles, y por tal motivo no ha podido llevarse a cabo un estudio preciso de las mismas. La impresión que tenemos es que la mayoría de ellas hacen su aparición en estos niveles estudiados, pasando a ser más abundantes en los estratos más altos del Aptiense.

El grupo de las Lenticulinas está encabezado por la *Lenticulina eichenbergi* (Lám. II, figs. 15-17) y la *L. ouachensis* (Lám. II, figs. 9-14), esta última con su cortejo de variedades, indicando niveles sobre todo del Hauteriviense. J. Espitalié y J. Sigal citan a la primera en el Cretáceo inferior de Mada-

	Valang.	Hauter.	Barrem.	Aptiense.
<i>Lenticulina nodosa</i> ... ..	██████████			
<i>Lenticulina ouachensis</i> ... ..		████████████████████		
<i>Lenticulina eichenbergi</i> ... ..		████████████████████		
<i>Haplophragmium neocomiensis</i> ... ..		████████████████████		
<i>Lenticulina ouachensis striata</i> ... ..			████████████████████	
<i>Lenticulina heiermanni</i> ... ..				██████████

Cuadro B.—Cretáceo inferior de la fosa Vocontiense (según J. Flandrin, M. Moullade y B. Porthault).

gascar. Les siguen otras del tipo "marginulinoide", como la *L. tricarinella* y *L. crepidularis*, también propias de los pisos inferiores del Cretáceo inferior. El gran conjunto de las Lenticulinas del tipo "robuloide" anuncia más bien la mayor parte de ellas los pisos del Barremiense o del Aptiense, donde abundan más. *Lenticulina nodosa* es propia de niveles muy bajos, Valanginiense-Hauteriviense; las demás, con *L. guttata*, *L. heiermanni*, son del Hauteriviense-Barremiense: esta última puede salir en Alemania hasta el Aptiense inferior.

Las Epistominas mencionadas pueden considerarse, en general, sobre todo la *E. caracolla*, como hauterivienses. La *E. ornata* puede alcanzar niveles más altos, según varios autores.

De todo este conjunto de especies, un cierto número de ellas posee un



definido valor estratigráfico, siendo también muy vasta su distribución geográfica, puesto que los encontramos lo mismo en el área boreal que en los dominios del Tety. Así pues, su distribución en el tiempo podemos compararla en estos tres cuadros de distribución vertical, sacados de los trabajos modernos de Bartenstein y Bettenstaedt para el Cretácico inferior del NW. de Alemania (1962); de Mohsin H. Khan del Cretácico inferior de Inglaterra (1962), y compararlos con los del Cretácico inferior de la fosa Vocontienne, según Flandrin, Moullade y Porthault (1962) y los de Ibiza (cuadros B, C, D). La noción que se obtiene de estas comparaciones es de que la mayoría de los yacimientos del Cretáceo inferior de Ibiza son de edad Hauteriviense-Barremiense (cuadro A).

Descripción de especies nuevas

Género *Pityusina*, nov. gen.

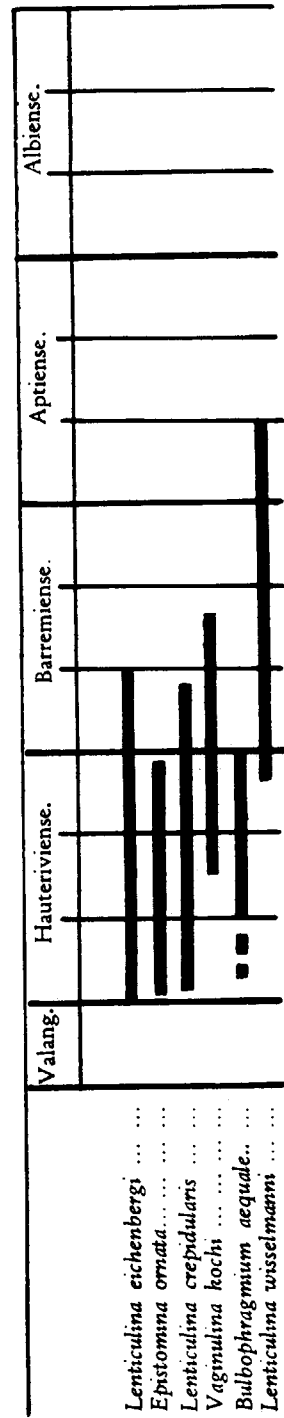
Concha de naturaleza arenácea, compuesta de materiales aglutinados y forma cónica algo irregular. Posee una sola cámara. En su lado basal se encuentra una abertura principal, más o menos central (Lám. VI, figs. 2, 5 y 8); también posee otras secundarias en su borde periférico, pero en este caso finas, delgadas y sinuosas, abriéndose paso hacia el exterior por entre los elementos detríticos cementados (Lám. VI, figs. 1, 2 y 8). La concha es casi tan alta como ancha, pero prevaleciendo siempre la primera dimensión sobre la última.

Se trata de una forma bastante aberrante y también algo desconcertante dentro de la sistemática de los foraminíferos arenáceos. De momento la consideramos como perteneciente a la familia *Saccamminidae*, aunque la presencia de ejemplares con dos cámaras basales aporte un elemento evidente de perturbación en este sentido. Sin embargo, sobre unas treinta secciones longitudinales de sus conchas, perfectamente logradas, tan sólo una de ellas muestra la presencia de dos tabiques bien definidos, dejando entre los mismos una delgada abertura (Lám. VI, fig. 7). En la sección circular o ecuatorial de la figura 10 (Lám. VI) este detalle parece igualmente evidente. En la figura 6 de la Lámina VI varios lóbulos internos, laterales, parecen iniciar análogo dispositivo; pero en este caso resulta un detalle poco convincente, puesto que tales expansiones podrían ser atribuidas a la misma aglutinación de los materiales detríticos. Nada parecido puede verse en los demás cortes obtenidos, todos los cuales indican bien la presencia de una sola cámara.

Este problema morfológico podría complicarse y no existir al mismo tiempo, en el caso probable, aunque no confirmado hasta el presente, de

	Val.			Hauteriviense.			Barremiense.			Aptiense.			Albiense.		
	inf.	med.	sup.	inf.	med.	sup.	inf.	med.	sup.	inf.	med.	sup.	inf.	med.	sup.
<i>Lenticulina nodosa</i> ...	■														
<i>Lenticulina crepidularis</i> ...															
<i>Lenticulina guttata</i> ...															
<i>Vaginulina kochi</i> ...															
<i>Triplasia emslandensis</i> ...															
<i>Epistomina ornata</i> ...															
<i>Bulbophragmium aequale</i> ...															
<i>Lenticulina ouachensis</i> ...															
<i>Lenticulina hetermanni</i> ...															
<i>Epistomina hechti</i> ...															
<i>Vaginulina aptiensis</i> ...															
<i>Lenticulina gaultina</i> ...															

Cuadro C.—Cretácico inferior del NW. de Alemania (según Bartenstein y Bettenstaedt, 1962).



Cuadro D.—Cretácico inferior de Inglaterra y NW. de Alemania (según Mohsin H. Khan, 1962).

que en los afloramientos donde se encuentra esta especie hubiese coexistido con otra del mismo tipo, arenácea también, pero con dos o más cámaras en su interior y relacionada entonces con la familia *Valvulinidae*. Pero de momento no nos es dable resolver esta cuestión debido a la escasez de los ejemplares de este último tipo. En cambio, las conchas con una sola cámara —siempre en gran mayoría— muestran una filiación con la familia *Saccamminidae*. De aclararse con el tiempo esta posibilidad que apuntamos de la presencia de dos formas diferentes en estos yacimientos ibicenses serían los ejemplares con una sola cámara los que tendrían prioridad y deberían continuar con el nombre de *Pityusina*. Para los demás tendría que crearse otro género o comprobar bien sus relaciones con la familia *Valvulinidae*.

*Pityusina conica*, nov. sp.

(Lám. V, figs. 1-21; Lám. VI, figs. 1-10)

Localidad típica: Ca'n Domingo Chomeu (Ibiza).

Nivel geológico: Hauteriviense-Barremiense.

Holotipo: Lám. V, figs. 11, 14-15.

Diagnosis: Una diminuta forma arenácea, cónica, provista de una sola cámara y una abertura ventral, central, más otras laterales secundarias, finas y sinuosas.

Descripción: Concha cónica, de paredes arenáceas, con materiales aglutinados y una sola cámara interior. Su forma es, en general, baja y con marcado reborde basal, periférico, romo y lobulado. Toda la concha muestra una fuerte aglutinación de materiales detríticos, dando entonces una superficie áspera y uniforme debido a esta clase de materiales que asoman al exterior; pero en otros casos pueden ser de textura más fina. En secciones delgadas sus paredes muestran una aglutinación de partículas detríticas, calizo-margosas, oscuras, dentro de una matriz muy fina y uniforme de color pardusco. Con menos frecuencia se añaden a estos materiales pequeños caparazones de foraminíferos o bien granillos de cuarzo, calcita, etc. Determinados ejemplares muestran la presencia exterior de finas depresiones semicirculares de crecimiento, pero son siempre vagas e irregulares, faltando por completo en otros casos y habiendo podido comprobar también que no corresponden a la presencia de tabiques internos. Poseen dos clases de aberturas: una principal, situada sobre el lado ventral, más o menos central (difícil de acertar en los cortes), generalmente ancha y prolongándose a veces hacia el interior por medio de un largo cuello (Lám. VI, figura 5); las otras son laterales y situándose casi siempre sobre el borde exterior basal, lobulado, siendo finas y sinuosas hasta alcanzar el exterior por entre los materiales detríticos más gruesos. Sus conchas resultan siempre.

algo más altas que anchas, oscilando alrededor de 1,60-1,50 mm. de alto por 1,30-1,20 mm. de ancho.

En algunos yacimientos —Puig d'Es Molins, etc.— hemos podido comprobar la presencia de conchas todavía más aplanadas y con una periferia basal más claramente lobulada aún (Lám. V, figs. 16-17, 18-19). Pero tales casos no suelen ser frecuentes. Otros, en cambio, poseen una concha cónica más aguzada, resultando más altos que anchos en este caso (Lám. V, figura 13). Su porción basal es algo convexa; pero resulta éste un detalle muy variable, pues hemos visto ejemplares con este lado plano y hasta también cóncavo. Así también no pocos ejemplares adoptan una forma algo comprimida lateralmente, perdiendo ligeramente su estructura basal circular o bien su cono adopta entonces una disposición irregular de crecimiento lateral bastante asimétrico (Lám. V, fig. 20). Pero tales fluctuaciones pueden ser atribuidas a deformaciones de sus caparazones por efecto de las presiones sufridas en estos sedimentos, que ahora los engloban, o bien a irregularidades de su desarrollo. Su porción superior, apical, aparece truncada con frecuencia (Lám. V, figs. 5 y 9).

Esta especie la hemos encontrado casi siempre libre entre los materiales lavados que hemos examinado. Pero su peculiar estructura induce a considerarla como una especie de vida adherida a cualquier objeto sumergido; en efecto, así ha sido encontrada en unos pocos casos sobre esquirlas de moluscos, etc. Sus biotopos preferidos parecen haber sido los de tipo detrítico, allí donde abunda la "gravilla" con esquirlas de moluscos, equínidos, etc., por tal motivo, en zonas litorales de escasa profundidad, posiblemente entre los 100-200 metros.

El genotipo de este género es la especie que se acaba de describir.

*Lenticulina ouachensis* sp. *planularioides* n. sp.

(Lám. II, figs. 7-8)

Localidad típica: Sierra de Sa Cova Santa (Csa).

Nivel geológico: Barremiense, posiblemente inferior.

Diagnosis: Una forma extrema, aplanada, del tipo "planularia".

Holotipo: Lám. II, figs. 7-8.

Descripción: Los caracteres generales son los de *Lenticulina ouachensis* Sigal, pero esta nueva forma se caracteriza por su concha grande, siempre mayor que la forma típica, muy aplanada y con cámaras altas cual las verdaderas *Planularia*. Representa una fase todavía más avanzada en este sentido que la ofrecida por la forma *wisselmanni* (Bettenstaedt), 1952. Sus suturas son altas, elevadas, bastante gruesas, tomando formas y dispositivos muy variables sobre sus primeras cámaras enrolladas. Puede alcanzar hasta cerca de tres milímetros de altura.

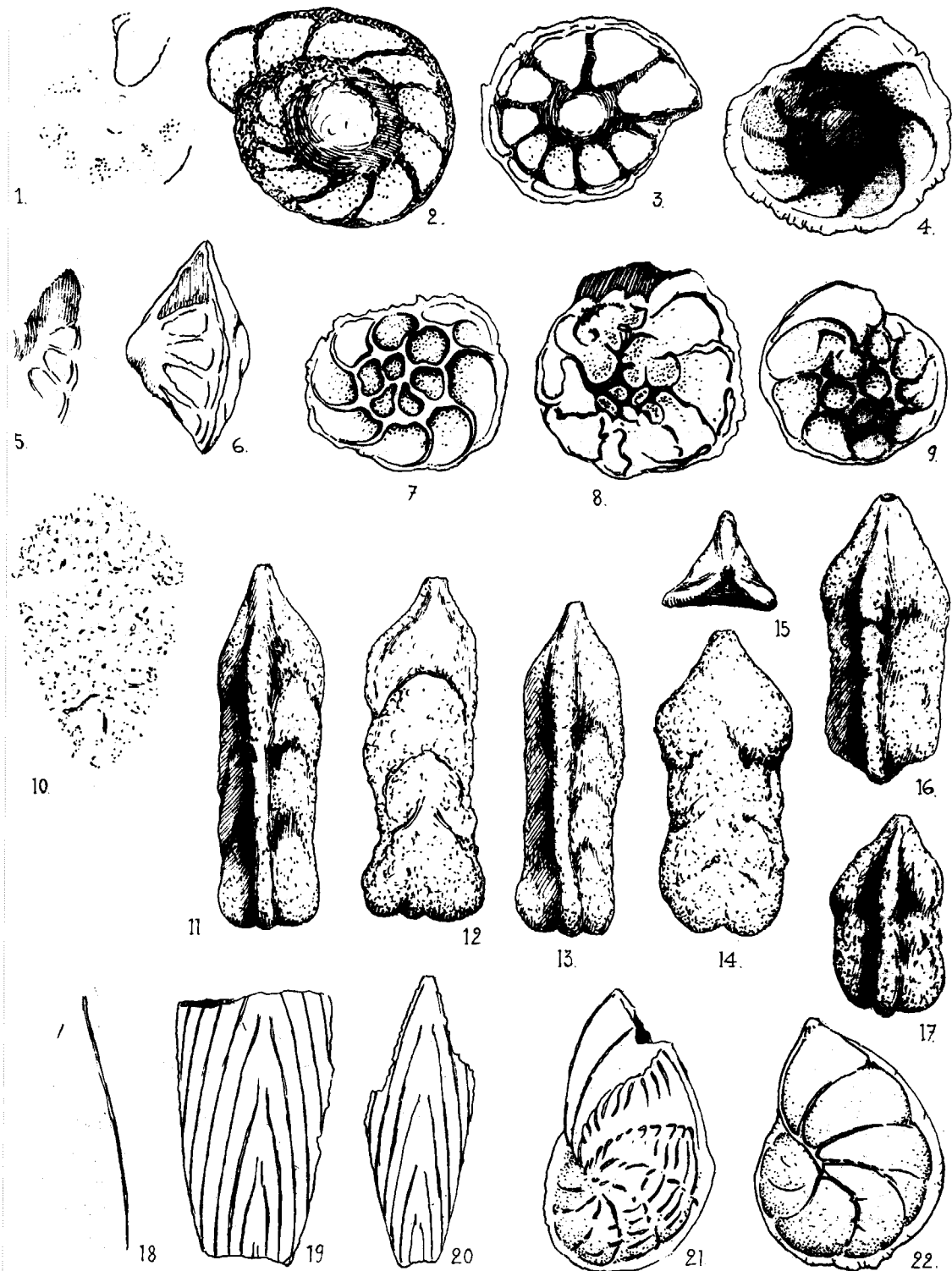


LÁMINA I  
1-6. *Epistomina caracolla caracolla* (Roemer).—7-9. *Epistomina ornata* (Roemer).—  
10. *Flabellammina stadhageni* Bartens.-Brand.—11-17. *Triplasia emslandensis*  
Bartenstein-Brand.—18-20. *Frondicularia hastata hastata*.—21. *Lenticulina gut-*



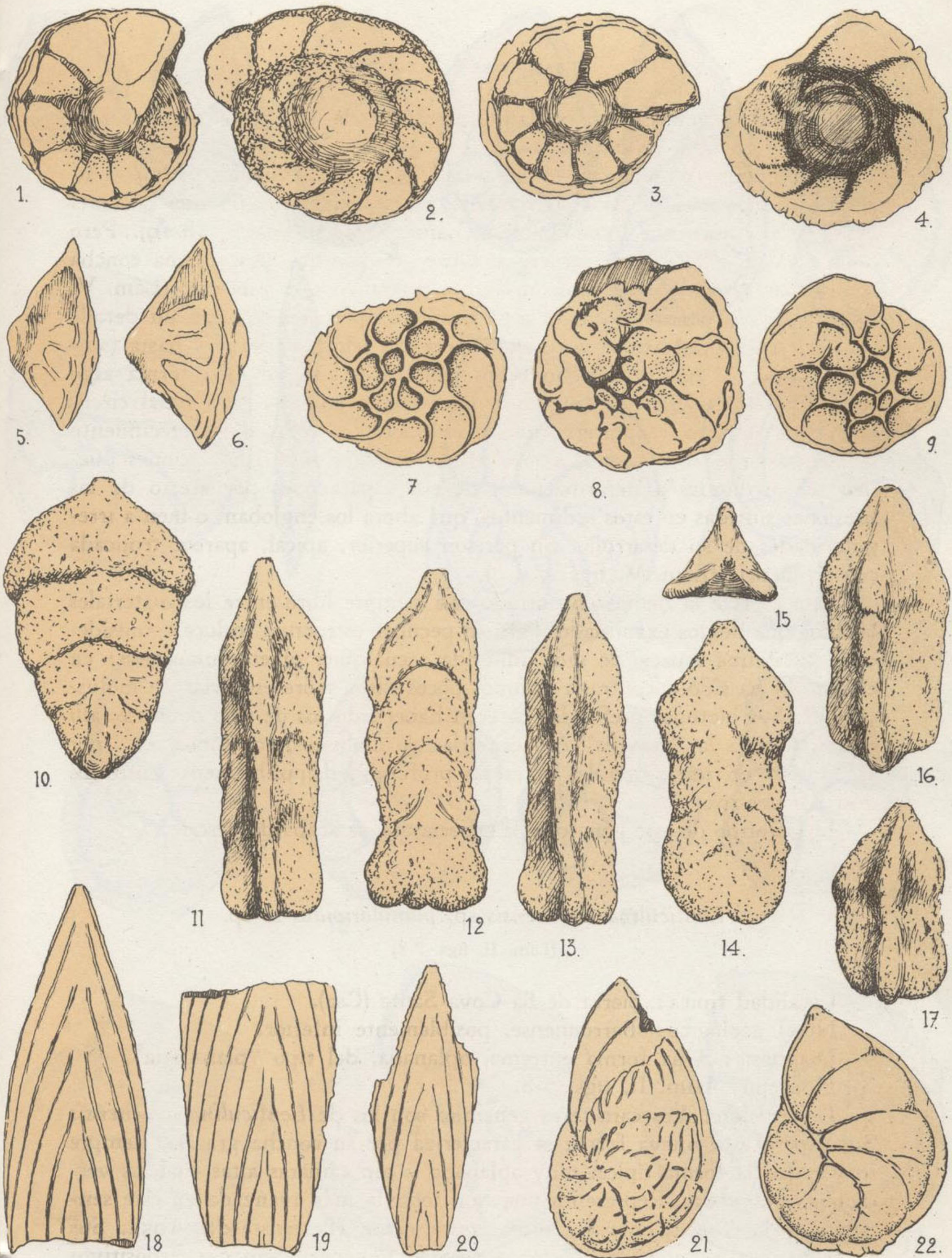


LÁMINA I

1-6. *Epistomina caracolla caracolla* (Roemer).—7-9. *Epistomina ornata* (Roemer).—  
 10. *Flabellamina stadthageni* Bartens.-Brand.—11-17. *Triplasia emslandensis*  
 Bartenstein-Brand.—18-20. *Frondicularia hastata hastata*.—21. *Lenticulina gut-*  
*tata* (Dam.).—22. *Lenticulina zaxonica bifurcilla*.



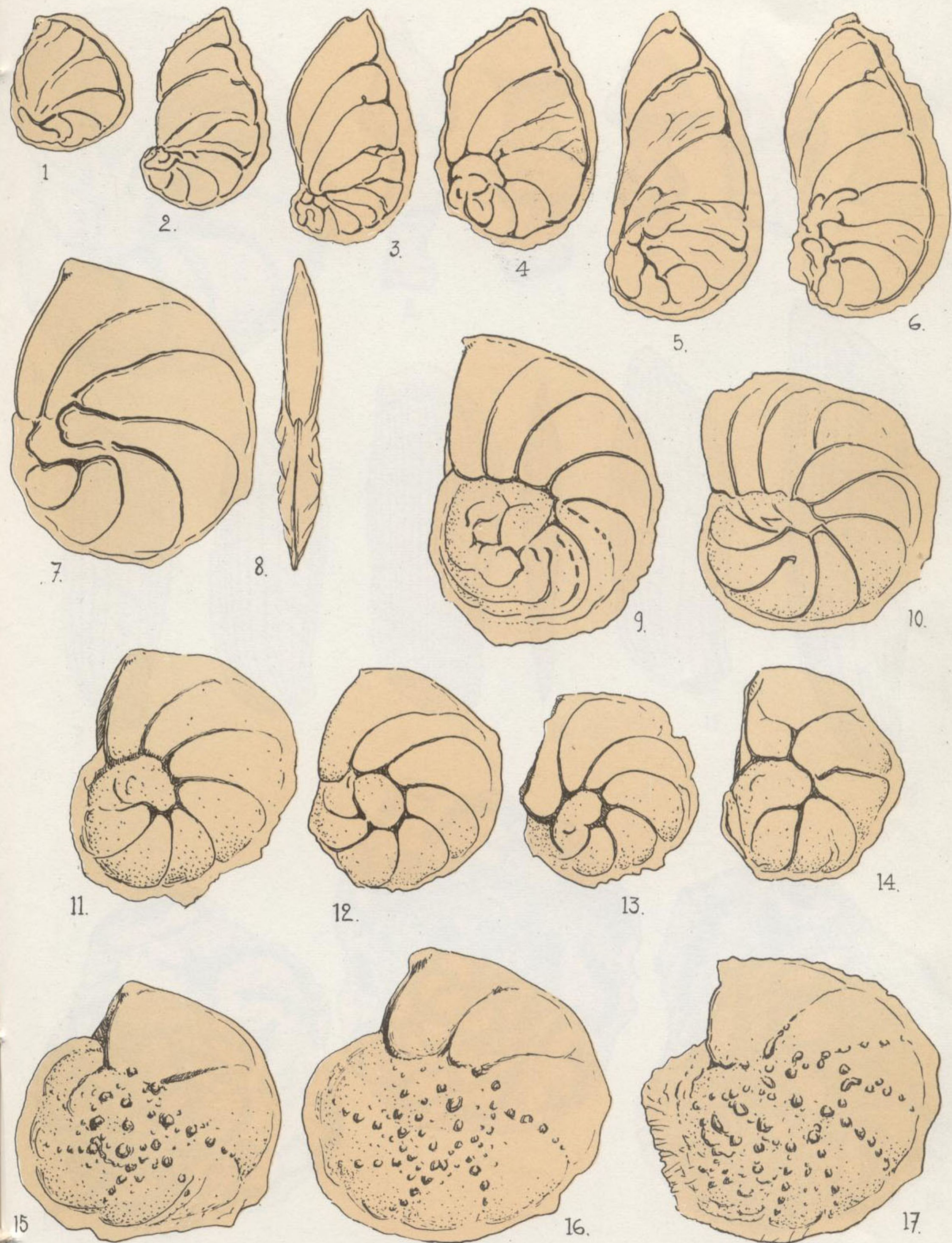


LÁMINA II

1-6. *Lenticulina crepidularis*.—7-8. *Lenticulina ouachensis planularioides* n. subsp. Loc. Sierra del Lloro. —9-14. *Lenticulina ouachensis ouachensis* Sigal. —9-10. Forma de paso a *planularioides*. —15-17. *Lenticulina eichenbergi* Bartenstein-Brand.



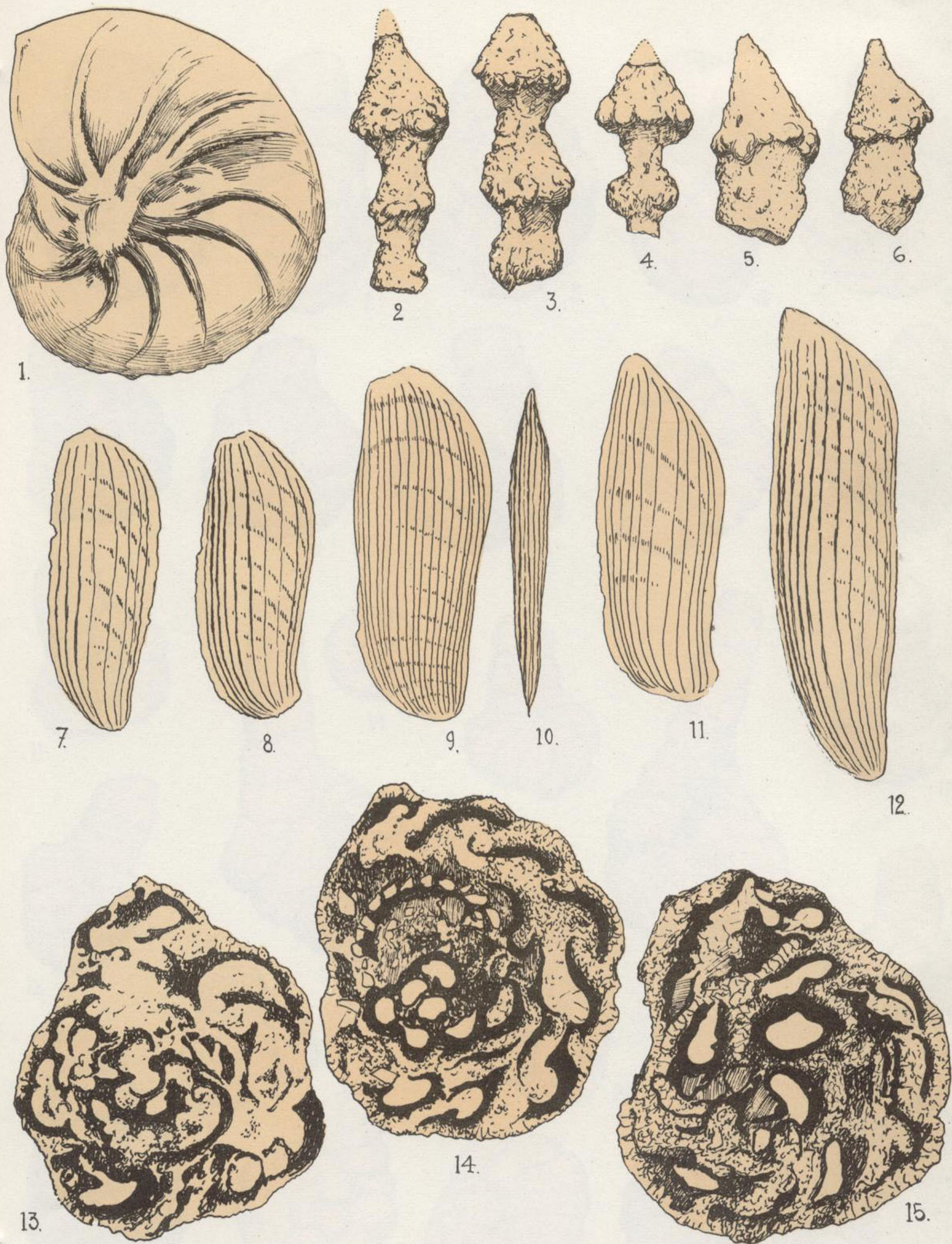
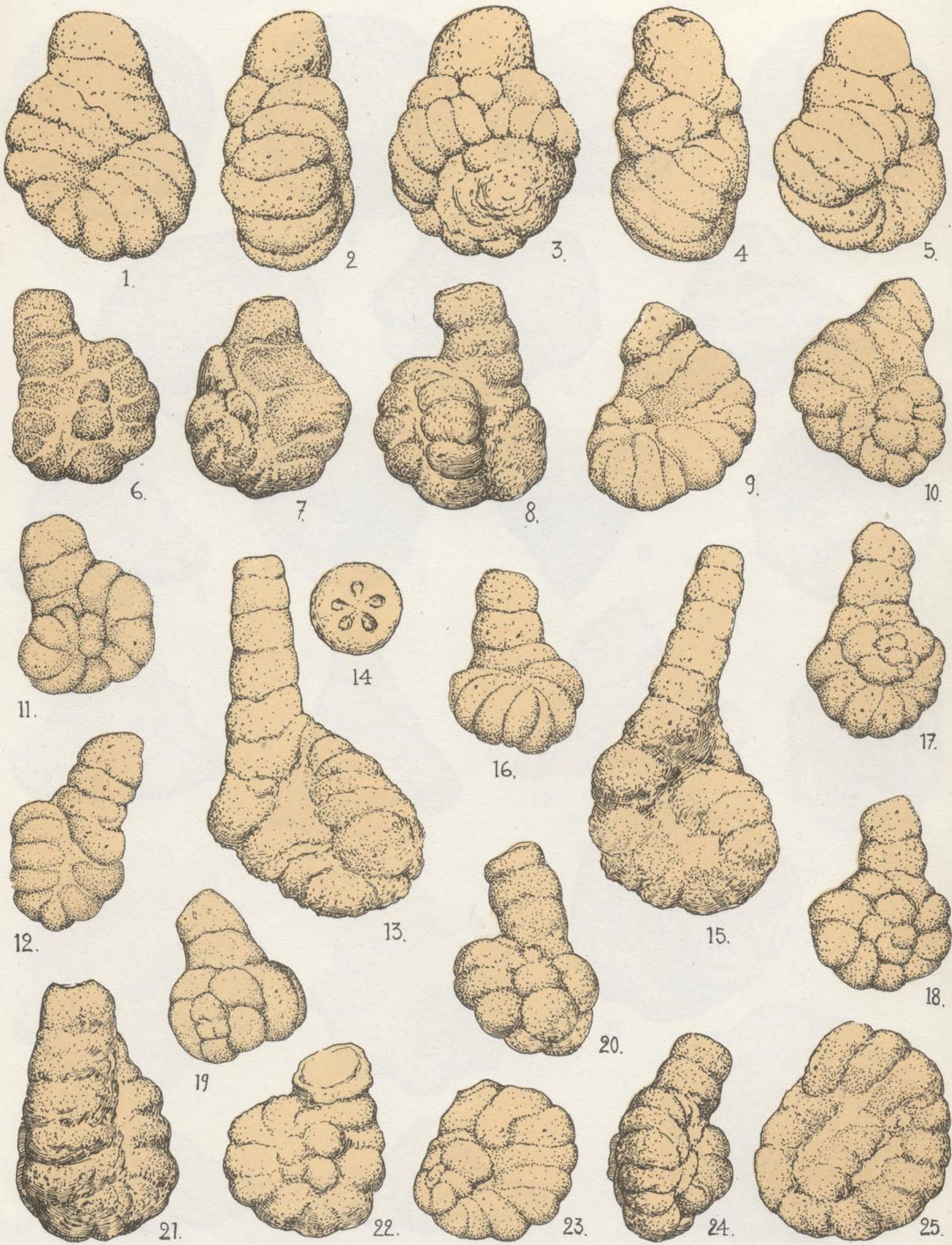


LÁMINA III

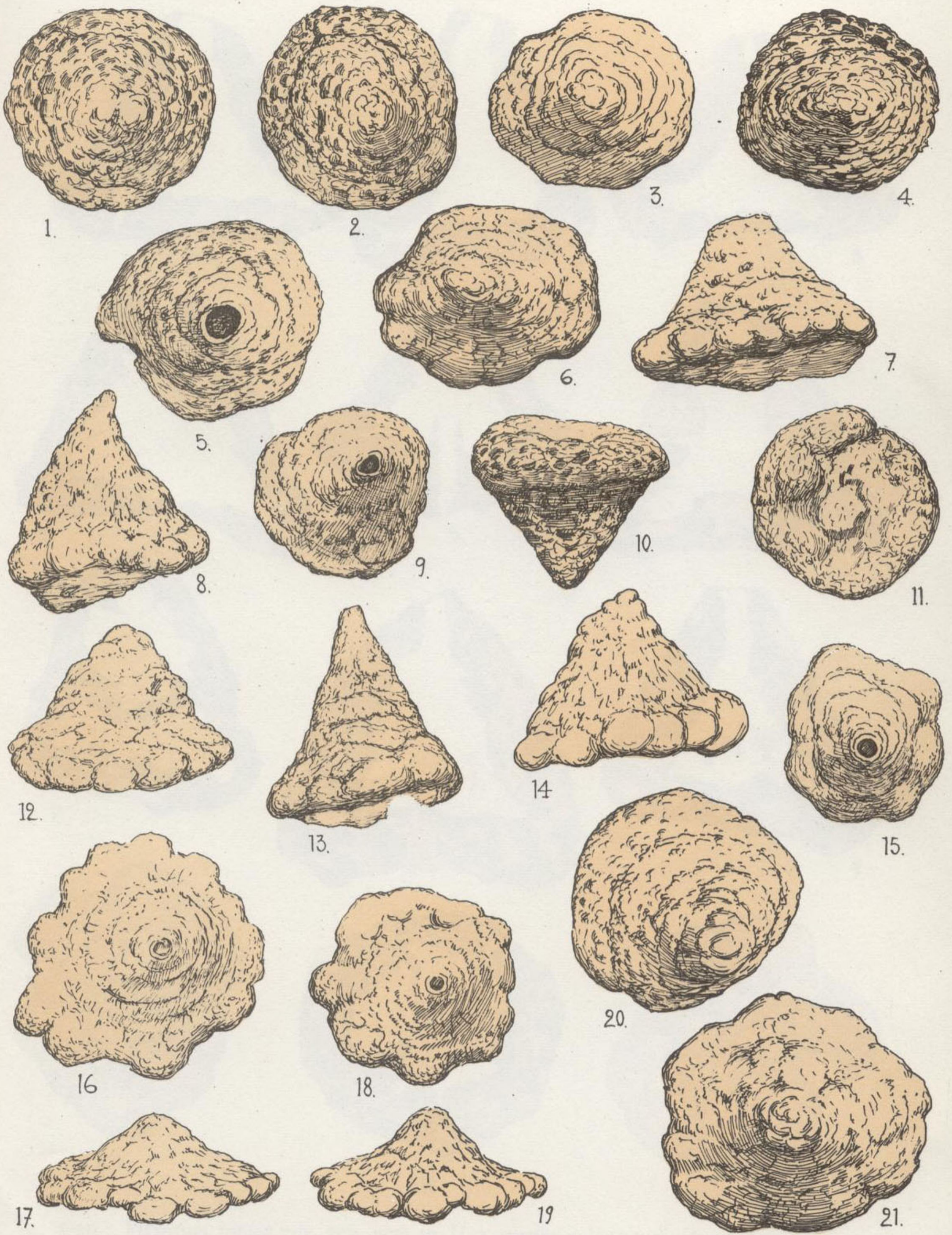
1. *Lenticulina heiermanni* Bettenstaedt-Brand. — 2-6. *Pseudonubecularia* cf. *lepida* Bartenstein-Brand. — 7-12. *Marginulinopsis ebusitanus* n. sp. — 13-15. *Bulbophragmina aequale* (Roemer). (Secciones de sus primeras cámaras.)





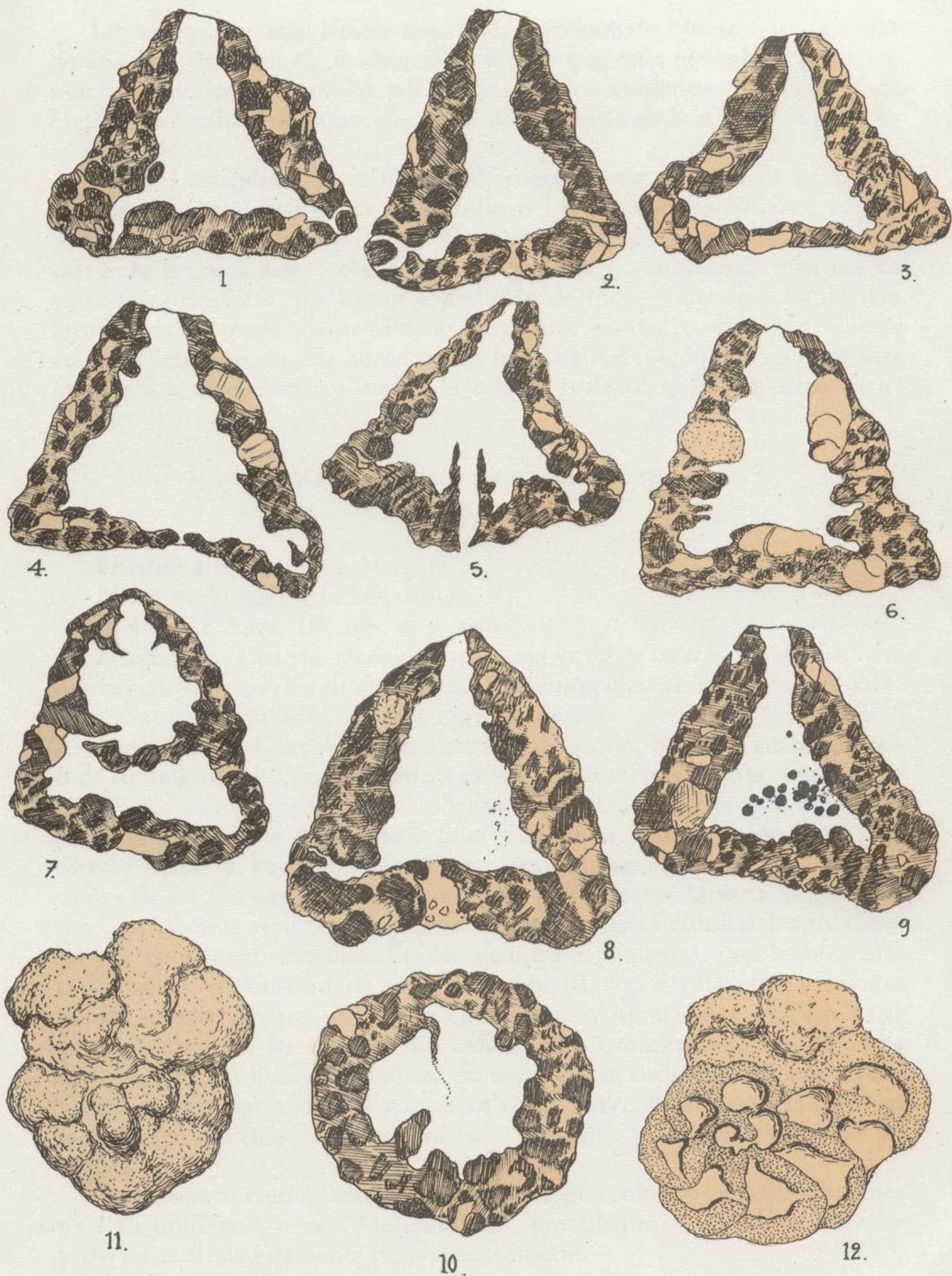
1-25. *Bulbophragmina aequale* (Roemer).





1-21. *Pityusina conica* nov. gen. nov. sp.





1-10. *Pityusina conica* nov. gen. nov. sp. (1-9, secciones longitudinales de la concha; 10, sección transversal).—11-12. *Acruliammina neocomiensis* Bart.-Brand.



Los ejemplares bien típicos son raros, demostrando que se trata tan sólo de una fase, la final, de su desarrollo, puesto que tales ejemplares se hallan siempre mezclados entre las poblaciones de los verdaderos *ouachensis* de Sigal y no localizados en ningún nivel determinado de la serie Hauteriviense-Barremiense.

En la *Lenticulina ouachensis* Sigal parece existir un ciclo de desarrollo muy semejante al que ofrece el *Robulus* o *Lenticulina praeincisus* Lys, del Santoniense del centro de Africa. No obstante, en *L. ouachensis* no parece existir la primera fase "robuloide". En general, *L. ouachensis* —al menos entre los ejemplares que hemos examinado de Ibiza— tiende a tomar una forma más aplanada y con cámaras dispuestas en una espiral muy abierta en su última porción. Su ancha quilla lateral tiende siempre a que tal forma parezca mucho más plana de lo que en realidad es en no pocos ejemplares.

*Marginulinopsis ebusitanus* n. sp.

(Lám. III, figs. 7-12)

Localidad típica: Ca'n Vergara.

Nivel geológico: Hauteriviense.

Holotipo: Lám. III, figs. 9 y 10.

Diagnosís: Concha alargada, muy aplanada y ancha, aquillada, con numerosas costillas longitudinales no interrumpidas al nivel de los tabiques. Suturas arqueadas, a veces muy oblicuas.

Descripción: Concha caliza, alargada, aplanada, bastante ancha en casi toda su longitud, pudiendo alcanzar unos dos milímetros y excepcionalmente tres en los ejemplares más desarrollados. Longitudinalmente está recubierta por una densa serie de costillas, finas y elevadas, partiendo desde su primera porción y alcanzando la última cámara, no observándose interrupciones de las mismas en toda su longitud, ni aun sobre la zona de los tabiques, pues éstos resultan muy poco aparentes. Estas costillas longitudinales son en número variable. En los ejemplares pequeños, presumiblemente más jóvenes, suelen contarse unas 10 (Lám. III, fig. 8-11); en los mayores pueden contarse hasta 18, siendo entonces muy apretadas y casi sin dejar ver las suturas de las cámaras. En ambos lados laterales se corre una quilla fina, muy desarrollada. El número de sus cámaras suele fluctuar entre unas 10 en los ejemplares jóvenes y unas 15 en los mayores; las suturas entre las mismas son oblicuas en los caparazones pequeños y muy arqueadas en los adultos.

Esta nueva especie ofrece muchas analogías con un variado conjunto de "Vaginulinas" o de "Marginulinas" procedentes del Jurásico superior y de las cuales ciertamente deriva esta especie.

P. Marie describió en 1956 su *Planularia visserae* —"Sur quelques fora-

minifères nouveaux du Crétacé supérieur belge". Soc. Géol. Belg. Ann. (Bull.) Liege, 1956, vol. 80 (1956-57), núm. 3, p. 242, pl. 2, figs. 1-2—, la cual ofrece a primera vista, y sólo por el aspecto exterior, una gran semejanza por no decir identidad con los ejemplares que hemos obtenido en el yacimiento de Ibiza de esta nueva especie.

No obstante, P. Marie describe su especie como perteneciente al género *Planularia*. De ser ello cierto, estas dos formas quedan distanciadas claramente, a pesar de su gran semejanza exterior, pues nosotros estamos seguros de que los ejemplares descritos aquí pertenecen al género *Marginulinopsis*, pero no a las *Planularias*.

Las relaciones más estrechas de *M. ebusitanus* n. sp. parecen ser con *Vaginulina complanata* (Reuss) var. *perstriata* Tappan, 1940, y sobre todo con la *Vaginulina weigelti* Bettenstaedl, 1952. Esta última, también del Cretáceo inferior, posee menor número de costillas longitudinales y las suturas de sus cámaras resultan siempre más horizontales. No deja igualmente de ofrecer ciertas semejanzas con *Marginulinopsis densicostata* Thalmann, 1937, del Jurásico, según Thalmann. Pero la forma más ancha, más aplanada y con cámaras más arqueadas o acusadamente oblicuas separan *M. ebusitanus* de estas especies citadas.

En su localidad típica no es común, siendo dudosa su presencia en los demás yacimientos.

#### BIBLIOGRAFIA ESTRATIGRAFICA

- P. FALLOT (1917): "Sur la Géologie de l'île d'Ibiza (Baléares)".—C. R. Ac. Sc., Paris, t. 164, p. 103.
- P. FALLOT (1922): "Etude géologique de la Sierra de Majorque".—Thèse, Paris et Liège, 480 p.
- P. FALLOT et H. TERMIER (1921): "Sur l'extension verticale du faciès marneux à Céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza".—C. R. Ac. Sc., Paris, t. 173, p. 91.
- P. FALLOT et H. TERMIER (1923): "Ammonites nouvelles des îles Baléares".—Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol., n.º 32, 84 p. Madrid.
- U. HAANSTRA (1935): "Geologie von Ost-Ibiza (Balearen)".—Thèse, Utrecht, p. 1-62.
- H. NOLAN (1895): "Sur le Jurassique et le Crétacé des îles Baléares".—C. R. Ac. Sc., Paris, t. 117, p. 821.
- E. N. SPIKER (1935): "Geologie von West-Ibiza (Balearen)".—Thèse, Utrecht, p. 1-66.

#### BIBLIOGRAFIA MICROPALÉNTOLOGICA

- ALBERA, J.: "Taxonomie und Entwicklung einiger Arten von *Vaginulina* d'Orbigny aus dem Barreme bei Hannover (Foram.)".—Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg. Vol. 21, 1952, pp. 75-112.
- BARTENSTEIN, H.: "Taxonomische Bemerkungen den *Ammobaculites*, *Haplophragmium*, *Lituola* und verwandten Gattungen (Foram.)".—Senckerberg. Vol. 33, Nos. 4-6, 1952, pp. 313-342.
- BARTENSTEIN, H.: "Taxonomische Revision und Nomenklator zu Frank E. Hecht Standard-Gliederung der Norwest-deutschen Unter-



- kreide nach Foraminiferen (1938). Part. 1: Hauterivian. Part. 2: Barremian".—Senckenbergiana. Vol. 33, 1952, pp. 173-183, 297-312.
- BARTENSTEIN, H.: "Revision von Berthelin Memoire 1880 über die Alb.-Foraminiferen von Montcley".—Senckenberg. Vol. 35, 1954, pp. 37-50.
- BARTENSTEIN, H.: "Taxonomische Revision der als *Eoflabellina* und *Flabellaminopsis* bezeichneten Foraminiferen".—Paleont. Zeitsch. Vol. 29, Nos. 3-4, 1955, pp. 170-176.
- BARTENSTEIN, H.: "Zur Microfauna des englischen Hauterive".—Id. Vol. 37, Nos. 5-6, 1956, pp. 509-533.
- BARTENSTEIN, H.: "Die Barreme-Scholle von Mellendorf nordlich Hannover".—Geol. Jahrb. Vol. 76, 1959, pp. 453-468.
- BARTENSTEIN, H.: "Die Jura-Kreide-Grenze in Europa. Ein Überblick des derzeitigen Forschungsstandes".—Eclog. Geol. Helvetica. Vol. 52, 1959, pp. 15-18.
- BARTENSTEIN, H.: "Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW.-Deutschlands und der Schweiz".—Senckenberg. Vol. 43, No. 2, 1962, pp. 135-149.
- BARTENSTEIN, H., y BETTENSTAEDT, F.: "Leitfossilien der Mikropaläontologie. B. 7". Marine Unterkreide, 1962, pp. 225-297. G. Borntraeger. Berlin.
- BARTENSTEIN, H.; BETTENSTAEDT, F., y BOLLI, H. M.: "Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad. B. W. I.".—Eclogae. Geol. Helvetia. Vol. 50, No. 1, 1957, pp. 5-67.
- BARTENSTEIN, B., y BRAND, E.: "New genera of foraminifera from the Lower Cretaceous of Germany and England".—Journ. of Paleont. Vol. 23, No. 6, 1949, pp. 669-762.
- BARTENSTEIN, B., y BRAND, E.: "Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis".—Senckenberg. Vol. 485, 1951, pp. 236-239.
- BARTENSTEIN, H., y BURRI, F.: "Die Jura-Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen".—Eclog. Geol. Helvetica. Vol. 47, No. 2, 1954, pp. 426-443.
- BETTENSTAEDT, F.: "Stratigraphy and Taxonomy".—The Micropaleontologist. Vol. 3, No. 4, 1948, pp. 17-20.
- BETTENSTAEDT, F.: "Stratigrafic wichtige Foraminiferen-Arten aus dem Barreme vorwiegend Nordwest-Deutschlands".—Senckenberg. Vol. 33, Nos. 4-6, 1952, pp. 263-295.
- BETTENSTAEDT, F., y WICHER, C. A.: "Stratigraphical correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal

- by the aid of microfossils".—World Petroleum Congr., IV. Proc. Sect. 1/D. Paper 5. 1955, pp. 493-516.
- BETTENSTAEDT, F.: "Evolutionsvorgänge bei fossilen Foraminiferen".—Mitt. Geol. Staatsintit. Hamburg. Vol. 31, 1962, No. 18, pp. 385-460.
- BERTHELIN, G.: "Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs)".—Mém. Soc. Géol. France, III sér., vol. 1. Mém. V, 1880, pp. 1-84.
- CUSHMAN, J. A., y ALEXANDER, C. I.: "Some Vaginulinas and other Foraminifera from Lower Cretaceous of Texas".—Contr. Cush. Lab. Foram. Res. Vol. 6, pt. 1, No. 1, 1930, pp. 1-10.
- DAM, A TEN: "Arenaceous foraminifera and Lagenidae from the Neocomian (Lower Cretaceous) of the Netherlands".—Journ. of Paleont. Vol. 20, No. 6, 1946, pp. 570-577.
- DAM, A TEN: "Sur quelques espèces nouvelles ou peu connues dans le Crétacé inférieur (Albien) des Pays-Bas".—Geol. Mijnb., 8e. Jaarg., No. 2, 1947, pp. 25-29.
- DAM, A TEN: "Les espèces du genre *Epistomina* Terquem, 1883".—Rev. Inst. Français du Pétrole. Vol. 3, No. 6, pp. 161-170. 1948.
- DAM, A TEN: "Foraminifera from the Middle Neocomian of the Netherlands".—Ibid. Vol. 22, No. 2, 1948, pp. 175-192.
- ESPITALIÉ, J., y SIGAL, J.: "Contribution à l'étude des foraminifères du Jurassique supérieur et du Néocomien du Bassin de Majunga (Madagascar)".—Ann. Géol. de Madagascar. Tananarive, 1963, pp. 1-100.
- GRABERT, B.: "Phylogenetische Untersuchungen an *Guadryina* und *Spiroplectinata* (Foram.)".—Senckenberg. Vol. 498, 1959, pp. 1-71.
- GRADER, P.; REISS, Z., y KLUG, K.: "Correlation of sub-surface Lower Cretaceous units in the southern coastal plain of Israel".—State Israel Geol. Surv., 1960. Vol. 28 (Oil Div.), pp. 1-7.
- EICHENBERG, W.: "Die Foraminiferen der Unterkreide". 1. Fol.: Foraminiferen aus dem Albien von Wenden am Mittellandkanal. Jber. niedersachs. geol. Ver., Vol. 25; 32, S., 8, Taf.: Hannover, 1935.—4 Fol. Foram. aus dem Apt. von Wenden am Mittellandkanal. Jber. niedersachs. geol. Ver., 27: S. 7. Taf. Hannover, 1935.
- ELLIS, B. F., y MESSINA, A. R.: "Catalogue of Foraminifera".—Special Publ. The American Mus. Nat. Hist. New York, 1940-63.
- FLANDRIN, J.; MOULLADE, M., y PORTHAULT, B.: "Microfossiles caractéristiques du Crétacé inférieur Vocontien".—Rev. Micropal. Vol. 4, No. 4, 1962, pp. 211-228.
- FFANÇOIS, S., y SIGAL, J.: "Les Foraminifères du Crétacé inférieur vocontien (Note préliminaire)".—C. R. Som. S. G. F., n. 6. 1958, p. 124.

- HECHT, F. E.: "Standard Gliederung der Norwest-deutschen Unterkreid nach Foraminiferen".—Abh. Senckenberg. Natur. Ges. Vol. 443 1938, pp. 1-42.
- HOFKER, J.: "Foraminiferen der Oberkreide von Nordwest-deutschlan und Holland".—Geol. Jahrb., Heft 27, pp. 1-464. Hannover 1957.
- KHAN, MOHSIN H.: "Lower Cretaceous index foraminifera from northwestern Germany and England".—Micropaleont. Vol. 8, n.º 3, 1962, pp. 385-390.
- LOEBLICH; ALF., R., y TAPPAN, H.: "New Washita Foraminifera". Journ. Paleont. Vol. 20, n.º 3, 1946, pp. 238-258.
- LOEBLICH; ALF., R., y TAPPAN, H.: "The Foraminiferal Genus *Triplasia* Reuss, 1854".—Smithsonian Misc. Coll. Vol. 117, 1952, pp. 1-61.
- LOEBLICH; ALF., R., y TAPPAN, H.: "Note on the genus *Haplophragmium* Reuss, 1860".—The Micropaleontologist. Vol. 7, n.º 2, 1953, pp. 42-44.
- LOEBLICH; ALF., R., y TAPPAN, H.: "The type species of *Bulbophragmium* Maync, 1952".—Idem. Vol. 8, n.º 4, 1954, pp. 32-33.
- MAYNC, W.: "Critical Taxonomic study and nomenclatural revision of the *Lituolidae* based upon the prototype of the Family *Nautiloidea* Lmk. 1804".—Contr. Cush. Lab. Foram. Res. Vol. 3, 1952, pt. 2, pp. 35-56.
- MAYNC, W.: "Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela".—Bull. Amer. Associat. Petrol. Geol. Vol. 38, n.º 2, 1954, pp. 193-283.
- MAYNC, W.: "The type species of *Bulbophragmium* Maync, 1952".—The Micropaleontologist. Vol. 8, n.º 3, 1954, pp. 51-52.
- MAYNC, W.: "Bemerkungen zur Systematik der Lituolidea".—Paleont. Zeitschr. Vol. 33, n.º 4, 1959, pp. 199-210.
- MAYNC, W.: "Foraminiferal Key Biozones in the Lower Cretaceous of the Western Hemisphaere and the Tethys province".—Congr. Geol. Intern. México. XX Ses. Symp. del Cretácico, 1959, pp. 85-112.
- PLUMMER, H.: "Some Cretaceous Foraminifera in Texas".—Texas Univ. Bull. 3101. 1931, pp. 109-235.
- SHERLOCK, R. L.: "The Foraminifera of the Speeton Clay of Yorkshire".—Geol. Magaz. Vol. 1, 1914, pp. 216-222, 255-265, 289-296.
- SIGAL, J.: "Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé". Congr. Géol. Intern. Monograph, Région. 1 Sér., Algérie. n.º 26, 1952.
- TAPPAN, H.: "Foraminifera from the Grayson formation of northern Texas".—Journ. Paleont. Vol. 14, n.º 2, 1940, pp. 93-126.
- TAPPAN, H.: "Foraminifera from the Duck Creek formation of Oklahoma and Texas".—Journ. Paleont. Vol. 17, n.º 5, 1943, pp. 476-517.

## Geomorfología del valle del Louro, Porriño-Tuy (Pontevedra)

POR

VICENTE SOS BAYNAT

## SUMARIO

---

	PAGS.
INDICACIÓN PRELIMINAR ... ..	3
I. LOS COMPONENTES ANTIGUOS... ..	4
a) La Petrografía. b) Las edades.	
II. LOS TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS ... ..	7
1. <i>El vacío sedimentario</i> ... ..	7
2. <i>El Terciario</i> ... ..	8
a) La extensión superficial. b) Los componentes petrográficos terciarios. c) Los fósiles. d) Las localidades. e) Las características del Terciario. f) La edad.	
3. <i>El Cuaternario</i> ... ..	19
a) Los caracteres generales. b) Las terrazas. c) Resumen sobre las terrazas.	
III. LA TECTÓNICA GENERAL ... ..	27
a) Alusión a la estructura antigua. b) La falla principal. c) Las fracturas importantes. d) Recapitulación.	
IV. LA MORFOLOGÍA ... ..	33
1. <i>Los datos</i> ... ..	33
a) Las superficies morfológicas. b) Las rasantes de la ladera derecha. c) Las rasantes de la ladera izquierda. d) La parte central del valle.	
2. <i>La Paleogeología</i> ... ..	40
a) Las etapas del valle y sus huellas. b) La epirogenia de las fracturas. c) La epirogenia del Terciario y Cuaternario.	
3. <i>El Miño como "ría baja"</i> ... ..	43
4. <i>Conclusiones</i> ... ..	46
BIBLIOGRAFÍA... ..	47

## INDICACION PRELIMINAR

La geología de la comarca del río Louro ha sido estudiada magistralmente por los doctores López de Azcona, Parga Pondal, Martín Cardoso y Torre Enciso, en la explicación del Mapa Geológico Nacional, Hoja de Tuy (Pontevedra) (11). Para conocer a fondo la Fisiografía, la Petrografía, la Tectónica, etc., del sector ocupado por el valle, es necesario recurrir a este trabajo en el que, además, se encuentran referencias a hechos generales de la Geología de Galicia de una importancia primordial.

No obstante lo que decimos, la cuenca del río Louro es muy rica en detalles geológicos y admite, todavía, un margen considerable de investigaciones parciales, que pueden sumarse a lo que dejaron sentado aquellos autores.

Visitada toda la comarca por nosotros en el verano de 1964 (con finalidades mineralógicas) tuvimos la oportunidad de llevar a cabo numerosas observaciones que, más tarde, hemos podido recapitular en varios grupos parciales afines. Reunidas las notas relacionadas con los aspectos del relieve del valle y con las razones geológico-estructurales determinantes, hemos creído que podrían ser de interés darlas a conocer y, en este sentido, hemos redactado el artículo de carácter interpretativo que desarrollamos a continuación.



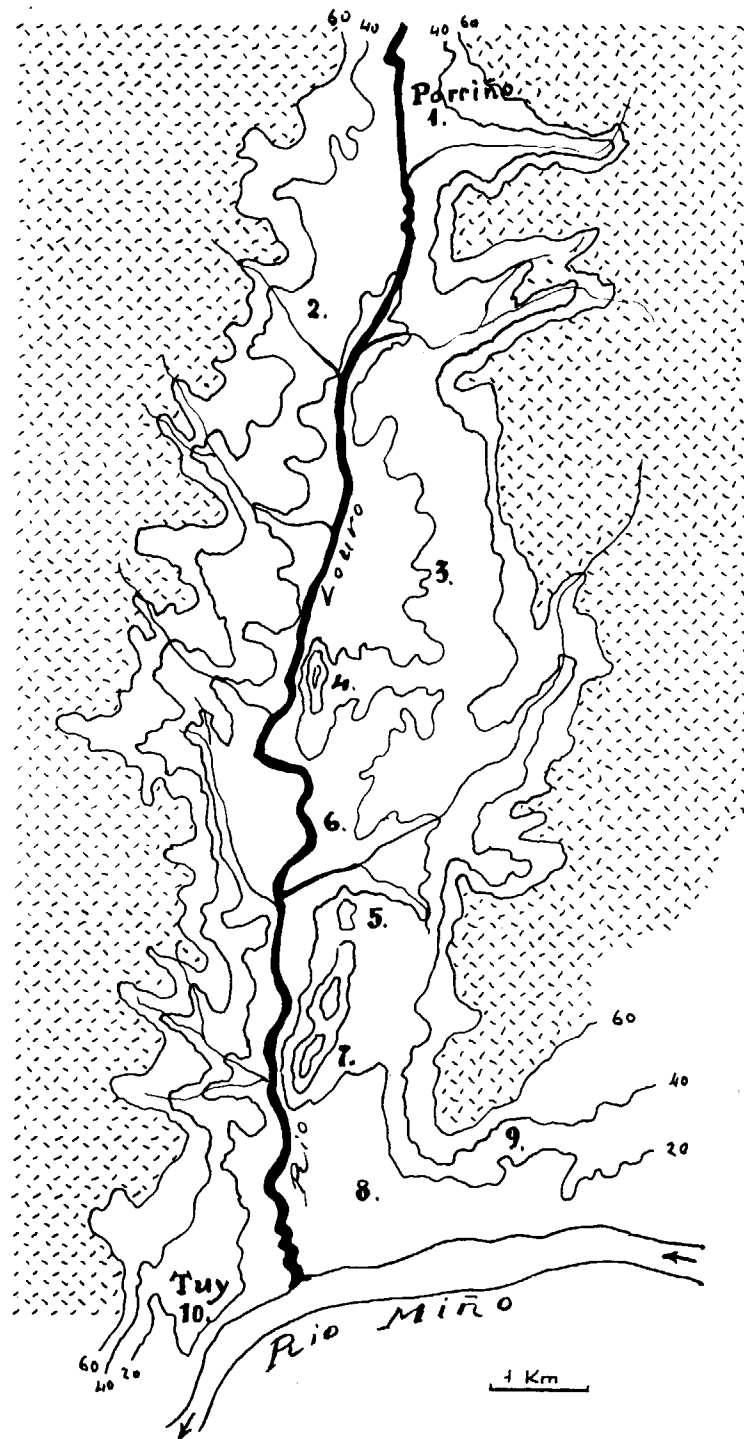


Fig. 1.—Río Louro, de trazado N. a S.; valle ancho; fondo plano; laderas limitantes paralelas y altas.

1, Porriño.—2, San Andrés.—3, Granja Gándaras.—4, Orbenlle.—5, Volta de la Moura.—6, Cerquido.—7, Final del valle del Louro.—8, Espacio de meandro antiguo del río Miño.—9, Guillarey.—10, Tuy.

## I. LOS COMPONENTES ANTIGUOS

### a) LA PETROGRAFÍA

El río Louro tiene un trazado rectilíneo que va de N. a S. Discurre por un valle ancho, de fondo plano, con laderas limitantes paralelas y altas (figura 1).

Los componentes petrográficos que dominan en su suelo son granitos, neis y esquistos variados, principalmente micacitas.

Los granitos se hallan en ambas laderas; al E. constituyen el cuerpo y las altas cumbres de las sierras del Penedo y del Faro de Budiño; al W. las cumbres de la Sierra del Galiñeiro. Las dos vertientes rocosas descienden en escarpes casi verticales y en frentes alargados longitudinalmente.

Los neis, también importantes, se manifiestan de manera principal en la ladera derecha. Desde el paralelo de Porriño se extienden hacia poniente alcanzando San Colmado, Altos de Castro, etc., y desde aquí descienden, en cuña, hasta Esperdelo.

Los esquistos se hallan en esta misma ladera. Los más significativos asoman hacia Abelenda, y más al sur aparecen atravesando al río Louro, en particular poco antes del puente de la carretera general cerca de Tuy.

Otros se hallan en la carretera de Gondomar, pasado Vincio, en la cuenca del Zamanes.

Parga Pondal y Torre Enciso admiten tres tipos principales de granitos:

- a) Granitos de biotita, porfiroides.
- b) Granitos de dos micas, granudos.
- c) Granitos de dos micas, néisicos.

Y dicen: los primeros son claramente discordantes y ocupan la parte oriental de la Hoja; los segundos son macizos, no ofrecen orientación dominante en sus elementos, son, probablemente, discordantes con los terceros y ocupan una banda de unos cuatro a cinco kilómetros en dirección NW.-SE.,

desde el sur de Vigo hasta cerca de Tuy; los terceros, francamente néisicos, se hallan concordantes con los esquistos y micacitas, presentan en su seno enclaves esquistosos concordantes y se desarrollan ampliamente por toda la zona W. y SW. de la Hoja (pág. 27) (11).

De los neis señalan dos variantes dominantes:

- a) Neis de biotita.
- b) Neis de riebeckita y egrina.

Asignando, para los primeros, una estrecha zona triangular al oeste de Porriño, etc..., y a los segundos una gran parte del macizo montañoso de la sierra de Galiñeiro.

De los esquistos bastará decir que su distribución es la señalada al principio de estos párrafos.

#### b) LAS EDADES.

Sobre la edad de los materiales enumerados podemos seguir sin variaciones las ideas de los autores que las han estudiado con detenimiento y con anterioridad a nosotros. Así para Parga Pondal y sus colaboradores (11) el sector de Porriño-Tuy ocupa el extremo sur de la gran banda de rocas graníticas y esquistosas, constitutivas, probablemente, de una parte importante del fondo de un antiguo geosinclinal de edad difícil de precisar, pero que, sin embargo, se le puede considerar, provisionalmente, como de los tiempos neogénicos. Estas masas, posteriormente, experimentaron fuertes plegamientos y metamorfosis (p. 73). Después nuevas acciones tectónicas de importancia modificaron la continuidad natural de dicho geosinclinal.

En relación con todo esto, los granitos concordantes que ocupan la zona anticlinal y los esquistos y micacitas que se hallan en las zonas sinclinales pasan a estar directamente unidos a los efectos de la orogenia herciniana, por tanto, a estos componentes petrográficos hay que asignarles una edad posterior a los componentes del núcleo antiguo.

Por su parte los granitos biotíticos discordantes, los que se extienden por toda la zona oriental del Louro, por ser posteriores a los granitos concordantes, corresponden a una fase posttectónica de la misma orogenia herciniana y son componentes petrográficos más recientes.

## II. LOS TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

### 1. El vacío sedimentario

En la comarca del río Louro ocurre que, una vez estudiados los componentes que representan los materiales más antiguos del país, formados por granitos, neis y esquistos, se ha de saltar, súbitamente, a tomar en consideración terrenos mucho más modernos y constituidos por rocas y suelos de características poco modificadas.

En la comarca no existen testimonios de terrenos sedimentarios paleozoicos ni mesozoicos. Si casualmente existiera algún terreno que en origen pudiera pertenecer al Paleozoico (ciertos esquistos, por ejemplo) de hecho están tan profundamente modificados por metamorfismos que no es posible reconocer en ellos las edades de su primera formación.

Descartadas semejantes representaciones intermedias, los primeros componentes petrográficos que se han de tomar en consideración son las formaciones sedimentarias horizontales que nosotros calificamos de terciarias. Por tanto, entre las rocas antiguas de edad indeterminada y los terrenos de edad terciaria existe un gran vacío geológico, una falta absoluta de continuidad cronológica.

Al faltar esta transición, al no disponer de datos intermedios que la representen, se carece de medios propios locales para poder reconstituir la historia completa del pasado del Louro. Por tanto, para intentar una aproximación sobre lo que pudo ocurrir en esos tiempos, es necesario valerse de otras consideraciones geológicas y de medios indirectos para poder llegar a determinadas conclusiones.

## 2. El Terciario

### a) EXTENSIÓN SUPERFICIAL.

Por razones que se dirán después, nosotros admitimos como terrenos de edad terciaria las formaciones, principalmente arcillosas, que están ocupando toda la cuenca del Louro, extendiéndose desde antes de alcanzar Porriño, por el N., hasta la llegada al río Miño. Se hallan por toda la parte plana central del valle y se apoyan, sin solución de continuidad, en las laderas de recha e izquierda, que le limitan (fig. 1).

De la parte central destacan como lugares representativos: San Andrés, Granja Gándaras, Orbenlle, Volta de la Moura, Gándaras Bajas, Cerquido, etcétera, de los que hemos de tratar en detalle.

### b) LOS COMPONENTES PETROGRÁFICOS TERCIARIOS

Los componentes petrográficos que constituyen el Terciario del Louro son, principalmente: arcillas puras; arcillas salubrosas, arenas; gravillas; gravas; cantos rodados y pudingas cuarcíferas.

Las *arcillas puras* son una roca de grano fino, impalpable, suave al tacto, esmécticas, plásticas. Son blancas, blanco-azuladas, amarillentas, rojizas, pardas, etc. Son predominantes las blancas.

Accidentalmente pueden llevar intercalaciones diversas o irregularidades de la sedimentación original.

Las arcillas blancas y azuladas ocupan las partes bajas de los paquetes estratigráficos.

Las *arcillas salubrosas*, de aspectos similares a las anteriores, se caracterizan en su mezcla íntima con arenas de grano fino, de cuarzo blanco, vítreo, muy limpio. Son de coloraciones iguales a las arcillas puras, con las que se pueden confundir con facilidad.

Las arcillas salubrosas pueden presentarse en bancos delgados o en lechos lenticulares, intercalados en los estratos de arcillas puras, y en muchos casos están en las partes más altas de los conjuntos estratigráficos.

Las *arenas* son formaciones de tipo corriente, en granos de tamaños muy variables, unas veces angulosos, poco rodadas, otras muy redondeados y muy esferoidales. Son arenas limpias muy lavadas.

Las arenas se intercalan episódicamente en las arcillas, en regueros y lechos propios, o se hallan coronando las partes altas de las arcillas.

Las *gravas* son de características normales, cantos muy rodados ovoides, esferoidales, etc. Siempre son cuarcíferas, de cuarzos sucios, cuarcíticos, o de cuarzos lechosos. Circunstancialmente suelen presentarse concentraciones de

cantos rodados formados de areniscas y de esquistos, que se parten con facilidad por planos de exfoliación natural.

Las *pudingas cuarcíferas* constituyen una formación petrográfica independiente del mayor interés. Se trata de una roca estratiforme, variable de unos puntos a otros, aunque de características siempre similares. Se compone de granos de arena, cuarzosos, rodados, bastos, de gravillas o de gravas, cementadas por una masa silícea totalmente uniforme o granuloso-arenácea. La materia que aglutina es sílice coloidal, amorfa, sólidamente endurecida. La roca queda en forma de capa o estrato de cuerpo granuloso por ambas partes y de espesores variables.

En Granja Gándaras aparece *in situ*, a pocos metros de profundidad del suelo, junto a los edificios (establos, bodegas, etc.). En Orbenlle se intercala en tránsitos de las arcillas a lechos de arenas.

El todo de esta formación es un verdadero estrato pudingiforme, silíceo, laminar, tableado, en capas de cierto espesor. En extensión superficial es algo cambiante de unos lugares a otros.

Como formación estratigráfica tiene gran interés por marcar un momento especial en las sedimentaciones del valle, relacionado con razones climáticas y ambientales.

Este estrato suele coronar partes superiores de las arcillas blancas y azules, aunque sobre él todavía pueden seguir más lechos de arcillas y de arenas (después sigue el Cuaternario, cuando existe).

Las condiciones de formación de esta roca terciaria son del mayor interés geológico. Su origen debería ser objeto de un estudio especial. A falta de esto, por ahora, bastará saber que, en principio, le son aplicables las explicaciones que se poseen de otras formaciones de rocas de esta naturaleza.

Las aguas dulces pueden contener sílice disuelta en cantidades apreciables y pueden dar lugar a sedimentaciones de naturaleza silícea, en formaciones de origen lacustre. El fenómeno se ha repetido a través de las edades geológicas, en particular en facies continentales de la era terciaria.

Las concentraciones de sílex nacen en el curso de la sedimentación en el interior de depósitos cerrados, debido a precipitaciones y concentraciones de la sílice coloidal contenida en el medio.

La sílice, disuelta o en suspensión, procede principalmente de los silicatos de los granitos y de los neis y, de manera especial, de las filitas arcillosas. Del cuarzo no procede nunca por tratarse de un mineral insoluble e inalterable en condiciones corrientes.

Las concentraciones del silicio se pueden producir por coagulaciones y por precipitaciones que, a veces, se aceleran por la presencia de ciertas sales y ciertos ácidos. También pueden provocarse por la presencia de elementos clásticos de la misma naturaleza química, como sucede en el caso del Louro, donde la sílice al circular entre guijarros y granos silíceos y aumentar su concentración pasa a ser un cemento de gran uniformidad y de excepcional



consistencia. Este es el origen de la pudinga silícea cementada por silicio y sílex que aparece en Gándaras y Orbenlle.

Todos estos fenómenos se producen bajo ciertas condiciones climáticas y de medio ambiente propios de terrenos esteparios, como explican Hoyos de Castro (10) y otros (27).

La *superficie libre superior*. La superficie libre superior del Terciario del Louro, en los puntos donde termina sin llevar por encima estratificaciones más altas, ni formaciones cuaternarias, ni arrastres directos actuales, suele ir cubierta por componentes terrosos muy finos acompañados de guijarros de cuarzo lechoso, pequeños, medio angulosos, y dispersos en número escaso. Acompañan cuarzos muy pequeños casi arenáceos que proceden directamente del desmoronamiento de los granitos transportados por mecanismo aluvial suave.

Otras veces los granos de ortosas, dispersas o en pequeñas concentraciones. Otras son fragmentos muy pequeños de pizarras micacíticas, o de areniscas de grano fino.

#### c) LOS FÓSILES.

En las formaciones sedimentarias terciarias se han encontrado restos fósiles vegetales, intercalados entre las capas de arcillas blancas, ocupando siempre un nivel bastante superior.

Los restos hallados son abundantes y se han encontrado en bastantes puntos distantes entre sí.

Se trata de tallos largos (a veces de más de un metro) y gruesos (de más de un decímetro), longitudinales, aplastados. No se han observado ramificaciones. Parecen troncos en los que faltan ambos extremos por roturas. Son fibrosos y algo laminares por estructura histológica. Los troncos son negros, carbonizados, con superficies lustrosas, verdaderos lignitos. Algunas piezas parciales pueden estar perfectamente petrificadas formando parte de aglomerados, aglomerados brechoides, en los que ha actuado de agente mineralizador la limonita y la sílice.

Todos estos restos aparecen en concentraciones bastante considerables, y por la manera de presentarse semejan fragmentos de vegetales caídos, arrastrados y amontonados por corrientes de aguas.

Las piezas obtenidas en los trabajos de cantera, rotas y abandonadas a la intemperie, no permiten un reconocimiento botánico fácil. En un estudio general de Nonn (H.) y Medus (J.) (16) dicen que en las arcillas de Budiño han reconocido restos de palmeras. El dato debe ser cierto, aunque no ratificado por nosotros con respecto a los ejemplares que poseemos.

En las explotaciones de arcillas de las inmediateces de la Granja del Louro, en Orbenlle, etc., han aparecido repetidas veces estas concentraciones

de restos lignitíferos, referibles siempre al mismo aspecto de vegetación, y situados estratigráficamente a la misma altura.

#### d) LAS LOCALIDADES.

Las formaciones de arcillas blancas, amarillentas, etc., de arenas; gravas y gravillas; de pudingas silíceas, etc., que conceptuamos de edad terciaria, asoman en las siguientes localidades del valle, visitadas por nosotros:

*Norte de Porriño* (fig. 1, núm. 1).—Se encuentran en varios lugares próximos al pueblo. Se las puede identificar en el punto llamado Las Angustias, en donde la superficie superior libre está a los 40-60 metros.

*San Andrés* (fig. 1, núm. 2).—Sector de Pontella, al SSW. de Porriño, ladera derecha del Louro. Se presenta en una extensión superficial considerable donde existen varias calicatas y pozos que permiten reconocer la naturaleza de las arcillas. También existen varios frentes de explotación que dejan al descubierto los espesores de los estratos, formando taludes superiores a los cuatro metros.

Las arcillas se hallan a ras del suelo, y la superficie superior más baja está a 20 metros sobre el nivel del mar.

En un frente de arranque anotamos la siguiente disposición, considerada de abajo arriba:

4. Tierras oscuras y cantos rodados..... 0,70 metros

Son superficie libre del suelo a 20 metros sobre el nivel del mar.

3. Arcillas rosadas bastas ..... 0,40 metros

2. Gravillas en estratificación cruzada ..... 1,90 "

1. Arcillas blancas, puras, fina + de..... 4,00 "

Las arcillas 1 son el zócalo de la formación terciaria, y los materiales 2, 3 y 4 son cuaternarios y, en parte, terraza del Louro.

En *Atios*, por frente a San Andrés y Pontella, poco antes del empalme de la carretera a Salvatierra, existen formaciones de arcillas blancas y amarillentas de los que llenan todo el valle del Louro y que, hacia el sur, ya no cejan hasta enlazar con todo el sector de Gándaras. El nivel medio de la superficie está a 40 metros.

*Granja Gándaras de Budiño* (fig. 1, núm. 3).—Enlazando con el sector de Atios, avanzando hacia el sur, al comenzar las Gándaras de Budiño, existe un testigo visible de las arcillas terciarias del Louro. Este testigo, de materiales finos, blancos, rosados y amarillentos, lleva por encima una cubierta tenue de componentes cuaternarios, negros, terrosos, con algunos cantos pequeños, poco rodados y poco numerosos.

Estas capas de arcillas terciarias se extienden hacia el este apoyándose en un firme de naturaleza granítica, ladera izquierda del valle (fig. 2).

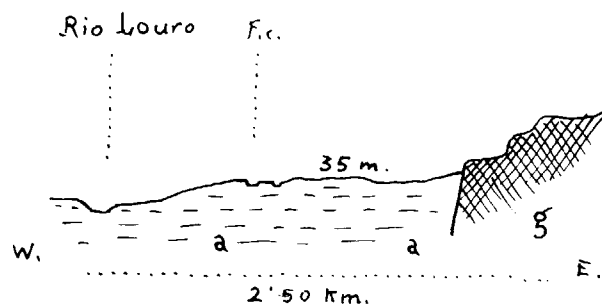


Fig. 2.—Valle del Louro, poco antes de las Gándaras. Morfología de las arcillas terciarias *a*, y contacto por falla con los granitos *g*.

La superficie superior de estas arcillas está a 35-40 metros sobre el nivel del mar.

Al llegar a Granja Gándaras este terciario se formaliza considerablemente en espesor y en extensión superficial, en capas potentes superpuestas, blancas, azuladas, etc.

Aquí persiste el suelo de tierras negras en lechos delgados.

Todo este sector, morfológicamente considerado, no es terraza fluvial, es una superficie de arroyamiento general.

Por la parte sur de la granja existen varios frentes de explotación de arcillas, hoy casi abandonados, que constituyen una buena referencia para apreciar el desarrollo considerable de estas formaciones terciarias.

El lugar es importante porque aquí aparecen concentraciones de vegetales lignificados.

*Orbenlle* (fig. 1, núm. 4, y fig. 3).—El paraje y cerro llamado Orbenlle es un lugar muy adecuado para estudiar las características del Terciario del

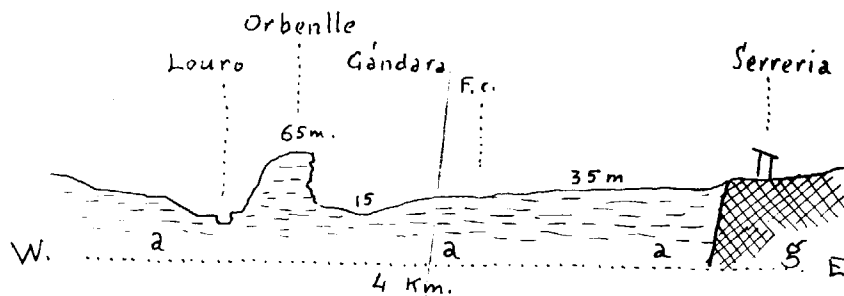


Fig. 3.—Valle del Louro. Corte por Orbenlle. Morfología de las arcillas *a*. Cerro testigo de Orbenlle, con cota de 65 metros.

Louro. Está situado en medio del valle y a mitad de la distancia que existe entre Porriño y Tuy. Se trata de un testigo residual en forma de montículo, alargado de N. a S., que se levanta unos 40 metros sobre el nivel del río y a más de 60 metros del nivel del mar.

Es una formación geológica de estratos horizontales cuya estructura puede verse perfectamente en un frente de cantera de explotación abierta por la ladera de levante. En la parte más baja tiene capas de arcillas blancas, puras, muy finas y esmécticas. Por encima lechos de arcillas de calidad algo diferente y de tonalidades variadas, a veces, con intercalaciones estratiformes de arenas blancas y grano grueso. En la parte alta rematan en un suelo de tierras oscuras con algunos cantos sueltos poco rodados, lecho igual al señalado en otros puntos. Esta parte superficial más alta no es rasante de terraza fluvial.

La disposición general de los estratos presenta algunos cambios importantes a medida que avanza el frente de arranque de la cantera. Un ejemplo algo detallado de la sucesión de estratos es el de la figura 4.

La cumbre del cerro testigo llamado Orbenlle, más o menos aplanada, no es una rasante fluvial, es decir de terraza, es una superficie de tipo aluvial conteniendo algunos cantos cuarcíticos dispersos al azar. Tiene una altura media comprendida entre los 55 y los 60 metros, cambiante en ondulaciones suaves.

Recorrida por nosotros de extremo a extremo, N. a S., se pasa por un punto que presenta una pequeña elevación, algo aguda, que está a 72-75 metros. Esta elevación parece el resto, más o menos intacto, de lo que fue la parte alta del espesor total logrado por las arcillas durante el Terciario, nivel de toda la cuenca.

Pero, por otra parte, su disposición aguda y totalmente aislada hacen sospechar que pudiera tratarse de un montículo de origen artificial, labrado por las manos del hombre, de las mismas características que tienen ciertas construcciones arqueológicas del tipo de los túmulos recubiertos por tierras (1).

*Cerquido* (fig. 1, núm. 6).—Es una localidad en explotación modesta. Tiene un frente de arranque ancho y poco profundo. Las arcillas son blancas, puras, estratificadas en sedimentaciones horizontales normales. Son de las mismas características de las arcillas reseñadas en los yacimientos de Gándaras y en Orbenlle.

*Volta de la Moura* (fig. 1, núm. 5).—Es una localidad excelente para estudiar el Terciario del valle del Louro. Responde a una gran explotación in-

(1) Esta cuestión podría ponerse fácilmente en claro con una simple excavación preliminar de unos cuantos metros.

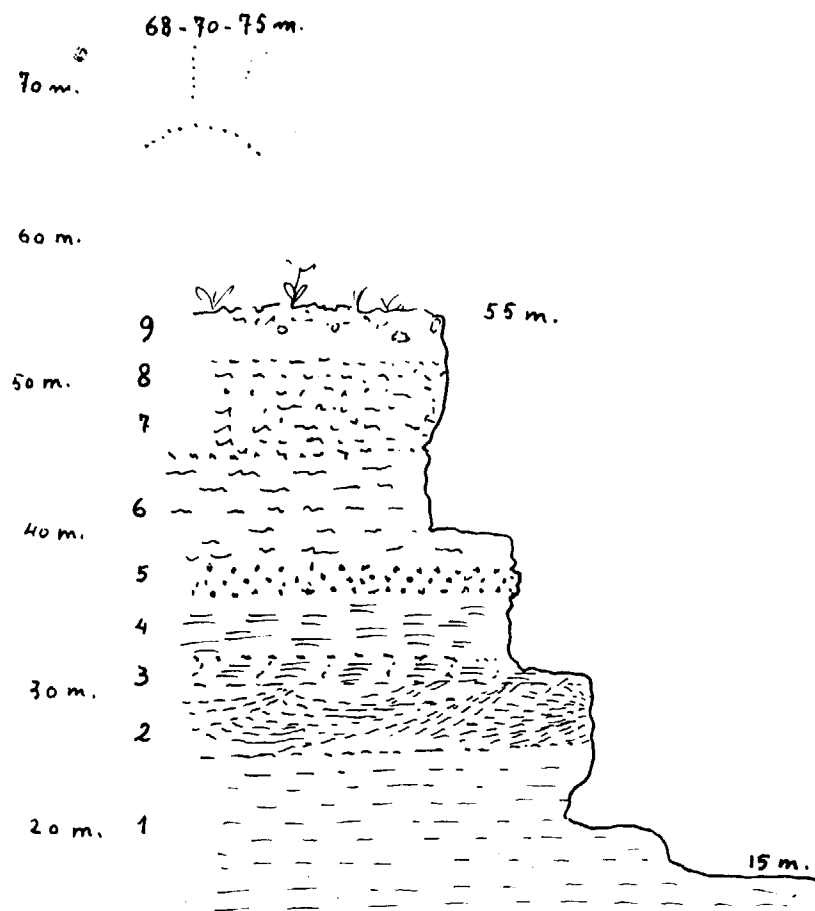


Fig. 4.—Corte geológico de las arcillas terciarias en un frente de explotación de la mina de Orbenlle. La disposición representada en el gráfico ofrece algunos cambios a medida que se avanza en el frente de explotación.

- 9.—Capa superior heterogénea. En la parte alta es un manto de tierras negras o limonítico-amarillentas, limosas, con restos vegetales recientes, conteniendo algunos cantos. En esta formación se aprecian testigos de cauces que han sido rellenados por arcillas, arenas, cantos rodados, etc. En corte en sección, estos sedimentos tienen estratificación cruzada, delatando un dinamismo torrencial cambiante. La superficie es granulosa, de gravilla fina, que recuerda las rasantes de las rañas extremeñas. Esta rasante superior no presenta señales de terraza. Su altura media es de 55-60 metros; en puntos excepcionales alcanza los 72-75 metros.
- 8.—Capas irregulares de arcillas blancas, granulosas, de 4 metros de espesor. A veces estratificación cruzada.
- 7.—Lechos irregulares de arcillas, gravas pequeñas, etc., todos de color rojizo; 2,5 m. Su límite superior a veces está a 50 metros.
- 6.—Arcillas blancas, amarillas, etc. En estratos compactos, horizontales.

- 5.—Estrato de pudinga silícea, de componentes rodados blancos, rojizos, marrón, etc., y aglutinante silíceo; coloración variable. Puede faltar; se halla aproximadamente a los 40 metros.
- 4.—Capas de arcillas blancas, de tonos mate, con intercalaciones de arcillas amarillas y capas de arenas finas; 4 metros.
- 3.—Mantos algo irregulares de arcillas muy blancas, alteradas por manchas sonrosadas; 2,5 metros.
- 2.—Capas de arcillas blancas y de arenas blancas en estratificación cruzada; 5 metros.
- 1.—Arcillas blancas, grises, etc. En lecho estratigráfico muy potente en profundidad. La rasante inferior de explotación está entre los 15 y 20 metros. El cambio superior está en los 25 metros. Potencia visible, más de 7 metros.

dustrial que ha puesto al descubierto una gran extensión de terreno que ha profundizando considerablemente dejando el recinto de una gran cavidad limitada por cortes altos y verticales.

El contenido es de arcillas blancas, amarillas, rosadas y de excelente calidad y mucha potencia. Las capas de estratificación suelen tener algunas variantes debido a causas diferentes. Pueden llevar intercalaciones accidentales de lechos de arena y cantos rodados de cuarzos blancos esporádicamente distribuidos.

En los estratos superiores de las arcillas se observan casos de haber sido afectados por corrientes fluviales de otros tiempos que dieron lugar a cauces circunstanciales cuyas concavidades, más tarde, fueron rellenadas por cantos y gravas de diferentes tamaños que cegaron aquellos lechos y los fosilizaron.

Por encima de las arcillas y de estos rellenos sigue una formación posterior muy importante, en algunos puntos de gran espesor, formada por un conglomerado cementado de edad cuaternaria.

*Final del valle del Louro* (fig. 1, núm. 7).—Las formaciones terciarias llegan hasta el río Miño. Por la izquierda la última representación es un montículo testigo como Orbenlle, alargado también de N. a S., que en su parte más meridional conserva una cota de 70 metros, que no tiene carácter de terraza fluvial.

El Louro llega hasta el seno topográfico de lo que fue meandro del río Miño (hoy meandro abandonado), donde tiene una terraza fluvial izquierda con plataforma de cantos rodados cuaternarios, montado sobre una base de arcillas terciarias.

En el encuentro del Louro con el Miño sólo se aprecian dos terrazas: la de inundación y la terraza inmediatamente más alta, la terraza inferior.

*Recapitulación.*—Los datos obtenidos de los terrenos terciarios se pueden relacionar a lo largo del valle del Louro. Enfiladas las alturas tal como se representa en el esquema (fig. 5) resultan las siguientes apreciaciones:

En primer lugar se observa que existe una rasante general, terciaria, alta, que está como término medio en los 60-70 metros, y que desde Porriño pasa



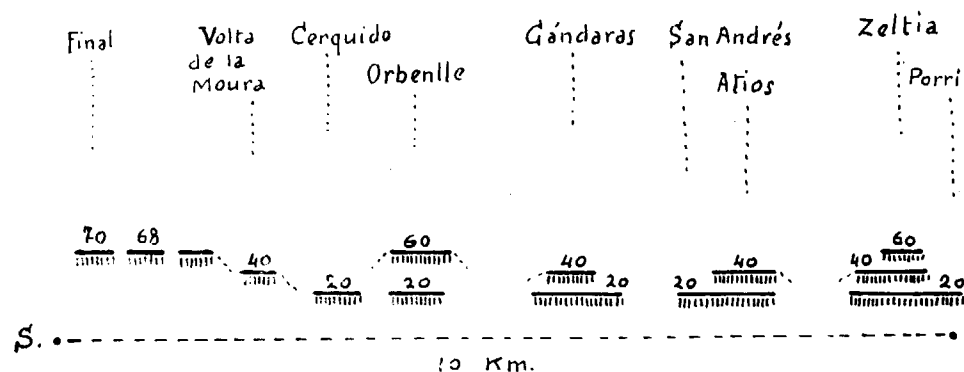


Fig. 5.—Relieve longitudinal del valle del Louro, con sus tres niveles representativos: inferior, 20 m.; intermedio, 40 m., y superior, 60-70 m. Las rasantes de 60-70 m. son testigos residuales de erosión; la rasante de los 40 m. puede ser testigo de erosión o superficie de terraza fluvial.

por Orbenlle y termina en los cerros alargados del tramo final, antes del puente sobre el Louro. Esta rasante está fuertemente rebajada en el sector central del valle, desarticulando su continuidad (fig. 5, rasante, 60 metros).

En segundo lugar existe una rasante media que se halla a los 40 metros, quedando como testigos parciales de un plano ideal las superficies aplanadas de Atios, Granja Gándara, Volta de la Moura (fig. 5, rasante 40 metros).

En tercer lugar se observa que existe una rasante terciaria baja, que se mantiene en los 20 metros y ocupa la porción central del valle desde poco después de Porriño, San Andrés, Gándaras, suelo de Orbenlle, Cerquido, etc., hasta finales antes del Miño (fig. 5, rasante 20 metros).

El esquema, completado por la inspección del mapa topográfico, nos advierte de que el Terciario ha sido una formación sedimentaria general que ha colmado el fondo del valle en manto espeso, rematado por un nivel superior a más de 60 metros. Y evidencia también que gran parte de la porción central del valle ha sido rebajada hasta los 20 metros por intervención principal del río Beceira y de otros factores (fig. 1).

#### e) LAS CARACTERÍSTICAS DEL TERCIARIO.

El Terciario que se ha descrito es una formación exógena de relleno; es el producto de una etapa, primera, de erosión general, predominantemente química, lenta, cuyos productos, seguidamente, han sido gradualmente transportados y depositados en la gran concavidad de inundación. Los materiales se han originado y sedimentado durante el Terciario superior y están descansando sobre un firme de rocas graníticas y esquistas.

Por la parte superior es una formación sedimentaria que se halla decapitada, rebajada, con desaparición de las partes más altas. Ocupa toda la cu-

beta del Louro y en tiempo, como se ha dicho, debió formar un manto de sedimentación amplio que permaneció más o menos intacto hasta el Plioceno y principios del Pleistoceno.

Estas formaciones, desde el punto de vista morfológico, actualmente se encuentran partidas por el sector central en sentido E. a W. y dan lugar a una zona baja que está a 20 metros. Así la parte norte correspondiente a Gándaras queda cortada y sin continuación con la parte sur de La Moura. Por este corte amplio y rebajado pasa el río Beceira, más arriba llamado Pozo de Regadeiro, procedente de la base del Faro de Budiño (figs. 1 y 16). Esta escotadura central, baja, ha sido producida por los drenajes del Beceira al buscar al Louro por su ladera izquierda, y han contribuido también a originar esta zona baja general, los ríos Centeanes, Laxas y otros que afluyen al Louro por la derecha.

El drenaje que ha experimentado esta parte central del valle ha sido muy grande, porque en general se le puede asignar un rebaje superior a los 40 metros, diferencia entre la superficie originaria y el nivel actual de fondo.

A esta acción erosiva intensa se deben en gran parte las características que ofrecen las tierras bajas, encharcadas, conocidas con la denominación de "gándaras".

Al descenso del fondo del nivel del valle se ha unido la abundancia de aguas subálveas, correspondiente a una cuenca de muy poca inclinación, que coincide además con un subsuelo granítico y néisico que impide las filtraciones a profundidad.

De aquí que las aguas empapan los suelos y que, en invierno en particular, den origen a lagunas de inundaciones de bastante extensión superficial y más o menos duraderas, según la naturaleza de los estíos.

#### f) LA EDAD.

La determinación de la edad de las arcillas no puede hacerse de una manera directa porque se carece de fósiles adecuados a este fin. Los restos vegetales que aparecen con frecuencia no han sido estudiados por nosotros y, por tanto, no podemos tomarlo como base de argumentación propia. Otros autores los han utilizado.

La edad terciaria que les asignamos las deducimos de varias consideraciones de tipo general.

En primer lugar, por los aspectos petrográficos indicadores de una naturaleza relativamente moderna, de componentes poco coherentes, cementaciones endebles y colores claros (blancos, blanco-azulado, amarillento, sonrosados, etc.).

En segundo lugar por la horizontalidad de las capas de arcillas, conservando su posición de origen, no afectadas por la orogenia pirenaico-alpina.

Después, por su colocación estratigráfica siempre situada inmediatamente por debajo del Cuaternario y perfectamente concordantes con éste.

Finalmente, quizá también por la existencia de las capas irregulares, oscilantes, cambiante en altura de estratificación del estrato general de pudinga silícea anteriormente nombrado.

Sobre este último dato interesa detenerse brevemente.

En la Meseta el Mioceno suele estar coronado por bancos de calizas pontienses y por bancos de pedernales o costras silíceas irregulares (el Plioceno parece que no existe). En ambos casos ambas formaciones, estratigráfica y petrográficamente, están en íntima relación con factores climáticos y ambientales diferentes de los que les precedieron.

De la misma manera la presencia de las pudingas silíceas del Louro parecen ser coincidentes, o casi coincidentes, con los finales de la formación de las arcillas, muy diferentes a ellas y motivadas indudablemente por cambios ambientales grandes. Las pudingas, de granos pequeños y de pastas silíceas, son formaciones de tipo lacustre, nacidas en condiciones especiales según quedó explicado anteriormente.

Así, se puede pensar en una posible contemporaneidad de hechos y, al tiempo que en la Meseta se originaron las calizas del Pontiense y más en especial los lechos y bancos de pedernales, en el Louro, por razones ambientales aproximadamente similares, se originaron, por su parte, las pudingas silíceas, también relacionadas con el terciario medio final.

Volviendo a las arcillas y pasando a recordar lo que dicen otros autores sobre estos terrenos, Parga Pondal, en un trabajo sobre rocas y minerales gallegos (20), señala que el Terciario de Galicia es de arcilla, lignitos, margas y arenas y (aunque sin argumentar de manera especial) señala que las formaciones arcillosas de Las Gándaras de Budiño, entre Porriño y Tuy, son de edad terciaria (pág. 2).

Otros, Nonn (H.) y Hedus (Y.), estudiando la cuenca de Puentes de García Rodríguez (16), lejos del Louro, dicen de pasada, en su trabajo (página 88) que "las investigaciones sobre el terreno realizadas por uno de nosotros (H. N.) nos han permitido conocer, en algunas explotaciones de arcillas para la industria cerámica (especialmente en Budiño, en las cercanías de Tuy), lignitos terciarios con restos de palmeras". Y en otro momento afirman que el yacimiento de Puentes de García Rodríguez, de "lignitos y de arcillas, son de edad Tortoniense y Tortonio-Pontiense", es decir, del Mioceno.

En otro terciario peninsular, en la Meseta y en el Ebro, se tiene, dentro de características muy amplias, las siguientes relaciones petrográficas referidas a los niveles estratigráficos:

3. En *alto* calizas lacustres y de los páramos ... Pontiense.
2. En *medio* arcillas y yesos ... Sarmatiense.
1. En *base* arenas y arcillas ... Tortoniense.

En las formaciones del Louro no hay ni yesos ni calizas, pero son coincidentes las arcillas y las arenas, sin olvidar la pudinga silícea de los niveles altos de los estratos.

En resumen: por todas las consideraciones apuntadas nos inclinamos a considerar que los estratos arcillosos y arenáceos de la cuenca del Louro son del Terciario superior, del Neógeno, más exactamente del Mioceno superior.

### 3. El Cuaternario.

#### a) LOS CARACTERES GENERALES

El Cuaternario del valle del Louro se halla formando parte del suelo actual, constituido, principalmente, por limos, tierras heterogéneas, gravas y depósitos de cantos rodados. Suele hallarse en capas sencillas, de poco espesor, procedente de arrastres superficiales y de alteraciones de las mismas rocas que le sirven de base. Recubren los estratos terciarios o descansan sobre granitos y neis. Se presenta en graveras, en lechos ordenados horizontalmente o en acúmulos revueltos y caóticos.

Los cantos rodados son cuarcíticos, y la mayoría proceden de la fragmentación de los filones hidrotermales, cuarzos lechosos. Otros son de tonos pardos y recuerdan las gravas que se forman con las cuarcitas silúricas. Son notables los que proceden de areniscas, de neis y de esquistos endurecidos, de formas ovoides, aplastados, que se parten fácilmente por los planos de la estructura petrográfica.

Desde el punto de vista morfológico el Cuaternario se presenta de dos maneras: en lechos de recubrimiento y en depósitos escalonados en las márgenes del río, formando las llamadas terrazas fluviales, de las que nos ocupamos a continuación.

#### b) LAS TERRAZAS.

Las terrazas del río Louro son poco importantes. Se presentan según dos y tres alturas bien definidas. Una es terraza de inundación, está a 2-3 metros; otra es terraza *baja*, está a 10 metros; otra es terraza *media*, y está a 20-30 metros sobre el cauce. Esta tercera muchas veces suele existir como superficie alta, más o menos distante del lecho del río, y dotada de un carácter más bien morfológico que directamente fluvial. Las superficies en Terciario a 40 metros, y las situadas a 60-65 metros suelen ser testigos de erosión y no siempre niveles de terrazas cuaternarias. (Cuadro I.)

COTAS TOPOGRAFICAS	TERRAZAS FLUVIALES Y RASANTES
1.—20 m. ... ..	Lecho del Louro.
2.—22 m. ... ..	Terraza de inundación de... .. 2 m.
3.—30 m. ... ..	Terraza baja de... .. 10 m.
4.—40 m. ... ..	Terraza media o rasante a... .. 20 m.
5.—60 m. ... ..	Terraza alta o rasante a ... .. 40 m.

Cuadro I.—Río Louro. Alturas topográficas. 1, Altura media del lecho del río. 2, 3, 4—Alturas relativas de la superficie de las terrazas. 5, Alturas de rasantes de erosión que no son terrazas o pueden coincidir con ellas.

En el recorrido del Louro que va desde Porriño hasta Tuy, las terrazas se han formado en casi todos los casos de la misma manera. Primeramente, el río ha excavado las arcillas del Terciario, y después, sobre estos lechos, ha dejado depositadas las gravas y tierras de la masa fluvial de terraza.

Los cortes geológicos que tomamos como ejemplos demostrativos son los siguientes:

*Pontelas* (fig. 6).—En el camino de Val de Pontelas hacia San Andrés se identifican tres niveles de terrazas: el inferior de inundación, 1-2 metros;

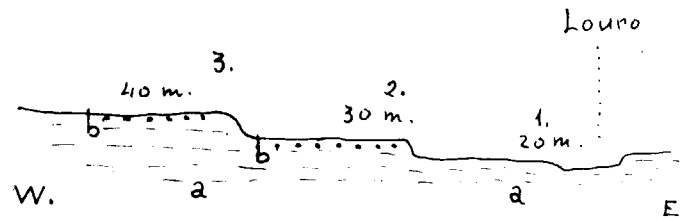


Fig. 6.—Terrazas cuaternarias esculpidas en las arcillas terciarias en el camino de Val de Pontellas hacia San Andrés.

- a.—Arcillas blancas y amarillas terciarias.  
 b.—Cantos rodados y capas de poco espesor cuaternarios.  
 1.—Terrazas de inundación, de unos 2 metros.  
 2.—Terraza baja, de unos 10 metros.  
 3.—Terraza media, de unos 20 metros.

la terraza baja, a 10 metros, y la terraza media, a 20 metros. Están esculpidas sobre arcillas blancas, en peldaños muy amplios y superficies que coronan capas de canto de poco espesor.

*Granja Gándaras* (fig. 7).—En un corte este a oeste, desde Granja Gándaras hasta el río, se identifican con claridad dos terrazas: la inferior de inundación, a 2 metros sobre el cauce; y la terraza baja, a 10 metros. Esta segunda, muy clara en la ladera derecha del cauce, es imprecisa en la ladera

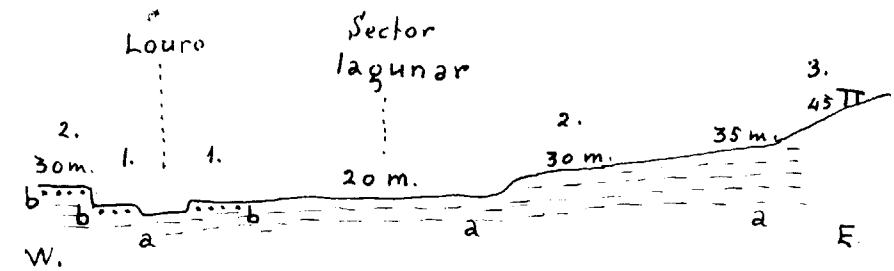


Fig. 7.—Terrazas cuaternarias y rasantes sobre el terreno terciario, sector de Granja Gándaras de Budiño.

- a.—Arcillas blancas terciarias.  
 b.—Terrazas cuaternarias con recubrimientos de cantos rodados.  
 1.—Terrazas de inundación 2-3 metros, patentes en las dos laderas del río; la izquierda, muy dilatada hacia el E.  
 2.—Terraza baja, 10 metros; a la derecha, bien conformada; a la izquierda, con perfil remontante sobre arcillas blancas terciarias que queda desprovisto de recubrimiento cuaternario.  
 3.—Rasante a 45 metros en superficie morfológica labrada sobre arcillas terciarias y de nivel equiparable a la terraza tercera.  
 Las terrazas 1 y 2, de esta localidad, en invierno se inundan y quedan debajo de las aguas. En estío, las tierras rezuman aguas subálveas: "gándaras".

izquierda, donde el nivel de superficie es ascendente y enlaza suavemente con la cota a 45 metros o más. Las terrazas 1 y 2 en invierno se inundan y quedan debajo de aguas encharcadas ("gándaras").

*Cerquido-Ribera del Louro* (fig. 8).—Entrando por el camino de Cerquido, ribera del Louro, en dirección hacia La Magdalena, y cruzando el cauce del Louro, se puede identificar un escalonamiento de cuatro peldaños situados a 2, 10, 15 y 20 metros. Son niveles de terrazas, el peldaño de inundación, a 2 m., y los de 10 y 15 metros. El más alto, con cota a 20 metros en la ladera izquierda, está desarticulado de las verdaderas terrazas, en tanto que el de la derecha, perfectamente enlazado a las terrazas, no ha podido ser medido ni identificado como terraza.

*Volta de la Moura* (fig. 9).—El perfil de terrazas de esta localidad está referido al río Beceira, en el que se reconocen dos niveles solamente: uno, de 2-3 m. sobre el cauce del río, que corresponde a la rasante de inundación, aquí labrada sobre arcillas terciarias, y otro, importante, que está a 20 metros del cauce, formada por un espeso manto de conglomerados que corresponde a la terraza alta. El conglomerado es de cantos rodados, de tamaños variables, muy apretados. Están en lechos horizontales, superpuestos, con ciertas diferenciaciones en sus tonalidades conjuntas indicando los cambios



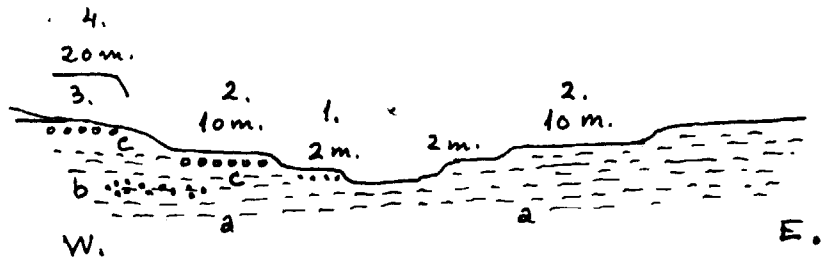


Fig. 8.—Terrazas cuaternarias camino de Cerquido Riba de Louro, en dirección a Magdalena.

- a.—Arcillas blancas terciarias.  
 b.—Gravillas terciarias intercaladas entre las arcillas de la misma edad.  
 c.—Gravas de terrazas, acompañadas de cantos poco rodados de cuarzos con aristas rebajadas y de cantos de granitos redondeados.
- 1.—Terraza de inundación, 2 metros.  
 2.—Terraza baja, 10 metros; con superficie de cantos rodados.  
 3.—Terraza intermedia?, a 15 metros?  
 4.—Rasante de erosión sobre arcillas terciarias, a 2 metros de cota, alejada y desarticulada de las terrazas.

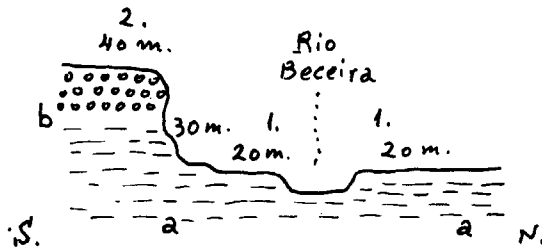


Fig. 9.—Terraza fluvial y rasantes de terraza en la Volta de la Moura.

- a.—Arcillas blancas terciarias.  
 b.—Cantos rodados y gravas cuaternarias.
- 1.—Terrazas esculpidas por erosión en arcillas blancas y terciarias.  
 2.—Terraza media, a 20 metros del cauce (40 m. de cota), formada por un espeso depósito de cantos rodados.

ocurridos durante los episodios de formación. En total presenta un espesor de unos 10 metros, descansando sobre una base de arcillas amarillas terciarias.

Este gran depósito de cantos rodados ha sido originado por el transporte directo del río Beceira y el afluente importante que se le une por la izquierda antes de la llegada del primero al lecho del Louro.

Las terrazas al final del Louro (fig. 10).—El río Louro, poco antes de su final y a su llegada al Miño, tiene algunos detalles de terrazas.

Al aproximarse al puente sobre la carretera general, a la derecha, su lecho se apoya sobre la estribación del talud de la ladera oeste del valle. Los

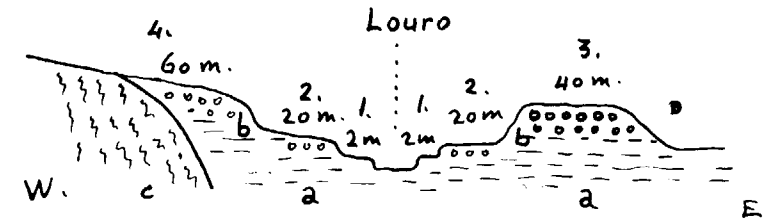


Fig. 10.—Corte del Louro, en las proximidades del puente.

- a.—Arcillas blancas y amarillas terciarias.  
 b.—Cantos rodados y pudingas, cuaternarios.  
 c.—Micacitas y neis de la ladera derecha.
- 1.—Terraza de inundación, 2 metros.  
 2.—Terraza baja, 10 metros.  
 3.—Terraza alta, 20-30 metros sobre el cauce.  
 4.—Acarreos fluviales que enrasan con superficie de erosión en granitos y neis.

terrenos dejan de ser arcillas terciarias y asoman neis y granitos, que en algunos puntos vuelven a desaparecer por debajo de las formaciones cuaternarias. En este sector los granitos, neis y micacitas del zócalo enrasan con las formaciones de acarreo cuaternarias, en superficie que está a los 60 metros (figura 10).

Algo más adelante, en el punto donde un cauce de arroyo desemboca en el Louro por la derecha, entre ambos ríos, queda una divisoria de terrenos con base de arcillas y parte superior de cantos rodados, cuya rasante está a 40 metros, es decir, a 20 metros del perfil del Louro, lo que indica nivel de la terraza fluvial alta.

El Louro prosigue atravesando terrenos arcillosos terciarios hasta la llegada a la curva de meandro abandonado que el Miño dejó en este lugar (figura 12).

Guillarey (figs. 11 y 12).—En el sector de Guillarey existen rasantes escalonadas referidas al río Miño, que guardan relación con las terrazas del río Louro. Para aquel río son patentes las terrazas situadas a los 5-10 metros y la de los 20-25 metros, pero no tanto la situada a 35-40 metros y menos la rasante situada a los 100 metros.

La de 5-10 metros es terraza de inundación de gran superficie en todo el seno de lo que fue meandro antiguo abandonado. La altura de los 20-25 metros es también terraza fluvial típica de conglomerado superior de bas-

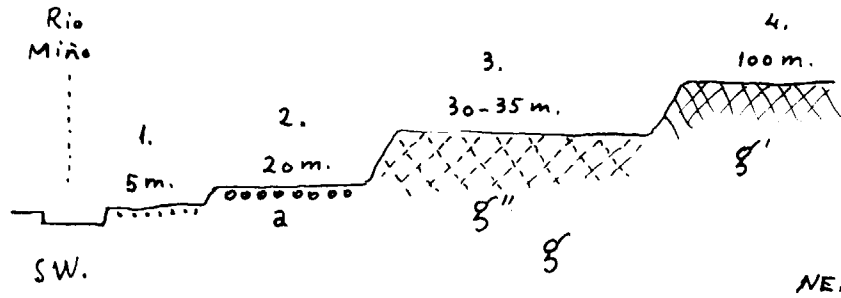


Fig. 11.—Terrazas y rasantes en Guillarey-San Mamed; corte muy esquematizado.

- g. —Zócalo general granítico.
- g'. —Granito fresco en superficie horizontal arrasada.
- g''. —Granito alterado en superficie horizontal arrasada y conteniendo algunos acarreos
- 1.—Terraza de inundación, 5 metros.
- 2.—Terraza fluvial baja, 15-20 metros.
- 3.—Rasante sobre granito alterado, a nivel de terraza media.
- 4.—Rasante sobre granito fresco, situada a 100 metros de cota, de origen anterior a las terrazas fluviales.

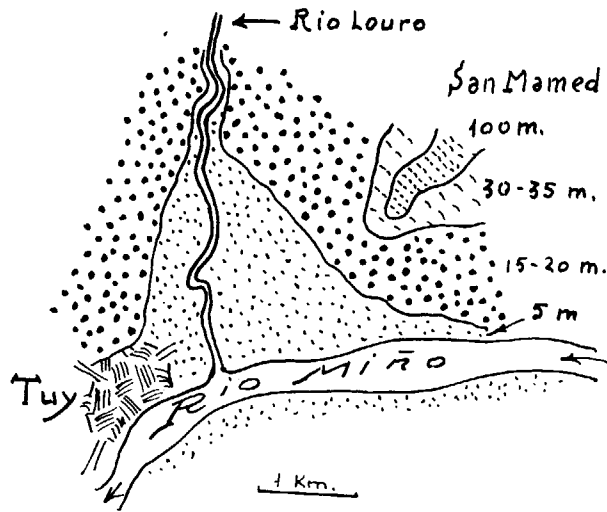


Fig. 12.—Planimetría del perfil de la figura anterior, correspondiente a Guillarey San Mamed.

5 m. Terraza de inundación.—15-20 m. Terraza baja.—30-55 m. Terraza media.—100 m. Superficie de rasante erosiva.

tante espesor; sirve de paso a la vía férrea. La rasante de los 35-40 metros de basamento granítico alterado muy descompuesto, con algunos rellenos superficiales; en su altura es coincidente con el horizonte general de la terraza media del Miño. Finalmente, la rasante a 100 metros, o poco más, particularmente en San Mamed, de naturaleza granítica firme, por su altura y por sus características es anterior e independiente de las terrazas.

Las terrazas de la desembocadura del Louro se relacionan íntimamente con las terrazas del Miño (fig. 12). Las de inundación, la terraza baja y la media, se enlazan en una continuidad insensible; las terrazas altas quedan con relaciones menos precisas. Las alturas relativas en uno y otro río dependen, naturalmente, de las importancias respectivas de sus cauces y sus caudales.

c) RESUMEN SOBRE LAS TERRAZAS.

Para poder llegar a conclusiones rigurosas en el problema de la cronología de las terrazas del Louro habría que partir de un estudio dedicado a la cuestión y contar con datos abundantes sobre las mismas, trabajo que nosotros no hemos realizado. Por eso lo que se dice a continuación es un simple tanteo que se basa en las breves observaciones de campo tomadas directamente en nuestras excursiones y en la coordinación que resulta de comparar con algunos datos referidos al Miño, tomados de otros autores.

Relacionando las terrazas de uno y otro río se observan las siguientes concordancias en enlace natural morfológico y cronológico:

	Río Louro Sos	Río Miño Teixeira	
<i>Terrazas:</i>			<i>Edad:</i>
De inundación...	2-3 m.	5 m.	Intergl. Riss-Wür.
Baja ...	10 m.	15-20 m.	Interg. Mind.-Riss.
Media ...	20-30 m.	35-40 m.	Interg. Günz.
Rasante alta...	40 m.	45-50 m.	Postglaciar Flandriense.

Cuadro II.—Concordancia de las terrazas del Louro y el Miño

Los niveles relativos de las terrazas de ambos ríos se hallan en una correlación perfecta. Coinciden la de inundación, la baja y la media. La terraza alta no puede generalizarse para el Louro, la rasante de los 60 metros con talud de 40 metros reconocida en el valle, en varios testigos terciarios, no es equiparable a nivel de terraza alta por tratarse de cotas de superficies situadas a 60-65 metros en cerros testigos terciarios sin señales superiores de sedimentaciones cuaternarias.

El valle del Louro debió permanecer cerrado, probablemente, durante

todo el Mioceno superior y el Plioceno, y empezaría a tener salida al exterior, concretamente al río Miño, a partir del Cuaternario antiguo en el Günzciense. En este periodo debió dar comienzo el rebaje general de la superficie del Terciario; y no existiendo todavía un cauce definido para el Louro, no se pudo perfilar el escalón correspondiente a la terraza alta, colgada después a 40-50 metros sobre el lecho.

Las aguas del valle del Louro no comenzaron a salir al Miño, de manera fluvial, hasta que el nivel de base de este Miño no descendió, dejando en alto su terraza de 45-50 metros, fenómeno que está relacionado con otras causas geológicas generales.

El drenaje prosiguió y en el Mindeliense-Rissiense, rebajado el Terciario hasta las cotas 20-30 metros, se formó la terraza media, de posible identificación en el Louro y enlazable con la terraza media del Miño de los 35-40 metros.

Por las mismas razones se llegó hasta las otras dos terrazas, la baja y la de inundación, la primera a 10 m. en el Louro y 15-20 en el Miño; y la segunda a 2-3 m. en el Louro y 5 m. en el Miño.

Finalmente, como característica peculiar del Louro conviene repetir que, en este valle, las terrazas, en casi todos los casos se han formado penetrando cada vez más, excavando sucesivamente los terrenos arcillosos terciarios y sincrónicamente dejando los materiales de acarreo sobre los lechos esculpidos en las arcillas.

### III. LA TECTONICA GENERAL

#### a) ALUSIÓN A LA ESTRUCTURA ANTIGUA.

Debemos recordar que la tectónica del valle de Louro y de sus inmediaciones ha sido tratada por los autores de la Hoja geológica de Tuy, invocada al principio de este trabajo (11) a cuyo estudio remitimos al lector para no incurrir en repeticiones innecesarias.

Desde el punto de vista estructural, Galicia es un país que está considerado por todos los geólogos como un viejo macizo emergido, surcado de fracturas, partido en varios bloques contiguos, intensamente erosionados y modelados. A la manera de ver de Cailleux y Tricort (1) podríamos decir que se trata de un *antecliso*, de un macizo antiguo plegado en profundidad y levantado respecto de los territorios vecinos.

Parga Pondal, Torre Enciso, etc., así lo consideran y así lo han expuesto en sus trabajos (18, 25). Cualquier observador puede comprobar la exactitud de dichas interpretaciones.

Del Louro el sector de mayor interés estructural es el que corresponde a la Sierra del Galiñeiro, sus basamentos y sus prolongaciones a N. y S.; es el gran paredón de la ladera oeste del río. Su mole tiene el núcleo central de granito y encima, concordantes con él, los neis y las micacitas. Esto da lugar a una trabazón petrográfica compleja, relacionada directamente con el geosinclinal antiguo aludido por aquellos autores y representado en su mapa geológico.

Los neis se hallan en la base del Gallineiro, en la cumbre y base del monte Castro, en Herbille, altos de San Colmado, Vuelta de Abelenda, etc. Desde lo alto los neis y las micacitas descienden hacia el valle por todo este gran flanco de montañas y llegan hasta las partes más bajas, hasta Pontellas y San Andrés, donde aparecen esquistos alterados. La localidad es importante porque aquí los granitos están ramificados y aprisionan a las micacitas, a los esquistos, etc.

Más al S., en Santa Columba, en el arroyo, junto a la fábrica de so-



mieres, afloran neis y micacitas perfectamente concordantes con un granito base. El neis tiene rumbo casi norte.

Los componentes micacíticos corren hacia el S. y pueden verse a lo largo del zócalo de esta ladera en su contacto con el fondo del valle; llegan hasta puntos lejanos, como sucede en el asomo de las proximidades del puente sobre el Louro cerca de Tuy.

Los neis y micacitas de este flanco han sido objeto de una erosión diferencial notable (11), dejándose sentir, de manera preferente, en los esquistos (aquí muy alterados) originando rasantes de importancia morfológica.

En la ladera izquierda del río Louro no pueden señalarse estructuras particulares. Los granitos orientados que forman las sierras del Penedo, Faro de Budiño, etc., discordantes y postectónicos, no van acompañados ni de neis, ni de micacitas, ni de ninguna clase de esquistos que puedan inducir a relaciones tectónicas.

#### b) LA FALLA PRINCIPAL.

En términos generales el valle del Louro es la consecuencia de una extensa línea de contacto de dos grupos de masas diferentes: los granitos y los neis del occidente del valle, y los granitos de la parte oriental del mismo. Pero, además, esta zona de contacto es coincidente con una zona central de fracturas y hundimientos.

Comparando las masas limitantes del valle se observa una notable diferencia de alturas medias. Para el E., la Sierra del Faro de Budiño (y sus prolongaciones a N. y a S.) está a unas alturas comprendidas en las siguientes cotas: Adresa, 352; Corucho, 450; Faro de Budiño, 396; Pinizas, 303; Faro de Piedrabujiña, 223; etc. Para el W. las cotas son: pico Galiñeiro, 699; pico inmediato a Castro, 585; sierra al oeste de Parada, 434; Casetas, 505; etc.

Entre estas dos cuerdas de montañas existe, evidentemente, una notable diferencia de alturas. La presidida por el Faro de Budiño está en más de 200 metros por debajo de la alineación que preside el Pico Galiñeiro. Semillante descompensación de masas está relacionada, directamente, con un gran accidente tectónico, con una gran fractura de plano único o múltiple que va, aproximadamente, N.-S. y coincidente con la orientación general del valle del Louro.

Las montañas de la Sierra del Galiñeiro, al W., representan un gran labio de falla situado en alto; las montañas del Faro de Budiño, al E., el labio descendido en vertical, descompensado respecto del anterior (fig. 13).

#### c) LAS FRACTURAS IMPORTANTES.

Gran parte de Galicia es un país que está cuarteado en dos grandes sistemas de fallas principales que han sido estudiadas y reseñadas por Parga y Torre (11 y 18) y otros muchos autores. Los rumbos que se han reseñado para dichas fallas son referibles, en absoluto, a los rumbos de las que existen en la comarca del Louro.

Del sistema de las longitudinales, más o menos N. a S., son importantes las que trazan la morfología de la ladera derecha del valle del Louro y forman el basamento del macizo del Galiñeiro; son las que marcan la gran falda montañosa, casi vertical, de la Vuelta de Abelenda y Herbille; la que se observa en Mosende, etc.

En Pico Castro (Pico de la Virgen de la Nieve) los neis tienen estructura perfectamente orientada y están afectados numerosos planos de fisuras, todo con rumbo N. 20°-25° E. dirección que, en parte, es la que tiene la disposición de la fractura principal de esta ladera.

Una réplica de esta fractura principal es la falla o paquete de fallas muy juntas que se descubren en los lugares donde existen rasantes a 100 metros. Abelenda; o a 60-50 metros, como en instalaciones "Zeltia", en la fábrica de somieres, etc. A estas fallas es debida la morfología del escarpe vertical que presenta la ladera derecha del Louro.

Las fallas longitudinales de la ladera izquierda también son fáciles de localizar. La sierra del Faro de Budiño, considerada a N. hasta el Penedo, y a S. hasta Pinizas, es un cordón montañoso alargado que al E. y al W. está cortado longitudinalmente por fallas rectilíneas potentes.

La primera, es la que aprovecha el río, cuya cabecera pasa por Conso y va hacia el N., aprovechada también en el primer tercio por el río Casela, con aguas hacia el sur.

La segunda, gran fractura, flanco W., es la que pasa por Cans y Abarrín, a N., y por la parte alta del río Regadeiro, con marcha a S. Esta gran falla, muy importante, desgaja del faro de Budiño toda la Sierra de Cuervos, desde Abarín hasta Mantela y Vacaria. Es la que da lugar al gran escarpe izquierdo del Louro.

Estas fallas al cortar las moles graníticas han trazado caminos fáciles para los ríos y arroyos, los que con sus erosiones han dado lugar a cauces profundos y estrechos de sección en V.

La sierra de los Cuervos está partida longitudinalmente por su ladera occidental, en plano de falla paralelo al Louro, dando cara al río y dejando, por descenso, un saliente arrasado horizontalmente que está a 60-50 metros, repitiendo el caso señalado en la fábrica "Zeltia".

Del sistema de fallas transversales más o menos E. a W. son importantes las que perturban los perfiles de las laderas que se acaban de reseñar.

Son patentes las localizaciones en Zamanes, río San Simón, Rebordanes, etc.

La ladera derecha del Louro en su parte alta forma un mirador abrupto, ya aludido. Colocados en Pico Castro, se observa que esta gran ladera está partida transversalmente por varias fracturas paralelas, que van casi NW. a SE. Por ella se producen varias piezas tectónicas que, de norte a sur, son: el saliente montañoso de Pardellos; la plataforma erosiva de San Colmado, de nivel más bajo; el saliente agudo de Castro y picos próximos; la breve depresión de Elguerras, con paso a las cabeceras de los ríos Elgueiras, Escusa y Vilar, y, finalmente, los calveros graníticos del sur, que marcan nueva elevación de cumbres (figs. 14 y 15). Se ve una alternancia de salientes y de depresiones en posición correlativa NE. a SW. producidos por acoplamientos en vertical de las masas falladas.

En la ladera izquierda también existen fracturas transversales, más o menos de poniente a levante, no siempre tan claras como en el caso anterior.

El relieve está partido al norte de Penedo, en el collado por donde pasa la carretera de Redondela. También en el propio núcleo del Penedo y proximidades meridionales, con numerosas fisuras y planos de fallas. Al sur del Faro de Budiño, con un sistema de fallas, en un lugar de relieve rebajado, en ancho espacio por donde pasa la carretera a Salvatierra. Más al S. en los núcleos de Pedra Buiña, Salcedo y Guillarey, todos ellos independientes a las fallas atravesadas (fig. 16).

#### d) RECAPITULACIÓN.

Desde el punto de vista tectónico, las relaciones geológicas que guardan los granitos, neis y esquistos en el macizo de Galiñeiro, no facilitan datos importantes para obtener una visión clara del pasado geológico de las estructuras, ni de las orogénesis que hayan podido soportar.

El granito de Budiño, totalmente desnudo, sin restos de coberteras antiguas de ninguna clase, tampoco proporciona datos para un conocimiento de la historia de la comarca.

De la tectónica lo que tiene mayor importancia reside en los dos sistemas de fracturas que se han reseñado. Por ellas se puede saber algo de los movimientos que han experimentado las masas de la cuenca; de la condición especial que le corresponde a la cubeta local, y del porqué de la morfología externa peculiar del valle. De aquí que las fallas más decisivas hayan sido las laterales, paralelas, con movilidad vertical y hundimiento en gradería (figura 13).

Las fallas transversales de la ladera derecha también son de importancia deductiva. Las que afectan al núcleo del Galiñeiro son de un gran interés teórico, porque es muy posible que estén relacionadas con el pliegue anti-

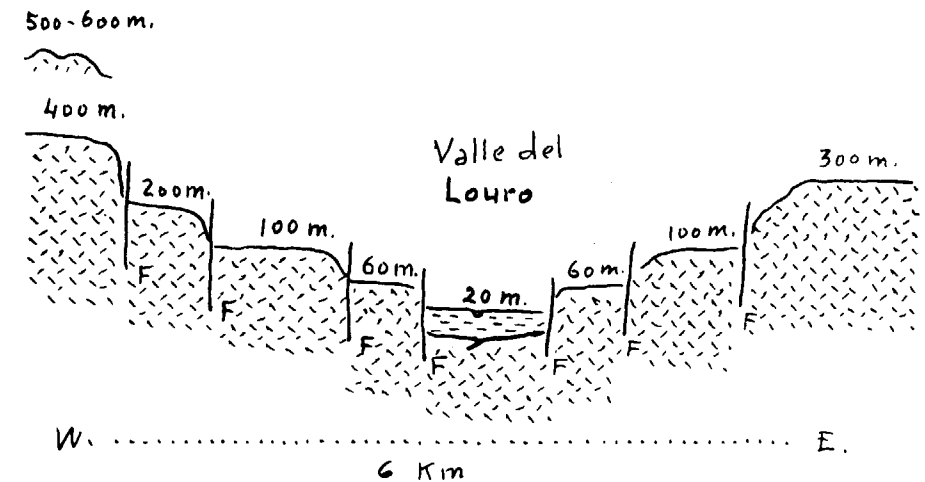


Fig. 13.—Interpretación tectónica del valle del río Louro muy esquematizada, apreciándose las laderas dispuestas en graderío debido a las fallas longitudinales norte a sur, descompensadas verticalmente y dando lugar a una zona central en cubeta de hundimiento. Alturas del dibujo, muy exageradas. Al W., Sierra del Galiñeiro; al E., Sierra Faro de Budiño.

clinal antiguo admisible para este macizo, cuyo eje general cabe suponerle normal a los planos de dichas fallas.

Como detalle último debe recordarse que entre la ladera derecha y la izquierda del río existe una descompensación tectónica que rebasa los cien metros, muy decisiva en la morfología general del valle y en la historia de su pasado (fig. 13).

## IV. LA MORFOLOGIA

### 1. Los datos

#### a) LAS SUPERFICIES MORFOLÓGICAS.

Después de recorrer el valle del Louro, pasar por sus dos laderas limitantes y visitar el perfil de las cumbres de estas laderas, se pueden resumir los componentes morfológicos del siguiente modo:

##### 1. Las cotas de las cumbres.

En la derecha del Louro están por encima de los 500 metros. Culminan en el monte Galifeiro, 699 metros. En la izquierda del Louro están por encima de los 300 metros. Culminan en Faro de Budiño, 396 metros.

##### 2. Las planicies arrasadas de altura.

En la derecha del Louro están a 400 metros; ejemplos, San Colmado, Altos de Parada, etc.

En la izquierda son imprecisos y carecen de verdadera significación.

##### 3. Las rasantes laterales.

En la derecha existen dos niveles: uno, más alto, en los 200 metros, aproximadamente, no siempre claro, con variantes en altura y plano en declive; y otro, situado a los 100 metros, muy generalizado, bien desarrollado, en peldaño bien definido identificable en muchos lugares, con ejemplos que se refieren después.

En la izquierda, no siempre bien desarrollados, pero con superficies allanadas que se extienden a lo largo del escarpe.

##### 4. Las rasantes bajas, a 60-50 metros.

En escalón típico, persistente y representativo en las dos vertientes, como se describe después.



5. La rasante de erosión, que forma la base firme, pétrea, de la concavidad del valle, fosilizada y oculta por los sedimentos arcillosos terciarios, y situada por debajo de la cota de los 20 metros.

6. Las superficies de las terrazas fluviales cuaternarias, ya estudiadas.

#### b) LAS RASANTES DE LA LADERA DERECHA.

Las cotas de cumbres (fig. 14).—Estos testigos morfológicos de indiscutible interés no desempeñan papel importante en el aspecto que queremos desarrollar. Se trata de los picos montañosos, más o menos preeminentes, que dada su posición topográfica se desligan, en parte, de los detalles principales que dan carácter al valle. Por eso no insistimos sobre los mismos.

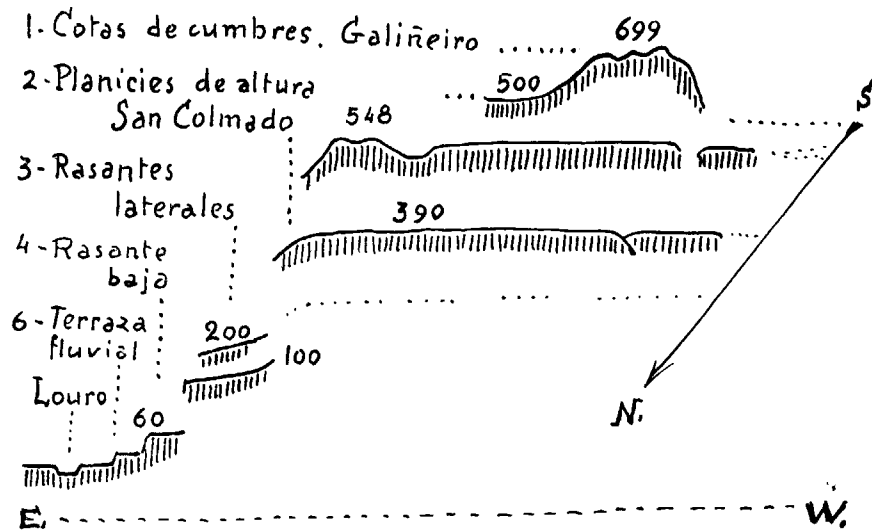


Fig. 14.—Representación convencional de las rasantes morfológicas en la ladera derecha del valle del río Louro.

1. Cotas de cumbres.—2. Planicies de altura.—3. Rasantes laterales.—4. Rasante baja.  
6. Terrazas fluviales.

*La rasante de altura.*—Se puede tomar como modelo el paraje llamado Altos de San Colmado, que se halla a más de 390 metros. Es una plataforma de alta montaña, amplia en todos sentidos, horizontal, recubierta de tierras finas, de linos y de algunos guijarros pequeños dispersos por esta pradera de altura.

Los bordes que la limitan enlazan sin solución de continuidad con los montes circundantes; al N. con el monte Pardelas, al S. con monte Castro

(Virgen de la Nieve) y lomas derivadas a poniente, al SW. con el macizo del monte Galiñeiro y estribaciones. A levante termina en el borde que desciende rápido al valle del Louro y a poniente, en declive, al valle de Zamanes.

Esta plataforma, por la periferia, está mordida por las cabeceras de los arroyos remontantes que afluyen al Romanes y al Louro.

Morfológicamente se trata de una típica planicie elevada arrasada por una erosión continua, de antecedentes muy antiguos (fig. 14, n.º 2).

*Las rasantes intermedias.*—Toda la ladera derecha del valle del Louro, desde el punto de vista de su modelado puede considerarse como un dilatado plano geométrico, en escarpe muy acusado, en algunos puntos próximos a la verticalidad por la presencia de planos de falla (fig. 15).

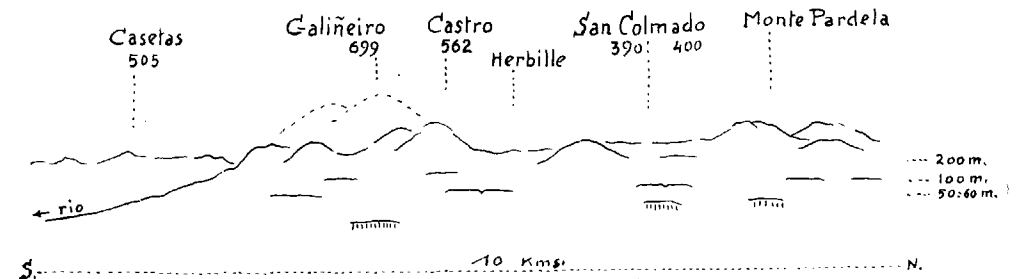


Fig. 15.—Representación esquemática de la vertiente W. de la cuenca del río Louro. El frente del relieve está formado de neis y de granitos afectados de fracturas longitudinales más o menos N. a S., con peldaños y rasantes de superficies de erosión a 50, 60 ó 100 metros. A la izquierda, y al fondo, masa de granitos de superficies peladas y verticales. Entre la masa de neis y el granito de la izquierda, el valle por donde pasa el río San Simón. Panorama tomado desde Eidos.

Observado de frente se distinguen dos mitades: la septentrional, en la que predominan los neis y los esquistos, y la meridional formada, exclusivamente, por granito.

Un hecho principal es el de que en toda la ladera están de manifiesto unos salientes horizontales, de gran superficie y relativo espesor, que avanzan hacia el centro del valle, formando a manera de robusto peldaño. Las superficies horizontales que les dan carácter están a 200 y a 100 metros de altitud (1).

Después, por debajo de estas grandes hombreras, existe otro nivel de rasante superficial, colocado a los 60-50 metros de altura. Es de desarrollo mucho menor y los testigos que le representan se hallan alejados entre sí. Forma escalón a veces situado al pie del anterior, más alto.

Los datos concretos observados directamente son éstos:

(1) Más detalles sobre la morfología de esta ladera pueden verse en Parga Pondal (11).

*Atin-Zeltia*. 1.—Desde las casas de Atin hasta el Louro se puede hacer un corte geológico que, de los 100 metros o poco más en Atin, pasa a los 50-40 metros en los edificios de "Zeltia" y llega a los 20 metros en el Louro, en el puente próximo al Matadero. La roca de base se mantiene fresca o está alterada, en una formación especial, con gravillas de cuarzos pequeños, lechosos, dispersos y escasos. En "Zeltia" la roca está cortada en plano vertical, formando escalón morfológico.

*Torneiros*. 2.—Un corte en este paraje, a partir del Louro y en sentido E. a W. da lo siguiente: en el Louro, margen derecha, 20 metros; más arriba, nuevo nivel con rasante a 50-55 metros, equiparable a la de "Zeltia"; más alta, rasante a 100 metros, y más alta aún, rasante a 200 metros, que se apoya en el fuerte escarpe que enlaza con los Altos de San Colmado.

*Vuelta de Abelenda*. 3.—Andando desde el río hacia la Vuelta de Abelenda, primero se pasa por una plataforma erosiva a 50 metros, limitada, a uno y otro lado, por dos arroyos; después, más en alto, se alcanza la rasante de los 100 metros representada por dos rellanos a cada lado del peldaño de 50 metros. A los 200 metros existe una superficie clara de forma, suavemente ascendente y no horizontal en absoluto.

*Abelenda-Mosende*. 4.—Sector importante. Destaca la superficie de los 100 metros, que es una continuación de la anterior y una prolongación al S. hasta Mosende, más allá del empalme de carreteras. En algunos puntos es algo impreciso y desarticulado.

*Mamaguda*. 5.—En el sector llamado Oya existe la mejor representación de estas rasantes, sobre todo una superficie a 100 metros, muy típica, perfectamente desarrollada.

*Santa Columba y Paredes de Abajo*. 6.—Se distinguen porque destaca de manera principal la rasante de los 100 metros.

*Curujerías*. 7.—En Curujerías, en dirección a Tuy, están: terraza baja en el Louro; rasante a los 40 m.; rasante a los 60 m.; plataforma a los 100 m.; declive ascendente a los 200 m. La rasante a 60 m. es de arcillas sedimentarias terciarias; las rasantes restantes son superficies erosivas sobre granitos.

#### c) LAS RASANTES DE LA LADERA IZQUIERDA.

La ladera izquierda del Louro es otro escarpe vertical que forma diedro con el fondo aplanado del valle. Difiere algo del anterior porque los testigos de plataformas morfológicas, escalonado, no aparecen con tanta regularidad (fig. 16). Ejemplos principales son los siguientes:

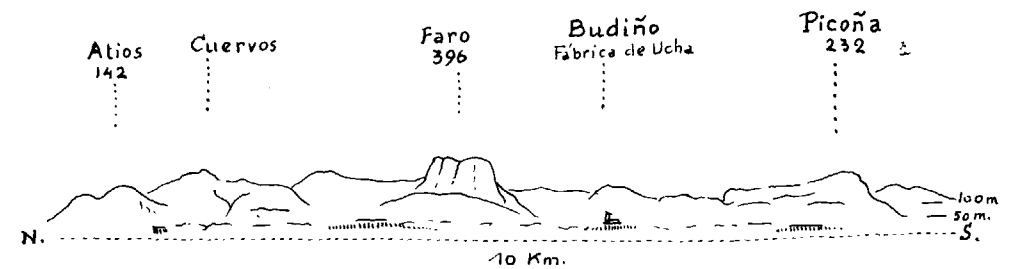


Fig. 16.—Representación esquemática de la vertiente E. de la cuenca del río Louro. Frente del relieve formado exclusivamente de granito, con masas afectadas de fracturas longitudinales, más o menos N. a S., que permiten pasos de cauces fluviales y dan lugar a peldaños de rasantes principales a 50 y a 100 metros. Tomado desde las proximidades de Orbenlle.

*Cans*. 1.—Remontando por el afluente izquierdo del arroyo de Cans, en el trayecto que va paralelo a la carretera de Redondela, al pie de la mole granítica de Adrosa, a los lados del cauce existen plataformas que semejan terrazas, pero que son el testigo de la superficie de los 100 metros. Estas plataformas, dotadas todas de la misma altura, en unos puntos son niveles de arrasamiento sobre granitos y en otros son plataformas parciales de sedimentación. A estas superficies en ningún caso se las ha podido referir a terrazas fluviales.

*Depósito de aguas*. 2.—A espaldas de la conocida Casa de Cobas, donde está edificado un depósito de aguas, existe una rasante a 40-50 metros que no lleva materiales de acarreo por encima. Es un peldaño por fractura en granito que, respecto del cauce del Louro, es simétrico de la rasante reconocida en "Zeltia".

*Monte La Guía*. 4.—Es un testigo en granito arrasado con plataforma a 40-50 metros, también sin arrastres fluviales por encima. Por detrás, al E., se eleva un testigo de nivel a 100 metros o poco más.

*Atios*. 5.—En este sector existe una corrida granítica alargada, bastante uniforme, que guarda cierto paralelismo con el eje del valle y tiene una altura media bastante permanente, que se sostiene en los 100 metros. Por detrás va un fondo de granito, que se eleva bastante y rebasa los 200 metros, y forma el crestón occidental de un cauce de río muy encajado.

A partir de este lugar las arcillas terciarias dan cotas de 40 y 45 metros.

*Aserrería de Marcelino*. 6.—Esta fábrica está edificada sobre un asomo de granito recubierto por breve depósito de arrastres fluviales. Su altura está en los 45-50 metros.

Algo similar a esto ocurre en Casas de Chan.

*Guillarey*. 7.—El perfil geológico de este lugar se identifica con el que se estudia al hablar de las terrazas. Es de señalar que después de la terraza fluvial del Louro, a 20 metros, existe una rasante erosiva que está a 30-35 metros, que no lleva recubrimientos de arrastres y después, otra rasante, desplazada al E., testigo aplanado sobre granito a 100 metros y sin recubrimientos fluviales.

#### d) LA PARTE CENTRAL DEL VALLE.

El valle del río Louro suele llamarse también valle de la Lauriña. Su parte central es bastante compleja.

Por tectónica se sabe que es una zona de un contacto longitudinal entre los granitos y neis de la ladera derecha y los granitos de la ladera izquierda (ya se dijo). Se sabe, además, que es una zona por donde pasa, longitudinalmente, el plano teórico de una gran falla central y los planos secundarios de las fallas satélites de las bases de ambos flancos.

De norte a sur es una franja de hundimiento, una verdadera fosa, en cuenca tectónica diastrófica, con subsuelo oculto constituido por granitos y por neis. Es una cubeta de endorreísmo, de sedimentaciones terciarias dominantes, surcada por la vena principal del río que le da nombre y por los afluentes que le llegan por sus dos lados.

La superficie superior libre, de la parte central, aparece muy irregular, debido principalmente a los efectos erosivos fluviales de una dinámica intensa. Por esta erosión, allí donde los drenajes fueron profundos, desaparecieron las capas terciarias altas y dejaron suelos bajos, pantanosos, los denominados "gándaras"; y donde los drenajes fueron menores, subsistiendo las capas arcillosas superiores, quedaron pequeños montículos parciales, cerros testigos con cotas de 40-45 m.; de 60-65 m., etc.

El río Louro se abrió camino surcando las arcillas terciarias, transportando sus materiales y esculpiendo sobre ellas los escalones de las terrazas cuaternarias.

El río Louro actualmente es muy poco significativo como corriente fluvial; su caudal es de valor geográfico-geológico muy reducido y su lecho, de dimensiones totalmente desproporcionadas a la gran concavidad que ocupa.

Por su morfología, el valle no es coincidente con el trazado del lecho del río. De primera impresión parece como si por su amplia cuenca corrieran, a la vez, paralelamente, otros cauces importantes, anomalías que se explican, en parte, porque la vena principal se halla incrementada por varios afluentes (por la derecha, el Centeanes, Miñoto, Chenlo, etc.; y por la izquierda, el Casanellas, Beceira, etc.).

La grandiosidad del valle que se observa actualmente no está de acuerdo con lo que supone la escasez de los caudales que se acaban de aludir; la desproporción es debida tanto a los determinantes tectónicos, ya referidos,

como a los factores climáticos de otros tiempos, actuando con gran intensidad y durante largos periodos.

El valle, observado desde su interior y referido a sus límites laterales, es bastante regular y geométrico. Referido a sus extremos es muy desigual: al sur termina en espacio muy abierto, en el Miño; y al norte, parte septentrional de Porriño, por el contrario, semeja estar totalmente cerrado, destacando el relieve de Peinador con perfil que llega a los 300 metros.

El Louro, deslizándose por el plano de su cubeta, tiene todas las características de un río en plena madurez, idea que se refuerza al tomar en cuenta los meandros con curvaturas ceñidas, que existen en algunos sectores centrales de su recorrido.

Los afluentes participan de estas mismas características de madurez, sobre todo en los tercios terminales de sus recorridos. Sin embargo, estos mismos afluentes, cuando se les observa en la mitad inicial de las cabeceras, tienen tal inclinación que, en parte, se les puede considerar como cauces juveniles y remontantes. Las curvaturas de equilibrio trazadas sobre laderas graníticas firmes son líneas de perfiles totalmente logradas sin saltos ni entorpecimientos.

El valle del Louro, de cubeta hundida, fondo ancho y aplanado, con horizontalidad y poca pendiente de extremo a extremo, es notable porque se diferencia de una gran mayoría de ríos de Galicia, caracterizados por cauces encajados en V y elevadas laderas confluentes en el fondo.

El río Louro, después de pasado Porriño y Eidos, a partir de San Andrés, se aproxima a la ladera derecha y se aparta de la izquierda; avanza decisivo arrimado a la parte occidental. En relación con esto los afluentes de la derecha descienden con trazados bastante convergentes (Luxas, San Andrés, Centeanes, Miñoto, Chenlo, Simón, etc.), y en cambio los afluentes de la izquierda desembocan en el Louro de maneras geométricas más normales (el Cans, Casanella, Beceira, etc.) obligados por dicho desplazamiento. El Beceira, desde Budiño hasta su final, sigue un recorrido largo E. a W. (mejor a WSW.).

La tendencia del Louro a deslizarse por la parte derecha de su valle debe datar de los últimos tiempos del Terciario o del Cuaternario inicial, puesto que todos los cerros testigos de importancia que hoy podemos observar (Orbenlle, Moura, final del valle) son montículos que han quedado a la izquierda del cauce (fig. 1, núms. 4, 5 y 7).

Esta disposición morfológica general está relacionada con el cabeceo en masa, admitido por Torre Enciso (25) para el bloque pontevedrés, al que le asigna un levantamiento por oriente y un hundimiento por occidente. Esta inclinación directamente relacionada con el origen de las rías bajas, en nuestro caso, es también uno de los causantes de que el río Louro se haya desplazado hacia el W. y de que el río Beceira tenga en su mitad terminal largo recorrido de E. a W.



## 2. La Paleogeología

### a) LAS ETAPAS DEL VALLE Y SUS HUELLAS

El valle del Louro, considerado retrospectivamente, es muy primitivo, tiene antecedentes prepaleozoicos.

En origen es una concavidad tectónica determinada por las posiciones de vecindad de distintas masas corticales de granitos, neis, micacitas, etc.

El valle corresponde a un ámbito sorprendido entre dos grandes volúmenes: uno, a poniente, Sierra de Galiñeiro, etc.; otro, a levante, Sierra del Faro de Budiño. En la zona de contacto de ambos macizos montañosos es donde quedó la estructura que aloja al río Louro.

En sus principios este espacio fue una gran área colmada por estratos antiguos, cuya única representación residual actual, muy modificada, son los neis, micacitas, etc. ya nombradas. Este contenido, con el tiempo, fue desapareciendo por mediación de las acciones erosivas, en particular a lo largo de toda la era paleozoica, y favorecida, además, por fracturas tectónicas y hundimientos.

De la disposición en que se hallarían dichos terrenos se carece de datos precisos. El valle propiamente dicho no existiría aún, pero su perímetro cabe suponer que debió ser una ancha zona continental interior formando un macizo de estructura compleja.

Por eso es posible que las rasantes de erosión de cotas a 200 y a 100 metros (de granitos, neis, etc.) sean los testimonios parciales y remotos de una primera gran superficie continental que ocupaba esta gran cuenca. Estos niveles, en las dos laderas, podrían ser lo que imperfectamente ha quedado de una pasada superficie general, algo superior a los 200 metros actuales, representación del final de una etapa geológica erosiva, final de un periodo de equilibrio de fuerzas actualmente descendida por fractura.

Nuevas acciones de desgastes y nuevas fallas hicieron descender la parte central, hoy concavidad del valle, y dejaron colgadas en los escarpes laterales el testimonio antiguo que hoy observamos (fig. 13).

Después de esto se debió originar un nuevo fondo que ocupó un nivel más bajo, 60-65 metros o poco más, y con él la aparición de una nueva superficie general, de parte a parte del valle, encajada dentro de los testigos de la anterior, más alta (fig. 13).

La nueva superficie, con el tiempo, vino a representar otro gran periodo de equilibrio geológico general, de características, en parte, parangonables con lo sucedido en el periodo anterior, pero de una duración menor y de unas proporciones más modestas.

Este fondo, a 60-65 metros, de testigos visibles y colgados en peldaño,

de edad seguramente mesozoica, estuvo afectado de erosiones persistentes y, al final de un nuevo hundimiento. El sector central descendido quedó por debajo de la cota media de 20 metros, y la superficie desgastada y hundida pasó a ser el substrato firme del valle actual (fig. 13).

Con motivo de este descenso central se produjo una cubeta de recepción que se estuvo rellenando durante el Mioceno, colmándose hasta la cota de los 60-70 metros y enrasando con los testigos laterales de edad mesozoica que quedaron a estas alturas.

Después se entró en el periodo cuaternario, donde en el valle sólo se originaron cambios de detalles arrastrando materiales y modelando las terrazas fluviales.

### b) LA EPIROGENIA Y LAS FRACTURAS

Las rasantes geológico-morfológicas de Galicia constituyen un problema amplio que está pendiente de solución y de síntesis. Los geólogos que se han ocupado del país advierten que no es posible obtener consecuencias generales, debido a que el llamado escudo galaico está constituido por varios grandes bloques que se han movido con independencia unos de otros, y esto impide coordinar con seguridad los datos que se poseen.

Limitándonos al territorio del Louro, y fundándonos en lo que se sabe de las huellas erosivas y de las fallas, se puede sentar, como afirmación general, que esta comarca ha estado sometida a una epigenia positiva, y repetida, desde tiempos muy antiguos, no exenta de ciertas oscilaciones negativas, poco significativas para la masa total, aunque importantes para el valle.

Prescindiendo de datos remotos, más o menos hipotéticos, debe tomarse como punto de partida lo que pudieran representar las acciones de la orogenia caledoniana, en el sentido de primeras elevaciones en bloque y de rejuvenecimiento del relieve del país. Es posible que las fallas, con labios altos en las rasantes a los 200 y 100 metros, estén relacionadas igualmente con las mismas y sean de edad inmediatamente posterior a las relajaciones de los últimos empujes caledonianos.

Algo similar pudo ocurrir con la orogenia herciniana.

Después la orogenia alpina, de fase pirenaica, reforzaría de nuevo el relieve elevándole más y rejuveneciendo la erosión, hasta que pasado el Paleozoico se produciría el hundimiento de la cubeta del Louro por debajo de los 20 metros y dejando en alto la rasante de los 60-65 metros.

El paso del Paleógeno al Neógeno señala una etapa diferente a las anteriores. En todas las precedentes predominaron las acciones erosivas sobre las sedimentarias; pero en ésta, en el Neógeno, por el contrario, sobre la superficie erosionada del Paleógeno hundido vinieron a posarse las estratificaciones horizontales del Mioceno, es decir, se pasó a un predominio de formaciones sedimentarias.

Un cambio tan importante puede ser achacado a dos causas diferentes: a una simple variación en las condiciones climáticas, con recrudescimientos de desgastes en las laderas del valle seguido de los subsiguientes depósitos; o pueden ser debidos a un descenso en vertical de la cuenca en forma de fosa, favoreciendo así la retención y estancamiento de los arrastres.

La explicación primera es demasiado simplista; la segunda parece más en consonancia con lo que ha ocurrido. Así lo indican los labios de fallas en rocas graníticas y néisicas que se hallan colgados a 60 y 65 metros; la estructura tectónica de la cubeta del Louro con un firme oculto por debajo del suelo actual; por las laderas verticales en gradería.

Pasado el Mioceno (entre el Plioceno y el Cuaternario antiguo) una nueva epigénesis positiva, debida a repercusiones de una fase nealpídica, levantaría sucesivamente todo el valle y, en consecuencia, determinaría el drenaje general y el consiguiente rebaje erosivo de la cubeta del Louro.

Entonces comenzaría a rebajarse el trazado principal de las corrientes de los ríos y arroyos actuales y a perfilarse las primeras características del Cuaternario actual.

### c) LA EPIROGÉNESIS DEL TERCIARIO Y CUATERNARIO

Todos los autores que se han ocupado de la geología de Galicia admiten la existencia de movimientos epirogénicos en los diferentes bloques en que está dividido el país (11) (25). Todos admiten igualmente que las rías han sido originadas por descensos en vertical que han facilitado la entrada de las aguas del mar en valles litorales preexistentes. El problema general puede verse recapitulado, con aportaciones propias, en un estudio de Torre Enciso, dedicado al tema (25).

Sobre estos fenómenos existe unanimidad en todos los autores, aceptando que las rías se han producido por hundimientos de los bloques corticales, pero no sucede lo mismo cuando se trata de fijar la edad o el momento en que se produjeron los descensos. Para unos el hundimiento del suelo se produjo en el Plioceno y Cuaternario (Schurtz, Echen, H. Pacheco, etc.); para otros en el Cuaternario antiguo, postgrimaldiente, etc. (Solé Sabarís, autores portugueses, etc.); para otros se produjo en el Paleoceno (Parga Pondal, Torre Enciso, etc.).

Este último autor es el que afina más en sus apreciaciones (25) y dice que el hundimiento debió tener lugar en el Paleoceno, con la subsiguiente inundación de los ámbitos de las rías, puesto que en el Plioceno tuvo lugar un alzamiento, a consecuencia del cual se produjeron los encajonamientos que presentan los ríos gallegos, especialmente en la primera mitad de sus recorridos y en sus cabeceras. Las terrazas fluviales, etc., las relaciona directamente con las oscilaciones del nivel marino (movimientos eustáticos).

Por nuestra parte creemos que el hundimiento principal del bloque del

Louro debió producirse al final del Oligoceno, junto con todo el escudo pontevedrés, del que derivaron las rías bajas gallegas. Al descender el bloque del Louro descendió simultáneamente el espacio por donde discurre el Miño, bajando el nivel de base de la sólida cuenca del Louro. Entonces los arrastres de este río ya no tuvieron salida fácil al exterior (al Miño) y entraron en una fase endorreica. Por efectos del hundimiento el fondo firme del valle del río Louro quedó muy bajo y las aguas, estancándose, retuvieron sus transportes y determinaron una estratificación tranquila de arenas y de arcillas de Mioceno medio y superior; un clima cálido y húmedo permitió que prosperara una vegetación forestal patente por los fósiles.

Los comienzos de la edad de estas sedimentaciones de relleno los consideramos contemporáneos de los momentos que las aguas del mar invadieron los valles que están formando las rías de Pontevedra. La cuenca del Louro, alejada relativamente del litoral, no pudo ser invadida por el mar, y al quedar su fondo a un nivel bajo pudo iniciarse un periodo de sedimentaciones de relleno que duró hasta los finales del Mioceno.

Con el Plioceno —Torre Enciso (25), etc.— se reanudó una nueva etapa de alzamiento, con lo que, al mismo tiempo que empezaron a encajarse las cabeceras de los ríos gallegos de este sector, en la cuenca del Louro se iniciaron los trazados de las corrientes fluviales de su valle y un desagüe natural al Miño, con evacuación de terrenos del recinto cerrado. El fenómeno se enlazó en continuidad con los tiempos cuaternarios, y así lo corroboran la interpretación que se hace de los testigos de playas levantadas en los bordes litorales de este bloque galaico, estudiadas por Teixeira (23 y 24), Azcona, Parga y Enciso (11), (25) y Nonn (14 y 15).

En la cuenca del Louro ocurrieron acontecimientos que son parangonables, relativamente, a los del Duero y Tajo en la Meseta. En estos grandes ríos peninsulares las sedimentaciones en cuencas cerradas se mantuvieron hasta finales del Plioceno, o poco más, y, entre el final del Plioceno y el Villafranquiense, pasaron de la facies formativa endorreica a la facies erosiva exorreica, lo mismo que sucedió en el Louro.

En cuanto a los acontecimientos que presidieron las formaciones de las terrazas fluviales guardan relación directa con la climatología de la época glacial e interglacial y con los movimientos eustáticos, según la manera de ver de Torre Enciso (25).

### 3. El Miño como "ría baja"

Dada la íntima relación que existe entre el Louro y el Miño, con subordinación de aquél a éste, y dado, además, la generalidad de muchos fenómenos geológicos de la comarca que estudiamos, creemos oportuno hacer al-

gunas indicaciones sobre ciertas características que se aprecian en el tercio terminal del Miño.

Para nosotros la parte final de este río debe considerarse, a todos los efectos, como un ámbito de absoluta similitud al que presentan las demás rías bajas gallegas, y pensamos que forma parte, como una unidad más, del sistema de rías de Pontevedra, ocupando la posición más meridional.

El Miño, desde el punto de vista de la morfología geográfica, no parece una ría, sobre todo si se le examina en las delineaciones de los mapas corrientes, en los que queda totalmente desdibujada su significación. Pero si se atiende al sector de la desembocadura, examinándole desde un punto de vista geológico-estructural, entonces las apreciaciones cambian y se le puede incorporar al grupo de las rías bajas, aunque, naturalmente, teniendo en cuenta las diferencias que le separan y los factores que le enmascaran.

Nuestro punto de vista se razona de la siguiente manera:

El tramo último del Miño, desde antes del Louro hasta el mar, es un ancho valle que tiene la misma disposición cardinal del conjunto de las rías bajas; tiene trazado NE. a SW. igual y, naturalmente, paralelo a las rías de Vigo, Pontevedra, etc.

En segundo lugar, tanto la desembocadura directa en el mar como el sector de cuenca terminal, ambos son de dimensiones dilatadas: la desembocadura es mucho más ancha de lo que aparenta en los mapas. Considerada estructuralmente abarca todo el espacio que va desde el escarpe sur del Monte Santa Tecla (ladera derecha) hasta los granitos del escarpe septentrional de Moledo (ladera izquierda), en Portugal. Es un espacio que rebasa cumplidamente los tres kilómetros, puesto que no deben tomarse en cuenta los terrenos bajos, de playas y terrazas, que se apoyan en la base de los granitos de Moledo, que forman una gran explanada hasta Ponta do Cabadelo y estrechan la salida del río.

Esta desembocadura, contacto de un valle con el litoral, todavía puede considerarse de mayor anchura si se tiene en cuenta que, al aparecer, el Miño, en algún tiempo también ha salido al mar, por la depresión geológica comprendida entre el Torroso y Santa Tecla (véase Teixeira, 1949), espacio con una amplitud superior a un kilómetro.

El valle, o cuenca, en sí, también es muy ancho y de un aspecto diferente a la morfología de los valles normales más frecuentes. Remontando, se comprueba que dentro de la amplitud dominante existen espacios muy dilatados equiparables a los que tienen las rías bajas. Es el caso del anchurón, entre San Lorenzo de Salcidos y Caminha, de más de cuatro kilómetros, al que se le suma en Salcida la dilatación hacia el N., hacia Parada y Eidos; y en Caminha el gran seno de tierras bajas a E. y NE., por donde discurre el afluente de este nombre.

Agua más arriba, al oeste de Vilanova de Cerveira, el Miño surca por

un espacio con anchura superior a cuatro kilómetros y suelo de tierras de aluvión sumamente bajas (Fontella, Couto, Centinela, Tollo, etc.) enlazando con San Pedro de Forcadela hasta las proximidades del Louro.

El Miño, en la distancia que media entre la desembocadura del Louro y la llegada al mar, en un recorrido de más de 30 kilómetros, va siempre por debajo de los 20 metros, tanto en su propio lecho como en los bordes laterales del mismo. Esta longitud, tan larga y tan baja a la vez, hace pensar que nos hallamos ante un valle de características muy próximas a las que tuvieron los valles de las rías, por lo que también el Miño pudo haber sido invadido.

Así, la concavidad alargada y amplia de su valle; las laderas altas, firmes y separadas; el fondo plano y de nivel muy bajo; todo, en fin, son caracteres estructurales y morfológicos que unen al Miño a la constitución y fisonomía de las rías bajas gallegas. Por esta razón se podría decir que el sector terminal del Miño es una superficie de "ría frustrada", de espacio geológico igual al de las rías verdaderas, pero en el que no se halla presente el mar.

El porqué de la falta de este componente decisivo nos es desconocido. Quizá el motivo principal esté en que este sector del Miño no se hundió lo suficiente para poder ser invadido; quizá fue debido a que todo el bloque de terrenos portugueses, contiguos al Miño, fue más estable que el resto del occidente galaico.

Unido a esto cabe pensar que las invasiones oceánicas fueron contrarrestadas en parte por los acarrees de los ríos: por un lado, el Miño con su largo recorrido continental; por otro, los afluentes Caminhos y Tamujo, también largos, y de abundantes transportes, rellenando sus valles y oponiéndose a la entrada del mar; y por otro, en fin, las aportaciones del Sil, de excepcional importancia.

El tramo final del Miño es de conformación similar a la de las rías; pero, aun siendo identificable con ellas, no llegó a ser ría auténtica por una falta de hundimiento suficiente y por una superabundancia de acarrees en la desembocadura.

La imagen gráfica de nuestra interpretación morfológica se puede corroborar observando las hojas números 298, 299 y 261 del Mapa del Instituto Geológico y Minero de España a escala 1:50.000. En ellas toda la superficie pintada en gris, que corresponde al Cuaternario, abarca el fondo del valle y da un contorno alargado de bordes sinuosos cuyo conjunto recuerda lo que representa el mar en las rías. Y por su parte los campos limitantes, situados a uno y otro lado de la mancha (granitos pintados en rojo y rosa, relieve alto y firme) son masas parangonables con las laderas altas y escarpadas de las rías llamadas bajas situadas al N. (Vigo, Pontevedra, etc.).

En resumen, los hechos que concurren en el tercio inferior del Miño demuestran que no existe ninguna dificultad para incorporar el final de este



río en el sistema de las rías bajas del occidente gallego y que un estudio más a fondo de la cuestión puede confirmarlo en absoluto.

#### 4. Conclusiones

Del estudio precedente deducimos como conclusiones más importantes las que siguen:

- A) *Estratigrafía.*
  - a) Ratificación y cierto detallismo del Mioceno superior.
  - b) Especificación del Cuaternario de terrazas fluviales.
- B) *Tectónica.*
  - a) Ratificación del antecliso relacionado con el núcleo de la Sier Galíneiro.
  - b) Ratificación y especificación de los sistemas de fallas.
- C) *Orogenia y epigénia.*
  - a) Ratificación de las repercusiones de las orogenias sobre la comarca del Louro.
  - b) Epigénesis positivas y negativas.
  - c) Movilidad de las fallas y hundimientos dando la fosa del Louro.
- D) *Morfología.*
  - a) El valle del Louro como producto de la estructura tectónica de la erosión.
  - b) El valle del Louro endorreico durante el Mioceno superior y exorreico durante el Cuaternario.
- E) *El Louro y las rías bajas.*
  - a) Hundimiento de la comarca del Louro al final del Paleógeno sincrónicamente al origen de las rías bajas donde el mar invadió valles litorales.
  - b) Levantamiento de la comarca del Louro a partir del Plioceno, originándose en el valle las terrazas fluviales y en el litoral las terrazas levantadas.
  - c) Incorporación de la parte terminal del Miño al sistema de las rías bajas gallegas por coincidencia de características estructurales y morfológicas.

#### BIBLIOGRAFIA

- 0. BERTHOIS. (Véase el núm. 27.)
- 1. CAILLEUX, A., et TRICART, Y.: *Geomorphologie des régions des Plateformes. Les massifs anciens.*—Cent. de Doc. Universitaire. París, 1957.
- 2. CARLÉ, W.—*Las rías bajas gallegas.*—Trad. de J. Gómez de Llarena. Estudios Geográficos, núm. 35. Madrid, 1949.
- 3. CARLÉ, W.—*Resultado de las investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia.*—Trad. de J. M.<sup>a</sup> Ríos. Publicación extr. sobre Geol. de España, t. V. Madrid, 1950.
- 4. CARRINGTON DA COSTA, J.: *A tectónica de Portugal no quadro da orogenia hispânica.*—Las Ciencias, a. X., núm. 2. Madrid, 1945.
- 5. CARRINGTON DA COSTA, J.—*Los movimientos caledónicos y preliminares hercínicos de la Península Ibérica.*—Trad. de Bermudo Meléndez. Pub. extr. sobre Geol. de España, t. VII, núm. 2. Instituto "Lucas Mallada". C. S. I. C. Madrid, 1953.
- 6. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: *Les mouvements et dépôts sur les côtes d'Espagne pendant le Pliocène et Pleistocène.*—Deux. Rapp. Com. Terr. Plioc. et Pleist. de la U. G. I. (Congrès de Cambridge, 1928). Florence, 1930.
- 7. HERNÁNDEZ PACHECO, E.—*Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos.*—Asoc. Esp. Prog. de las Cienc. Congr. de Lisboa. Sec. IV, Cien. Nat. Madrid, 1932.
- 8. HERNÁNDEZ PACHECO, F.: *Geomorfología de la cuenca media del Sil.*—Mem. R. Acad. de Ciencias Ex., Fís. y Nat., t. XIII, Madrid, 1949.
- 9. HERNÁNDEZ PACHECO, F.: *Probable orla mesozoica-terciaria submarina en el NW. de la Península Hispánica.*—Bol. R. Soc. Esp. Historia Nat. (G), 61. Madrid, 1963.
- 10. HOYOS DE CASTRO, A.: *Petrografía. Una introducción al estudio geológico de las rocas.* Granada, 1947.

11. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I.; MARTÍN CARDOSO, y TORRE ENCISO, E.: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 2 Tuy*.—Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1953.
12. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E. *Memoria explicativa de la Hoja núm. 260, Oya*.—Mapa Geol. España, escala 1:50.000, Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1954
13. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E. *Memoria explicativa de la Hoja núm. 298, La Guardia*.—Ma Geológico de España, escala 1:50.000, Inst. Geol. y Min. España. Madrid, 1956.
- 13 bis. MEDUS. (Véase el núm. 16.)
14. NONN, H.: *Contribución al estudio de las playas antiguas de Galicia (España)*.—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, número 50, Trab. del Laboratorio de Lage, núm. 8. Madrid, 195
15. NONN, H.: *Los sedimentos antiguos de la ría de Arosa; algunas conclusiones geomorfológicas*.—Not. y Com. del Inst. Geol. y Mine de España, núm. 74. Madrid, 1964.
16. NONN, H., y MEDUS, J.: *Primeros resultados geomorfológicos y linológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia)*.—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, número 71, Trab. del Laboratorio de Geol. de Lage, núm. 15. Madrid, 1963.
17. PARGA PONDAL, I.: *Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos*.—Ann. Fac. Cien. de Oporto. Reseñ. Cient. R. Soc. Española Hist. Nat., núm. 10. Madrid, 1935.
18. PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E.: *Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos gallegos y su historia geológica-tectónica*.—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España número 32, Trab. Lab. de Geol. de Lage, núm. 1. Madrid, 195
19. PARGA PONDAL, I.: *El relieve geográfico y la erosión diferencial de los granitos en Galicia*.—Trab. del Lab. de Geología de Lage, número 6, libro "Homaxe a Ramón Otero Pedrayo", 1958.
20. PARGA PONDAL, I.: *Rocas y minerales de interés económico del macizo galaico*.—Trab. del Lab. de Geol. de Lage, núm. 14. Información Comercial Española, págs. 99-104. Madrid, 1963.
- 20 bis. PARGA PONDAL, I. (Véanse los números 11, 12 y 13.)
21. SCHEN, E.: *Die rias von Galicien Ihr Werden und Vergehen*.—Habilitationsschrift. Universität. Leipzig, 1913.
22. SOLÉ SABARÍS, L.: *España. Geografía física*, t. I de la "Geografía de España y Portugal", por M. de Terán. Montaner y Simón, S. A. Barcelona, 1952.

23. TEIXEIRA, C.: *Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du NW. de la Péninsule Iberique*.—Bol. Museu et Lab. de Min. y Geol. de Fae da Cien. da Lisboa, núm. 17. Lisboa, 1949.
24. TEIXEIRA, C.: *Os terraços da parte portuguesa do rio Minho*.—Com. do Serv. Geol. de Portugal. Lisboa, 1952.
25. TORRE ENCISO, E.: *Estado actual del conocimiento de las rías gallegas*.—Trab. del Lab. de Geol. de Lage, núm. 7, Libro "Homaxe a Ramón Otero Pedrayo". 1958.
- 25 bis. TORRE ENCISO, E. (Véanse los números 11, 12, 13 y 18.)
26. VIDAL BOX, C.: *Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño*.—Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XXXIX. Madrid, 1941.
27. ZBYSZEWSKI, G., et BERTHOIS, L.: *Une curieuse formation silicene dans le Miocène du Barranco do Forno de Cal (Aljustrel)*.—Dir. Ger. de Minas e Ser. Geol. Lisboa, 1958.
28. ZBYSZEWSKI, G.: *Le niveau quaternaire marin de 5-8 metres au Portugal*.—Bol. Soc. Geol. de Portugal, t. VIII. Porto, 1949.